

بررسی چینه‌نگاری سنگی، ویژگی‌های ریزرخساره‌ای و فرآیندهای دیاژنزی سازند آسماری (رخنمون سرتنگ) در غرب پهنه لرستان، شمال شرق ایلام

سیدحیدر رحمانی‌زاده^۱، محسن آل‌علی^{۲*}، داود جهانی^۳ و نادر کهنسال قدیموند^۴

۱- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، تهران، ایران

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

نویسنده مسئول: *aleali.mohsen@gmail.com

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۱/۶/۱۳

دریافت: ۱۴۰۱/۳/۱۹

چکیده

در این پژوهش، با تکیه بر مطالعات پتروگرافی ۲۰۰ مقطع نازک، مشاهدات صحرایی، تغییرات ضخامتی لایه‌های تشکیل دهنده، رنگ، جنس لایه‌ها و اندازه رسوبات، ۵ واحد سنگی (واحد ۱ مشترک بین سازند پابده و آسماری) و ۱۳ ریزرخساره رسوبی در برش سطح‌الارضی سرتنگ در سازند آسماری تشخیص داده شده است. بر اساس مطالعات زیست‌چینه‌نگاری، سن سازند آسماری الیگوسن-میوسن می‌باشد. تغییر تدریجی رخساره‌ها، نبود نهشته‌های توریدایتی و کمر بند ریفی، حکایت از نهشته شدن سازند آسماری در یک سکوی کربناته کم ژرفا به صورت تک شب (هموکلینال) دارد. نتایج حاصل از مطالعه سازند آسماری بیانگر این است که در بخش‌های پایینی، بافت اغلب سنگ‌ها از نوع سنگ‌آهک‌های وکستونی و پکستونی می‌باشد. در بخش‌های میانی، سنگ‌آهک‌های با بافت گرینستون، باندستون و فلوئتستون-رودستون حاوی مرجان و جلبک‌ها مشاهده می‌شوند. سنگ‌آهک‌های با بافت گرینستون، عمدتاً در بخش بالایی سازند آسماری گسترش دارند. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی حاکم بر سازند مورد مطالعه، آشفستگی زیستی، میکرایتی شدن، سیمانی شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی، انحلال، نوشکلی و دولومیتی شدن می‌باشد. به طور کلی، رسوبات تشکیل‌دهنده سازند آسماری در توالی مورد مطالعه، طیف گسترده‌ای از فرآیندهای دیاژنزی مربوط به محیط‌های مختلف (دریایی، متئوریک و تدفینی) را تجربه کرده است. تخلخل‌های مشاهده شده عمدتاً از نوع درون دانه‌ای، بین دانه‌ای، قالبی، حفره‌ای و تخلخل‌های حاصل از شکستگی می‌باشد. براساس اندازه و شکل بلورها، مرزهای بلوری و نحوه تشکیل، دو نوع دولومیت (دولومیکرواسپارایت و لوزی شکل) در سازند آسماری شناسایی شد.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، الیگومیوسن، ریزرخساره، دیاژنز، پهنه لرستان

۱- پیشگفتار

برش نمونه ترسیم نمود. جیمز و واین (۱۹۶۵) با بررسی و مطالعه گزارش‌های گذشته برای نخستین بار فرهنگ کامل چینه‌شناسی سازندهای زاگرس را ارائه کردند و سازند آسماری را به دو بخش ماسه‌سنگی اهواز و رسوبات تبخیری کلهر (در ناحیه لرستان) تقسیم نمودند. در ادامه مطالعات قبلی، آدامز و بورژوا (۱۹۶۷) به طور ویژه بایواستراتیگرافی سازند آسماری را بر مبنای فرامینفرهای بنتیک، در نواحی لرستان و خوزستان مورد بررسی قرار دادند. در سال‌های اخیر مطالعات گسترده‌ای در زمینه‌های مختلف اعم از سنگ‌شناسی و رسوب‌شناسی، بایواستراتیگرافی، چینه‌شناسی سکانسی، دیاژنز و ایزوتوپ استرانسیوم بر روی نهشته‌های این سازند صورت گرفته

کمر بند کوهستانی زاگرس که بخشی از سیستم کوهزایی آلپ-همالیای می‌باشد، از مرزهای شمال غربی ایران شروع و با گسترش به سمت جنوب شرق تا تنگه هرمز ادامه می‌یابد. این کوهستان در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی واقع شده و به خاطر دارا بودن ذخایر هیدروکربنی عظیم و فعالیت‌های تکتونیکی جوان، معروف شده است (فرضی-پور-استین، ۲۰۰۹). (شکل ۱). از زمانی که سازند آسماری توسط باسک و مایو (۱۹۱۸) نام‌گذاری و توسط ریچارسون برش نمونه آن تعیین گردید، تاکنون افراد متعددی، از جنبه‌های مختلف آن را مورد بررسی قرار داده‌اند. توماس (۱۹۴۸)، ستون چینه‌شناسی سازند آسماری را در محل

صورت هم‌شیب و تدریجی بر روی مارن‌ها و شیل‌های سازند پابده قرار دارد و مرز بالایی آن با سازند گچساران نیز هم‌شیب می‌باشد. برداشت نمونه‌ها با توجه به مشخصات سنگ‌شناسی و تغییرات لایه‌بندی با فواصل ۱ تا ۲ متری و به صورت سیستماتیک صورت پذیرفته است و پس از تهیه مقاطع نازک با میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. رخنمون سرتنگ در ۴۰ کیلومتری شمال‌شرقی شهرستان ایلام، در جنوب تاق‌دیس گرمی، با مختصات طول $33^{\circ}39'18''$ جغرافیایی و عرض $54''$ ، $40'$ ، 46° جغرافیایی قرار دارد (شکل ۲). تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی با استفاده از روش فلوگل (۲۰۱۰) و نام‌گذاری سنگ‌های کربناتی بر اساس روش (دانهام، ۱۹۶۵ و امبری و کلوان، ۱۹۷۱) انجام شده است.

۳- بحث و بررسی

۳-۱- سنگ‌چینه‌نگاری سازند آسماری در رخنمون سرتنگ

این رخنمون با ضخامت ۲۳۷ متر در یال غربی تاق‌دیس گرمی، در مجاورت روستای سرتنگ و در مسیر جاده ایلام به لومار انتخاب شده است. در این برش سازند آسماری بر روی سازند پابده به صورت هم‌شیب و تدریجی متشکل از تناوب توالی‌های آهکی نازک لایه با مارن قرار گرفته است (شکل ۳).

واحد ۱: این واحد دارای ۳۱ متر ضخامت بوده که از ۱۹ متر مارن و شیل با میان لایه‌های آهکی مربوط به سازند پابده و ۱۲ متر سنگ‌آهک‌های نازک لایه با میان لایه‌های مارنی مربوط به سازند آسماری تشکیل شده است.

واحد ۲: این واحد ۱۰ متر ضخامت داشته و حاوی سنگ آهک‌های متوسط لایه به رنگ خاکستری تیره متشکل از لپیدوسیکلینیده، اپرکولینا، خرده‌های اکیئوئید و فرامینیفرهای پلانکتونیک می‌باشد.

واحد ۳: سنگ‌آهک ضخیم لایه و توده‌ای به رنگ کرم، خاکستری روشن و گاه‌آ زرد حاوی نومولیتیده، لپیدوسیکلینیده، خرده‌های اکیئوئید، جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ و قطعات مرجانی به ضخامت ۱۰۴ متر این واحد را تشکیل می‌دهد.

واحد ۴: سنگ‌آهک متوسط لایه تا ضخیم لایه به ضخامت ۷۹ متر این واحد را تشکیل می‌دهد که عمدتاً حاوی فرامینیفرهای بنتیک منفذدار و بدون منفذ (میلیولید،

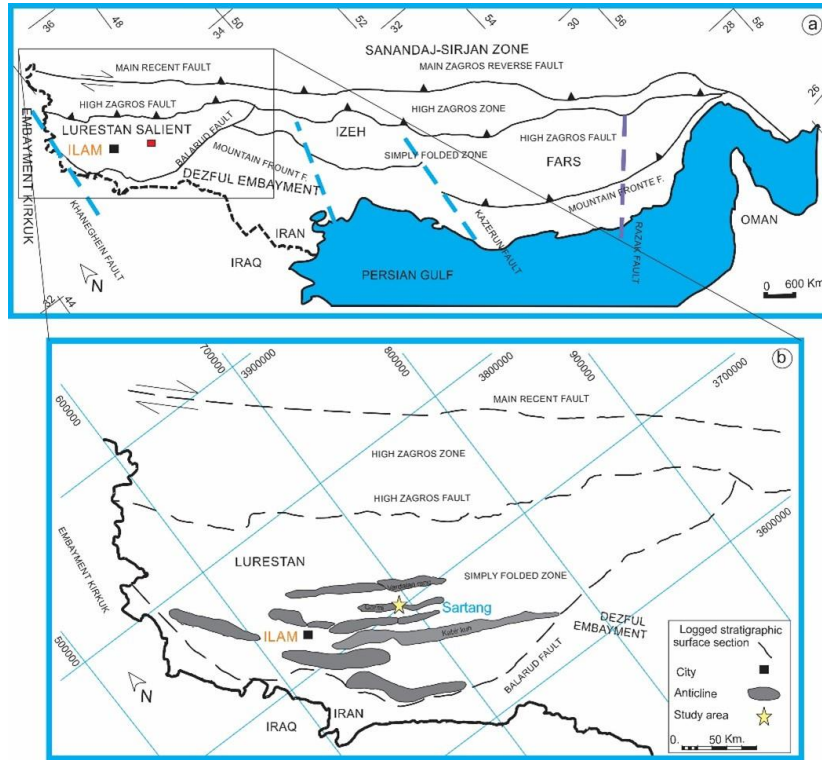
است که از جمله آن‌ها می‌توان به (وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۰۶؛ رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹؛ اورجانی و همکاران، ۲۰۱۵؛ شب‌افروز و همکاران، ۲۰۱۵b؛ طاهری و همکاران، ۲۰۱۷؛ روزپیکر و همکاران، ۲۰۱۹ و قرچه‌لو و همکاران، ۲۰۲۰) اشاره کرد. محیط‌های رسوبی با سطوح انرژی هیدرولیکی متفاوت، می‌توانند رخساره‌های رسوبی با خصوصیات فیزیکی مختلفی را ایجاد کنند که فرآیندهایی دیاژنتیکی را کنترل کنند. سطح انرژی در واقع کنترل کننده بافت و تغییرات دیاژنتیکی بعدی است (قرچه‌لو و همکاران، ۲۰۲۰). برخلاف سنگ‌های تخریبی که در آن‌ها بافت اولیه سنگ در ایجاد تخلخل اهمیت دارد، در سنگ‌های کربناته، دیاژنز در ایجاد یا از بین بردن تخلخل نقش عمده‌ای ایفا می‌کند (مور، ۲۰۰۱). فرآیندهای دیاژنتیکی به طور مداوم فعال هستند زیرا محیط از نظر دما، فشار و شرایط شیمیایی در طی مراحل رسوب‌گذاری، تدفین و چرخه بالآمدگی حوضه تغییر می‌کند (بورلی، ۲۰۰۳). در این پژوهش، به بررسی و مطالعه محیط رسوبی، ریزرخساره‌ها و فرآیندهای دیاژنتزی غالب موجود در سازند آسماری در برش سطح‌الارضی سرتنگ پرداخته می‌شود. تخلخل روزنه‌ای در مادستون‌های دولومیتی شده بعنوان مکمل تخلخل حفره‌ای و تخلخل حاصل از شکستگی نقش بسیار خوبی در کیفیت مخزنی سازند آسماری در برش سرتنگ دارد همچنین در سنگ‌های کربناته، نوع تخلخل که متأثر از بافت سنگ و دیاژنز است، بر نفوذپذیری سنگ، تأثیر مستقیم دارد. از آنجا که سازند آسماری یکی از مهمترین مخازن شکاف‌دار دنیا است، آگاهی از تأثیر فرآیندهای رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری بر خواص مخزنی امری لازم و قابل اهمیت است لذا یکی از اهداف مهم این تحقیق شناخت عملکرد فرآیندهای دیاژنتیکی در سنگ‌های کربناتی و تفسیر تاریخچه دیاژنتیکی آن‌هاست.

۲- روش کار و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

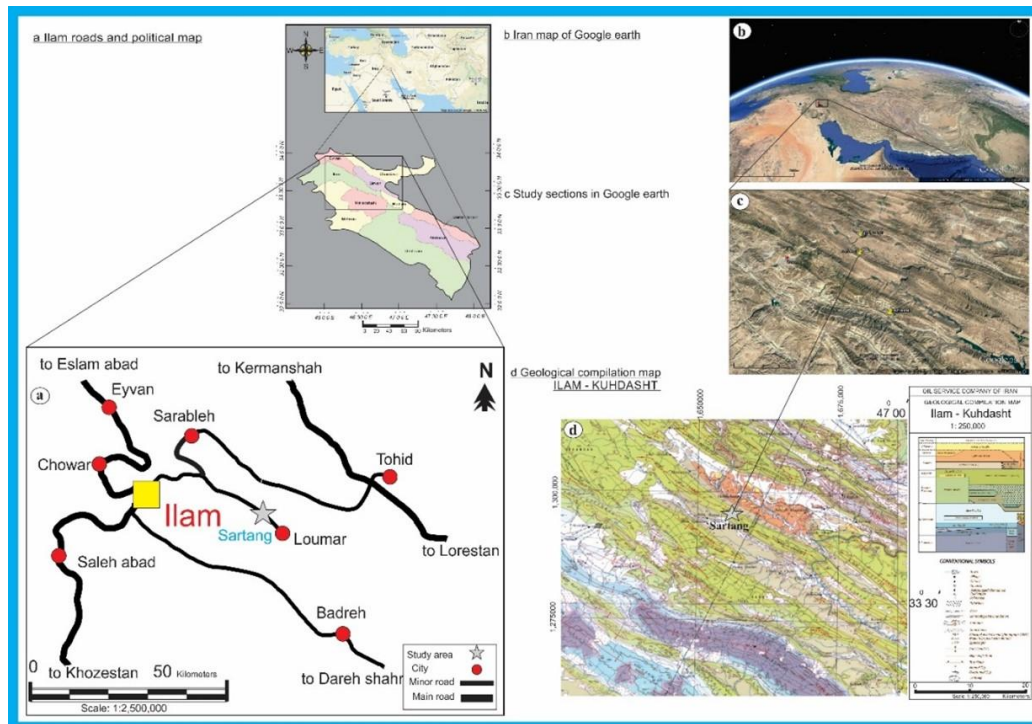
در این پژوهش، پس از بازدید صحرایی از منطقه مورد مطالعه، برش سطح‌الارضی سرتنگ از سازند آسماری، به منظور شناسایی ریزرخساره‌های موجود، ارائه مدل محیط رسوبی و همچنین مطالعه فرآیندهای مختلف دیاژنتیکی انتخاب شد. ضخامت برش مورد مطالعه، ۲۳۷ متر و توسط ژاکوپ استاف اندازه‌گیری شده است. سازند آسماری به

بدون منفذ، جلبک‌های قرمز، دوکفه‌ای‌ها و بایوکلاست
تشکیل شده است و همچنین یک لایه ۰/۵ متری از آئید
(Sr- 243.5 m) نیز وجود دارد.

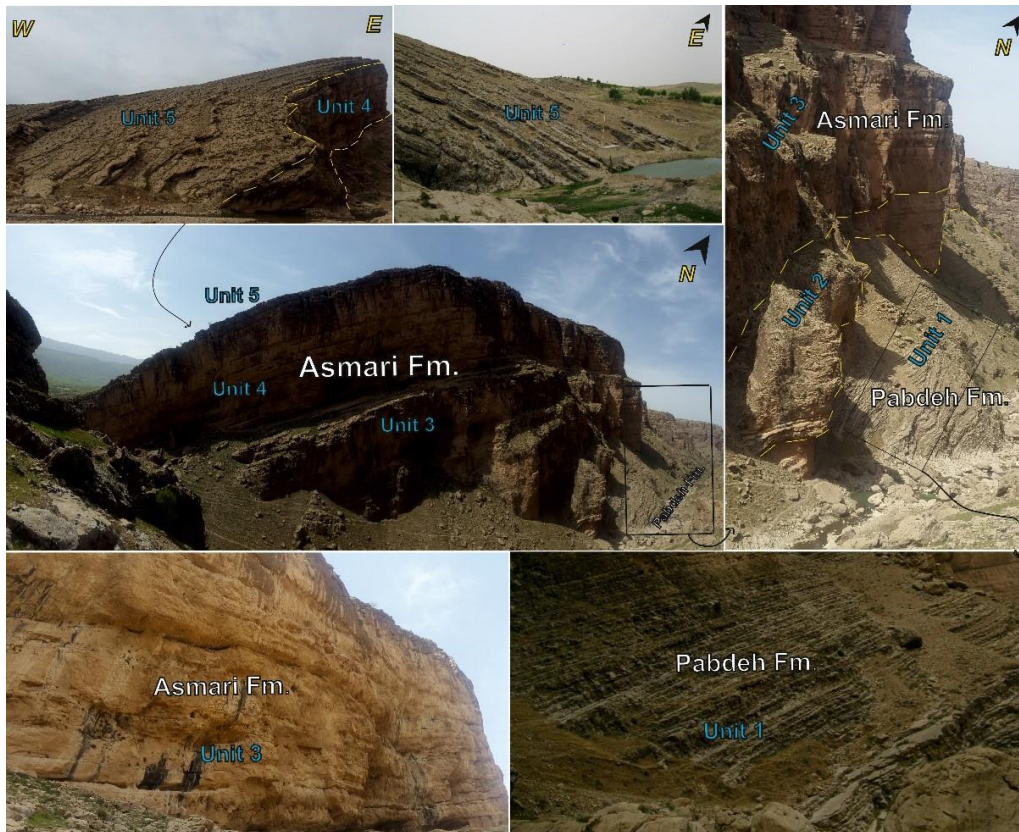
آمفیستزینا)، خرده‌های اکیئوئید، جلبک‌های قرمز، قطعات
مرجانی و بایوکلاست می‌باشد.
واحد ۵: این واحد ۳۲ متر ضخامت داشته و از سنگ
آهک‌های نازک و متوسط لایه، حاوی فرامینیفرهای بنتیک



شکل ۱. موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، (a) تقسیمات ساختمانی حوضه زاگرس و (b) تقسیمات ساختمانی زاگرس (فرضی پور-استین، ۲۰۰۹).



شکل ۲. نقشه راه‌های دسترسی به برش سرتنگ. اقتباس از (Iran Map, b,c) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر گرفته از (Google Earth) و (d) نقشه زمین‌شناسی برش مورد مطالعه. اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ایلام- کوهدهشت 1:250000 (پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور).



شکل ۳. تصاویر سطح‌الارضی برش سرتنگ

۳-۲- تحلیل ریزرخساره‌ها

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی نظیر بافت، عناصر اسکلتی و غیراسکلتی، تعداد ۱۳ ریزرخساره رسوبی در توالی این سازند تشخیص داده شد که در بخش‌های دریای باز، سد و لاگون رسوب‌گذاری کرده‌اند. ریزرخساره‌ها در این پژوهش با پیش شماره (Mf 1 تا Mf 13) نشان داده شده است (شکل ۴). در شکل‌های (۵ و ۶)، ستون پراکندگی میکروفسیل‌ها و ستون ریزرخساره‌ای نمایش داده شده است.

Mf 1) وکستون - پکستون بایوکلاستی حاوی روزن‌داران پلانکتون

(Bioclast planktonic foraminifera wackestone-packstone)

توصیف: اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره، به طور عمده از روزن‌داران پلانکتون نظیر گلوبیترین‌ها، و گلوبوروتالیدها و خرده‌های ریز خارپوستان، پلوئید، دایتروپا، اپرکولینا و همچنین قطعات بسیار ریز فرامینیفر کفزی تشکیل شده است. خرده‌های بریوزوئر، گاستروپود، دوکفه‌ای و گاهاً فرامینیفرهای کوچک مانند *Elphidium* و *Textularia* از جمله اجزایی هستند که به مقدار کمتر در این رخساره یافت می‌شوند. این رخساره اساساً از تناوب

مارن‌های سبز و سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه، با لایه‌بندی تقریباً افقی، مربوط به زون تدریجی بین سازند پابده و آسماری می‌باشد. اجزای تشکیل‌دهنده رخساره مورد نظر توسط یک زمینه گلی احاطه گردیده است. (شکل ۴ a).

تفسیر: ترکیب دانه‌ریز و محتوی فرامینیفرهای پلانکتونیک، زمینه گلی (بافت ریز و میکرایت)، عدم وجود ساخت‌های رسوبی محیط‌های کم عمق دریا نمایانگر رسوب‌گذاری همی‌پلاژیک‌ها در یک محیط دریایی نسبتاً عمیق، آرام و کم انرژی با شوری نرمال دریایی در زیر سطح اثر امواج طوفانی می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۵a). حضور فرامینیفر پلانکتونی همراه با بقایای اسکلتی از بیوتای آفوتیک نظیر *Textularia*, *echinoids*, *Ditrupe*, *Mollusks*، همراه با عدم وجود بیوتای الیگوفتیک مانند LBF و جلبک‌های قرمز، یک محیط رمپ بیرونی که رسوب‌گذاری در زیر ناحیه نوری (aphotic) در زیر منطقه امواج طوفانی (SWB) در آب‌های عمیق رخ داده است را نشان می‌دهد (پومار و همکاران، ۲۰۰۴).

Mf 2) وکستون-پکستون دانه‌ریز با فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک نابرجا

(*Fine grained bioclast wackestone-packstone with planktonic and resedimented foraminifera*)

توصیف: این ریزرخساره که در قاعده رخنمون سرتنگ ظاهر می‌شود عمدتاً در قالب مارن‌های سبز دریایی عمیق و به مقدار کمتر سنگ‌آهک‌های مارنی در تماس تدریجی بین سازندهای آسماری و پابده دیده می‌شود. وجود قطعات خرد شده و نابرجایی از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ در میان انبوهی از فرامینیفرهای پلانکتونیک، عمده محتویات بیولوژیکی این ریزرخساره می‌باشد. از این فرام‌های بزرگ خرد شده می‌توان به خرده‌های *Operculina* و *Lepidocyclinidae* اشاره کرد. همچنین از جمله فرامینیفرهای بنتیک کوچک مشاهده شده در این ریزرخساره می‌توان از *elphidium*, *uvegeriniids* به همراه *ditrupa* و خرده‌های *echinoid*, *bryozoans*, *mollusks* نام برد (شکل، ۴ b).

تفسیر: حضور تاکساهای پلانکتونیک نشان‌گر شرایط نسبتاً دور از ساحل و بیشتر پلاژیک می‌باشد (متنو- ویسنس و همکاران، ۲۰۰۸). پوسته‌های فرسایش یافته و آسیب دیده فرامینیفرهای بنتیک بزرگ نشان می‌دهند که این رسوبات بعد از رشد در ناحیه الیگوفوتیک جابه‌جا شده و انتقال یافته‌اند. فراوانی فرامینیفرهای پلانکتون در آهک مارنی با لایه‌بندی افقی و همچنین مارن‌های سبز بدون لایه‌بندی خاص و بدون حضور ارگانسیم‌های برجای وابسته به نور، تنه‌نشست این مجموعه را در زون افوتیک با تولید کربناته محدود نشان می‌دهد (پومار، ۲۰۱۴). فراوانی موجودات با شوری نرمال دریایی مانند فرامینیفرهای بزرگ با دیواره هیالین منفذدار به همراه فرامینیفرهای پلانکتون، حاکی از تشکیل این رخنمون در بخش انتهایی رمپ میانی بین قاعده امواج طوفانی و امواج عادی می‌باشد (گل، ۲۰۰۰). این ریزرخساره به همراه ریزرخساره Mf 1 معادل RMF-5 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

Mf 3) فلوستون- رودستون بایوکلاستی حاوی لپیدوسیکلینیده

(*Lepidocyclinidae bioclast floatstone-rudstone*)

توصیف: این ریزرخساره از فرامینیفرهای منفذدار بزرگ از خانواده لپیدوسیکلینیده به ویژه یولپیدینا‌های بزرگ و پهن که اندازه آن‌ها در مواردی به بیش از ۵ سانتی‌متر نیز می‌رسند تشکیل شده است. آمفیستزینا، اپرکولینا و

نفرولپیدینا به مقدار کمتر در این رخنمون دیده می‌شوند. از دیگر بایوکلاست‌های موجود در این ریزرخساره می‌توان به خارپوستان، دوکفه‌ای‌ها، جلبک‌های قرمز، بریوزوا، فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک کوچک اشاره کرد (شکل، ۴c).

تفسیر: اجتماعات فرامینیفری تحت سلطه لپیدوسیکلینیده‌های پهن و بزرگ خاص محیط‌های الیگوفوتیک در اعماق حداقل ۳۰ متری می‌باشند. اما به طور متداول می‌توانند در اعماق آب حداقل ۷۰ متری زیست کنند (هالوک و گلن، ۱۹۸۶؛ نواد، ۲۰۰۱). حضور جلبک‌های قرمز ملوبسیوئید (*Lithothamnion*, *Mesophyllum*)، خود نمایان‌گر محیط‌های کم‌عمق‌تر می‌باشند (براگا و همکاران، ۲۰۱۰). شکل کامل پوسته روزنداران، حضور فرامینیفرهای پلانکتون و همچنین بافت گل‌پشتیبان و میزان بالای گل‌آهکی (آدابی و اسدی مهماندوستی، ۲۰۰۸)، و جورشدگی ضعیف دانه‌ها معرف شرایط دریایی باز و زیر خط اثر امواج طوفانی می‌باشد (گل، ۲۰۰۰؛ وزیری مقدم، ۲۰۱۰).

Mf 4) وکستون-پکستون بایوکلاستی حاوی نومولیتیده (*Bioclastic nummulitid wackestone/ packstone*)

توصیف: فرامینیفرهای بنتیک بزرگ اجزاء اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره می‌باشد که چارچوب این فرامینیفرها به ضخامت ۸ تا ۱۰ میلی‌متر می‌رسد. اساس تشکیل ای ریزرخساره خانواده نومولیتیده نظیر نومولیت (*Nummulites vascus*, *Nummulites fichteli*) و اپرکولینا می‌باشد و در مواردی لپیدوسیکلینیده نیز دیده می‌شود. آمفیستزینا و نئوروتالیا به همراه قطعاتی از بریوزوا، جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ، اکینوئید، نرمتان، دایتروپا و فرامینیفرهای بنتیک کوچک از دیگر اجزای هستند که در این ریزرخساره حضور دارند. دو جلبک قرمز از خانواده (*Mesophyllum* and *Lithothamnion*) *Melobesioides* یک جلبک قرمز از نوع *Mastophroid* (*Lithoporella*) و همچنین یک جلبک قرمز از نوع (*Sporolithacea*) *Sporolithon* نیز در این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل، ۴d).

تفسیر: حضور فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مناطق عمیق همانند نومولیتس، آمفیستزینا، و اپرکولینا همراه با فرامینیفرهای کوچک‌تر نظیر نئوروتالیا و جلبک قرمز

دارند که هسته آئیدها را تشکیل می‌دهند. آئیدهای موجود در رخنمون سرتنگ تا حدودی میکرایتی شده‌اند (شکل، ۴f).

تفسیر: حضور فراوان، جورشدگی خوب و بافت گرینستون آئیدها، نبود زمینه گلی نمایانگر رسوب‌گذاری در یک محیط پر انرژی مانند سد و در بالای خط امواج عادی است (فلوگل، ۲۰۰۴؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ وزیرمقدم و همکاران، ۲۰۱۰). حضور آئیدها و بافت سنگی آن حکایت از تشکیل این رخساره در محیط رسوبی پر انرژی سد از رمپ داخلی دارد (ویلسون، ۱۹۷۵). برخورد آب‌های لاغونی گرم اشباع از کربنات کلسیم با آب‌های سرد دریای باز موجب خروج ناگهانی CO_2 شده و کربنات کلسیم به حالت فوق‌اشباع در می‌آید که نهایتاً منجر به تشکیل آئیدهای مماسی می‌شود (هارتی و همکاران ۲۰۱۰). لامیناسیون مورب در آئیدهای مماسی حکایت از تشکیل آن‌ها در شرایط رسوب‌گذاری در محیط کم‌عمق و پرانرژی سدها دارد (هارتی و همکاران ۲۰۱۰؛ خیلا و همکاران، ۲۰۱۸؛ توماستی و همکاران، ۲۰۱۸). این رخساره معادل RMF-29 معرفی شده توسط فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

Mf 7 وکستون/پکستون تا گرینستون بنتیک فرامینیفرا (منفذدار، بدون منفذ) بایوکلاست‌دار (*Perforate, imperforate foraminifera bioclastic wackestone/packstone-grainstone*)

توصیف: این ریزرخساره از تنوع بالایی از فرامینیفراهای کف‌زی بزرگ و کوچک (منفذدار و بدون منفذ) تشکیل شده است. از جمله روزن‌داران بدون منفذ می‌توان به پنروپلیس، میلیولید، آرکیاس، بورلیس، دندریتینا و آستروتیلینا و روزن‌داران منفذدار به نومولیتیده، آمفیستژینا و نئوروتالیا اشاره کرد. خرده‌های اکیونوئید، قطعاتی از نرم‌تنان و بریوزوئرها به همراه جلبک‌ها و روتالیا‌های کوچک از دیگر بایوکلاست‌های همراه این ریزرخساره می‌باشند (شکل، ۴g).

تفسیر: حضور فرامینیفراهای بنتیک بزرگ نشانگر حضور آب‌های گرم و شرایط نسبتاً کم‌مواد غذایی می‌باشد (اکانل و همکاران، ۲۰۱۲). حضور کم‌گل، نمایانگر شرایط انرژی متوسط تا زیاد جریان کف می‌باشد، تفسیری که علاوه بر این با حضور فرامینیفراهای بنتیک بزرگ همانند آلونولینید، روتالیا، نومولیتس و آمفیستژینا حمایت می‌شود (نبلسیک و همکاران، ۲۰۱۳). ترکیب مختلط روتالیدهای

اسپورولیتاسه‌آ و ملوبسوئید، خاص محیط رمپ میانی (کوارانتا و همکاران، ۲۰۱۲) و در داخل ناحیه الیگوفوتیک می‌باشد (براندانو و همکاران، ۲۰۱۶). حضور میلیولیدهای کم‌عمق همراه با خردشدگی بایوکلاست‌ها نشان می‌دهند که رسوب‌گذاری و انباشت، از تولید برجا و مواد جابه‌جا شده، از ناحیه یوفوتیک کم‌عمق توسط جریان‌ات ایجاد شده است (براندانو و همکاران، ۲۰۱۲). نومولیت‌های کشیده و درشت با ماتریکس گلی و درصد بالای فرسایش دیواره، مربوط به بخش‌های دور از ساحل و آب‌های عمیق‌تر بوده و نشان‌دهنده افزایش رسوب‌گذاری می‌باشد (بیوانگتون - پنی و ریبسی، ۲۰۰۴). این ریزرخساره به همراه ریزرخساره Mf 3 را می‌توان معادل RMF-20 فلوگل، (۲۰۱۰) در نظر گرفت.

Mf 5 باندستون حاوی مرجان

(Coral boundstone)

توصیف: مرجان آلوکم اصلی این ریزرخساره می‌باشد که عمدتاً تحت نفوذ مرجان‌های (*porites*) می‌باشد. از دیگر بایوکلاست‌های که مقدار کمتر دیده می‌شوند می‌توان به جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ، بریوزوئر و نرم‌تنان (گاستروپود و دوکفه‌ای) اشاره کرد. این ریزرخساره به وسیله ریزرخساره وکستون و پکستون نومولیت‌دار احاطه می‌شود (شکل، ۴e).

تفسیر: حضور موجودات استنوهالین و موقعیت چینه‌شناسی این رخساره بیانگر محیط دریایی باز و زیرقاعده امواج عادی (نزدیک منشاء رمپ میانی) می‌باشد (کمالی‌فر، ۲۰۲۰). ماتریکس میکرایتی این ریزرخساره خود نشان‌گر شرایط نسبتاً کم انرژی می‌باشد. اسکلت سنگ که توسط مرجان تشکیل شده است، دارای یکسری فضاهای خالی می‌باشد که عمدتاً توسط سیمان کلسیتی اسپاری و گاه‌ها میکرایتی پر شده است و در مواردی ساخت ژئوپتال را نیز نشان می‌دهند. این رخساره معادل RMF-12 معرفی شده توسط فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

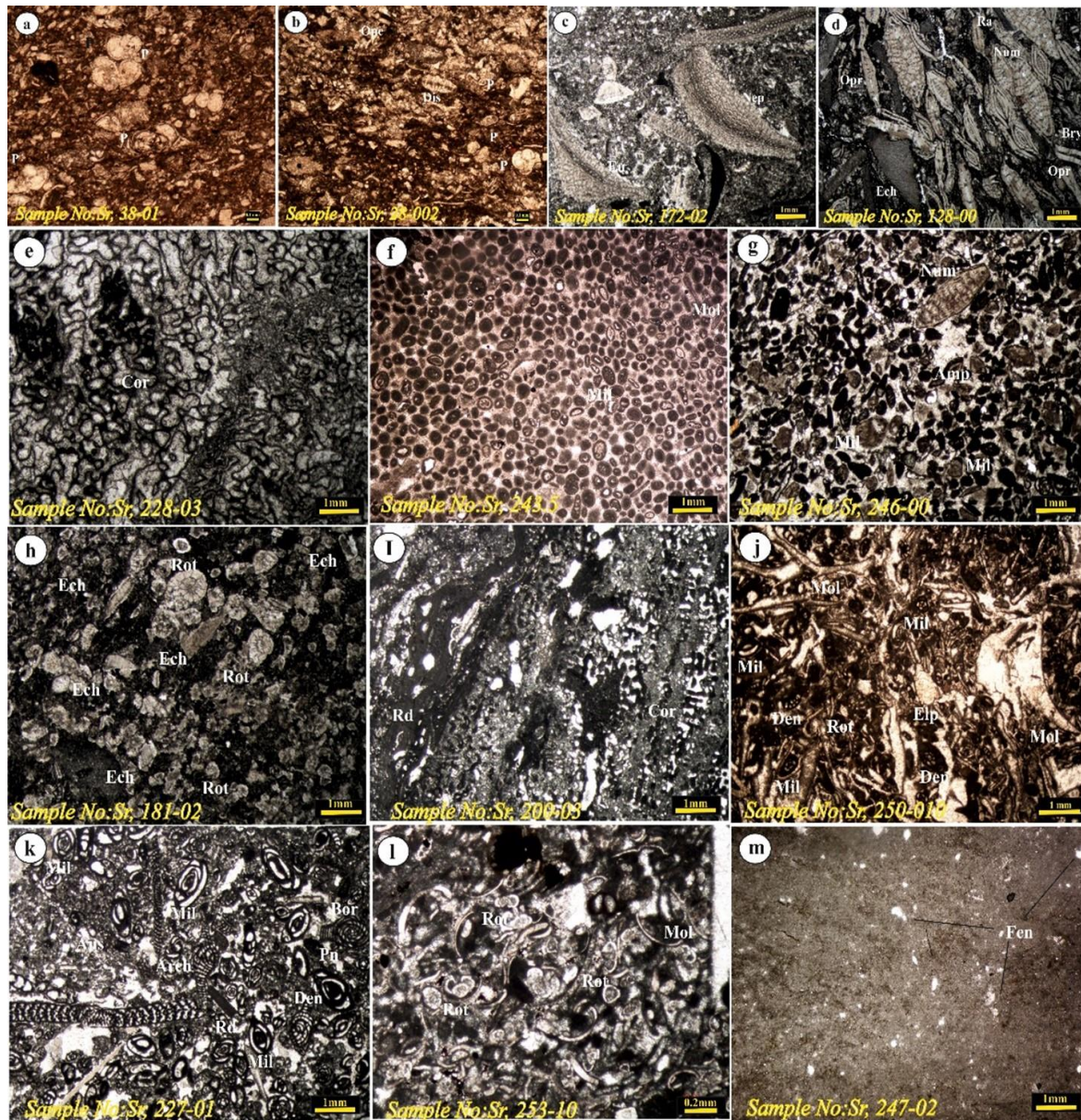
Mf 6 پکستون - گرینستون آئیددار

(Ooid packstone- grainstone)

توصیف: این رخساره به وسیله فراوانی بالای آئیدها مشخص می‌شود که عمدتاً از نوع مماسی بوده و در یک سیمان اسپارایتی قرار گرفته‌اند. در بعضی از این نمونه‌ها، فرامینیفراهایی نظیر (*miliolids, Discorbis, Elphidium, Russella, Dendritina*) و خرده‌هایی از نرم‌تنان وجود

یوفوتیک می‌باشد (پومار و همکاران، ۲۰۱۴). این ریزرخساره RMF-20 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

بزرگ همراه بایوکلاست‌های مرتبط با چمن‌زارهای دریایی (فرم‌های پرسلانوز) و روتالیدهای ریز نمایانگر شرایط سرد



شکل ۴. ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش سرتنگ (a) و کستون - پکستون بایوکلاستی حاوی روزن‌داران پلانکتون در بخش‌های تحتانی سازند آسماری، (b) و کستون - پکستون بایوکلاستی دانه ریز، (c) و کستون - پکستون بایوکلاستی حاوی لپیدوسی‌کلینیده، (d) و کستون - پکستون بایوکلاستی حاوی نومولیتیده، (e) باندستون حاوی مرجان در سازند آسماری، (f) ریزرخساره گرینستون آئیدی، (g) ریزرخساره و کستون - پکستون - گرینستون حاوی روزن‌داران بدون منفذدار و منفذدار و بایوکلاست، (h) ریزرخساره و کستون - پکستون نئوروتالیا دار حاوی اکینوئید، (i) ریزرخساره فلوستون - رودستون مرجان‌دار حاوی جلبک‌های قرمز، (j) ریزرخساره گرینستون حاوی نرم‌تنان، (k) ریزرخساره پکستون - گرینستون حاوی فرامینیفرهای بدون منفذ، (l) ریزرخساره پکستون بایوکلاستی حاوی روتالیدهای کوچک، و (m) ریزرخساره مادستون دولومیتی، (P): روزن‌داران پلانکتون، Eu: یولیتیدینا، Opr: اپرکولینا، Nep: نفرولیتیدینا، Nmm: نومولیتس، Amp: آمفیستزینا، Ech: اکینوئید، Bry: بریوزوا، Co: مرجان، Ra: جلبک قرمز، Mio: میلیولید، Bor: بورلیس، Aus: آستروتربیلینا، Arch: آرکیاس، Tx: تکستولاریا، Ra: جلبک قرمز، Pn: پنیروپلیس، Mio: میوزیپسینا، Rot.

ریزرخساره می‌توان به قطعاتی از نرم‌تنان، جلبک‌های قرمز و فرامینیفرهای بنتیک اشاره کرد. مجموعه این فرامینیفرها شامل انواع میلیولیدها، آمفیستزینا و الفیدیوم می‌باشد (شکل، ۴ h).

8 MF و کستون - پکستون نئوروتالیا دار حاوی اکینوئید (*Echinoid Neorotalia wackestone-packstone*) توصیف: این رخساره توسط نئوروتالیا و خرده‌های اکینوئید نمایش داده می‌شود از دیگر ترکیبات زیستی همراه این

فرعی موجود در این ریزرخساره به مقدار کمتر می‌توان به کلونی‌های بریوزوآ، میوزیپسینا، روتالیدها (*Discorbis*) (*Ammonia*, *Elphidium*) و فرامینیفرهای بنتیک بدون منفذ نظیر (*Dendritina*, *miliolid*) اشاره کرد. دانه‌های آواری و فرآیند باروینگ نیز به طور معمول در این ریزرخساره قابل مشاهده است (شکل، ۴ j).

تفسیر: غلبه نرم‌تنان نمایان‌گر رسوب‌گذاری در داخل محیط‌های نسبتاً کم عمق نزدیک به ساحل می‌باشد (باکستون و پدلی، ۱۹۸۹؛ لوکاسیک و جیمز، ۲۰۰۶). فرامینیفرهای بنتیک توسط میلیولید، روتالیدهای کوچک و برخی فرامینیفرهای بزرگ (*Miogypsina* and *Dendritina rangi*) مشخص شده‌اند که احتمالاً نمایان‌گر پوشش‌های علف دریایی می‌باشند (براندانو و همکاران، ۲۰۱۰؛ پومار و همکاران، ۲۰۱۴). از ویژگی‌های این رخساره، حرکت و جابه‌جایی مجدد بیوکلاست‌ها در آب‌های کم عمق با انرژی متوسط و بالا است (ویلسون، ۱۹۷۵). این ریزرخساره را می‌توان معادل RMF-13 فلوگل (۲۰۱۰) دانست.

Mf 11 پکستون تا گرینستون بایوکلاست‌دار همراه با روزن‌داران بدون منفذ متنوع

(High diversity Imperforate foraminifera bioclast packstone to grainstone)

توصیف: این ریزرخساره توسط فراوانی فرامینیفرهای پرسلانوز کوچک و بزرگ شناسایی می‌شود که از آن جمله می‌توان به *Dendritina*, *Meandropsina*, *Archaias*, *Borelis*, *Peneroplis*, *Austrotirina*, *miliolid* و *textularia*, *Discorbis*, *Elphidium* و اکینوئید اشاره کرد. علاوه بر این، فرامینیفرهای هیالین، *Neorotalia* و *Amphistegina* جلبک‌های قرمز کورالین و خرده‌های جلبک نیز به مقدار کمتر در این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل، ۴ k).

تفسیر: غلبه فرامینیفرهای پرسلانوز نمایان‌گر کم عمق‌ترین بخش‌های ناحیه یوفوتیک با توربیدیت کم، نفوذ بالای نور و پایداری کم کف بستر می‌باشد (بسی و نیلسیک، ۲۰۱۰). حضور شمار زیادی از پوسته‌های فرامینیفرهای بزرگ پرسلانوز ممکن است نمایان‌گر محیط رسوبی کم‌هایپرسالین باشد (براندانو و همکاران، ۲۰۰۹). بافت گرینستون مؤید محیط پر انرژی می‌باشد. حضور

تفسیر: نئوروتالیها و آمفیستژیناهای دارای پوسته ضخیم، نمایان‌گر محیط‌های کم عمق و پر نور می‌باشد (هالوک و گلن، ۱۹۸۶؛ باسی و نیلسیک، ۲۰۱۰). دیگر عناصر بایوکلاستی در این رخساره نیز نمایان‌گر رسوب‌گذاری در داخل یک محیط دریایی کم عمق می‌باشد. حضور نرم‌تنان، اکینوئید و فرام‌های پرسلانوز (همانند *miliolid*, *soritids* و *epiphytic rotalids*) و ماتریکس میکرایتی حضور چمن‌زارهای علف دریایی را حمایت و پشتیبانی می‌کنند (بوینگتون - پنی و همکاران، ۲۰۰۵) این ریزرخساره را می‌توان معادل RMF-7 فلوگل (۲۰۱۰) دانست.

Mf 9 فلوتستون - رودستون / باندستون کورالیناسه‌آ، کورال و بایوکلاست‌دار

(Corallinacea algae, coral bioclast floatestone-rudstone/ boundstone)

توصیف: جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ و مرجان با بافت پکستون / گرینستون از آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره می‌باشند. طبقه‌بندی مجموعه کورالیناسه‌آ به وسیله جنس‌های *Lithothamnion* و *Neogoniolithon* نمایش داده می‌شود. از مجموعه فرامینیفرهایی که همراه جلبک‌ها در این رخساره وجود دارد می‌توان به بورلیس، آمفیستژینا، اپرکولینا، الفیدیوم، میلیولید، دیسکوربیس و تکستولاریا به همراه قطعات و خرده‌هایی از خارپوستان، بریوزوئرها اشاره کرد (شکل، ۴ i).

تفسیر: قطعات زاویه‌دار جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ و خرده صدف‌ها و همچنین عدم ساختار برجای باندستونی، این ریزرخساره را از رخساره‌های ریفی متمایز می‌کند. این رخساره این چنین تفسیر می‌شود که توسط ریف‌های پراکنده مرجانی اشغال شده است و در پیرامون چمن‌زارهای علف دریایی در داخل ناحیه یوفوتیک رسوب‌گذاری کرده است (ماریزوت و همکاران، ۲۰۱۶). این ریزرخساره را می‌توان معادل RMF-12 فلوگل (۲۰۱۰) در نظر گرفت.

Mf 10 پکستون - گرینستون بایوکلاست‌دار حاوی نرم‌تنان

(Mollusks bioclast packstone/grainstone)

توصیف: اجزاء اصلی این ریزرخساره را قطعات و خرده صدف‌های نرم‌تنان تشکیل می‌دهند. گاستروپودها فراوان‌ترین گروه از نرم‌تنان هستند که در کنار آن‌ها دوکفه‌ای‌ها (اویسترها) نیز دیده می‌شوند. از آلوکم‌های

فیزیکوشیمیایی می‌باشد (هانتزخ و همکاران، ۲۰۱۱). وجود فابریک روزنه‌ای نشان دهنده تشکیل این رخساره در قسمت‌های بالای پهنه جزرومدی در آب‌های گرم و خشک است (جانرت و کولینز، ۲۰۱۲)، کمبود فون‌های زیستی و فراوانی فابریک فنسترال از شاخصه‌های ته‌نشست رسوبات در رخساره محیط جزرومدی می‌باشد (الشرهان و کندال، ۲۰۰۳؛ امیرشاه‌کرمی، ۲۰۰۷a؛ آل‌علی و همکاران، ۲۰۱۳). فابریک‌های روزنه‌ای معمولاً محصول انقباض و انبساط رسوبات و خروج هوا در طول طغیان سطح آب هستند. همچنین این فابریک می‌تواند به روش‌های دیگری مانند نقب‌های حاصل از حفاری موجودات باشند (ادچاچون و همکاران، ۲۰۱۴). این ریزرخساره قابل انطباق با RMF-19 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

۳-۳- توزیع مجموعه‌های رخساره‌ای و محیط رسوبی
پراکندگی رخساره‌ها، عدم وجود شکستگی در شیب، نبود رسوبات طوفانی^۱ و توربیدیتی، عدم وجود رخساره‌های ریزشی- لغزشی که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در طی رسوب‌گذاری هستند، عدم گسترش ریف‌های سدی، حضور کم قطعات ریفی و تبدیل تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر حکایت از رسوب‌گذاری در یک سیستم کربناته از نوع رمپ هموکلینال می‌باشد (شکل ۶). الگوی کلی رخساره‌ها نشان‌گر کاهش تدریجی در عمق آب از رمپ بیرونی به سمت رمپ داخلی و ناحیه یوفوتیک می‌باشد. در زمان الیگوسن، شرایط حاکم بر رسوب‌گذاری عمدتاً از نوع رمپ خارجی است، به گونه‌ای که رسوبات حد تدریجی سازنده‌های آسماری و پایده و رسوبات آسماری زیرین، در این شرایط نهشته شده‌اند و به سمت رأس سازند آسماری در زمان میوسن، محیط رمپ میانی و داخلی حکمفرما می‌شود. با خروج کامل رمپ کربناتی آسماری از زیر آب و تثبیت شرایط سبخایی، سازند گچساران رسوب‌گذاری کرده است (حیدری و همکاران، ۲۰۰۸).

۳-۳-۱- توزیع رمپ داخلی (Inner Ramp)
رخساره ماسه‌ای در بالای قاعده امواج در نواحی تخریبی ساحلی نهشته شده است. در پهنه جزرومدی، رخساره دولومادستون حاوی فابریک روزنه‌ای و دانه‌های ریز کوارتز حضور دارند.

اکیونئیدها، جلبک‌های قرمز و بریوزوئرها در این رخساره می‌تواند ناشی از حمل و نقل این آلوکم‌ها توسط طوفان باشد (پاپازونی و ترویسانی، ۲۰۰۶). عدم شواهد خروج آب، بافت رسوبی و وجود ترکیبات بایوژنیک شاخص لاگون دلالت بر رسوب‌گذاری این ریزرخساره در رمپ داخلی در شرایط آب‌های کم عمق و پر نور و کم انرژی می‌باشد. تنوع فراوانی فرامینیفراهای بدون منفذ مؤید آن می‌باشد (گل، ۲۰۰۰؛ توماستی و همکاران، ۲۰۱۸؛ سکورو و همکاران، ۲۰۱۹). این ریزرخساره را همراه با Mf 12 نیز می‌توان معادل RMF-20 فلوگل (۲۰۱۰) در نظر گرفت.

Mf 12 پکستون اکیونئید بایوکلاستی حاوی روتایدهای کوچک

(Small rotaliids bioclast echinoids packestone)
توصیف: این ریزرخساره از یک مجموعه با تنوع و فراوانی کم از ترکیبات زیستی شامل نرم‌تنان و فرامینیفراهای بنتیک کوچک آمونیا (*ammonia*) تشکیل شده است. به مقدار کمتر *miliolid*, *Elphidium* و *ostracod* ها نیز در این ریزرخساره یافت می‌شوند. پلوتیدها و دانه‌های تخریبی کوارتز نیز از ترکیبات معمول در این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۴۱).

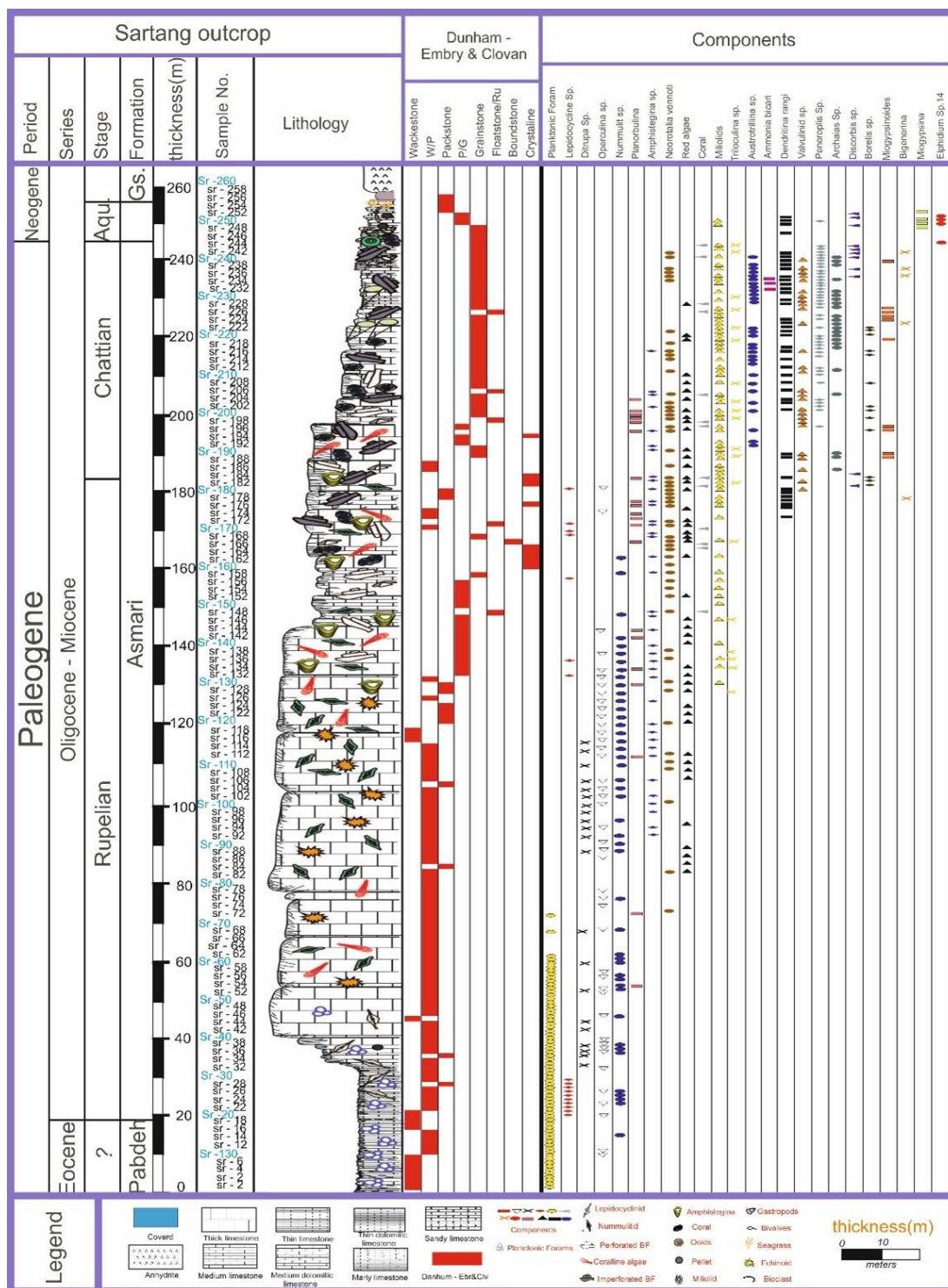
تفسیر: آمونیا یک تاکسون یوری‌هالین گسترده می‌باشد که در اکثر اجتماعات دریایی حاشیه‌ای، از لاگون‌های لب‌شور خلیج‌های دهانه‌ای تا آب‌های دریایی به علاوه محیط‌های هایپرسالین حضور دارند (مائوری، ۲۰۰۶). فرامینیفراهای بنتیک کوچک نشان‌گر نرخ‌های بالای باروری، دوره‌های کوتاه تولید و نرخ سریع رشد جمعیت می‌باشند. فراوانی موجودات منعکس کننده شرایط پرتنش فیزیکوشیمیایی (احتمالاً مرتبط با یک محیط ناپایدار) می‌باشند در جایی که بهره‌برداری سریع منابع محدود ضروری می‌باشد (زمگنی و همکاران، ۲۰۰۸).

Mf 13 مادستون دولومیت حاوی فابریک روزنه‌ای (**Fenestral Dolomudstone**)

توصیف: این ریزرخساره از کریستال‌های ریز دولومیت به همراه فابریک‌های روزنه‌ای (*fenestral*) تشکیل شده است که در آن دانه‌های ریز کوارتز نیز قابل مشاهده است (شکل ۴ m).

تفسیر: غلبه گل کربناته و عدم حضور فسیل نمایان‌گر رسوب‌گذاری تحت شرایط محدود و تنش‌زای

¹Tempestites



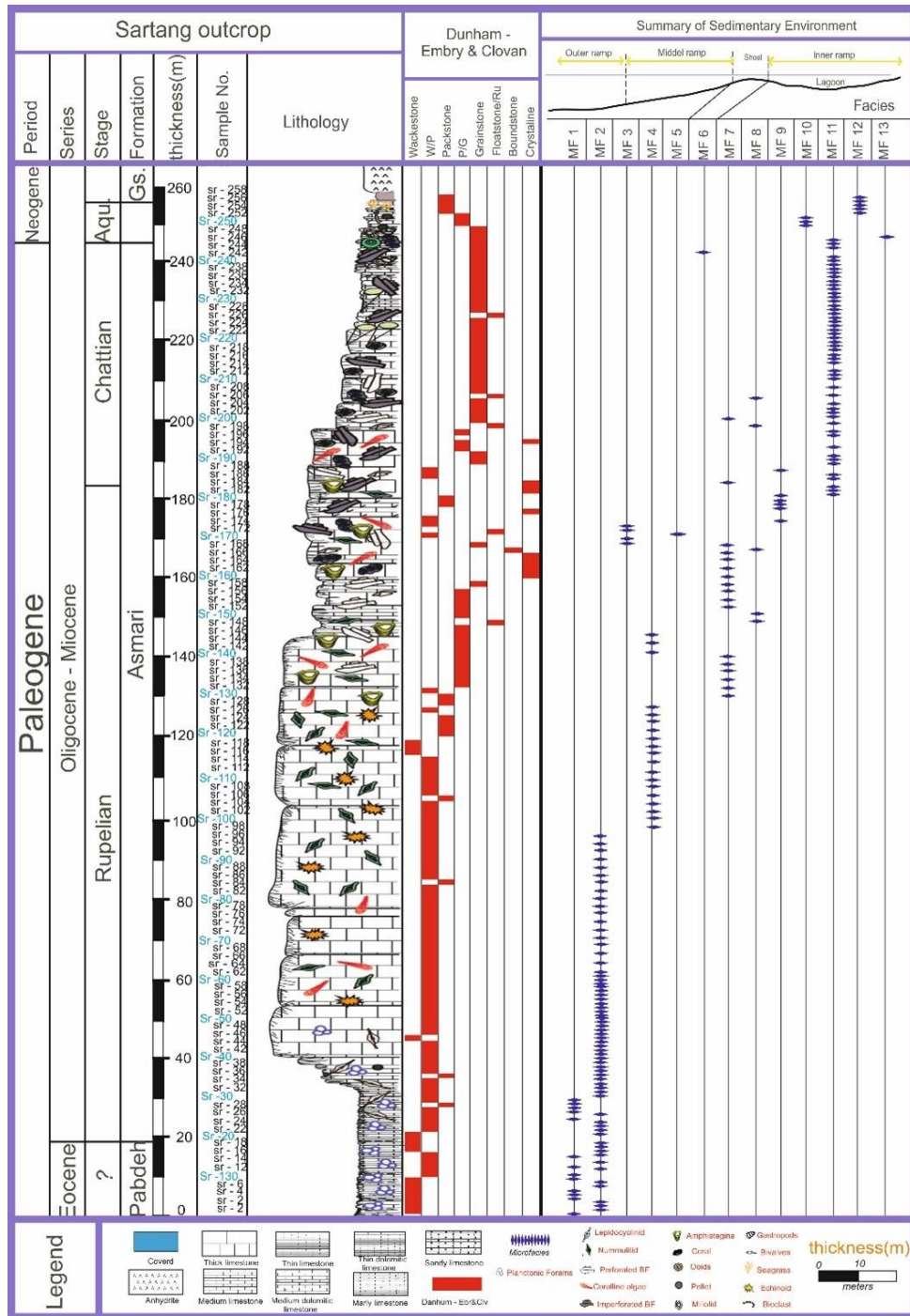
شکل ۵. ستون پراکندگی میکروفسیل‌ها در برش سرتنگ

تشکیل اجتماعات زیستی برای این رخساره می‌باشد. به سمت نواحی عمیق‌تر، توسط رخساره فرامینیفرهای پرسلانوز جایگزین می‌شود که از بورلیس، میلیولید، دندرتینا، سوریتیده و نرمتان تشکیل شده است. حضور این روزن‌داران بخصوص آرکیاس و پنروپلیس‌ها از شاخصه‌های آب‌های کم عمق گرمسیری تا نیمه گرمسیری

کم عمق‌ترین بخش ناحیه ساب‌تایدال توسط یک بایوتای با تنوع کم و با فراوانی روتالیدهای کوچک آمونیا و نرمتان شناخته می‌شود. دیگر موجودات همانند استراکودها و به مقدار خیلی کمتر فرامینیفرهایی نظیر الفیدیوم و میلیولید نیز گهگاهی حضور دارند. شرایط پر نور کم عمق و محدود شده با نوسانات، در تأمین مواد غذایی و شوری، اساس

شناخته می‌شوند که در ماتریکس متفاوت از وکستون، بکستون تا گرینستون پراکنده شده‌اند. یک کمر بند سدی با بافت گرینستون نیز گسترش داشته است که با فراوانی آئیدها و بایوکلاست‌های گرد شده شناسایی می‌شود. رخساره‌های سدی الیگوسن و میوسن پیشین عمدتاً گرینستون اسکلتی و میوسن پسین عمدتاً گرینستون آئیدی هستند (باکستون و پدلی، ۱۹۸۹).

می‌باشند که بخش‌های فوقانی زون نوری را نشان می‌دهند (براندانو و همکاران، ۲۰۰۹). موجودات کم اهمیت‌تر شامل جلبک‌های قرمز، خرده‌های ریز مرجان، اکینوئید و روتالیدهای کوچک‌تر می‌باشد. در بخش عمیق‌تر محیط رمپ داخلی، ریف‌های تکه‌ای کوچک گسترش دارند که از مرجان، جلبک قرمز پوسته‌ای و بایوکلاست‌ها تشکیل شده‌اند. اجتماعات عمیق‌تر توسط حضور همزمان فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با دیواره هیالین و پرسلانوز

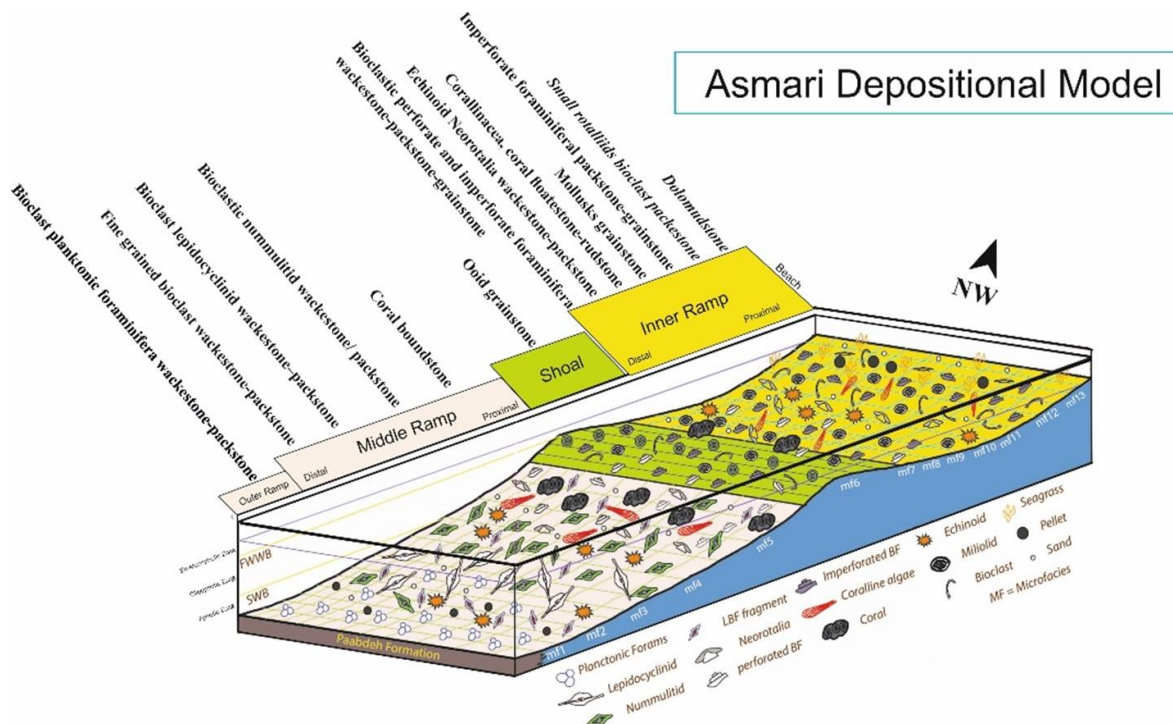


شکل ۶. ستون ریزرخساره‌ای در برش سرتنگ

هستند که به طور متوسط تا شدید دچار خردشدگی و سائیدگی شده‌اند. ماهیت خردشده و سائیده شده نومولیتس‌ها، حضور کم فوناهای کم عمق زون یوفوتیک (سوریتیده، آلوئولینیده و میلیولید) و حضور آمفیستژینا و اپرکولیناهای پهن، نمایان‌گر شرایط الیگوفوتیک می‌باشد. به سمت مناطق عمیق‌تر، اجتماعات فرامینیفر بنتیک بزرگ به گونه‌هایی با پوسته‌های پهن‌تر و نازک‌تر خاص مناطق عمیق‌تر، کم نور و کم انرژی‌تر رمپ میانی تغییر پیدا می‌کند (شکل ۷).

۳-۳-۲- توزیع رمپ میانی (Middle Ramp)

در برش مورد مطالعه سرتنگ، نزدیک به قاعده امواج عادی، ریف‌های تکه‌ای^۱ رشد کرده‌اند. به سمت مناطق عمیق‌تر و کم نورتر، در امتداد رمپ میانی به اجتماعات نومولیتس تغییر پیدا می‌کنند که عمدتاً از نومولیتس به همراه مقادیر کمتر اپرکولینا، آمفیستژینا، نفوروتالیا و لپیدوسیکلینیده تشکیل شده‌اند. وجود نفوروتالیا و میوژپسینوئیدس در رخساره‌های این محیط نشان دهنده افزایش میزان شوری و چرخش‌های نرمال دریایی نسبت به محیط رمپ داخلی است (گل، ۲۰۰۰). به هر حال نومولیتس‌ها دارای سطوحی



شکل ۷. مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه و توزیع فونای زیستی و ریزرخساره‌ها بر روی آن

اکنون درم، بریوزوا و اجتماعات نادر دوباره رسوب‌گذاری شده لپیدوسیکلینیده و اپرکولینا نمایان‌گر رخساره‌های انتهایی رمپ بیرونی هستند. در برخی مواقع وکستون‌ها توسط فراوانی فرامینیفرهای پلانکتون همراه با حضور رایج دوکفه‌ای، اکتینوئید و فرام‌های بنتیک کوچک شناخته می‌شود که خود نمایان‌گر محیط‌های عمیق‌تر رسوب‌گذاری، مشابه رمپ بیرونی عمیق تا سراسیب می‌باشد. عدم حضور موجودات وابسته به نور، جایگاه رسوب‌گذاری را در ناحیه بدون نور (آفوتیک) قرار داده است. رخساره‌هایی که حاوی فرامینیفرهای پلانکتون و

۳-۳-۳- توزیع رمپ خارجی (Outer Ramp)

محیط رمپ بیرونی توسط دو ناحیه رخساره‌ای شناخته می‌شود. ناحیه تحت سلطه لپیدوسیکلینیده و ناحیه تحت سلطه روزن‌داران پلانکتونیک با خرده‌های بایوکلستی، دوکفه‌ای، اکتینوئید و فرام‌های بنتیک کوچک که در یک زمینه میکرایتی قرار دارند. فراوانی لپیدوسیکلینیده‌های بزرگ، پهن و نازک دیواره نشان‌گر شرایط شدیداً الیگوفوتیک (کم نور) در ناحیه پروکسیمال رمپ بیرونی می‌باشد. رخساره‌های عمیق‌تر، وکستون/پکستون‌های تحت سلطه روزن‌داران پلانکتون با خرده‌های نرم‌تنان،

^۱ Patch reef

دیده می‌شوند. این فرآیند در بعضی از بایوکلاست‌ها نیز در قالب پوشش‌های میکرایتی رشدی جلبکی بر روی قطعه اسکلتی قرار می‌گیرد، که با گذشت زمان بخش‌های داخلی قطعه اسکلتی بر اثر فرآیند انحلال از بین می‌رود و نهایتاً قالب باقی مانده از انحلال توسط سیمان کلسیت اسپاری دروزی با ترکیب کلسیت کم منیزیم پر شده‌اند. در برخی از بایوکلاست بعد از میکرایتی شدن به دلیل ورود به محیط دیاژنز جوی فرآیند نوشکلی اتفاق می‌افتد.

سیمانی شدن^۵

سیمانی شدن در برگیرنده کلیه فرآیندهایی است که سبب ته‌نشست کانی‌ها در حفرات اولیه یا ثانویه موجود در سنگ می‌شود و نیازمند سیالات منفذی فوق اشباع نسبت به کانی مورد نظر می‌باشد (فلوگل، ۲۰۰۴). مطالعات پتروگرافی صورت گرفته بر روی نمونه‌های سازند آسماری نشانگر آن است که در این رسوبات فرایند سیمانی شدن بیشتر شامل:

سیمان کلسیت هم‌بعد: این سیمان به صورت بلورهای هم اندازه یا با اشکال متفاوت، عموماً فضاهای خالی یا شکستگی‌های موجود در نمونه‌ها را اشغال کرده است. در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده این سیمان به صورت موزائیک‌های نسبتاً هم‌بعد و بی‌شکل و اکثراً به صورت سیمان پر کننده در داخل شکستگی‌ها^۶ مشاهده می‌شود (شکل ۸f).

سیمان کلسیتی دروزی: این سیمان پر کننده بعضی از حفرات، تخلخل‌های بین‌دانه‌ای و گاهاً تخلخل‌های قالبی و شکستگی‌های موجود در بخش‌های کربناته سازند مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۸g).

سیمان کلسیتی بلوکی: این نوع از سیمان به صورت کلسیت دانه متوسط تا درشت با مرزهای بلوری مشخص در مقاطع مورد مطالعه دیده می‌شود که عمدتاً پرکننده شکستگی‌ها و تخلخل‌های حاصل از شکستگی است (شکل ۸h). سیمان بلوکی ممکن است از سیمان اولیه (نزدیک به سطح) و تا حدی سیمان تدفینی در نتیجه انحلال در امتداد استیلولیت‌ها و شکستگی‌ها تشکیل شده باشد (جعفری و همکاران، ۲۰۲۰).

فاقد انواع کفزی بزرگ هستند، مختص اعماق بیش از ۲۰۰ متر می‌باشند (گل، ۲۰۰۰؛ هرکات و لدجال، ۲۰۱۳) و همپنین نبود جلبک‌های قرمز به همراه این رخساره‌ها حد زیرین ناحیه نوری را نشان می‌دهد (براندانو و همکاران، ۲۰۰۹a).

۳-۴- فرایندهای دیاژنتیکی موجود در نهشته‌های کربناته سازند آسماری

بررسی بافت سنگ و فرایندهای دیاژنتیکی حاکم بر آن نشان می‌دهد که سازند مورد مطالعه در معرض فرایندهای بیولوژیکی، سیمانی شدن، انحلال، تراکم فیزیکی و شیمیایی، نوشکلی و دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند. تخلخل‌های مشاهده شده عمدتاً از نوع درون دانه‌ای، بین دانه‌ای، قالبی، حفره‌ای، حاصل از شکستگی و شبکه‌ای و روزنه‌ای می‌باشد.

فرایندهای بیولوژیکی^۱

این فرآیند به دو شکل آشفستگی زیستی^۲ و میکرایتی شدن^۳ در سازند آسماری مشاهده می‌شود (شکل ۸a-e). موجودات مختلف که در نواحی دریایی و داخل لجن‌های آهکی زندگی می‌کنند در ایجاد آشفستگی زیستی در اثر هموزنیزه کردن مواد آهکی دانه ریز در نواحی آرام دریا موجب جابجایی رسوبات گردیده (فلوگل، ۲۰۰۴) و یا با ایجاد حفرات ریز میکروسکوپی در حاشیه اجزاء کربناته به ویژه ذرات اسکلتی و آئیدها و پر شدن آن‌ها توسط سیمان میکراتی باعث ایجاد فرآیند میکرایتی شدن می‌شوند. آشفستگی زیستی در برش مورد مطالعه از سازند آسماری عمدتاً به صورت بهم ریختگی و مخلوط شدن رسوبات، تغییر رنگ در زمینه سنگ و به شکل‌های بورینگ و باروونینگ^۴ در اثر حفر کانال در رسوبات سخت و نرم دیده می‌شوند که بعضاً توسط سیمان یا میکرایت پر شده‌اند یکی دیگر از این محصولات دیاژنتزی لوله‌های کرم^۵، با مقطع دایره‌ای یا بیضی شکل است که بصورت دیواره یک یا دو لایه با لامینه‌های متحدالمرکز سوراخ‌ها و شکاف‌ها نمایان شده است. میکرایتی شدن در سازند آسماری برخی از فرامینیفرها نظیر خانواده میلیولید را به طور کامل تحت تأثیر قرار داده است و در مواردی نیز تنها شبه‌ی از آلوکم‌ها

⁵ worm tube

⁶ Cementation

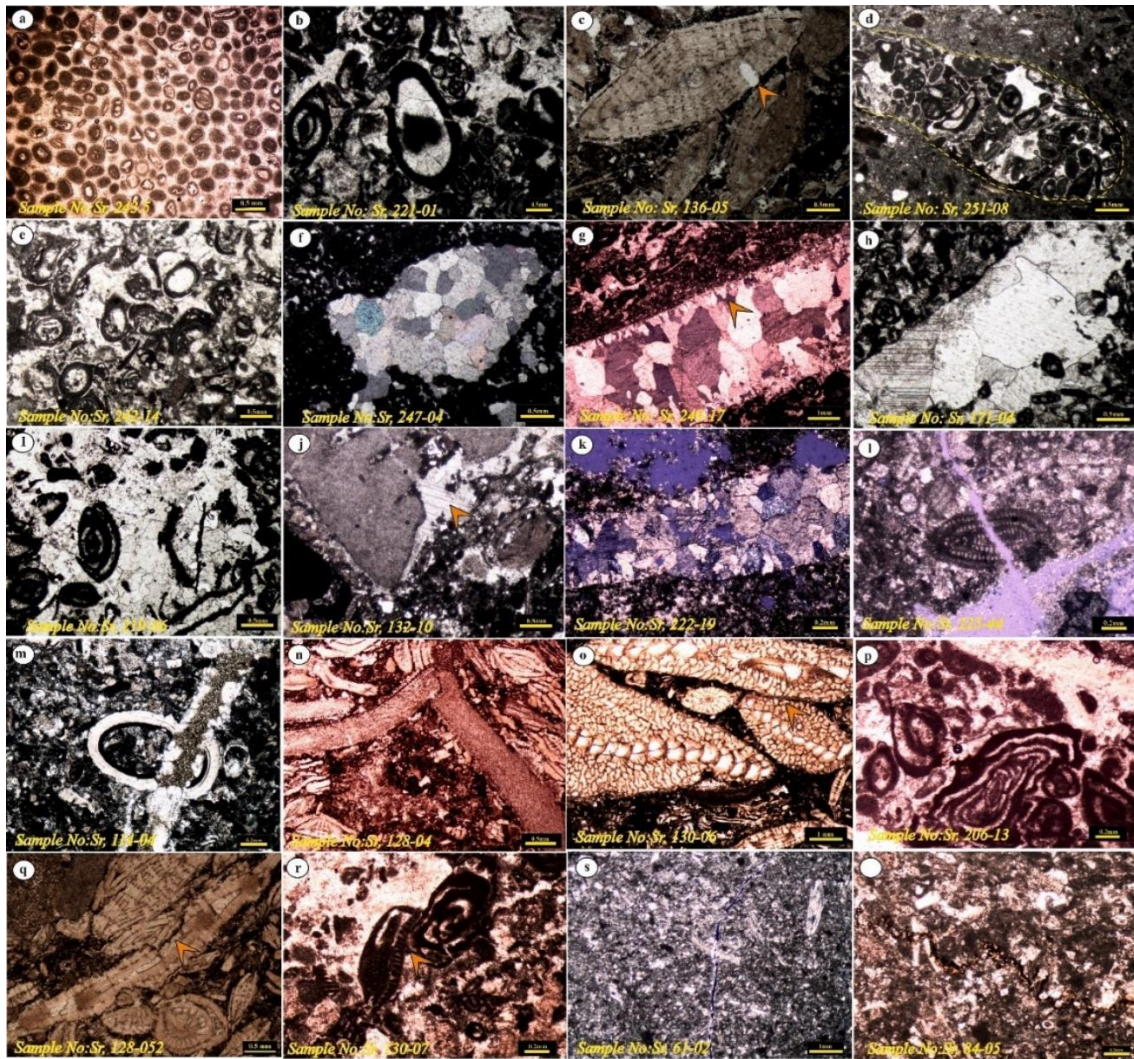
⁷ Fracture Porosity

¹ BiologicProcesses

² Bioturbation

³ Micritization

⁴ Boring & Burrowing



شکل ۸. فرآیندهای دیاژنتیکی در سازند آسماری، برش سر تنگ: (a) میکرایتی شدن آئیدها در یک رخساره گرینستون، (b) در این شکل ماهیت اسکلتی یا غیراسکلتی دانه به دلیل انحلال مشخص نیست و توسط سیمان کلسیتی پر شده است و اطراف آن حاشیه میکرایتی بوجود آمده است. (c) فرآیند بورینگ در یک فرامینفر بنتیک از نوع نومولیت، در این تصویر یک قطعه اسکلتی کربناته که تحت تأثیر فرآیند بورینگ قرار گرفته است و توسط رسوبات اطراف پر شده است دیده می‌شود. (d) بارو در رسوبات گلی که توسط موجودات گل خوار (mud feeder) در زمانی که رسوبات کربناته نرم بوده و هنوز تحت تأثیر دیاژنز سخت نشده‌اند به وجود آمده است که به دنبال آن توسط فرامینفرهای بنتیک پر شده است، (e) در این تصویر چند لوله کرم مشاهده می‌شود که بیشتر به عنوان پوشش بسترهای سخت از آن‌ها یاد می‌شود این لوله‌های کرم در مقاطع میکروسکوپی از طریق شکل داخلی و خارجی لوله‌های مشخص (در مقطع عرضی گرد یا بیضوی)، دیواره یک یا دو لایه با ساختار میکروسکوپی شامل لامینه‌های متحدالمرکز به حالت فولیاسیون قابل شناسایی می‌شوند، (f) سیمان هم‌بعد پرکننده فضای خالی ایجاد شده بر اثر انحلال، (g) سیمان دندان سگی درون یک شکستگی ایجاد شده است که به دنبال آن سیمان دروزی تشکیل شده است بصورتی که بلورها از حاشیه به طرف مرکز درشت‌تر می‌گردد، (h) سیمان بلوکی با بلورهای درشت و مرزهای بلوری مشخص و مستقیم که یک حفره انحلالی را پر کرده، (i) سیمان فراگیرنده در یک گرینستون مملو از فرامینفرهای بدون منفذ و همچنین نقش این سیمان را در کاهش تخلخل‌های موجود در بین آن‌ها را می‌توان در این تصاویر مشاهده کرد. (j) این تصاویر یک رشد ثانویه را نشان می‌دهد که حاصل از رسوب سیمان هم‌محور بر روی دانه‌های یک بلور اکینودرم می‌باشد که اگر به سطوح ماکلی که از دانه عبور می‌کند و به سیمان می‌رسد توجه شود، به خوبی ارتباط محوری آن‌ها نمایش داده می‌شود، (k) تخریب دانه‌ها و زمینه سنگ که باعث ایجاد انحلال شده است که عمدتاً بر اثر نفوذ سیالات منفذی طی فرآیند دیاژنز صورت پذیرفته است، (m) شکسته شدن یک بایوکلاست از نوع دایتروپا (Ditrupea) که منجر به ایجاد یک تخلخل از نوع کانالی شده است، در مراحل بعدی این شکستگی توسط سیمان پر شده و باعث از بین رفتن تخلخل شده است، (n) قطعاتی از اکینوئیدها که دچار شکستگی شده و نشان دهنده آن است که در طی مراحل پایانی فشردگی مکانیکی به دلیل افزایش فشار ناشی از وزن روپاره، در بایوکلاست‌ها شکستگی‌هایی ایجاد شده است و یک حالت پلکانی را نشان می‌دهد، (o) آلوکم‌های بنتیک که در اثر فشردگی به صورت مماسی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند، (p) در این تصاویر آلوکم‌هایی از میلیولید دیده می‌شوند که در آن‌ها دانه‌ها به جای شکسته شدن، به صورت پلاستیکی یا داکتیل تغییر شکل داده‌اند، (q, r) تصویر فرامینفرهای بنتیک بزرگ از خانواده نومولیتیده به صورت فابریک‌های در هم فرو رفته مشاهده می‌شوند و به شکل تماس‌های محدد - مقعر و مفرس در بین دانه‌ها ظاهر می‌شوند، (s) درزه‌های انحلالی ایجاد شده در رسوبات آهکی و (t) در این تصاویر فرآیند استیلیولیتی شدن بر اثر تراکم شیمیایی به دلیل اختلاف نسبی ذرات سازنده سنگ در خلال افزایش فشار ناشی از دیاژنز تدفینی دیده می‌شوند. اغلب این استیلیولیت‌ها توسط ترکیبات آهن‌دار پر شده‌اند.

تکتونیکي ایجاد شده و باعث انحلال در محل تماس دانه‌ها شده است. لذا بیشتر به شکل فابریک‌های درهم یا فشرده (تماس محدب-مقعر و تماس مضرس) و گسترش رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲، AS, t).

نوشکلی^۴: در کربنات‌های سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه نوشکلی بیشتر به صورت افزایشی و بر اثر تبدیل میکرایت به بلورهای درشت سودواسپارایت و همچنین در اسکلت آراگونیتی برخی از گاستروپود دیده می‌شود. اندازه بلورها و حفظ‌شدگی خوب فابریک‌های اولیه نشان می‌دهد که فرآیند نوشکلی در یک محیط وادوز جوی صورت پذیرفته است. فابریک ژئوپتال درون قطعات اسکلتی از دیگر محصولات فرآیند نوشکلی می‌باشد که در سازند آسماری دیده می‌شود (شکل a-d, ۹).

دولومیت^۵: فرآیند دولومیتی شدن به دو شکل دولومیکرواسپارایت و دولومیت‌های لوزی شکل در برش مورد مطالعه دیده می‌شود. بلورهای دولومیت به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل دیده می‌شوند.

الف) دولومیکرواسپارایت: تخلخل‌های بین بلوری فراوان، بلورهای متراکم و هم‌اندازه (۱۶ تا ۱۰۰ میکرومتر) و همچنین بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار از دیگر ویژگی‌های این نوع از دولومیت‌ها می‌باشد. (شکل e, f, ۹). دولومیت‌های ریزبلور ممکن است حاصل تدفین کم عمق و تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها بوده و یا در اثر جان‌شینی سنگ‌آهک در دمای زیر حرارت بحرانی (کمتر از 60°C) به وجود آمده باشد (الشرحان و کندال، ۲۰۰۳).

ب) دولومیت‌های لوزی شکل: این دولومیت‌ها بعضاً در ماتریکس گلی شناور بوده و اندازه بلورهای آن‌ها بین ۷۰ تا ۲۲۰ میکرومتر متغییر است و همچنین به صورت لوزی‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل g, h, ۹). بافت پرفیروتاپیک و شفافیت از ویژگی‌های دولومیت‌های لوزی شکل در برش مورد مطالعه است. دولومیت‌های لوزی شکل پراکنده در ماتریکس، در مراحل اولیه دیاژنز و در شرایطی که هنوز سیال دولومیت‌ساز به حد فوق‌اشباع نرسیده است تشکیل شده‌اند (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷).

سیمان پویکیلو تاپیک: این سیمان به صورت فراگیر در رخساره‌های گریستونی مملو از فرامینیفرهای بدون‌منفذ دیده می‌شود و نقش قابل توجهی در کاهش تخلخل‌های موجود در بین آن‌ها را در محیط تدفینی دارد (شکل A, ۸). **سیمان هم‌محور:** این شکل از سیمان که در برش مورد مطالعه قابل مشاهده است بیشتر در رخساره‌های پکستونی و گریستونی در رمپ داخلی و میانی دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که سیمان هم‌محور نشانه محیط خاصی نباشد و می‌تواند علاوه بر محیط‌های متئوریک در محیط‌های تدفینی نیز تشکیل شود (شکل J, ۸).

انحلال^۱: انحلال عمدتاً در محیط‌های دیاژنتیکی نزدیک سطح رخ می‌دهد اما ممکن است در طی تدفین نیز صورت پذیرد (تاکر، ۲۰۰۱). این فرآیند در نهشته‌های آهکی سازند آسماری بسیار رایج است و یکی از مهم‌ترین عوامل افزایش تخلخل در این سنگ‌ها به شمار می‌رود و با توجه به کانی‌شناسی متفاوت اجزاء سازنده سنگ‌های کربناته هم بصورت انتخابی و هم غیرانتخابی آن‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. انحلال در فرامینیفرهای بنتیک، تخریب دانه‌ها و زمینه سنگ به صورت گسترده، گسترش درزه‌ها و شکاف‌های ایجاد شده و همچنین در مواردی نیز انحلال در یک مقیاس وسیع باعث ایجاد حفره‌های بزرگ در سنگ می‌شود که به میزان قابل توجهی تخلخل را افزایش داده است (شکل k, l, ۸).

فشردگی^۲

تراکم فیزیکی: از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتیکی در زیر سطح زمین که رسوبات سازند آسماری را در رخنمون مورد مطالعه تحت تأثیر قرار داده است فرآیند تراکم فیزیکی می‌باشد، این نوع فشردگی در رسوبات دانه‌ای منجر به آرایش نزدیک‌تر دانه‌ها، تماس‌های نقطه‌ای و مماسی، طویل‌شدگی و جهت‌یافتگی (بایوکلاست‌ها به ویژه در بین فرامینیفرهای خانواده نومولیتیده که عمدتاً به موازات لایه‌بندی طبقات شکل گرفته‌اند)، شکسته شدن بایوکلاست‌ها، خرد شدن و تغییر شکل پلاستیکی یا داکتیل^۳ دانه‌ها دیده می‌شود (شکل m-q, ۸).

تراکم شیمیایی و یا انحلال فشاری: این فرآیند در سازند آسماری در نتیجه فشار طبقات فوقانی و استرس‌های

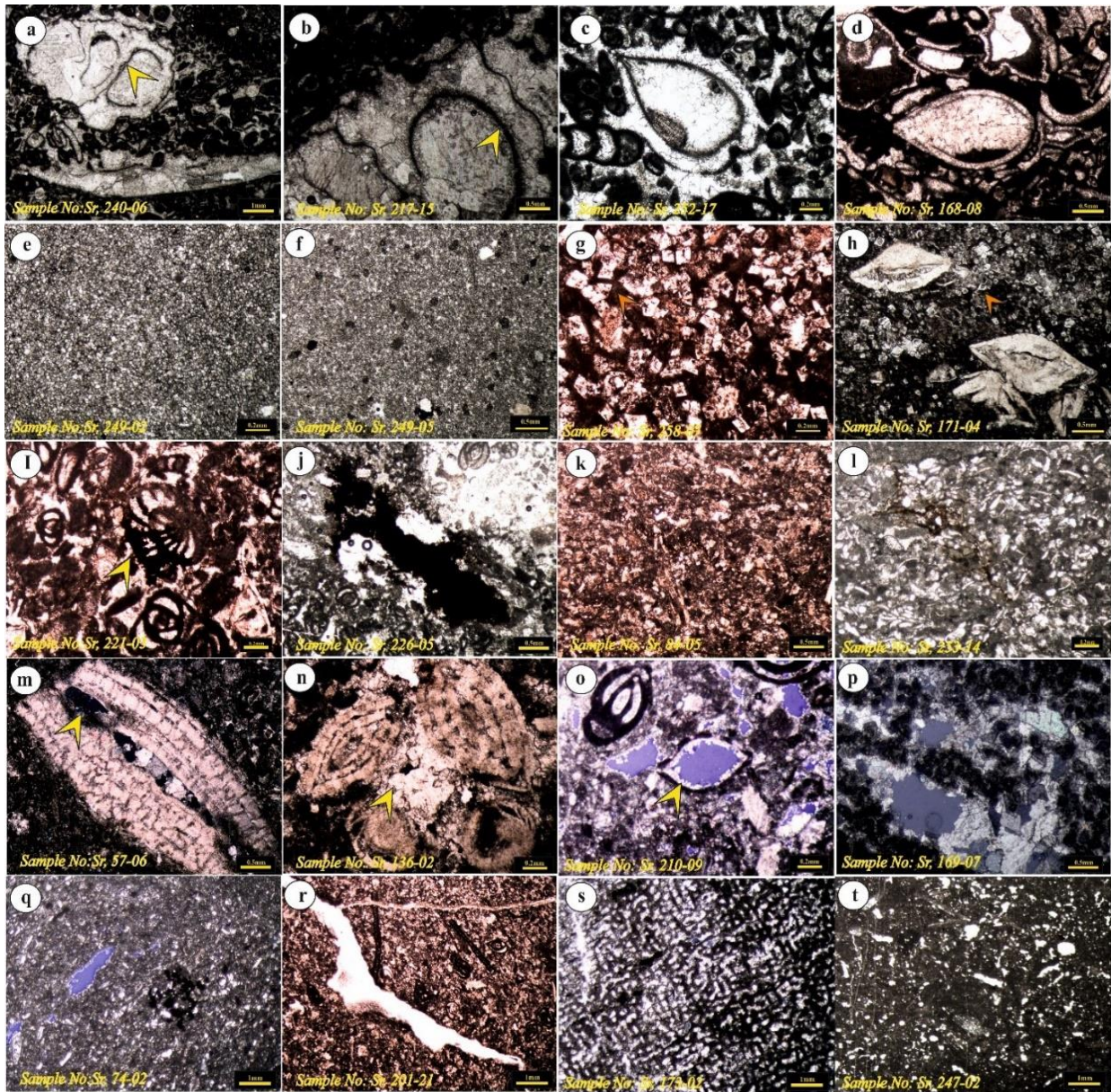
⁴ Neomorphism

⁵ Dolomitization

¹ Dissolution

² Compaction

³ Ductile



شکل ۹. فرآیندهای دیاژنتیکی در سازند آسماری، برش سر تنگ: (a) در این تصویر نئومورفیسم در اسکلت آراگونیتی یک گاستروپود نشان داده شده است. اندازه بلورها و حفظ شدگی خوب فابریک اولیه نشان می‌دهد که فرآیند نوشکلی در یک محیط وادوز جوی صورت گرفته است، (b) نوشکلی کاهشی که با جانشین شدن بلورهای درشت کربنات کلسیم توسط بلورهای موزاییک ریزتر کلسیت که با فلش زرد نشان‌دار شده است در این شکل قابل مشاهده است. (c) فابریک ژئوپتال درون قطعات اسکلتی دوکفه‌ای که بخش تحتانی حفره از میکرایت و بخش فوقانی آن از سیمان اسپاری پر شده است، (d) در این تصاویر ظاهر لخته شده‌ی فابریک گرومولوس نشان داده شده است. که در مرز بین میکرایت و اسپاریت به خوبی قابل مشاهده است، (e, f) در این تصاویر دولومیت‌های ریز بلور یا دولومیکرواسپاریت‌ها نشان داده شده است که به صورت مسطح، شکل‌دار و نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند از مهم‌ترین ویژگی‌های این نوع از دولومیت‌ها تخلخل بین‌بلوری است، (g, h) تصاویر میکروسکوپی از دولومیت‌های دانه شکری که به صورت لوزی‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار شفاف با بافت پرفیروتاپیک دیده می‌شوند که از انواع دولومیت‌های جانشینی به حساب می‌آیند، (i) همانطور که در این تصویر قابل مشاهده است حجرات فرآینفر بنتیک در محیط لاگون به صورت انتخابی دچار فرآیند پیریتی شدن شده است، (j) زمینه سنگ تحت تاثیر فرآیند پیریتی شدن قرار گرفته است، (k) این تصویر از مقطع میکروسکوپی آهن‌دار شدن را در طول یک استیلولیت نشان دهد، (l) زمینه سنگ تحت تاثیر فرآیند آهن‌دار شدن قرار گرفته است، (m) تخلخل درون دانه‌های درون حجرات یک نومولیت، (n) تخلخل بین دانه‌ای که مابین نومولیت‌ها ایجاد شده است، (o) تخلخل قالبی ایجاد شده در یک فرامینفر، (p, q) تخلخل حفره‌ای که درون زمینه سنگ ایجاد شده است، (r) تخلخل‌های حاصل از شکستگی، (s) تخلخل شبکه‌ای یا چارجویی در حجرات داخل یک توده مرجانی نشان داده شده است. و (t) تخلخل از نوع روزنه‌ای در یک مادستون دولومیتی که عمدتاً توسط سیمان اسپاری پر شده است.

سیمان‌های تیغه‌ای پرکننده حجرات فرامینیفرها و بعضاً تخلخل‌های حفره‌ای را می‌توان از دیگر محصولات دیاژنز در محیط دریایی به حساب آورد. در محیط دیاژنزی متئوریک، انحلال، یکی از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در سازند آسماری محسوب می‌شود که باعث شکل‌گیری تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای شده است. یکی از پدیده‌های غالب در این محیط فرآیند نئومورفیسم است که هم به صورت افزایشی و هم به شکل کاهش در برش مورد مطالعه دیده می‌شود. از دیگر فرآیندهای دیاژنزی وابسته به این محیط سیمان‌های کلسیتی هم‌بعد، سیمان اسپاری دروزی، سیمان پوئیکیتوتاپیک و سیمان سین‌تکسیال اطراف اکتینوئیدها است. در شرایط تدفینی کم عمق ما شاهد تراکم فیزیکی به اشکال مختلفی هستیم که به دلیل دفن رسوبات، کاهش تخلخل و نفوذپذیری، شکست و تغییر شکل در دانه‌ها و آلوکوم‌ها اتفاق می‌افتد. تراکم فیزیکی باعث ایجاد انواع تماس‌های نقطه‌ای، مماسی، محدب-مقعر، مضرس و در مواردی طولیل‌شدگی فرامینیفرها شده است. دولومیتی شدن از جمله فرآیندهایی است که هم در محیط دیاژنزی جوی و هم تدفینی تشکیل شده است با افزایش عمق تدفین در اثر تراکم شیمیایی و انحلال فشاری، رگچه‌های انحلالی، ایجاد شده است. شکستگی‌های نسل اول که در مراحل تدفین کم عمق تشکیل و در نهایت توسط سیمان کلسیتی پر شده‌اند با افزایش وزن طبقات شکستگی‌های نسل دوم به وجود آمده که آن‌ها نیز توسط سیمان‌های کلسیتی درشت بلور نظیر بلوکی پر شده‌اند (جدول ۱).

۴- نتیجه‌گیری

مطالعات چینه‌نگاری، دیاژنتیکی و ریزرخساره‌ای انجام شده بر روی سازند آسماری (سرتنگ) در منطقه ایلام نشان می‌دهد که این نهشته‌ها عمدتاً از آهک‌های صخره‌ای، توده‌ای، ضخیم، متوسط تا نازک لایه که بعضاً با میان لایه‌های مارنی و سنگ‌آهک‌های ندولار به رنگ کرم، خاکستری تیره تا روشن و زرد تشکیل شده است. سازند آسماری در برش سرتنگ به ۵ واحد سنگی، (واحد ۱ مشترک بین سازند پابده و آسماری) تقسیم‌بندی شد، که با بررسی ویژگی‌هایی مانند بافت رسوبی، عناصر اسکلتی

پیریتی شدن^۱ و آهن‌دار شدن^۲ در نمونه‌های مورد مطالعه پیریت بصورت دانه‌ها و بلورهای کوبیک پراکنده و همچنین بصورت تجمع بلوری دیده می‌شود. در برخی موارد اجزاء اسکلتی بطور کامل و یا بخشی طی مراحل دیاژنز پیریتی شده‌اند (شکل ۱، ۲). ترکیبات آهن‌دار نیز در امتداد استیلولیت‌ها و در حجرات فسیل‌ها (اکثراً حجرات فرامینیفرها) دیده می‌شود و غالباً زمینه را آغشته کرده است (شکل ۱-۹).

تخلخل^۳: انحلال در سنگ‌های کربناته سازند آسماری در برش سرتنگ سبب گسترش تخلخل‌های اولیه و ثانویه شده است (شکل ۱-۹). تخلخل درون‌دانه‌ای و تخلخل بین‌دانه‌ای، به ترتیب در نتیجه تجزیه و از بین رفتن حجرات درون فرامینیفرها بنتیک و ما بین آلوکوم‌ها و دیگر قطعات اسکلتی مانند نومولیت‌ها ایجاد شده‌اند. تخلخل قالبی، بیشتر فرامینیفرها پلانکتونیک موجود در قاعده سازند آسماری و برخی از فرامینیفرها بنتیک را تحت تأثیر قرار داده است. و تخلخل حفره‌ای، بیشتر در ارتباط با انحلال وسیع در رسوبات می‌باشد. اسکلت اصلی و چارچوب سنگ در رخساره باندستون مرجانی دارای یکسری فضاهای خالی می‌باشد که تخلخل شبکه‌ای یا چارچوبی را بوجود آورده است این نوع از تخلخل عمدتاً توسط سیمان کلسیتی اسپاری و گاهاً میکرایتی پر شده است که در مواردی ساخت ژئوپتال را نیز نشان می‌دهند. تخلخل روزنه‌ای، این نوع از تخلخل عمدتاً در رخساره دولومادستون قابل مشاهده است و اکثراً با سیمان اسپاری پر شده‌اند. تخلخل استیلولیتی نشان دهنده مهاجرت سیالات بر روی سطح استیلولیت‌ها در سازند آسماری و وقوع انحلال در محیط دیاژنز تدفینی است.

۳-۵- تاریخچه دیاژنزی سازند آسماری

دیاژنز کربنات‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه حکایت از تأثیر سه محیط دیاژنزی، دریایی، متئوریک و تدفینی دارد. از جمله فرآیندهای دیاژنزی غالب در محیط دریایی که بیشتر در برگیرنده لاگون‌های محصور شده است به دلیل شرایط راکد و اشباع بودن آب از کربنات کلسیم، قطعات اسکلتی، جلبک‌ها را به شدت میکرایتی کرده است. همچنین آشفستگی زیستی به ویژه بورینگ، وجود پیریت و

³ Porosity

¹ Pyritization

² Hematitization

محیط رمپ داخلی کم عمق می‌باشد. فرایندهای دیاژنتیکی مختلفی نظیر آشفستگی زیستی و میکریتی شدن، سیمانی شدن (سیمان دروزی، بلوکی و هم‌بعد، سین تکسیال)، فشردگی و شکستگی مکانیکی و شیمیایی، انحلال، نئومورفیسم، دولومیتی شدن، آهن‌دار شدن، پیریتی شدن، انواع تخلخل‌های (درون‌دانه‌ای، کانالی، حاصل از شکستگی، قالبی و حفره‌ای)، بر روی نهشته‌های سازند آسماری تأثیر گذار بوده‌اند.

(به طور عمده فرامینیفراهای بنتیک، مرجان‌ها و جلبک‌های کورالیناسه‌آ) و غیراسکلتی (ائیده‌ها) در سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه در مجموع ۱۳ ریزرخساره رسوبی با علامت اختصاری MF1 تا MF13 نام‌گذاری و تعیین گردید. توزیع رخساره‌ها، فقدان شیب‌قاره و عدم وجود ریف‌های سدی، همه نشان دهنده تهنشست این توالی بر روی یک رمپ کریناته تک‌شیب (Homocline Ramp) می‌باشد. الگوی کلی رخساره‌ها نشان دهنده کاهش پیشرونده در عمق آب از محیط رمپ بیرونی به

Asmari Formation	Diagenesis Time Increase										
	Diagenesis Environments										
	Marine Phreatic Zone		Meteoric (fresh water) Phreatic Zone				Burial Zone			Uplift	
	Stagnant Zone	Active Zone	Vadose Zone	Dissolution Zone	Active Zone	Stagnant Zone	Mixing Zone	Shallow	Intermediate	Deep	
Eogenesis						Mesogenesis			Telogenesis		
Micritization	✓										
Biological Procc.	✓										
Geopetal Fabric	✓										
Primari Procity Cementation (Intra, Inter, Framework, Shelter)	✓	✓									
Dissolution & Porosities (Moldic, Fuggy)		✓	✓	✓	✓						
Syntaxial overgrowth Cement					✓						
Calcite Drusy & Blaided Cement		✓	✓		✓	✓					
Neomorphism					✓	✓	✓				
Dolomite Cement								✓			
Equant & Blocky Calcite Mosaic Cement					✓			✓	✓	✓	
Early - stage Dolomitization	✓	✓									
Poikilotopic Calcite Cement								✓			
Fractures & Seams								✓	✓		✓
Filling Fractures & Seams by Cement									✓	✓	✓
Mechanical Compaction	✓	✓				✓		✓	✓		✓
Late - stage Dolomitization								✓	✓		
Stylolite									✓	✓	✓
Stylolithe opening										✓	✓
Hematitization								✓	✓	✓	
Pyritization								✓	✓	✓	

جدول ۱. پارائز سازند آسماری در برش سرنگ

منابع

- Italy). *Italian Journal of Geosciences*, 129 (1): 119-131.
- Brandano, M., Cornacchia, I., Raffi, I., Tomassetti, L (2016) The Oligocene–Miocene stratigraphic evolution of the Majella carbonate platform (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 333: 1–14.
- Burchette, T. P., and Wright, V. P (1992) Carbonate ramp depositional systems, *Sed. Geology*, 79: 3–57.
- Burley, S. D., Worden, R. H (2003) In *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*, Burley, S. D., Worden, R. H., Eds. Blackwell Publishing: Malden, MA, USA, 4: 3–44.
- Busk, H. G., Mayo, H. T (1918) Some notes on the geology of the Persian Oilfields. *Journal of the Institution of Petroleum Technologists*, 5: 5-26.
- Buxton, M. W. N., Pedley, H. M (1989) A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society*, 146: 746–748.
- Dunham, R (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: WE H (ed) *Classification of Carbonate Rocks—*a symposium, AAPG Mem, 1: 108–121.
- Embry, A., Klován, J (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19 (4): 730.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S., Koyi, H (2009) Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 32 (1): 5–19 278.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. 2nd edition. Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.
- Gharechelou, S., Ahmadi, V., Bohloli, B., Swennen, R (2020) Relationship between the sedimentary microfacies and geomechanical behavior of the Asmari Formation carbonates, southwestern Iran. *Mar Petrol Geol*, 116: 104306.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211–238.
- Hallock, P., and Glenn, E. C (1986) Larger foraminifera: A tool for Paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies: *Palaios*, 1: 55–64.
- Hearthy, P. J., Webster, J. M., Clague, D. A., Kaufman, D. S., Bright, J., Southon, J., and Renema, W (2010) A pulse of ooid formation in Maui Nui (Hawaiian Islands) during Termination I, *Marine Geology*, 268: 152–162.
- Herkat, M., and Ladjal, A (2013) Paleobathymetry of foraminiferal assemblages from the Pliocene of the Western Sahel (North-Algeria), *Adabi, M. H., and Asadi-Mehmandosti, E (2008) Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, SW Iran, Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 267–277.
- Adams, C. G., and Bourgeois, E (1967) *Asmari biostratigraphy: Geological and Exploration Division, Iranian Oil Offshore Company Report*, 1074, Unpublished.
- Aleali, M., Rahimpour-Bonab, H., Moussavi-Harami, R., Jahani, D (2013) Environmental and sequence stratigraphy implications of anhydrite textures: a case from the Lower Triassic of the Central Persian Gulf. *J Asian Earth Sci*, 75: 110–125
- Alsharhan, A. S., and Kendall, C. G. ST. C (2003) Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues, *Earth Science Review*, 61: 191-243.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., and Taheri, A (2007a) Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros basin, Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, 1-13.
- Avarjani, Sh., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., and Amiri-Bakhtiar, H (2015) Facies, depositional sequences, and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun oilfield, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran, *Palaeoworld*.
- Bassi, D., Nebelsick, J. H (2010) Components, facies and ramps: redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography*, 295: 258–280.
- Beavington-Penney, S. J., Racey, A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67 (3-4): 219–265.
- Bosence, D (2005) A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sed. Geol*, 175: 49–72.
- Braga, J. C., Bassi, D., Piller, W (2010) Paleoenvironmental significance of Oligocene–Miocene coralline red algae — a review. *Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ*, 42: 165–182.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Pedley, M., Matteucci, R (2009) Facies analysis and palaeoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56 (4): 1138–1158.
- Brandano, M., Morsilli, M., Vannucci, G., Parente, M., Bosellini, F., Mateu-Vicens, G (2010) Rhodolithrich lithofacies of the Porto Badisco Calcarenes (upper Chattian, Salento, southern

- Braga, J. C., Sevin, B (2016) Post-obduction carbonate system development in New Caledonia (Népoui, Lower Miocene). *Sediment Geol*, 331: 42–62.
- Moor, C. H (2001) Carbonate reservoir porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, Amsterdam, Elsevier., 444.
- Nebelsick, J. H., Bassi, D., Lempp, J (2013) Tracking paleoenvironmental changes in coralline algal-dominated carbonates of the Lower Oligocene Calcareniti di Castelgomberto formation (Monti Berici, Italy). *Facies*, 59: 133–148.
- Noad, J (2001) The Gomantong Limestone of eastern Borneo: a sedimentological comparison with the near-contemporaneous Luconia Province: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 273–302.
- Papazzoni, C. A. and Trevisani, E (2006) Facies analysis, palaeoenvironmental reconstruction, and biostratigraphy of the "Pesciaradi Bolca" (Verona, northern Italy: An early Eocene Fossil-Lagerstätte, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242: 21–35.
- Pomar, L., Brandano, M., Westphal, H (2004) Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51 (3): 627–651.
- Pomar, L., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M., Brandano, M (2014) Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404: 109–132.
- Quaranta, F., Tomassetti, L., Vannucci, G., Brandano, M (2012) Coralline algae as environmental indicators: a case study from the Attard member (Chattian, Malta): *Geodiversitas*, 34: 151–166
- Roospeykar, A., Maghfouri-Moghadam, I., Yazdi, M (2019) Facies and paleoenvironmental reconstruction of Early–Middle Miocene deposits in the north-west of the Zagros Basin, Iran, *Geologica Carpathica*, 70 (1): 75–87.
- Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., Ghabeishavi, A (2009) A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene–Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran. *Historical Biology: An International Journal of Paleobiology*, 21(3): 215–227.
- Sequero, C., Bádenas, B. and Aurell, M (2018) Facies mosaic in the inner areas of a shallow carbonate ramp (Upper Jurassic, Higuera de las Uñas Fm, NE Spain): *Facies*, <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0521-8>.
- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374: 144–163.
- Heydari, E (2008) Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451 (1–4): 56–70.
- Hontzsch, S., Scheibner, Ch., Kuss, J., Mazrouk, A. M., Rasser, M. W (2011) Tectonically driven carbonate ramp evolution at the southern Tethyan shelf: the Lower Eocene succession of the Galala Mountains, Egypt. *Facies*, 57: 1: 51–72.
- O'Connell, L. G., James, N. P., Bone, Y (2012) The Miocene Nullarbor Limestone, Southern Australia; deposition on a vast subtropical epeiric platform. *Sedimentary Geology*, (253–254): 1–16.
- Jafari, J., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., 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. doi.org/10.1007/s12182-019-00421-0.
- James, G. A., Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *AAPG Bulletin*, 49 (12): 2182–2245.
- Kamalifar, F., Aleali, M., Ahmadi, V., Mirzaiee, A (2020) Facies distribution, paleoenvironment and sequence stratigraphy model of the Oligo-Miocene Asmari Formation (Fars Province, south of Iran). *Turk J Earth Sci*, 29: 664–683
- Khila, A., Ouaja, M., and Zargouni, F (2018) Coniacian carbonate conglomerate event on carbonate ramps from the Northern Chotts ranges, South Tunisia: facies geometry and tectono-sedimentary evolution: *Arabian Journal of Geosciences*, <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3388-7>.
- Jahnert, R., and Collins, L (2012) Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia, *Marine Geology*, 303 (306): 115–136.
- Lukasik, J., James, N. P (2006) Carbonate sedimentation, climate change and stratigraphic completeness on a Miocene cool-water epeiric ramp, Murray Basin, South Australia. In: Pedley HM, Carannante G (eds) *Cool-water carbonates: depositional systems and palaeoenvironmental controls*. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 255: 217–244.
- Mateu-Vicens, G., Pomar, L., Tropeano, M (2008b) Architectural complexity of a carbonate transgressive systems tract induced by basement.
- Murray, J. W (2006) *Ecology and applications of benthic foraminifera*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, Cambridge 426.
- Maurizot, P., Cabioch, G., Fournier, F., Leonide, Ph., Sebih, S., Rouillard, P., Montaggioni, L., Collot, J., Martin-Garin, B., Chaproniere, G.,

- depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27 (1): 56–71.
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, New York.
- Zamagni, J., Mutti, M., Košir, A (2008) Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene–earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia). *Facies*, 54: 25–43.
- Sibley, D. F., and Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures, *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967–975.
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A., Moussavi-Harami, R (2015a) Depositional architecture and sequence stratigraphy of the Oligo–Miocene Asmari platform; Southeastern Izeh Zone, Zagros Basin, Iran. *Facies* 61.
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Moussavi-Harami, R., Ghabeishavi, A., Al-Aasm, IS (2015b) Facies analysis and carbonate ramp evolution of Oligo-Miocene Asmari Formation in the Gachsaran and Bibi-Hakimeh oilfields and the nearby Mish anticline, Zagros Basin, Iran *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen* Accepted manuscript.
- Taheri, M. R., Vaziri-Mogaddam, H., Taheri, A., Ghabeishavi, A (2017) Biostratigraphy and paleoecology of the Oligo-Miocene Asmari Formation in the Izeh zone (Zagros Basin, SW Iran) *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. ISSN 1405-3322 *Bol. Soc. Geol.* 69 (1).
- Thomas, A. N (1948) The Asmari Limestone of south-west Iran. In: Hobson, G. D. (Ed.), *International Geological 124 Strontium isotope stratigraphy, Asmari Formation SW Iran Congress, report of 18th session Great Britain 1948, part IV, proceedings of section E, the geology of petroleum*. IGC Publication, London: 35–44.
- Tomassetti, L., Petracchini, L., Brandano, M., Trippetta, F., and Tomassi, A (2018) Modeling lateral facies heterogeneity of an upper Oligocene carbonate ramp (Salento, southern Italy): *Marine and Petroleum Geology*, 96: 254-270.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.
- Tucker, M. E., and Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 p.
- Udchachon, M., Burrett, C., Thassanapak, H., Chonglakmani, C., Campbell, H., and Feng, Q (2014) Depositional setting and paleoenvironment of an alatoconchid-bearing Middle Permian carbonate ramp sequence in the Indochina Terrane, *Journal of Asian Earth Sciences*, 87: 37-55.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., Taheri, A (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52 (1): 41–51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H (2010) Oligo-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and

Investigation of Lithostratigraphy, characteristics micrifacies and diagenetic processes of the Asmari Formation (Sartang section) in the West of Lorestan, North East of Ilam

S. H. Rahmanizadeh¹, M. Aleali^{*2}, D. Jahani³ and N. Kohansal Ghadimvand⁴

1- Ph. D. student, Dept., of Geology, Islamic Azad University (IAU), North Tehran Branch, Tehran, Iran

2- Assist. Prof., Dept., of Geology, Islamic Azad University (IAU), Science and Research Branch Tehran, Iran

3- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Islamic Azad University (IAU), North Tehran Branch, Tehran, Iran

4- Assist. Prof., Dept., of Geology, Islamic Azad University (IAU), North Tehran Branch, Tehran, Iran

* aleali.mohsen@gmail.com

Recieved: 2022.6.9 Accepted: 2022.9.4

Abstract

In this study, based on petrographic studies, 200 thin sections, field observations, thick changes of the constituent layers, color, genus of the layers, and the size of the sediments, resulted in the identification of 5 units of rocks (unit 1 joint between the Pabdah and Asmari Formations) and 13 sedimentary microfacies in the diametration of Asmari Formation (Sartang) have been identified. According to biostratigraphy studies, the Asmari Formation in the Sar Tang section is late Rupelian-Aquitian in age. The gradual change of facies, the absence of turbidite deposits and the reef belt indicate the deposition of the Asmari structure on a shallow carbonate platform overnight (hemoclinical). The results in the study of Asmari Formation indicate that in the lower parts, the texture of most rocks is wackestone and packstone limestone. In the middle section, limestones with grainstone, boundstone and floatstone-rudstone textures containing corals and algae can be seen. Limestone with grainstone texture are mainly distributed in the upper part of the Asmari Formation, which has been significantly reduced due to extensive cementation, voids and porosity. According to the petrographic examination, the main diagenetic processes of the Asmari Formation are bioturbation, micritization, cementation, compaction, dissolution, neomorphism and dolomitization. Generally, sediments of Asmari Formation in the studied sequences have experienced a wide range of diagenetic processes related to different diagenetic environments (marine, meteoric and burial). The dissolution with corrosion and elimination in successions has caused the formation of dissolution porosities (such as intraparticle, inetrparticle, vuggy and moldic porosity). Dolomites are seen as shaped euhedral, rhombus and mosaics of the same size, dense and with subhedral and anhedral borders (dolomicrosprite and rhombus dolomite).

Keywords: Asmari Formation, Oligocene-Early Miocene, Microfacies, Diagenesis and Lorestan Zone.