

میکروفاسیس و محیط رسوبی مخزن آسماری - جهرم در چاه‌های شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ میدان نفتی گل خاری

وحید حسونند^{۱*}، حسن محسنی^۲، مجتبی همایی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان، همدان، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان، همدان، ایران

۳- کارشناس شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

*پست الکترونیک: vahidhassanvand@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۰/۶/۱۰

تاریخ دریافت: ۸۹/۱۱/۱۵

چکیده

سازندهای آسماری و جهرم از نظر میکروفاسیس و تفسیر محیط رسوبی در چاه‌های شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ میدان نفتی گل خاری مورد مطالعه قرار گرفتند. پتروگرافی، مجموعه فونا، بررسی زیست رخساره و بافتهای رسوبی به شناسایی ۲۱ میکروفاسیس کربناته و ۳ پتروفاسیس غیر کربناته منجر شد که در چهار زیر محیط رسوبی شامل پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز واقع بر روی یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هم شیب نهشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: میکروفاسیس، محیط رسوبی، مخزن آسماری - جهرم، میدان نفتی گل خاری، حوضه زاگرس، مدل محیط رسوبی.

مقدمه

آنها است. به همین دلیل، در این پژوهش سعی شده است تا با بررسی رخساره‌های میکروسکوپی سازند آسماری و جهرم در میدان نفتی گل خاری، مدلی برای محیط رسوبی این سازندها در این قسمت از حوضه زاگرس ارائه گردد تا نحوه گسترش آنها در منطقه جهت اکتشافات امروزی و نیز بهره‌برداری مورد استفاده قرار گیرد.

به منظور مطالعه دقیق ریزچینه‌شناسی سازندهای آسماری و جهرم و تعیین مرز این دو سازند، دو مقطع تحت الارضی در چاه‌های شماره ۱ و ۶ میدان نرگسی توسط شایسته (۱۳۸۵) مطالعه شده است. در این مطالعات، مرز بالایی سازند

میدان گل خاری در بخش جنوبی ناحیه فروافتادگی دزفول قرار دارد. این ناحیه که یکی از زیر بخشهای زاگرس چین خورده است، به علت حضور بیشتر میادین نفتی ایران و عدم رخنمون ساختمان زمین شناسی دارای اهمیت زیادی است. ساختار کلی این ناحیه با گسلهای پی سنگی ارتباط داشته و از نظر زمین ساختی پایدارتر است و چین خوردگی کمتری نسبت به مناطق همجوار دارد (بربریان، ۱۹۹۵). عملیات اکتشافی به منظور یافتن سنگهای مخزن، تعیین گسترش آنها و نیز روشهای بهره‌برداری بهینه از این مخازن مستلزم مطالعات دقیق رخساره‌ها، محیط رسوبی و نیز بررسی تاریخچه دیاژنز

کیلور کریم و نرگسی احاطه شده است. وجود ذخایر هیدروکربنی در آن پس از حفر چاه شماره ۱ در سال ۱۳۴۲ تأیید شد (همایی، ۱۳۸۵). تاکنون ۱۲ حلقه چاه در مخزن حفاری گردیده، ولی از بین آنها چاههای شماره ۱ و ۲ فعلاً متروکه و چاه شماره ۷ نیز فاقد اطلاعات نمودار پتروفیزیکی است. چاه شماره ۱ در افق بنگستان، چاههای شماره ۲ و ۱۰ در مخزن خامی و سایر چاهها در مخزن آسماری - جهرم تکمیل گردیده‌اند. در حال حاضر تولید منحصراً از افق آسماری - جهرم صورت می‌پذیرد به طوری که دو سازند با برخورداری از یک سطح تماس آب - نفت، مخزن مشترکی ایجاد کرده‌اند (صفایی و همکاران، ۱۳۷۷).

چینه شناسی سازندهای آسماری و جهرم در میدان نفتی گل خاری

سازند جهرم در منطقه مورد مطالعه، به طور تدریجی بر روی سازند پایده قرار دارد. سنگ آهکهای رسی سازند پایده به تدریج با میان لایه‌های سنگ آهک تبدیل به سازند جهرم می‌شوند. مرز بالایی آن نیز با سازند آسماری به شکل ناپیوستگی فرسایشی است به طوری که در برش نمونه، این مرز در زیر سنگ آهکهای با لایه بندی نامنظم و کنگلومرای دارای ترکیبات آهن قرار دارد (جیمز و واینند، ۱۹۶۵). به نظر می‌رسد قسمت بالایی سازند آسماری در میدان گل خاری وجود نداشته و به جای آن سازند گچساران رسوب گذاری کرده است. این سازند عمدتاً شامل سنگ آهک دولومیتی، دولومیت آهکی، دولومیت و سنگ آهک همراه ناخالصیهای رسی است. همچنین ندولهای انیدریتی در بین رخساره‌های فوق همراه با دولومیت وجود دارد (شکل ۲). در فارس داخلی، سازند جهرم به طور دگرشیب با سازند رازک پوشیده شده است (آقابیاتی، ۱۳۸۳). در نقاطی که پیوند دو سازند جهرم (در زیر) و سازند آسماری (در بالا) از نوع پاراکانفورمیتی است، تفکیک دو سازند تنها از طریق

آسماری با انیدریت‌های بخش ۱ سازند گچساران (پوش سنگ) همراه با گسستگی سنگ شناختی و مرز زیرین آن با سازند جهرم به صورت ناهمساز فرسایشی است. مرز زیرین سازند جهرم با سازند پایده نیز به صورت تدریجی است. بر اساس مطالعات ریزدیرینه شناسی سازندهای آسماری و جهرم نیز حدود ۳۰ جنس و گونه شناسایی شده است که از این تعداد ۱۰ جنس متعلق به غیرروزن‌داران و بقیه از روزن‌داران بوده‌اند. با بررسی فسیلهای شناسایی شده، سن سازند جهرم در میدان نرگسی ائوسن و سن سازند آسماری میوسن تعیین شده است.

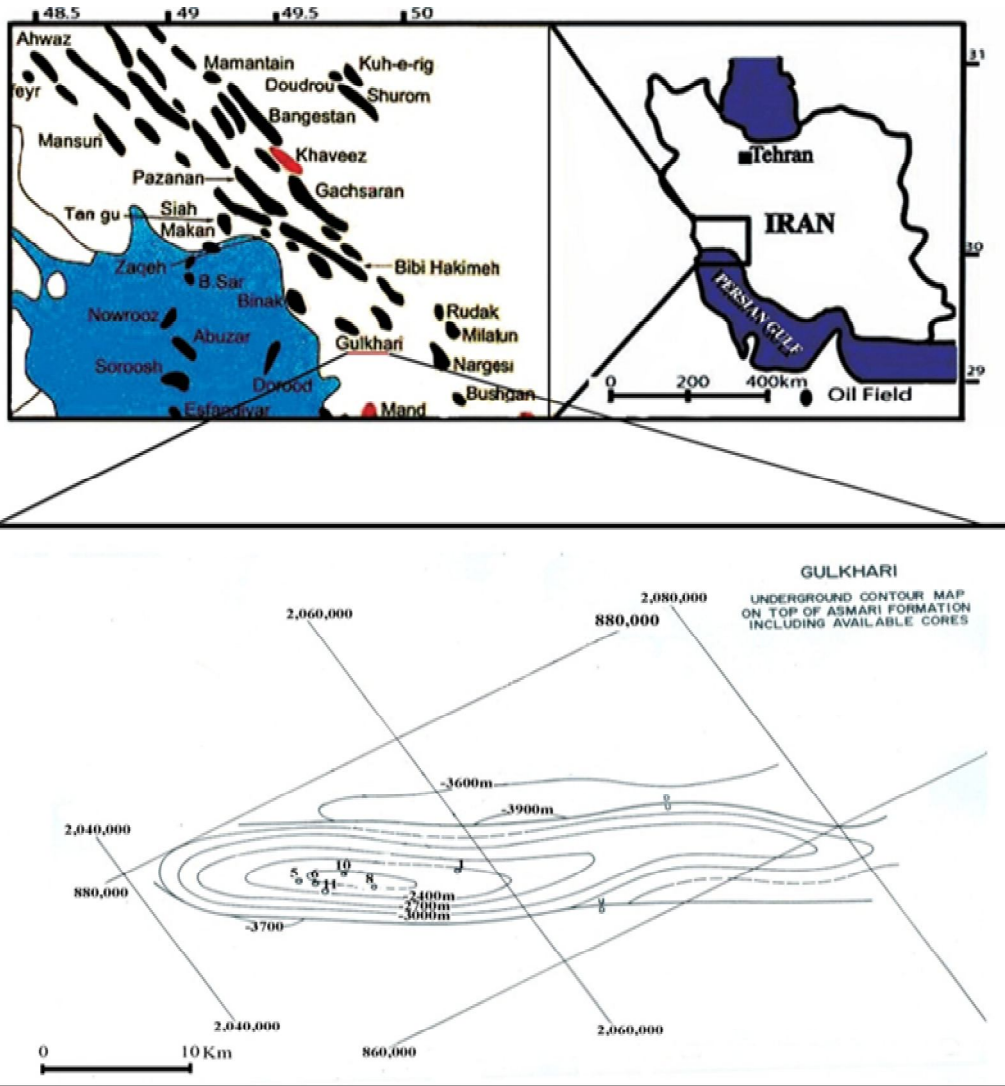
به منظور تحلیل زمین شناسی و پتروفیزیکی متفاوت در رفتار تولیدی سازندهای آسماری و جهرم در میدان نفتی گل خاری و همچنین توصیف سنگ شناسی زونهای مخزن، مطالعه‌ای جهت تعیین و ارزیابی پتروفیزیکی واحدهای جریان توسط همایی (۱۳۸۵) انجام شد. وی بر اساس اطلاعات محدود مغزه‌ها در چاه شماره ۱۰ و همچنین نمودارهای پتروفیزیکی موجود تا آن زمان، مخزن تحت مطالعه را از نوع پیچیده تشخیص داده به طوری که فرآیندهای دیاژنتیکی متنوع بر آن اثر نموده است. عمده‌ترین رده‌های تخلخل مؤثر در مخزن از نوع حفرات پراکنده بوده که در زمینه ریز دانه ایجاد شده‌اند، لیکن تشکیل حفرات مرتبط در پاره‌ای فواصل موجب افزایش پتانسیل تولیدی این بخشها گردیده است. شکستگی در مخزن توسعه متوسط دارد و هرزرویه‌های فراوان گل حفاری به دلیل حضور حفرات انحلالی تشدید شده است.

موقعیت جغرافیایی میدان نفتی گل خاری

میدان گل خاری با ابعاد حدود ۶×۴۲ کیلومتر در حدود ۷۰ کیلومتری شمال غرب بندر بوشهر و ۲۰ کیلومتری شمال شرق بندر گناوه در حوضه زاگرس و زیر پهنه فارس ساحلی قرار گرفته (شکل ۱) و توسط میادینی چون بینک،

نمی‌گردد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). ضخامت سازند آسماری در چاههای شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ به ترتیب ۱۸۸، ۲۰۴ و ۲۹۰ متر و ضخامت سازند جهرم در چاههای مزبور به ترتیب ۲۷۲، ۲۶۲ و ۲۹۰ متر می‌باشد.

دیرینه شناسی امکان پذیر است (مطیعی، ۱۳۷۲). در ناحیه فارس داخلی سازند جهرم با سن جوانتر از ائوسن میانی وجود ندارد در حالی که در فارس ساحلی (منطقه مورد مطالعه) وقفه رسوبی در ائوسن میانی - پسین مشاهده



شکل ۱: موقعیت میدان گل خاری در حوضه زاگرس (بالا) و نقشه منحنی هم تراز رأس مخزن آسماری - جهرم به همراه موقعیت چاههای مورد مطالعه (پایین) (برگرفته از یزدانی و راکی، ۱۳۸۷)

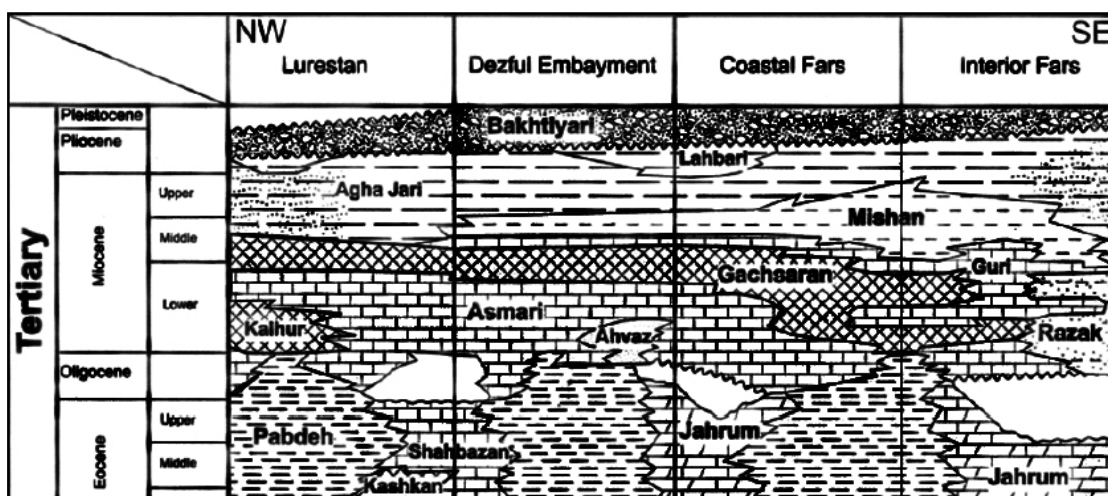
است. از مجموع ۷۵۰ برش نازک تهیه شده، ۴۲۰ نمونه مربوط به سازند جهرم و ۳۳۰ نمونه مربوط به سازند آسماری است. طبقه بندی سنگها به روش دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) صورت گرفت. میکروفاسیسها و تجزیه و تحلیل آنها بر اساس ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) و

روش مطالعه

مطالعات انجام شده طی دو مرحله صورت گرفته است. مرحله اول شامل تهیه حدود ۷۵۰ مقطع نازک از مغزه‌ها و خرده‌های حاصل از حفاری و مرحله دوم شامل مطالعات آزمایشگاهی بوده است. میانگین فاصله نمونه‌ها تقریباً ۲ متر

نازک توسط آلزارین قرمز به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ آمیزی گردیدند.

توصیف ریزرخساره‌های آواری بر اساس روش پتی جان و همکاران (۱۹۷۵) انجام گرفت. حدود ۱۵۰ نمونه از مقاطع



شکل ۲: نمودار تغییرات جانبی سازندهای ترشیاری در جنوب غربی ایران (برگرفته از علاء، ۱۹۸۲)

(SWB) تشکیل شده است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ لاسمی، ۱۹۹۵؛ برناتوس و همکاران، ۲۰۰۲). فراوانی گل آهکی نشان دهنده شرایط انرژی هیدرودینامیکی پایین و محیط کم انرژی است (بریگاود و همکاران، ۲۰۰۹). انرژی کم رژیم هیدرودینامیکی به رسوب گذاری زیر سطح اساس موج توفانی دلالت می کند (کوسوویک و درابن، ۲۰۰۴). میکروفاسیس مشابهی در سازند پابده در منطقه چمن بلبیل، به وسیله امیرشاه کرمی و همکاران (۲۰۰۷) به نهشته‌های شیب بیرونی نسبت داده شده است.

این میکروفاسیس معادل RMF-2 فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند رخساره‌ای شماره ۷ باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است. این میکروفاسیس در هر سه چاه شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ در بخشهای پایینی سازند جهرم قرار دارد.

۲-۱- میکروفاسیس A₂ (Argillaceous lime mudstone)

این میکروفاسیس کمتر از ۵ درصد روزن داران پلاژیک و حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد کانی رسی دارد (شکل ۳ ب).

تفسیر: این میکروفاسیس معادل RMF-2 فلوگل (۲۰۱۰) است و در زیر سطح تأثیر امواج قرار دارد و معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۷ باکستون و پدلی (۱۹۸۹) می باشد که در

میکروفاسیسا و محیط رسوبی

در مجموع ۲۴ میکروفاسیس شناسایی شد که در این میان، ۲۱ میکروفاسیس کربناته و ۳ پتروفاسیس غیر کربناته است. میکروفاسیسهای کربناته در ۵ کمر بند رخساره‌ای زیر رسوب نموده اند که به ترتیب کاهش عمق (از بخش عمیق به سوی خشکی) در ادامه شرح داده خواهند شد:

۱- کمر بند رخساره‌ای A

۱-۱- میکروفاسیس A₁ (Mudstone with a few pelagic fauna) در این میکروفاسیس فسیلهای پلاژیک *Globigerina* وجود دارد که در ماتریکس گلی قرار دارند. اجزای اسکلتی کمتر معمول است، اما دانه‌های ریز پیریت در زمینه وجود دارد (شکل ۳ الف).

تفسیر: حضور روزن داران پلانکتون و نبود گونه‌های بزرگ هم زیست زاد نشانه نهشته شدن رسوبات در محیطی پایین تر از پهنه نوری دریای باز است (کوسوویک و درابن، ۲۰۰۴). نبود ساختارهای رسوبی و حضور فسیلهای روزن داران پلانکتونیک پیشنهاد می کند این رخساره در آب ساکن و عمیق دریا با شوری نرمال زیر سطح اساس امواج توفانی

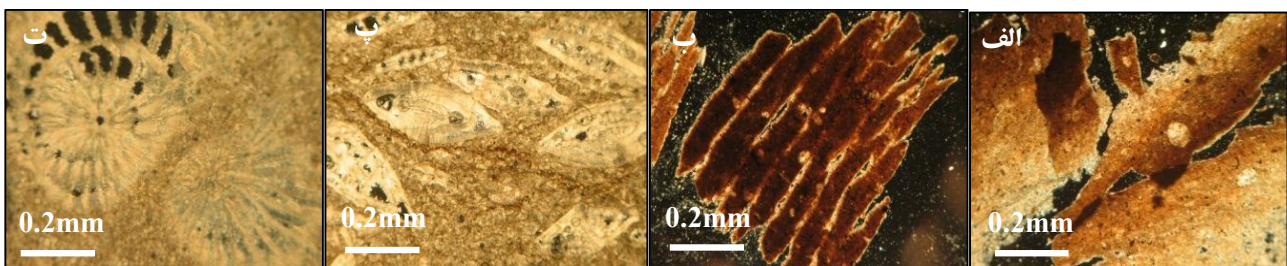
باسی (۱۹۹۸) حضور *Nummulites* به همراه *Assilina* در نهشته‌های ائوسن پسین شمال ایتالیا را مربوط به رمپ میانی و بخش بالایی رمپ خارجی دانسته است. محیط ته نشست رخساره حاوی *Nummulites* بسته به انواع روزن‌داران همراه می‌تواند از بخش بالایی رمپ خارجی تا رمپ میانی تغییر نماید. بنابراین رخساره حاوی *Nummulites* در صورتی که همراه با *Discocyclina* و یا *Operculina* شود متعلق به رمپ خارجی است و به تنهایی گسترش آن مربوط به رمپ میانی است. میکروفاسیس مشابه توسط خطیسی مهر و معلمی (۱۳۸۸) و صادقی و همکاران (۲۰۱۱) به عنوان رمپ میانی تفسیر شده است. این میکروفاسیس معادل 7 RMF- فلوگل (۲۰۱۰) است و در محدوده بالای سطح اساس امواج توفانی (SWB) و زیر سطح اساس امواج عادی (FWWB) قرار گرفته است. در طبقه‌بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۵ و معرف شرایط محیطی رمپ میانی است. این میکروفاسیس در هر سه چاه شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ و در بخش پایینی سازند جهرم مشاهده شده است.

بخش ابتدایی رمپ خارجی تشکیل شده است. این میکروفاسیس در هر سه چاه شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ شناسایی شده و مربوط به بخشهای پایینی سازند جهرم است.

۳-۱- میکروفاسیس A₃ (Bioclast Nummulites wackestone - packstone)

این میکروفاسیس از روزن‌داران بزرگ مانند *Nummulites* *Nummulites galensis*، *striatus* و *intermedius* و *Nummulites fabiani* و خرده‌های *Rotalia* و اکتینودرم تشکیل شده است (شکل ۳ پ و ت). در ضمن زمینه نیز دولومیتی شده است. در بعضی نمونه‌ها جهت یافتگی توسط جریان و آغستگی به هیدروکربن نیز مشاهده گردید.

تفسیر: حضور فونای شور کم تاب مانند روزن‌داران مشبک، اکتینوئید و مواد آلی، فونای دریای باز و جورشدگی متوسط، رسوب‌گذاری در محیط دریای باز کم عمق را پیشنهاد می‌کند (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). رسی (۱۹۹۴) با مطالعه سازند سیب به سن ائوسن میانی در عمان، انواع مختلفی از جنس *Nummulites* به همراه *Assilina*، *Discocyclina* و *Alveolina* را مربوط به رمپ میانی در نظر گرفته است.



شکل ۳: الف) مادستون با فسیل پلاژیک، XPL، عمق ۲۸۶۲، چاه شماره ۱۱؛ ب) مادستون آهکی آرژیلیت دار، XPL، عمق ۲۸۴۸؛ پ) *Nummulites* با جهت یافتگی در جهت جریان، XPL، عمق ۲۶۰۷، چاه شماره ۱۰؛ ت) *Nummulites* با زمینه دولومیتی شده و تخلخل بین دانه‌ای، XPL، عمق ۲۶۶۴، چاه شماره ۱۱.

اندازه ماسه درشت تا گراول‌اند و در بعضی نمونه‌ها زمینه دولومیتی شده است. خردشدگی در روزن‌داران بزرگ دیده می‌شود.

تفسیر: حضور *Nummulites* و *Discocyclina* مسطح بزرگ، رسوب‌گذاری در آبهای نسبتاً عمیق را نشان می‌دهد

۴-۱- میکروفاسیس A₄ (Bioclast Nummulites Discocyclina) (wackestone - packstone)

این میکروفاسیس بیشتر در بخشهای پایینی تا میانی سازند جهرم دیده می‌شود. بیوکلستا شامل اکتینوئید و خرده‌های روزن‌داران بنتونیک است (شکل ۴ الف و ب). دانه‌ها در

باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۵ و معرف شرایط محیطی رمپ میانی است. این میکروفاسیس در هر سه چاه شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ مشاهده شده است و مربوط به بخش پایینی تا میانی سازند جهرم است.

۵- میکروفاسیس A₅ (Dolomitized bioclast Nummulites)

(Amphistegina Heterostegina wackestone - packstone)

این میکروفاسیس دارای مقادیر قابل توجهی روزن‌داران بتونیک بزرگ (مانند *Nummulites*، *Amphistegina* و *Heterostegina*) است. اجزای فرعی شامل اکینودرم، جلبک قرمز و خرده‌های روزن‌داران بتونیک دیگر است (شکل ۴ پ و ت). در ضمن خردشدگی بیوکلستاها و جهت یافتگی نیز دیده می‌شود. دولومیتی شدن پدیده غالب در این رخساره است که حدود ۱۵ تا ۱۶ درصد را شامل می‌شود.

تفسیر: تنوع روزن‌داران بتونیک بزرگ با دیواره مشبک، اکینودرم و انرژی محیطی متوسط تا بالا که باعث خردشدگی بیوکلستاها شده، رسوب‌گذاری بالای سطح اساس امواج توفانی و زیر سطح اساس امواج عادی را منعکس می‌کند. روزن‌داران منفذدار مانند نومولیتیدهای مسطح و پهن (هم زیست زاد) از قبیل *Operculina* و *Heterostegina* در عمیق‌ترین بخشهای حوضه تا مرز زیرین ناحیه نوری سکنی می‌گزینند (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). تنوع تاکسونومیکی بالا از روزن‌داران بتونیک بزرگ با دیواره مشبک، کورالیناسه‌آ، اکینودرم، زمینه گل آهکی و وضعیت چینه‌شناختی، رسوب‌گذاری بر روی یک محیط شیب کم عمق را نشان می‌دهد (امیرشاکرمی و همکاران، ۲۰۰۷). جلبک قرمز و روزن‌داران بتونیک بزرگ در پهنه نورگیر کم در محیط رمپ میانی زیست می‌کنند (پومار، ۲۰۰۱؛ براندانو و کوردا، ۲۰۰۲ و کوردا و براندانو، ۲۰۰۳). روزن‌دارانی مانند *Amphistegina* و *Heterostegina* در یک محیط حاره‌ای - نیمه حاره‌ای با گستره عمق سنجی وسیع زیست می‌کنند، اما به ویژه بین اعماق ۴۰ تا ۷۰ متر

(گیل، ۲۰۰۰). وجود گل آهکی و فراوانی فونای اسکلتی معمول دریای باز مانند بریوزوئر و خرده‌های روزن‌داران مؤید انرژی کم تا متوسط، محیط دریای باز و بین قاعده امواج توفانی و قاعده امواج عادی است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰). حضور *Nummulites* و *Discocyclus* بزرگ و مسطح نشان می‌دهد این میکروفاسیس در پهنه نورگیر کم نهشته شده است (گیل، ۲۰۰۰؛ پومار، ۲۰۰۱؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ نیلسیک و همکاران، ۲۰۰۵؛ رینما، ۲۰۰۶، باراتولو و همکاران، ۲۰۰۷؛ باسی و همکاران، ۲۰۰۷). رخساره مشابه توسط خطیبی مهر و معلمی (۱۳۸۸) و صادقی و همکاران (۲۰۱۱) به رمپ میانی نسبت داده شده است. نمونه‌های مسطح‌تر و دیواره‌های نازک‌تر با افزایش عمق آب نشان می‌دهد که میزان نفوذ نور در اعماق بیشتر کاهش می‌یابد (گیل، ۲۰۰۰؛ بیوینگتون و راسی، ۲۰۰۴؛ نیلسیک و همکاران، ۲۰۰۵؛ باسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ باراتولو و همکاران، ۲۰۰۷). روزن‌داران بتونیک بزرگ محدود به آبهای گرم حاره‌ای و نیمه حاره‌ای، با میانگین ۱۸ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد برای گرمترین ماههای سال است (آدامز و همکاران، ۱۹۹۰). حداکثر پیدایش آن با ایزوترم تابستان ۲۵ درجه سانتی‌گراد بیان شده است. شکل نازک *Discocyclus*، *Nummulites*، *Spiroclipeus*، *Actinocyclus* و *Asterocyclus* به یک فونای پیشانی شیب ائوسن عمیق‌تر و تجمع *Nummulites*، *Rotalia* و *Operculina* از پیشانی شیب ائوسن کم عمق گزارش شده‌اند (سیتیا وان، ۱۹۸۳). تجمع رخساره زیستی حاوی *Nummulites* و *Discocyclus* پیشانی ریف حاشیه دار کم عمق یا شلف باز بیرونی عمیق‌تر با عمق ۵۰ تا ۸۰ متر را منعکس می‌کند (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۲). این میکروفاسیس معادل RMF-7 فلوگل (۲۰۱۰) است و در محدوده بالای سطح اساس امواج توفانی (SWB) و زیر سطح اساس امواج عادی (FWWB) است. در طبقه‌بندی

گچساران (تاقدیس دیل)، جنوب غربی ایران گزارش شده است. این میکروفاسیس معادل RMF-26 فلوگل (۲۰۱۰) است و در طبقه بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل میکروفاسیس کمر بند رخساره ای شماره ۳ و به محیط رسوبی سد، مرز بین رمپ داخلی و رمپ میانی نسبت داده می شود. این میکروفاسیس در چاههای شماره ۱۰ و ۱۱ مشاهده شده و مربوط به بخش میانی سازند جهرم است.

۲-۲- میکروفاسیس B₂ (Bioclast Nummulites Orbitolites grainstone)

مهم ترین اجزای تشکیل دهنده این میکروفاسیس حدود ۵۰ تا ۵۵ درصد روزن داران بتونیک مشبک و غیر مشبک مانند *Orbitolites* و *Nummulites* در اندازه ۰/۲ تا ۱/۸ میلی متر است. اجزای فرعی شامل *Rotalia*، *Elphidium*، *Miogyopsina*، بریوزوئر، اکینودرم و جلبک قرمز است (شکل ۴ ج). مهم ترین فرآیندهای دیاژنتیکی، دولومیتی شدن (حدود ۷ تا ۸ درصد) و تشکیل سیمان می باشد.

تفسیر: گردشگی خوب دانه ها و نبود ماتریکس دلالت بر شرایط انرژی بالا برای رسوب گذاری این میکروفاسیس دارد. این میکروفاسیس در دو چاه شماره ۱۰ و ۱۱ مشاهده گردید. این میکروفاسیس معادل RMF-26 فلوگل (۲۰۱۰) است و در طبقه بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل کمر بند رخساره ای شماره ۳ و به محیط رسوبی سد، مرز بین رمپ داخلی و رمپ میانی نسبت داده می شود و مربوط به بخش میانی تا بالایی سازند جهرم است.

۲-۳- میکروفاسیس B₃ (Bioclast Quinqueloculina Orbitolites grainstone)

آلوکم اصلی در این میکروفاسیس را بیوکلستها تشکیل می دهند. از مهمترین آنها حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد را روزن داران بتونیک غیر مشبک نظیر *Orbitolites*، *Quinqueloculina*، *Dendritina*، *Miogyopsina*، *Elphidium*، *Peneroplis* و *Textularia* به خود اختصاص داده اند. بیوکلستهای دیگر شامل اکینوئید، *Rotalia*، جلبک

فراوان ترند (هوتینگیر، ۱۹۸۳ و ۱۹۹۷، هالوک و گلن، ۱۹۸۶). جنسهای *Heterostegina* و *Amphistegina* معرف محیطهای آب گرم هستند (ریس و هوتینگیر، ۱۹۸۴؛ بتزیر و همکاران، ۱۹۹۷). رخساره مشابه توسط الله کرپور و همکاران (۲۰۱۰) از سازند آسماری در شمال گچساران (تاقدیس دیل)، جنوب غربی ایران متعلق به رمپ میانی گزارش شده است. این میکروفاسیس معادل RMF-7 فلوگل (۲۰۱۰) است و در محدوده بالای سطح اساس امواج توفانی (SWB) و زیر سطح اساس امواج عادی (FWWB) قرار گرفته است. در طبقه بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل کمر بند رخساره ای شماره ۵ و معرف شرایط محیطی رمپ میانی است. این میکروفاسیس در هر سه چاه شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ مشاهده شده و مربوط به بخش میانی سازند جهرم است.

۲- کمر بند رخساره ای B

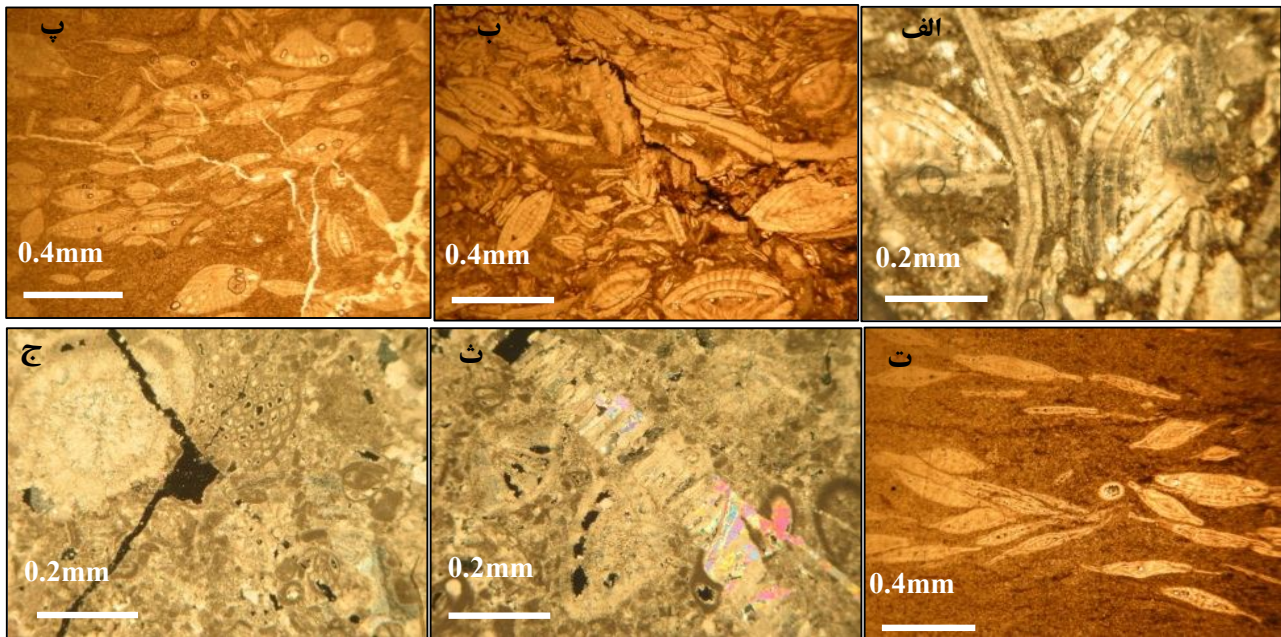
۲-۱- میکروفاسیس B₁ (Pelloid bioclast Miliolid Nummulites Miogyopsina grainstone)

ویژگی مهم این رخساره وجود روزن داران مشبک و غیر مشبک است. این رخساره دانه پشתיان، دارای دانه های جور شده و گرد شده است (شکل ۴ ث). نبود گل و خرده های بایو کلاستی کمی گرد شده نشان دهنده انرژی متوسط تا بالا است. اجزای فرعی دیگر شامل *Rotalia*، اکینودرم، جلبک قرمز، بریوزوئر و *Dendritina* هستند. در ضمن در بعضی نمونه ها مواد آلی دیده می شود.

تفسیر: وجود فونا و بافت دانه پشתיان فوق نشان می دهد این میکروفاسیس در محیط سد با انرژی بالا که در حاشیه پلاتفرم واقع شده و دریای باز را از محیطهای دریای محصور جدا می کند تشکیل شده است. بافت دانه پشתיان با فراوانی روزن داران بتونیک، قطعات جلبک قرمز و اکینودرم نشان می دهد انرژی محیط متوسط تا زیاد بوده است (فورنیر و همکاران، ۲۰۰۴). رخساره مشابهی توسط الله کرپور و همکاران (۲۰۱۰) از سازند آسماری در شمال

انرژی سد برای این میکروفاسیس پیشنهاد می‌شود. این میکروفاسیس معادل RMF-26 فلوگل (۲۰۱۰) است. در طبقه بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۳ و به محیط رسوبی سد از رمپ داخلی نسبت داده می‌شود و مربوط به بخش بالایی سازند چهارم است.

قرمز و خُرده‌های دوکفه‌ای است (شکل ۵ الف و ب). مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی نیز شامل سیمانی شدن و دولومیتی شدن است. تخلخلها از نوع بین دانه‌ای و درون دانه‌ای است که به وسیله سیمان پر شده‌اند. در این میکروفاسیس حدود ۲ درصد پلوئید نیز وجود دارد. تفسیر: با توجه به کمبود یا نبود گل در بین دانه‌ها، محیط پر



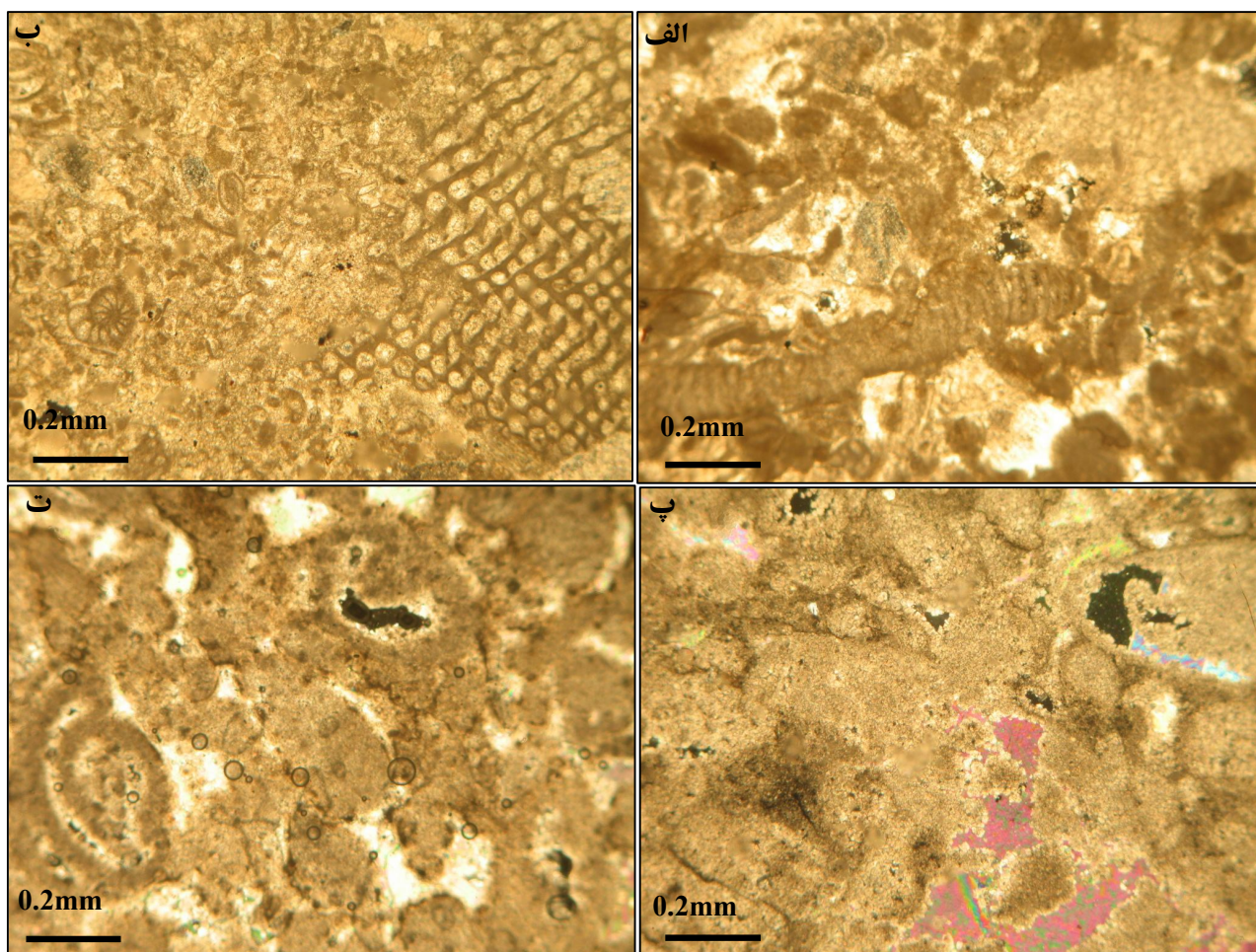
شکل ۴: الف) میکروفاسیس Discocyclusina Nummulites (XPL، عمق ۲۶۸۲، چاه شماره ۱۱؛ ب) میکروفاسیس Discocyclusina Nummulites (PPL، عمق ۲۶۵۱، چاه شماره ۱۱؛ ج) میکروفاسیس Amphistegina Nummulites Heterostegin wackestone (XPL، عمق ۲۵۸۲/۷۵، چاه شماره ۱۰؛ د) میکروفاسیس Amphistegina Nummulites Heterostegin packstone (PPL، عمق ۲۶۶۷، چاه شماره ۱۱؛ ه) میکروفاسیس Amphistegina Pelloid grainstone (XPL، عمق ۲۵۸۲، چاه شماره ۱۰؛ و) میکروفاسیس Amphistegina Nummulites Heterostegin packstone (PPL، عمق ۲۵۹۸، چاه شماره ۱۰؛ ت) میکروفاسیس Amphistegina Nummulites Heterostegin packstone (XPL، عمق ۲۶۶۷، چاه شماره ۱۱؛ ث) میکروفاسیس Amphistegina Pelloid grainstone (XPL، عمق ۲۵۸۲، چاه شماره ۱۰).

میکروفاسیس در محیط سد دارد. میکروفاسیس مشابهی نیز از محیط پشته ماسه‌ای توسط وزیری مقدم و همکاران (۲۰۱۰) در شمال شرقی حوضه زاگرس گزارش شده است. این میکروفاسیس معادل RMF-29 فلوگل (۲۰۱۰) است و در طبقه بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۳ است. این میکروفاسیس در چاه‌های شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ مشاهده گردید و مربوط به سازند آسماری زیرین است.

۴-۲- میکروفاسیس B₄ - (Bioclast ooid packstone - grainstone)

دانه‌های غالب شامل حدود ۶۵ تا ۷۰ درصد روزن داران پورسولانوز و ائوئیدها است. اجزای فرعی را استراکود، گاستروپود و اکینودرم تشکیل می‌دهند (شکل ۵ پ و ت). در بعضی نمونه‌ها سیمان انیدریتی تخلخل را پر کرده است. دولومیتی شدن نیز مشاهده می‌گردد.

تفسیر: محل تشکیل این رخساره آب‌های کم عمق با انرژی محیطی بالا است و نبود لایه بندی تدریجی، عدم جهت یابی دانه و نبود سطح فرسایشی دلالت بر نهشته شدن این



شکل ۵: الف) میکروفاسیس Miogypsina Orbitolites grainstone، XPL، عمق ۲۵۸۷، چاه شماره ۱۰؛ ب) میکروفاسیس Elphidium Orbitolites grainstone، XPL، عمق ۲۵۹۶، چاه شماره ۱۱؛ پ) Bioclast ooid grainstone با سیمان انیدریتی، XPL، عمق ۲۵۴۳/۲۵، چاه شماره ۱۱؛ ت) Bioclast ooid grainstone با فسفیل میلیولید، XPL، عمق ۲۵۴۷، چاه شماره ۱۱.

۳- کمربند رخساره‌های C

۱-۳- میکروفاسیس C₁ (Bioclast intraclast packstone - grainstone)

اجزای اصلی این میکروفاسیس شامل روزن‌داران بنتونیک پورسلانوز (مانند Miliolid، Peneropelid، Dendritina، *Elphidium rangi*، *Quinqueloculina* و *Archaias*) و اینتراکله‌های نیمه گرد تا گرد شده است (شکل ۶ الف و ب). قطعات اکینودرم و جلبک سبز نیز وجود دارد. میکریتی شدن در بعضی دانه‌های اسکلتی دیده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها دولومیتی شدن زمینه یا آغشتگی به مواد آلی وجود دارد. در ضمن پرشدگی تخلخلها با سیمان انیدریتی نیز دیده می‌شود.

تفسیر: ویژگی بافتی و فراوانی روزن‌داران غیر مشبک و اینتراکله‌ست محیط رسوبی لاگون باز نزدیک سد را نشان می‌دهد. همراهی بیوکله‌های دریای نرمال با فونای لاگونی و اینتراکله‌ست رسوب‌گذاری در انتهای لاگون در حاشیه پلاتفرم را پیشنهاد می‌کند (هالوک و گلن، ۱۹۸۶). رخساره مشابهی با فونای دریایی نرمال و فونای لاگونی به وسیله لاسمی (۱۹۹۵) از لبه به سوی لاگون حاشیه پلاتفرم ژوراسیک بالایی در حوضه کپه داغ، شمال شرقی ایران گزارش شده است. همچنین میکروفاسیسه‌های مشابهی توسط وزیری مقدم و همکاران (۲۰۰۶) از الیگو-میوسن در جنوب غربی ایران و توسط امیر شاکرمی و همکاران (۲۰۰۷) از

هیالین عدسی - بیضی شکل مرتبط با رسوب گذاری در پهنه نورگیر، محیط باز- لاگونی را نشان می دهد (پومار، ۲۰۰۱، رومرو و همکاران، ۲۰۰۲ و رینما، ۲۰۰۶). یک مجموعه روزن داران مشابه به وسیله وزیری مقدم و همکاران (۲۰۰۶) و صادقی و همکاران (۲۰۱۱) در یک محیط باز لاگونی تفسیر شده است. مجموعه روزن داران مشبک و غیرمشبک با خرده های جلبک قرمز مشخصه یک محیط رسوبی رمپ داخلی است (کوردا و براندانو، ۲۰۰۳). رخساره مشابهی توسط خطیبی مهر و معلمی (۱۳۸۸) به رمپ میانی گزارش شده است. این میکروفاسیس معادل RMF-13 فلوگل (۲۰۱۰) است و به محیط رسوبی لاگون نسبت داده می شود. در طبقه بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل میکروفاسیس کمر بند رخساره ای شماره ۲ می باشد. این میکروفاسیس در جاهای شماره ۱۰ و ۱۱ مشاهده می گردد.

۳-۳- میکروفاسیس C_3 (Pelloid imperforate foraminifera wackestone - packstone)
مشخصه مهم این میکروفاسیس حداکثر تنوع روزن داران غیرمشبک با فراوانی ۴۰ تا ۴۵ درصد است. چندین جنس از روزن داران غیرمشبک مانند *Miliolid*، *Dendritina rangi*، *Peneropelid*، *Quinqueloculina*، *Archaias* و *Elphidium* شناسایی گردید. قطعات اکتینوئید، جلبک سبز، دو کفه ای و اینتراکست نیز به طور جزئی وجود دارند (شکل ۶ ث و ج). دانه ها جورشدگی ضعیف تا متوسط و اندازه ریز تا متوسط دارند و از نیمه زاویه دار تا نیمه گرد شده متغیرند.

تفسیر: نبود فونای دریای باز و تنوع روزن داران پورسلانوز غیرمشبک و پلوئید، محیط شور و رسوب گذاری در محیط لاگون را نشان می دهد. پیدایش تعداد زیادی از روزن داران غیرمشبک پورسلانوز ممکن است مربوط به محیط رسوبی کمی فوق شور باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ وزیری مقدم، ۲۰۰۶؛ براندانو و همکاران، ۲۰۰۹؛ الله کریمپور و همکاران، ۲۰۱۰).

حوضه زاگرس منطقه چمن بلبل به محیط لاگون نسبت داده شده اند.

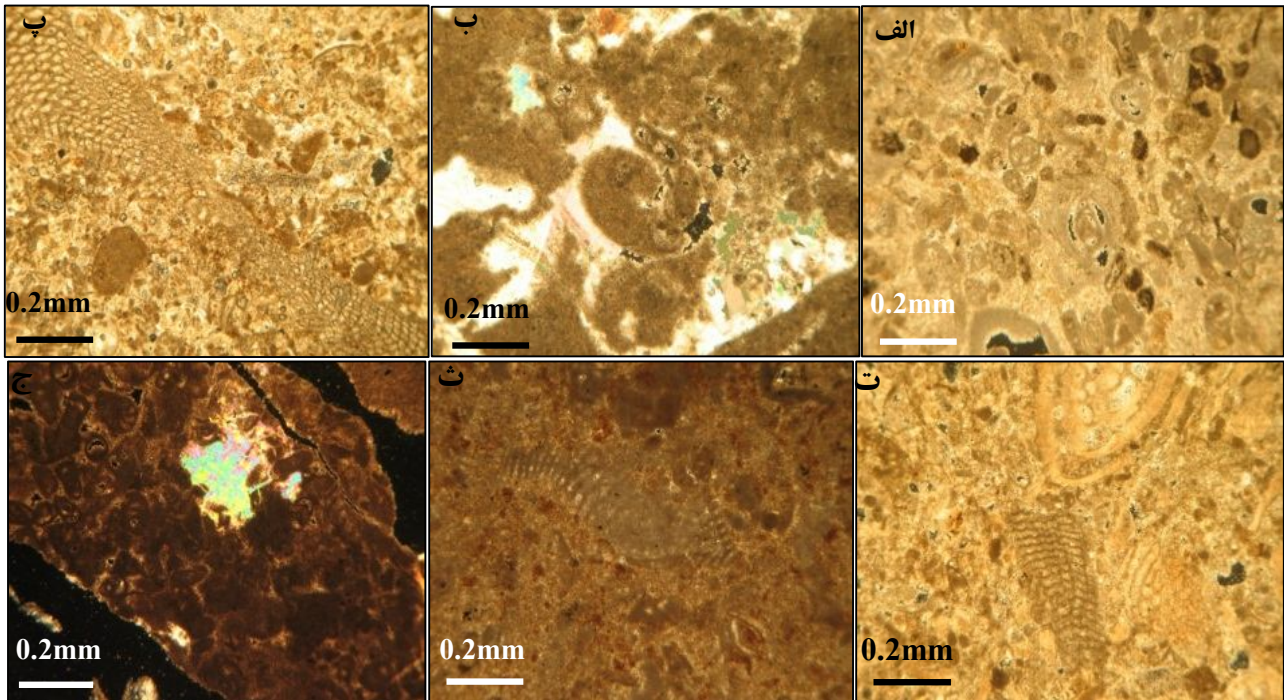
این میکروفاسیس معادل RMF-14 فلوگل (۲۰۱۰) است و به محیط رسوبی لاگون نسبت داده می شود. در طبقه بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل میکروفاسیس کمر بند رخساره ای شماره ۲ و مربوط به بخش میانی سازند آسماری است.

۲-۳- میکروفاسیس C_2 (Pelloid bioclast Nummulites Orbitolites wackestone to packstone)
فونای غالب شامل حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد نومولیتید و *Orbitolites* در اندازه ۰/۳ تا ۱/۸ میلی متر همراه با پلوئید است. با توجه به اندازه بسیار ریز، نداشتن فابریک درونی و نیز یکنواخت بودن شکل و اندازه این پلوئیدها منشأ پلتهای مدفوعی برای آنها در نظر گرفته می شود. اجزای فرعی در این میکروفاسیس اکتینوئید، جلبک قرمز، بریوزوئتر، *Dendritina rangi*، *Elphidium*، *Rotalia* و *Miogyopsina* است (شکل ۶ پ و ت). این رخساره در بخشهای میانی تا بالایی سازند جهرم مشاهده می گردد. مهم ترین فرآیند دیاژنتیکی در آن، دولومیتی شدن است که حدود ۶ تا ۷ درصد می باشد.

تفسیر: برای مجموعه فسیلهای *Nummulites* بزرگ و سخت و *Orbitolites* همراه با پلوئید و بافت گل پشتیان این میکروفاسیس رسوب گذاری در محیط کم ژرفا و محصور لاگون پیشنهاد می شود. البته محققان زیادی عقیده دارند که به طور نادر امکان حضور *Orbitolites* در بخشهای ژرف تر وجود دارد (هوهینگر و همکاران، ۱۹۹۹؛ هوهینگر، ۲۰۰۰؛ لانگر و هوتینگر، ۲۰۰۰). ترکیب فونا و وضعیت چینه شناختی بر رخساره لاگونی دلالت می کند و نشان می دهد رسوب گذاری در یک شلف لاگونی با چرخش عادی و آب اکسیژن دار اتفاق افتاده است (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). حضور فونای پورسلانوز در نسبتهای متغیر با فونای

۲۰۰۳، وزیري مقدم و همکاران، ۲۰۰۶؛ باسی و همکاران، ۲۰۰۷). این میکروفاسیس معادل RMF-13 فلوگل (۲۰۱۰) و نشان دهنده محیط لاگون است و در طبقه بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل میکروفاسیس کمر بند رخساره ای شماره ۲ است که در چاههای شماره ۱۰ و ۱۱ و در بخش میانی سازند آسماری مشاهده می شود.

بعضی روزن داران پورسلانوز (*Peneropelid* و *Archaias*) در محیطهای کم عمق حاره ای و نیمه حاره ای امروزی زیست می کنند (لی، ۱۹۹۰؛ هولزمن و همکاران، ۲۰۰۱). این میکروفاسیس کم عمق ترین بخش رویی از پهنه نورگیر، خیلی روشن، نیمه شفاف و زیر لایه گلی نرم را نشان می دهد (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ کوردا و براندانو،



شکل ۶: الف) *Bioclast intraclast packstone - grainstone*, XPL، عمق ۲۴۵۳، چاه شماره ۱۰؛ ب) *Packstone - grainstone* با سیمان انیدریتی، XPL، عمق ۲۵۴۵/۵، چاه شماره ۱۱؛ پ) *Pelloid Orbitolites packstone*، XPL، عمق ۲۵۸۸، چاه شماره ۱۰؛ ت) *Orbitolites Nummulites wackestone to packstone*، XPL، عمق ۲۶۴۹، چاه شماره ۱۱؛ ث) *Imperforate foraminifera wackestone*، XPL، عمق ۲۴۶۲، چاه شماره ۱۰؛ ج) *Imperforate foraminifera packstone*، XPL، عمق ۲۴۲۸-۲۴۲۶، چاه شماره ۲.

کم عمق با انرژی کم تا متوسط لاگون است. شباهت این میکروفاسیس با میکروفاسیسهای استاندارد معرفی شده به وسیله ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) دلالت بر محیط فلات لاگونی دارد. میکروفاسیسهای مشابه از محیط لاگون توسط وزیري مقدم و همکاران (۲۰۰۶) از الیگو-میوسن در جنوب غربی ایران گزارش شده است. این میکروفاسیس معادل RMF-16 فلوگل (۲۰۱۰) و محیط لاگون است. در طبقه بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل میکروفاسیس

۳-۴- میکروفاسیس C₄ (Miliolid wackestone)

میلیولید فراوان ترین دانه اسکلتی در این رخساره است که اندازه ای حدود ۰/۲ تا ۰/۷ و فراوانی ۳۵ تا ۴۰ درصد دارد. همچنین پلوئیدها و اینتراکلیستها به میزان ۳ تا ۴ درصد وجود دارند (شکل ۷ الف و ب). در بعضی نمونه ها پرشدگی تخلخل بین دانه ای و درون دانه ای و دولومیتی شدن متن سنگ مشاهده گردید.

تفسیر: گل پشتیان بودن با فونای میلیولید و تنوع کم روزن داران نشان دهنده رسوب گذاری در یک محیط محیط

Heterostegina) و قطعات دو کفه‌ای، گاستروپود و اکتینودرم است (شکل ۷ ت و ث). رشد سطحی *Asserolina* بر روی جلبک قرمز، دولومیتی شدن زمینه و سیمانی شدن انیدریتی از دیگر موارد مشاهده شده در این رخساره می‌باشد.

تفسیر: وجود جلبک قرمز و روزن‌داران بنتونیک پورسلانوز مؤید تشکیل آن در محیط لاگونی است. این میکروفاسیس معادل RMF-15 فلوگل (۲۰۱۰) و محیط رسوبی لاگون است. در طبقه‌بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) معادل میکروفاسیس کمر بند رخساره‌ای شماره ۲ است. این میکروفاسیس در چاه شماره ۱۰ مشاهده گردید و مربوط به بخش زیرین سازند آسماری می‌باشد.

۳-۷- میکروفاسیس C₇ (Pelloid wackestone to packstone) دانه اصلی این میکروفاسیس پلوتید است که فراوانی در حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد دارد. اجزای فرعی شامل دانه‌های کوارتز در اندازه ماسه ریز کمتر از ۱ درصد و اینتراکلیستا در اندازه ۰/۵ میلی‌متر کمتر از ۲ درصد، نیز به طور پراکنده وجود دارند (شکل ۷ ج). تخلخل بین دانه‌ای به وسیله سیمان انیدریتی و کلسیتی پر شده است. مهم‌ترین فرآیند دیاژنتیکی، دولومیتی شدن است.

تفسیر: فراوانی پلت، نبود اثر جریان، لامیناسیون و دانه بندی تدریجی نشانگر محیطی آرام (مانند لاگون) برای تشکیل این میکروفاسیس است. این میکروفاسیس معادل RMF-21 فلوگل (۲۰۱۰) است و معادل کمر بند رخساره‌ای شماره دو باکستون و پدلی (۱۹۸۹) می‌باشد. در هر سه چاه شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ در بخش میانی سازند آسماری تشکیل شده است.

کمر بند رخساره‌ای شماره ۲ است که در چاه‌های شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ بخش میانی سازند آسماری مشاهده شد.

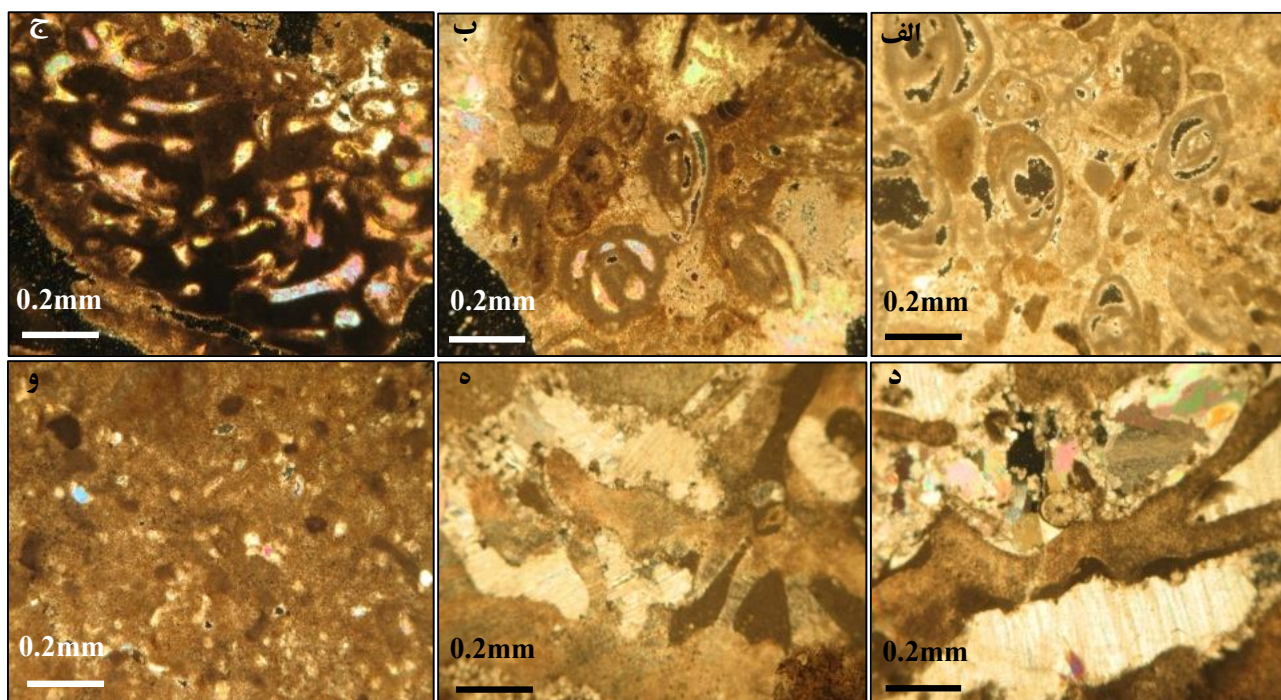
۳-۵- میکروفاسیس C₅ (Coral boundstone)

این میکروفاسیس عمدتاً از مرجان چارچوب ساز تشکیل شده است. فضای خالی دیواره آنها بعد از انحلال توسط سیمان انیدریتی و کلسیت و فضای داخلی حجرات توسط گل پر شده است (شکل ۷ پ).

تفسیر: ضخامت این میکروفاسیس حدود ۳ متر است و به فرم ریفهای کومه‌ای تشکیل شده است. محل تشکیل ریفهای کومه‌ای عمدتاً پشت سدها و داخل لاگون است (فلوگل، ۲۰۱۰). این میکروفاسیس به وسیله جانوران درجا در حاشیه پلاتفرم تشکیل شده و در بالای سطح اساس امواج عادی قرار می‌گیرد (ویلسون، ۱۹۷۵). از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی در این میکروفاسیس می‌توان به انحلال، تشکیل سیمان کلسیت گرانولار و انیدریت اشاره کرد که در تخلخل ناشی از انحلال دیواره (تیغه) مرجانها، رسوب کرده است. تخلخل حفره‌ای و شبکه‌ای مهم‌ترین نوع تخلخل است. این میکروفاسیس معادل RMF-15 فلوگل (۲۰۱۰) و محیط رسوبی لاگونی رو به سد است. در طبقه‌بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) نیز معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۲ است. این میکروفاسیس در چاه شماره ۲ و ۱۰ بخش میانی سازند آسماری تشکیل شده است.

۳-۶- میکروفاسیس C₆ (Algal boundstone)

سازنده اصلی این میکروفاسیس جلبک قرمز *Lithophyllum* و *Subtraphyllum tomasi* است. اجزای دیگر شامل روزن‌داران بنتونیک (*Rotalia*، *Miliolid*، *Peneroplis* و *Amphistegina*، *Quinqueloculina*، *evolutus*)



شکل ۷: الف) Miliolid wackestone با تخلخل، XPL، عمق ۲۴۵۲، چاه شماره ۱۰؛ ب) Miliolid wackestone با سیمان انیدریتی درون دانه‌ای، XPL، عمق ۲۴۶۶/۵، چاه شماره ۱۰؛ پ) تخلخل شبکه‌ای در اسکلت مرجانی که توسط انیدریت و ژپس پر شده است. XPL، عمق ۲۴۸۴، چاه شماره ۲؛ ت) رشد سطحی *Asserolina* و تشکیل سیمان انیدریتی در فضای خالی، XPL، عمق ۲۵۷۴، چاه شماره ۱۰؛ ث) پر شدن تخلخل به وسیله سیمان. XPL، عمق ۲۵۷۴، چاه شماره ۱۰؛ ج) wackestone با کوارتز پراکنده، XPL، عمق ۲۴۳۰، چاه شماره ۱۰.

لاگونی محصور به نظر می‌رسد. تنوع کم فونا، شرایط نامطلوب برای بسیاری از جانوران بنتونیک را نشان می‌دهد (صادقی و همکاران، ۲۰۱۱). رخساره‌های مشابه توسط الله کرمپور و همکاران (۲۰۱۰) از سازند آسماری، شمال گچساران (تاق‌دیس دیل) و امیرشاه کرمی و همکاران (۲۰۰۷) از حوضه زاگرس، منطقه چمن بلبل و خطیبی مهر و معلمی (۱۳۸۸) از سازند جهرم در تاق‌دیس گیسکان به محیط لاگون محصور نسبت داده شده‌اند. وجود دانه‌های کوارتز ریز پراکنده همراه با قطعاتی از دو کفه‌ای، اکیونید و استراکد شناور در گل آهکی در محیط‌های لاگون داخلی محصور، معمول است (راسر و همکاران، ۲۰۰۲). این میکروفاسیس معادل RMF-19 فلوگل (۲۰۱۰) است و در چاههای شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ در بخش میانی سازند آسماری دیده می‌شود.

۳-۸- میکروفاسیس C_8 (Bioclastic mudstone with few detrital quartz grains)

این رخساره از سنگ آهک ریز بلور تشکیل شده است. اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در این میکروفاسیس کمتر از ۱۰٪ است. از فسیلهای موجود می‌توان به *Miliolid*، *Peneropelid* و گاستروپود اشاره کرد، اما به دلیل تبلور مجدد و دولومیتی شدن و از طرفی کم بودن فسیل، این اجزا کمتر حفظ شده‌اند (شکل ۸ الف). دانه‌های کوارتز که در اندازه ماسه به صورت شناور پراکنده‌اند، از جورشدگی ضعیف و گردشدگی ضعیف تا متوسط (زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار) برخوردارند. در بعضی از نمونه‌ها پلت و ژپس تیغه‌ای و آغشتگی به ماده آلی مشاهده گردید.

تفسیر: با توجه به همراهی نادر فسیلهای *Miliolid*، *Peneropelid* و گاستروپود و وجود سیمان ژپسی تیغه‌ای و پلت در بعضی نمونه‌ها این میکروفاسیس معرف محیط

۴- کمربند رخساره‌ای D

۱-۴- میکروفاسیس D₁ (Dolostones)

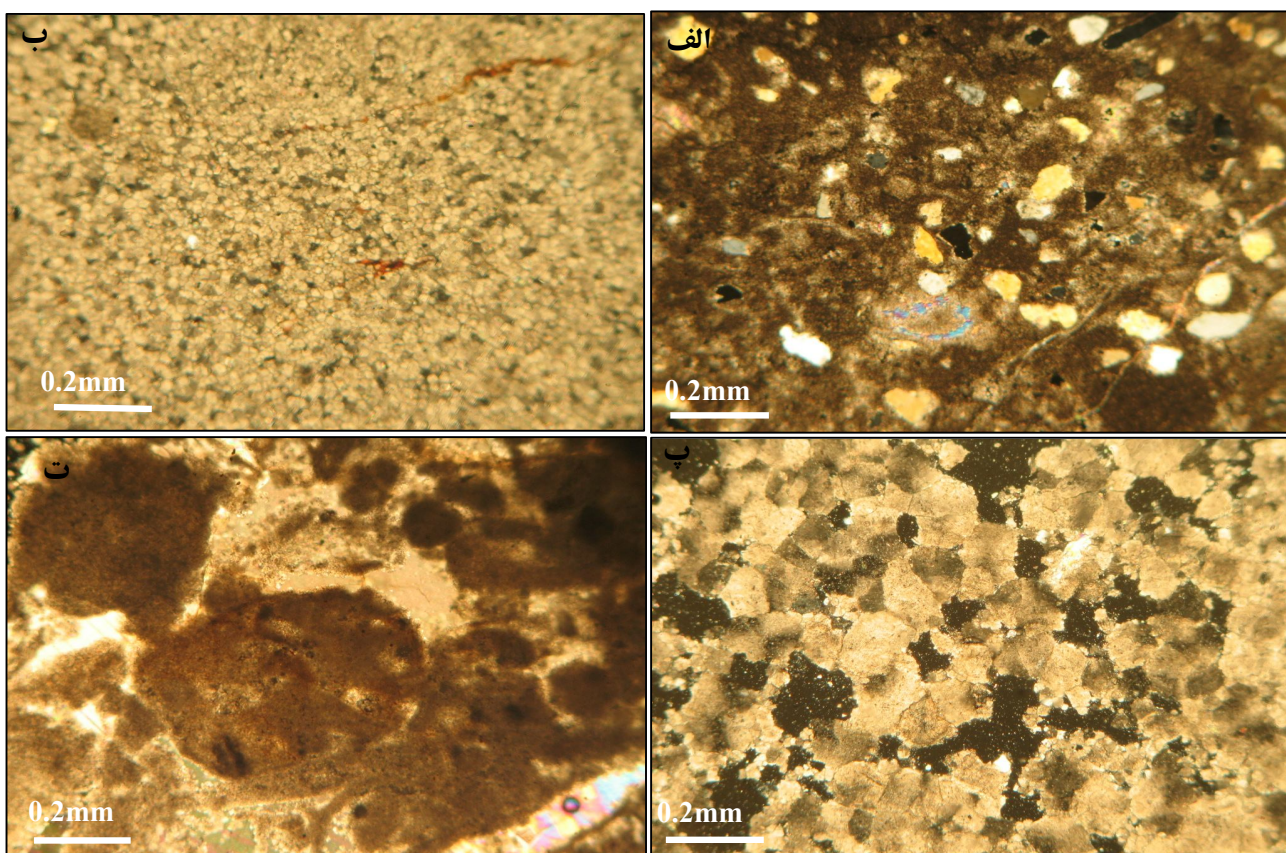
این میکروفاسیس شامل بلورهای دولومیت زینوتوپیک تا ایدیوتوپیک ساب‌هدرال تا یوهدرال می‌باشد که اندازه‌ای بین ۲۰ تا ۲۰۰ میکرون دارند. دولومیت زین اسبی با مرزهای مستقیم تا منحنی شکل و خاموشی موجی و ظاهر ابری است که بیشتر شکستگیها را پر کرده است (شکل ۸ ب و پ).

تفسیر: گسترش دولوستون نشانه افت سطح آب و خارج شدن رسوبات از آب است که متعاقب آن و در اثر تبخیر شورابه‌های غنی از Mg^{2+} دولومیتی شدن رخساره‌های آهکی روی می‌دهد. این میکروفاسیس معادل RMF-22 فلوگل (۲۰۱۰) و گویای محیط رسوبی پری‌تایدال است. مشابه میکروفاسیسه‌های کمربند رخساره‌ای شماره یک باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است و در هر سه چاه ۲، ۱۰ و ۱۱ مشاهده گردیده است.

۴-۲- میکروفاسیس D₂ (Pelloid intraclast packstone)

اجزای اصلی تشکیل دهنده این میکروفاسیس اینتراکلاست و پلوئید است. اینتراکلاستها گردشگی متوسط تا خوب دارند که نشان دهنده حمل بر اثر جریان است. این آلوکماها در اثر حمل به کانالهای جزرومدی منتقل شده و تجمع یافته‌اند (شکل ۸ ت). مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی در این میکروفاسیس انیدریتی شدن است که موجب پر شدن تخلخل حفره‌ای و بین دانه‌ای است.

تفسیر: این میکروفاسیس معادل RMF-24 فلوگل (۲۰۱۰) و نشان دهنده محیط رسوبی پری‌تایدال و اینترتایدال است. مشابه این میکروفاسیس، کمربند رخساره‌ای شماره یک باکستون و پدلی (۱۹۸۹) است که رسوب‌گذاری در ناحیه بالای جزر و مدی را نشان می‌دهد. این میکروفاسیس در چاههای شماره ۲ و ۱۰ در بخش میانی سازند آسماری مشاهده می‌شود.



شکل ۸: الف) Mudstone with detrital quartz grains, XPL, عمق ۲۴۳۵، چاه شماره ۱۱؛ ب) دولومیت زینوتوپیک، XPL، عمق ۲۵۲۶، چاه شماره ۱۱؛ پ) دولومیت درشت بلور بی شکل، XPL، عمق ۲۵۲۹، چاه شماره ۱۱؛ ت) Pelloid intraclast packstone، XPL، عمق ۲۴۵۵، چاه شماره ۱۰.

۵- کمر بند رخساره‌های E

۵-۱- میکروفاسیس E₁ (Dolomudstone)

بلورها اغلب ریز (با اندازه حدود ۴ تا ۱۴ میکرون)، بی شکل، نامسطح و توزیع اندازه آنها به صورت یک نمایی است. بافت موزاییک زینوتوپیک دارند. دولومیتها قهوه‌ای تیره تا خاکستری رنگ و متراکم‌اند. معمولاً در این میکروفاسیس فسیلی مشاهده نمی‌شود (شکل ۹ الف و ب). در بعضی نمونه‌ها لامیناسیون ضعیفی دیده می‌شود. دارای تخلخل بین دانه‌ای و حفره‌ای بوده که گاهی با سیمان انیدریتی پر شده است.

تفسیر: با توجه به فابریک و اندازه کریستالی بسیار ریز و حفظ شدگی بافت‌های رسوبی اولیه به نظر می‌رسد این میکروفاسیس تحت شرایط درجه حرارت کم و نزدیک به سطح تشکیل شده باشد (گرگ و شیلتون، ۱۹۹۰). اصولاً دولومادستون همزمان با رسوب گذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محدوده سوپراتایدال تا بالای اینترتایدال تشکیل می‌گردد (آدابی، ۲۰۰۲). این میکروفاسیس معادل RMF-22 فلوگل (۲۰۱۰) و محیط رسوبی پری‌تایدال است. مشابه میکروفاسیسهای کمر بند رخساره‌ای شماره یک باکستون و پدلی (۱۹۸۹) بوده و در چاههای شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ در بخش میانی سازند آسماری مشاهده می‌شود.

۵-۲- میکروفاسیس E₂ (Mudstone)

این میکروفاسیس از گل آهکی دارای لامیناسیون نازک و کوارتز پراکنده تشکیل شده است (شکل ۹ پ). فقدان فسیل در این میکروفاسیس نشانه چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی است (الشرحان و کندال، ۲۰۰۳). به طور کلی عقیده بر این است که مادستونهای آهکی تا دولومیتی در قسمت داخلی پهنه‌های گلی جزر و مدی تشکیل می‌شوند (وارن، ۲۰۰۰). نبود اجزای بیوکلستی نشان دهنده ته نشست این رخساره در پهنه‌های کشندی تا فراکشندی است (آمودیو، ۲۰۰۶). این

میکروفاسیس معادل RMF-22 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد و به محیط رسوبی پری‌تایدال نسبت داده می‌شود. مشابه کمر بند رخساره‌ای شماره یک باکستون و پدلی (۱۹۸۹) و مربوط به ناحیه بالای پهنه جزر و مدی می‌باشد. این میکروفاسیس در هر سه چاه شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ و بیشتر در قسمت‌های بالایی بخش میانی سازند آسماری مشاهده گردید.

۵-۳- پتروفاسیس E₃ (Quartz wacke)

این رخساره در محیط حدواسط بین خشکی و دریا تشکیل شده و رسوبات آن از سمت خشکی به صورت آواری توسط جریانات مختلف حمل و در این محل نهشته شده‌اند. از اجزای مهم آن می‌توان به کوارتز اشاره کرد (شکل ۹ ت). کوارتز تک بلوری با خاموشی عادی، با اندازه ماسه ریز تا ماسه متوسط در تغییر است. خمیره کربناته در لابه‌لای دانه‌های کوارتز موجب می‌گردد به لحاظ بافتی از جورشدگی خوبی برخوردار نباشد. لایه‌های ماسه سنگی مزبور فاقد هر گونه اجزای بایوکلستی قابل شناسایی می‌باشد.

تفسیر: کوارتز در این گونه محیطها جا به جا شده و رسوب می‌کند. این عمل توسط جریانهای سیلابی صورت می‌گیرد و فرآیندهای جزر و مدی در آن نقشی ندارند. اندازه ذرات در حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر نشان دهنده جریانهای آبی ناپایدار در محیطهای قاره‌ای می‌باشد (وارن، ۱۹۸۹). دانه‌های کوارتز زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار می‌باشند. این پتروفاسیس در پهنه سوپراتایدال قرار می‌گیرد. این پتروفاسیس در هر سه چاه شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ مشاهده گردیده و مربوط به قسمت‌های بالایی بخش میانی سازند آسماری می‌باشد.

۵-۴- پتروفاسیس E₄: (Anhydrite)

این پتروفاسیس فاقد فسیل و لایه‌بندی است و شاخص آب و هوای گرم و خشک است. انیدریت بین کربناتهای آب کم عمق ته نشین شده است (شکل ۹ ث).

توجه به قرارگیری آن در بین میکروفاسیسهای گروه پهنه جزر و مدی، محیط ته نشین این شیل نیز همان کمر بند رخساره‌ای E تفسیر شده است.

تفسیر: ترکیب سنگهای آواری و کربنات در نتیجه اختلاط جانبی رخساره‌ها، به وسیله تغییرات سطح آب دریا یا تنوع در تأمین رسوب می‌باشد که باعث تنوع عمودی در توالی چینه شناسی می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). تغییر از رسوب گذاری آواری به کربناته در محیطهای نزدیک ساحل و رمپ داخلی رخ می‌دهد، جایی که رودخانه‌ها مواد تخریبی را فرسایش و به دریا حمل می‌کنند (شکل ۹ ج). ورود مواد سیلیسی آواری بر تولید کربنات در پلاتفرمها و رمپها، به ویژه بر روی رشد ریف کنترل اساسی دارد. گذر بین رسوبات کربناته و تخریبی آواری به وسیله آب و هوا، سطح آب دریا و تکنونیک کنترل می‌شود. در حاشیه فلات قاره کربناته، جایی که فلات قاره میان انگشتی با شیلهای آب عمیق، نهشته‌های اختلاط سیلیس آواری و کربنات رخ می‌دهد، توفانها متناوباً کربناتها را به سوی حوضه‌های دور از ساحل حمل می‌کنند در آنجا کربنات با شیل حوضه‌ای میان لایه‌ای قرار می‌گیرد.

مدل رسوب گذاری

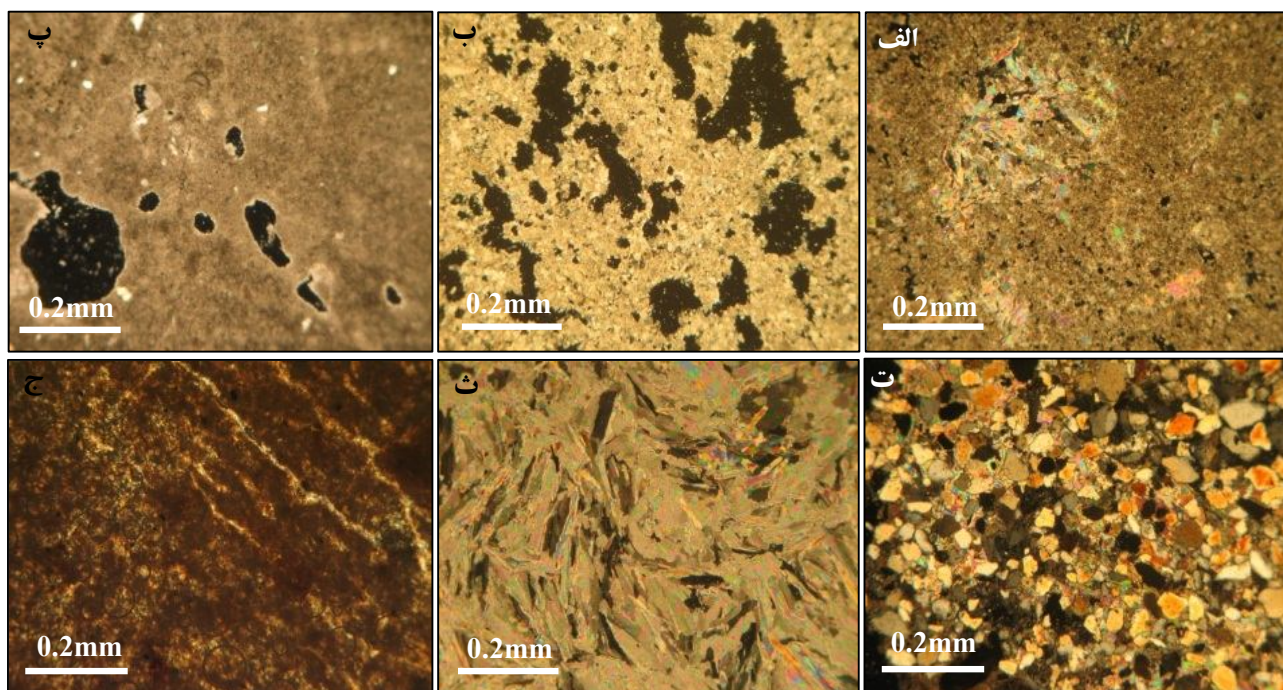
بررسی مجموعه رخساره‌های سازندهای جهرم و آسماری در میدان نفتی گل خاری و مقایسه این مجموعه رخساره‌ها با کمربندهای رخساره‌ای باکستون و پدلی (۱۹۸۹) و فلوگل (۲۰۱۰)، نشان می‌دهد سازندهای جهرم و آسماری در میدان نفتی گل خاری در یک رمپ کربناته تشکیل شده‌اند. با توجه به تبدیل تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، عدم گسترش سد ریفی، عدم حضور کورتوئیدها، آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های آگرگات که خاص شلف کربناته هستند و یا به ندرت در رمپهای کربناته یافت می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰) و

تفسیر: وجود انیدریت نشان دهنده محیط رسوبی جدای از دریای باز در آن زمان بوده که برای تمرکز و ته نشینی انیدریت مناسب بوده است (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰). این رخساره متعلق به محیط بالای پهنه جزر و مدی (سوپراتایدال) است. در این پهنه همواره عدسیهای ژپس در دوره آب و هوایی سردتر تشکیل می‌شوند و سپس در دوره آب و هوایی گرم‌تر با انیدریت جانشین می‌شوند (وارن، ۱۹۸۹). بیشتر ژپس و انیدریت معمول، به وسیله دولومیتی شدن کربنات مرتبط با تبخیر آب دریا و انحلال سولفات تولید می‌شوند (کینگ و همکاران، ۲۰۰۱؛ میلیم و شولی، ۱۹۹۵). رخساره انیدریت در یک پهنه کم عمق و بی‌نهایت کم انرژی که صدها کیلومتر پهنا دارد و چرخش آب در آن محدود است، تشکیل می‌شود (وارن، ۱۹۸۹). انیدریت سبخی در محیطهای کم عمق شونده به سمت بالا دیده می‌شوند و ضخامتی از یک تا ده متر دارند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰).

این پتروفاسیس در مدل معرفی شده توسط فلوگل (۲۰۱۰) معادل RMF-25 می‌باشد و به محیط رسوبی پری‌تایدال نسبت داده می‌شود. در طبقه‌بندی رمپ‌های کربناته توسط بورکت و رایت (۱۹۹۲) نیز جزو رمپ داخلی در نظر گرفته شده و متعلق به بالای پهنه جزر و مدی می‌باشد. پتروفاسیس انیدریت در هر سه چاه شماره ۲، ۱۰ و ۱۱ مشاهده گردید.

۵-۵- پتروفاسیس E₃ (Shale)

در چاه شماره ۱۱ بین میکروفاسیس و کستون پلوئید در زیر و میکروفاسیس مادستون در بالا، دو متر شیل وجود دارد. در برش نازک در زیر میکروسکپ لامیناسیون ضعیفی مشاهده می‌گردد. این لایه شیلی فاقد فسیل است. حدود ۷ تا ۸ درصد بلور دولومیت در اندازه کمتر از ۱۰ میکرون در متن سنگ پراکنده‌اند. بلورهای دولومیت و زمینه سنگ با سیلیس میکرو کریستالین اشغال شده‌اند. این نمونه در برش میکروسکپی فاقد هر گونه کانی تبخیری و فسیل است، اما با



شکل ۹: الف) Dolomudstone با سیمان انیدریتی، XPL، عمق ۲۶۳۴، چاه شماره ۱۰؛ ب) تخلخل حفره‌ای و بین دانه‌ای در دولومادستون، XPL، عمق ۲۶۴۶، چاه شماره ۱۱؛ پ) بارو و تخلخل حفره‌ای در مادستون، XPL، عمق ۲۴۴۲، چاه شماره ۱۰؛ ت) Quartz wacke، عمق ۲۴۲۰، چاه شماره ۲؛ ث) Anhydrite، XPL، عمق ۲۴۲۳، چاه شماره ۱۰؛ ج) شیل دولومیتی شده، XPL، عمق ۲۷۲۸، چاه شماره ۱۱.

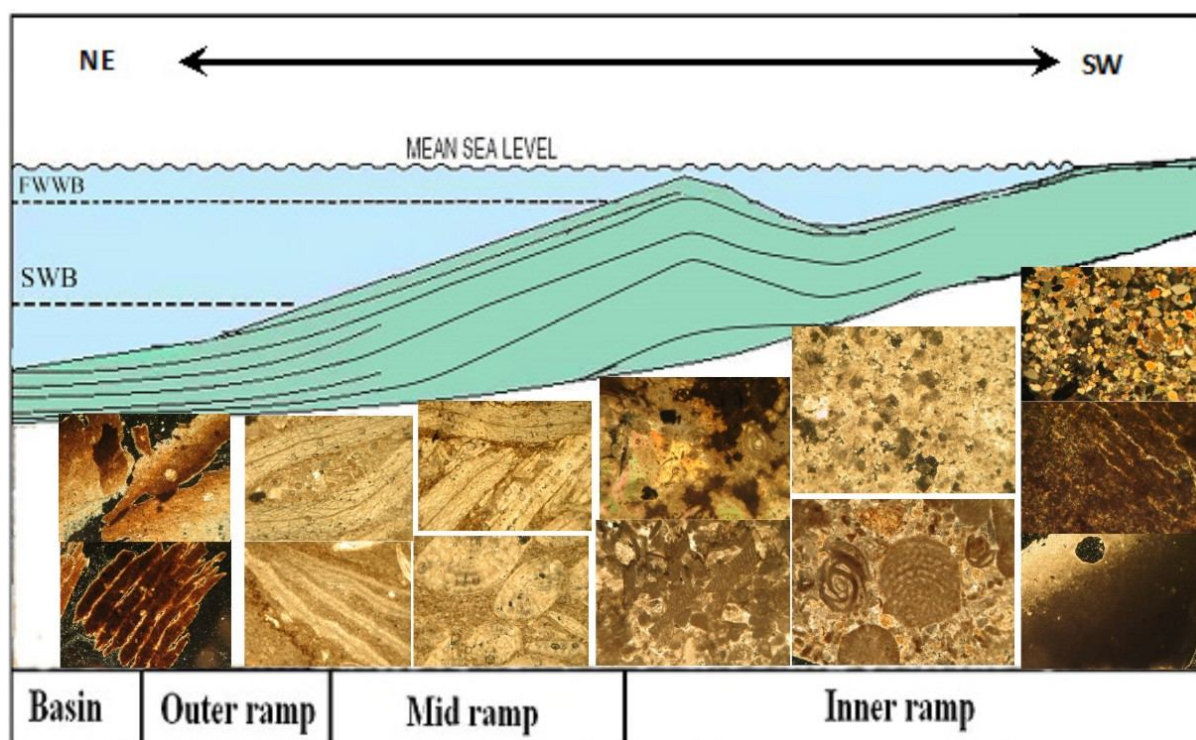
متوسط تا کم است. در زمان ائوسن پسین و با پیدایش *Orbitolites*، *Dictyoconus* و *Coskinolina*، حوضه کم عمق‌تر گردیده و شرایط لاگون تا ابتدای رمپ میانی بر حوضه حاکم شده است. در این شرایط آشفستگی کم تا متوسط، پایداری کم بستر و پهنه نورگیر متوسط تا کم باعث تنوع زیاد فونای روزن‌داران غیرمشبک می‌گردد.

با توجه به نوع فونا و بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی، وقفه رسوبی مشاهده نگردیده و سازند آسماری به طور تدریجی بر روی سازند جهرم قرار گرفته است. وجود روزن‌داران مشبکی مانند *Nummulites*، *Amphistegina* و *Heterostegina* در زمان الیگوسن که آسماری زیرین رسوب‌گذاری نموده است، نشان دهنده شرایط رمپ میانی است. تجمع این فونا نشان می‌دهد که محیط رسوبی در پهنه نورگیر متوسط تا کم نور واقع شده است (هوتینگر، ۱۹۹۷؛ پومار، ۲۰۰۱). روزن‌داران بتونیک بزرگ از جنس *Heterostegina* و *Amphistegina* (A₅) اهمیت اکولوژی ویژه‌ای دارند

همچنین عدم رخساره‌های ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در هنگام رسوب‌گذاری می‌باشند، مدل رسوب‌گذاری سازند آسماری پلاتفرم کربناته نوع رمپ با شیب یکنواخت، شامل زیر محیط‌های رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تعیین گردیده است (شکل ۱۰). در این مطالعه در مجموع ۲۴ میکروفاسیس شناسایی شد. در طی ائوسن پیشین تا میانی شرایط رمپ خارجی حاکم بوده به گونه‌ای که رسوبات سازند پاینده و در ادامه آن سازند جهرم تحت این شرایط تشکیل شده‌اند. رمپ خارجی مذکور به وسیله شرایط انرژی کم و رسوب‌گذاری مادستون با کمبود بیوکست و پیدایش روزن‌داران پلانکتونیک آب عمیق به اثبات می‌رسد (کوردا و براندانو، ۲۰۰۳). در طی ائوسن میانی (لوتسین) حوضه کم عمق‌تر گردید و وکستون تا پکستون با روزن‌داران بتونیک مانند *Nummulites*، *Discocyclina* و *Heterostegina*، بافت غالب را تشکیل داده‌اند که نشان دهنده رسوب‌گذاری در پهنه نورگیر

سازند گچساران شروع می‌شود. بررسی دقیق‌تر و کامل‌تر این سازندها نشان می‌دهد این رمپ کربناته چندین بار از زیر آب خارج شده است که این موضوع با نهشته شدن رسوبات تبخیری که نشان از آب و هوای گرم و خشک در زمان خارج شدن رمپ از زیر آب است، به اثبات می‌رسد. سازند جهرم در زمان ائوسن پسین در فاصله کمتری نسبت به خط ساحل تشکیل شده است. سازند آسماری در زمان الیگوسن در فاصله دورتری نسبت به خط ساحل قرار داشته و در این زمان بیشتر رسوبات متعلق به بخشهای عمیق‌تر رمپ (رمپ میانی) تشکیل گردیده‌اند، ولی در زمان اکتیانین سازند آسماری در فاصله نزدیک‌تری به خط ساحل قرار داشته است. در کل، سازندهای جهرم و آسماری در میدان گل‌خاری در رمپ داخلی و به مقدار بیشتری در رمپ میانی و کمی در رمپ خارجی تشکیل شده‌اند. ستون چینه‌شناسی چاههای مورد مطالعه در شکل‌های ۱۱ تا ۱۳ نشان داده شده‌اند.

(براندانو و کوردا، ۲۰۰۲). این فونا در محیطهای حاره‌ای تا نیمه‌حاره‌ای در دامنه‌ای از شرایط هیدرودینامیکی وسیع بین اعماق ۴۰ تا ۷۰ متری فراوانند (هوتینگر ۱۹۸۳ و ۱۹۹۷). هر چند، تجمع جلبک قرمز با این روزن‌داران، رمپ میانی در یک پهنه نورگیر کم (براندانو و کوردا، ۲۰۰۲؛ کوردا و براندانو، ۲۰۰۳؛ براندانو، ۲۰۰۹) تا پهنه نورگیر متوسط (هوتینگر، ۱۹۹۷؛ پومار، ۲۰۰۱) را نشان می‌دهد. به تدریج با کم عمق شدن حوضه در زمان میوسن پیشین (اکتیانین) بخش اعظم رسوبات آسماری میانی تحت شرایط رمپ داخلی تشکیل شده‌اند. با توجه به فراوانی روزن‌داران غیرمشبک مانند *Miliolid*, *Archaia*, *Peneroplis*, *Dendritina* و *Quinqueloculina* که نشان دهنده عمق کم حوضه، پهنه نورگیر متوسط تا زیاد و آشفستگی کم حوضه است، تنوع بالای فونا قابل انتظار است. در اواخر اکتیانین با خارج شدن دائمی این رمپ کربناته از آب چرخه آسماری به پایان رسیده و رسوبات آسماری بالایی در منطقه مورد مطالعه دیده نمی‌شوند و رسوب‌گذاری نهشته‌های تبخیری

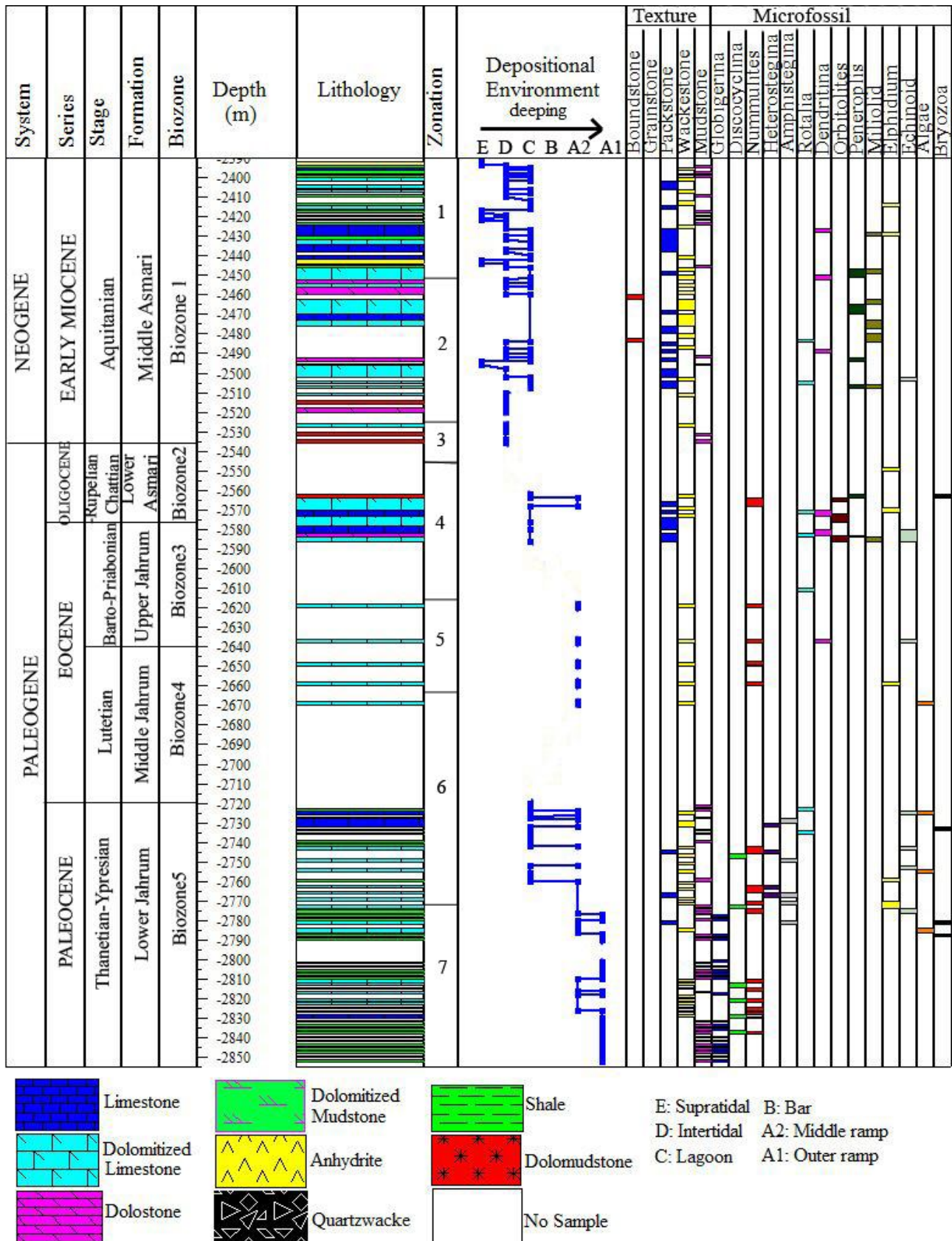


شکل ۱۰: طرح شماتیک محیط رسوب‌گذاری سازندهای آسماری و جهرم در میدان نفتی گل‌خاری (بدون مقیاس) به همراه تصاویر میکروسکوپی مهمترین میکروفاسیسه‌های مشاهده شده در بخشهای مختلف رمپ کربناته

نتیجه گیری

سازندهای آسماری و جهرم در میدان گل خاری بر روی یک رمپ کربناته کم عمق در محیطهای رمپ داخلی، میانی و بیرونی نهشته شده‌اند. در زمان ائوسن پیشین تا میانی، سازند جهرم در فاصله دورتری نسبت به خط ساحل قرار داشته و در این زمان رسوبات بیشتر در بخش عمیق تر رمپ (رمپ میانی تا خارجی) تشکیل شده‌اند، ولی در زمان ائوسن پسین در فاصله کمتری نسبت به خط ساحل تشکیل شده‌اند. سازند آسماری، در زمان الیگوسن در فاصله دورتری نسبت به خط ساحل قرار گرفته است. در این زمان بیشتر رسوبات متعلق به بخشهای عمیق تر رمپ (رمپ میانی) تشکیل گردیده‌اند، ولی در زمان اکتانین سازند آسماری در فاصله نزدیک تری نسبت به خط ساحل قرار داشته است. محیط

دریای باز از لاگون به وسیله حاشیه پلتفرم جدا می‌گردد. تغییر تدریجی در فونا و پیدایش هم زمان فونای دریای باز و لاگونی پیشنهاد می‌کند در این جا سد مؤثر توسعه نیافته بوده و به طور موضعی وجود داشته است. در رمپ داخلی، میکروفاسیس غالب و کستون - پکستون با روزن داران مشبک و غیرمشبک، اکتینوئید، بریوزوئر و جلبک قرمز می‌باشد. رخساره سد به وسیله روزن داران مشبک و غیرمشبک پکستون - گرینستون مشخص می‌شود. رمپ میانی به وسیله و کستون - پکستون با روزن داران مشبک بزرگ و مسطح شناسایی شده است. رمپ بیرونی نیز با مادستون و شیل با فونای پلاژیک مشخص می‌شود.



شکل ۱۱: ستون رخساره‌ای سازندهای آسماری و جهرم در چاه شماره ۲.

منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- خطیبی مهر، م.، معلمی، س.ع.، ۱۳۸۸. مقایسه تاریخیچه رسوب گذاری سازندهای جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) بر مبنای روزن داران بنتیک. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۹: ۸۷-۱۰۲.
- شایسته، م.، ۱۳۸۵. بیواستراتیگرافی و ژئوشیمی سازندهای آسماری / جهرم در میدان نفتی نرگسی و مقایسه آن با رخنمون کوه گیسکان منطقه برازجان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴۰ ص.
- صفایی، ج.، موسوی، س.ج.، خجسته مهر، م.، فولادی، ک.، مهرشاد، م.، ۱۳۷۷. مطالعه شبیه سازی میدان گل خاری. شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز. گزارش پ- ۴۷۶۶.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ صفحه.
- همایی، م.، ۱۳۸۵. تعیین واحدهای جریان (Flow units) با اتکا به چند روش و استفاده از آن در بررسی خصوصیات پتروفیزیکی مخزن آسماری / جهرم میدان گل خاری. شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، گزارش پ- ۵۷۸۳.
- یزدانی و راکی ۱۳۸۷. مجموعه اطلاعات مغزه. شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، گزارش پ- ۵۹۶۵.
- Adabi, M.H., 2002. Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia. *16th Australian Geol. Conv.*, Australia (Abst.), p. 350.
- Adams, C.G., Lee, D.E., & Rosen, B.R., 1990. Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea-surface temperatures during the Tertiary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77: 289-313.
- Ala, M.A., 1982. Chronology of trap formation and migration of hydrocarbon in Zagros sector of southwest Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 1536-1542.
- Allahkarampour, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2010. The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. *Carbonates and Evaporites*, 25: 145-160.
- Al-Sharhan, A.S., & Kendall, C.G. St. C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Reviews*, 61 (3-4): 191-243.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2007. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of The Asmari Formation at the Chaman- Bolbol, Zagros Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 947-959.
- Amodio, S., 2006. Foraminifera diversity changes and paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, southern Italy. *Facies*, 52: 53-67.
- Barattolo F., Bassi, D., & Romero, R., 2007. Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece). *Facies*, 53: 361-375.
- Bassi, D., 1998. Coralline algal facies and their palaeoenvironments in the late Eocene of northern Italy (Calcare di Nago Trento). *Facies*, 39: 179-202.
- Bassi, D., Hottinger, L., & Nebelsick, H., 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, Northeast Italy. *Paleontology*, 50: 845-868.
- Beavington-Penney, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth Science Reviews*, 67: 219-265.
- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros fold: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241: 193-224.
- Bernaous, J.M., Vanneau, A., & Caus, E., 2002. Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the late Barremian-Early Aptian of the Organya Basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 159: 177-201.

- Betzler, C., Brachert, T., & Nebelsick, J.H., 1997. The warm-temperate carbonate province: facies, zonations and delimitations. *Cour Forschinst Senckenberg*, 201: 83–100.
- Brandano, M., & Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. *Terra Nova*, 14: 257–262.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Pedly, M., 2009. Facies analysis and Palaeoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attarad Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56: 1138–1158.
- Brigaud, B., Durllet, C., Deconinck, J.F., Vincent, B., & Puceat, E., 2009. Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: A sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*, 222: 181-206.
- Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 2-57.
- Buxton, M.W.N., & Pedley, H.M., 1989. A standardized model for Tethyan Tertiary carbonates ramps. *Journal of the Geological Society*, London, 146: 746-748.
- Corda, L., & Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161 (1-2): 55-70.
- Cosovic, V., & Drobne, K., 2004. Palaeoenvironmental model for Eocene foraminiferal Limestone of the Adriatic carbonate platform. *Facies*, 50: 61-75.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108–121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application, *Springer-Verlage*, Berlin, Heidelberg. 976 p.
- Fournier, F., Montaggioni, L., & Borgomano, J., 2004. Palaeoenvironments and high-frequency cyclicality from Cenozoic South-East Asian shallow-water carbonates: a case study from the Oligo-Miocene buildups of Malampaya (Offshore Palawan, Philippines). *Marine and Petroleum Geology*, 21 (1): 1-21.
- Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Gregg, J.M., & Shelton, K.L., 1990. Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Formations (Cambrian), southeastern Missouri. *J. Sed. Petrology*, 60: 549-562.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: A Tool for Palaeoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*, 1: 55-64.
- Hohenegger, J., 2000. Coenoclines of larger foraminifera. *Micropaleontology* 46 (Supplement 1): 127– 151.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., Nakano, Y. & Tatzreiter, F., 1999. Habitats of larger foraminifera on the reef slope of Sesoko Island, Okinawa, Japan. *Marine Micropaleontology*, 36: 109 – 168.
- Holzmann, M., Hohenegger, J., Hallock, P., Piller, W.E., & Pawlowski, J., 2001. Molecular phylogeny of large miliolid foraminifera (Soritacea Ehrenberg 1839). *Marine Micropaleontology*, 43: 57–7.
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 30: 239-253.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168 (4): 491-505.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium Agreement area. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 49 (12): 2182-2245.
- Langer, M.R., & Hottinger, L., 2000. Biogeography of selected larger foraminifera. *Micropaleontology*, 46: 105–126.
- Lasemi, Y., 1995. Platform carbonate of the upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh basin, NE Iran-facies, palaeoenvironments and sequences. *Sedimentary Geology*, 99: 151-164.

- Lee, J.J., 1990. Fine structure of the rhodophycean *Porphyridium purpureum* in situ in *Peneroplis pertusus* (Forskal) and *P. acicularis* (Batsch) and in axenic culture. *Journal of Foraminiferal Research*, 20: 162–169.
- Melim, L.A., & Scholle, P.A., 1995. The forereef facies of the Permian Capitan Formation: the role of sediment supply versus sea-level changes. *Journal of Sedimentary Research*, 65: 107–119.
- Nebelsick, J.H., Rasser, M., & Bassi, D., 2005. Facies dynamic in Eocene to Oligocene Circumalpine carbonates. *Facies*, 51: 197–216.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313–334.
- Qing, H., Bosence, D.W.J., & Rose, P.F., 2001. Dolomitization by penesaline seawater in early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. *Sedimentology*, 48: 153 – 163.
- Racey, A., 1994. Biostratigraphy and palaeobiogeographic significance of Tertiary nummulitids (foraminifera) from northern Oman. In: Simmons, M.D., (ed.), *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Chapman and Hall*, London, p. 343– 370.
- Rasser, M.W., Scheibner, C., & Mutti, M., 2002. A Paleoenvironmental standard sections for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51: 217–232.
- Reiss, Z., & Hottinger, L., 1984. The Gulf of Aqaba, Ecological Micropaleontology (Ecol. Stud. 50). *Springer*, Berlin. 345 pp.
- Renema, W., 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. *Marine Micropaleontology*, 58: 73 – 82.
- Renema, W., Troelstra, S.R., 2001. Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 125–146.
- Romero, J., Caus, E., & Rossel, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43-56.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2011. Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran. *Facies*, 57: 431- 446.
- Setiawan, J.R., 1983. Foraminifera and microfacies of the type Priabonian: *Utrecht Micropaleontology Bulletin*, 29: 163-173.
- Tucker, M.E., & Wright, P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Pub., Oxford, 482p.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian A., & Taraneh P., 2002. Biofacies and sequence stratigraphy of the Eocene succession at Hamzeh-Ali area, north-central Zagros, Iran. *Carbonate and Evaporite*, 17 (1): 60-67.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., & Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area. *Facies*, 52 (1): 41–51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., & Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 27 (1): 56-71.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrences, evolution and economical important association. *Earth science Review*, 52: 1-87.
- Warren, J.K., 1989. Sedimentology of Coorong dolomite in the Salt Creek region, South Australia. *Carbonates and Evaporites*, 3 (2): 175-199.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonates Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berline, Heidelberg, New York, 471 p.