

آنالیز رخساره‌ها، شرایط رسوبی و فرایندهای دیاژنزی مخزن آسماری در میدان نفتی قلعه‌نار

لیلا فضلی^۱ و کتایون رضایی‌پرتو^{۲*}

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد دماوند، دماوند، ایران

۲- استادیار گروه پژوهش زمین‌شناسی نفت، پردیس بالادستی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

نویسنده مسئول: Rezaeepartok@ripi.ir

دریافت: ۱۴۰۰/۸/۵ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۷

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

سازند آسماری به سن الیگومیوسن، یکی از سازندهای مخزنی مهم در حوضه زاگرس است. این سازند در جنوب‌باختر ایران از سنگ‌های کربناته تشکیل شده و در برخی مناطق شامل ماسه‌سنگ و سنگ‌های تبخیری است. در این مطالعه یک چاه از میدان قلعه‌نار از نظر رخساره، محیط‌رسوبی و فرایندهای دیاژنزی مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعه برش‌های نازک سازند آسماری در چاه مورد مطالعه نشان می‌دهد که سازند مذکور از تناوبی از سنگ‌های دولومیتی و آهکی تشکیل شده است. با توجه به بررسی‌های پتروگرافی در نهشته‌های سازند آسماری ۳ مجموعه رخساره A، B و C متشکل از ۱۰ زیررخساره کربناته شناسایی شده که در زیرمحیط‌های پهنه جزرومدی (بالای جزرومدی و بین جزرومدی)، لاگون و پشته‌های ماسه‌ای اییدی نهشته شده‌اند. بر اساس ویژگی‌هایی چون فقدان رخساره‌های ریفی، فراوانی رخساره‌های اییدی و گسترش پهنه‌های جزرومدی می‌توان نتیجه گرفت که این رخساره‌ها در یک رمپ کربناته هم‌شیب نهشته شده‌اند. بر اساس مطالعات رسوب‌شناسی فرایندهای دیاژنزی مختلفی بر روی این نهشته‌ها تأثیر گذاشته‌اند که از میان آن‌ها می‌توان به سیمانی شدن، انیدریتی شدن، نئومورفیسم، میکریتی شدن، آشفستگی زیستی، انحلال، فشردگی و دولومیتی شدن اشاره نمود. این مطالعه منجر به تفکیک سه محیط دیاژنزی دریایی، متئوریک و دفنی در این سازند شده است که فرایندهای انحلال، دولومیتی شدن تأثیر مثبتی بر تخلخل و ایجاد کیفیت مخزنی داشته و سیمانی شدن (سیمان‌های هم‌بعد و دروزی)، فشردگی و انیدریتی شدن تأثیر منفی بر آن داشته‌اند.

واژگان کلیدی: سازند آسماری، میدان قلعه‌نار، رخساره، محیط رسوب‌گذاری، رمپ کربناته، فرایندهای دیاژنزی، دولومیتی شدن

پیشگفتار

کربناته به سن کرتاسه تا ائوسن توصیف شده است. ریچاردسون (۱۹۲۴) کوه آسماری را به عنوان برش نمونه سازند آسماری معرفی و سن الیگوسن را به آن نسبت داده است. توماس (۱۹۸۴) مطالعه جامعی را در مورد آسماری انجام داده است. وی با تأیید کار لیز (۱۹۳۳) لایه‌های Brissopsis دار سنگ‌آهک کلهر را در سازند آهکی آسماری در نظر گرفت. او همچنین سازند آسماری را به صورت محلی برای فروافتادگی دزفول و ناحیه‌ای شامل آهک خمیر در فارس، کلهر در لرستان و فرات در عراق، مورد بحث قرار داد. از نظر سنی سازند آسماری از الیگوسن شروع شده و تا بوردیگالین از میوسن پایینی ادامه می‌یابد (آدامز و بورژوا، ۱۹۶۷؛ لارسون و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۹). در مطالعات بعدی (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ وایند و ۱۹۶۵؛ کلانتری ۱۹۸۶؛ جلالی، ۱۹۸۷) زون‌های زیستی و فونای این سازند معرفی شد. در سال‌های اخیر مطالعاتی

سازند آسماری به سن الیگوسن-میوسن، مهم‌ترین سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس است. این سازند بر روی سازنده پابده و در زیر سازند گچساران قرار گرفته است. در محل برش نمونه در تنگ گل‌ترش در دامنه جنوب باختری کوه آسماری، این سازند ۳۱۴ متر ضخامت دارد و از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ‌آهک‌های مقاوم به رنگ کرم تا قهوه‌ای است (مطیعی، ۱۳۸۲). سازند آسماری در اکثر مناطق زاگرس شامل سنگ‌های کربناته بوده اما در منطقه خوزستان در نواحی جنوبی فروافتادگی دزفول بخش ماسه‌سنگ اهواز و در منطقه لرستان بخش تبخیری کلهر در آن تشخیص داده شده است (مطیعی، ۱۳۸۲).

این سازند به دلیل اهمیت مخزنی بالای خود مورد مطالعات گسترده‌ای قرار گرفته است. اولین مقاله درباره سازند آسماری توسط باسک و مایو (۱۹۱۸) به صورت یک توالی

دزفول واقع شده است. فروافتادگی دزفول یک واقعیت ساختمانی در جنوب باختری تراس زاکرس بوده که در برگیرنده اکثر میدان‌های نفتی ایران است و به ناحیه‌ای از حوضه زاکرس اطلاق می‌شود که در آن سازند آسماری بدون رخنمون است. فروافتادگی دزفول در محاط سه پدیده مهم ساختمانی است در شمال به یک زون خمشی به نام بالارود و در حد شمال خاوری به خمشی دیگر به نام جبهه کوهستانی با راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و حدود و در خاور جنوب‌خاوری به یک زون پیچیده خمشی و گسلی با امتداد شمالی- جنوبی به نام گسل کازرون محدود می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۴).

چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی

برش نمونه سازند آسماری در رخنمون‌هایی مانند تاقدیس خاویز نشان می‌دهد ضخامت سازند آسماری ۴۲۰ متر تا ۵۰۰ متر است. ضخامت سازند آهکی آسماری در ستون چینه‌شناسی در منطقه مورد مطالعه حدود ۴۰۰ متر است. بدنه اصلی این سازند سنگ‌های آهکی است. از نظر سنگ‌شناسی به طور اعم کربناتی و شامل آهک دولومیتی، آهک‌های رسی و شیل است. این سازند شامل سنگ آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای‌رنگی است که در آن‌ها درزهای فراوانی گسترش یافته‌اند و در لابه‌لای آن‌ها طبقاتی شیلی نیز دیده می‌شود. سن کلی سازند آسماری الیگوسن تا میوسن آغازین تعیین شده است. حد پایینی سازند آسماری پابده و حد بالایی آن با سازند گچساران هم‌ساز است. بر اساس خصوصیات سنگ‌شناسی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه به سه بخش متمایز زیرین، میانی و بالایی تقسیم شده است (شکل ۲). در برش مورد مطالعه، اطلاعات ۴۰ متر ضخامت بالای سازند آسماری در دسترس بوده است. از نظر سنگ‌شناسی این بخش به طور عمده از دولومیت و به میزان کمتر آهک تشکیل شده که به سمت راس سازند انیدریتی می‌شود.

روش مطالعه

به منظور مطالعه میکروسکوپی از تعداد ۴۰ برش‌نازک از چاه مورد مطالعه در میدان قلعه‌نار استفاده گردید. برای تشخیص کلسیت از دولومیت نمونه‌ها به روش دیکسون (۱۹۶۵) با آلزارین قرمز رنگ‌آمیزی شده‌اند. برای محاسبه درصد اجزا سازنده سنگ‌ها از دیاگرام‌های مقایسه‌ای فلوگل

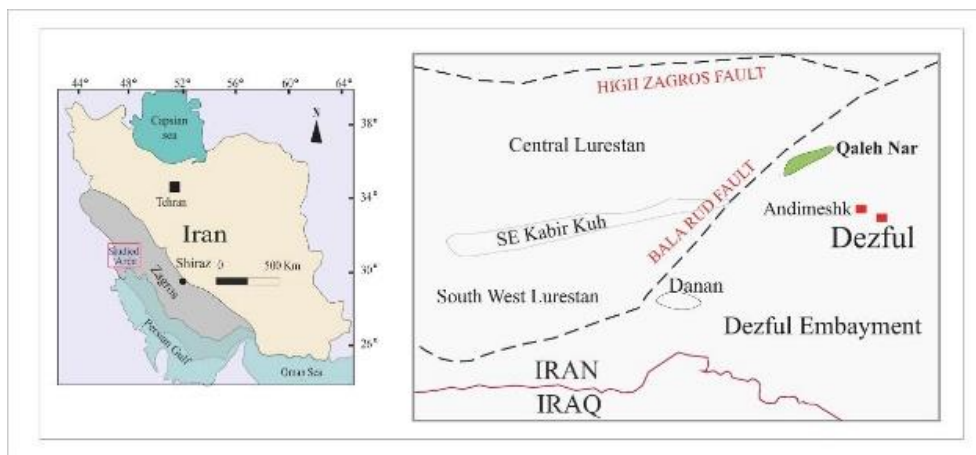
در زمینه‌های مختلف از جمله زیست‌چینه‌نگاری، رخساره‌ها و محیط‌رسوبی این سازند انجام شده است (همدانی و همکاران، ۱۹۹۷؛ صیرفی‌ان و همدانی، ۱۹۸۳؛ ۲۰۰۳؛ صیرفی‌ان و موجی‌خلیفه، ۲۰۰۵؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۰۶؛ رنجبران و همکاران، ۲۰۰۷؛ اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷؛ امیرشاکرمی و همکاران، ۲۰۰۷؛ اکراوی و همکاران، ۲۰۰۷؛ دانیال و همکاران، ۲۰۰۸؛ نادر و همکاران، ۲۰۰۹؛ مصدق و همکاران، ۲۰۰۹؛ لارسن و همکاران، ۲۰۰۹؛ صادقی و همکاران، ۲۰۱۰؛ ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰؛ طاهری، ۲۰۱۰؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰؛ الله‌کرم‌پور دیل و همکاران، ۲۰۱۰، ۲۰۱۸، ۲۰۲۰؛ سلطانیان و همکاران، ۲۰۱۱؛ صحراییان و همکاران، ۲۰۱۴؛ آورجانی و همکاران، ۲۰۱۵؛ عبیات و همکاران، ۲۰۱۹؛ خلیلی و همکاران، ۲۰۲۱). به عنوان نمونه وزیری‌مقدم و همکاران (۲۰۱۰) رخساره‌های رسوبی سازند آسماری را مطالعه نموده و شش محیط اصلی رسوبی شامل پهنه جزرومدی، لاگون محصور، لاگون باز، سدهای ماسه‌ای بیوکلستی، سراسیب و بخش عمیق‌تر دریای باز را در دهلران، کبیرکوه و معمولان در شمال‌باختر زاکرس شناسایی کرده‌اند. مطالعه حاضر به بررسی ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی، فرایندهای دیاژنزی و تأثیر آن‌ها بر روی کیفیت مخزن آسماری در میدان نفتی قلعه‌نار در شمالی‌ترین خط فروافتادگی دزفول می‌پردازد.

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه

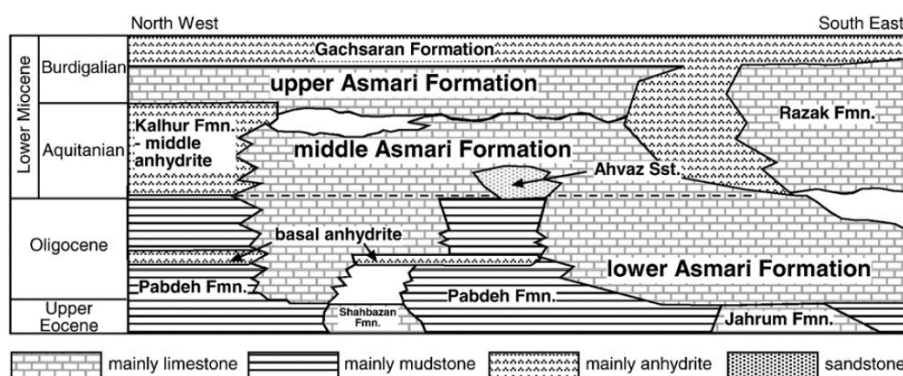
میدان نفتی قلعه‌نار در ۴۰ کیلومتری شمال شهرستان اندیمشک واقع شده است (شکل ۱). این میدان در سال ۱۳۵۴، با حفر چاه شماره ۱ توسط شرکت اسکو کشف گردید و تا سال ۱۳۷۰ در مجموع سه حلقه چاه در این میدان حفر گردید (مطیعی، ۱۳۷۲). این میدان به طول ۶۰ کیلومتر و عرض ۴ تا ۶ کیلومتر به شکل تاقدیس کوچکی در دامنه جنوبی تاقدیس بالارود و در شمالی‌ترین خط فروافتادگی دزفول است. مخازن اصلی این میدان، سازند آسماری و گروه بنگستان می‌باشد. سازند آسماری حاوی نفت با درجه سبکی ۳۰ درجه API و گوگرد ۰/۸ درصد است و گروه بنگستان نیز حاوی گاز است (مطیعی، ۱۳۷۴). نشانه‌های وجود هیدروکربن در منطقه به صورت چشمه‌های نفتی تراوش‌های بین‌لایه‌ای و رگه‌های نفتی دیده می‌شود. این میدان در شمالی‌ترین خط فروافتادگی

رخساره‌های سازند آسماری با بررسی‌های انجام شده بر روی محیط‌های رسوبی امروزی و قدیم (برای نمونه تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ ریدینگ، ۱۹۹۶؛ فلوگل، ۲۰۱۰) مقایسه شده است. برای مطالعه دولومیت‌ها از طبقه‌بندی‌های گرگ و سیبلی (۱۹۸۴)، سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و مازولو (۱۹۹۲) استفاده شده است.

(۲۰۱۰) استفاده شد و نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) انجام گرفته است. جهت دسته‌بندی رخساره‌ها از طبقه‌بندی باکستون و پدلی (۱۹۸۹) که برای رمپ‌های کربناته صورت گرفته، استفاده شده است. برای تعیین رخساره‌ها و ارایه مدل رسوبی از روش فلوگل (۲۰۱۰) استفاده شد. تغییرات



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی میدان قلعه‌نار



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی نهشته‌های ترشیاری در جنوب‌باختر ایران (علا، ۱۹۸۲)

A1- انیدریت: در برش‌های نازک میکروسکوپی بلورهای انیدریت به شکل سوزن‌ها یا تیغه‌های موازی و نیمه‌موازی با جهت‌گیری‌های تصادفی دیده می‌شوند (شکل ۳A). در برخی نمونه‌ها به صورت مجموعه‌ای از ندول‌های دیده می‌شود که لایه‌های نازکی از مادستون اطراف آن‌ها قرار گرفته‌اند. رخساره انیدریت همراه با رخساره‌های بایندهستون استروماتولیتی و دولومادستون دیده می‌شود.

A2- مادستون / دولومادستون: این رخساره شامل مادستون یا دولومادستون‌هایی است که فاقد هر گونه آلومک می‌باشد (شکل ۳B). ندول انیدریت، فابریک فنسترال و چشم پرنده‌ای و ترک گلی در آن‌ها دیده

مطالعه رخساره‌های رسوبی

در این مطالعه بر اساس بررسی برش‌های نازک تهیه شده از چاه مورد مطالعه در میدان قلعه‌نار رخساره‌ها مورد مطالعه قرار گرفتند. مطالعه میکروسکوپی و آزمایشگاهی سنگ‌های کربناته سازند آسماری منجر به شناسایی ۳ مجموعه رخساره‌ای و ۱۰ ریزرخساره شد که در بردارنده رخساره‌های پهنه جزرومدی (بالای جزرومد و بین جزرومدی)، لاگون و پشته‌های ماسه‌ای اییدی می‌باشد.

مجموعه رخساره‌ای پهنه جزرومدی (A)

این مجموعه رخساره‌ای شامل رخساره‌های پهنه جزرومدی است که از ۴ رخساره زیر تشکیل شده است:

میکریتی دیده می‌شوند. بیشتر بیوکلاست‌ها میکریتی شده‌اند. آشفستگی زیستی به شکل حفر دالان دیده می‌شود.

مجموعه رخساره‌ای (C)

C1- گرینستون پلویدی: پلویدها مهم‌ترین اجزای غیراسکلتی تشکیل‌دهنده این رخساره هستند که مقدار آن‌ها به حداکثر ۴۵ درصد می‌رسد. از دیگر اجزای غیراسکلتی می‌توان به اینتراکلاست‌های گرد شده و بیوکلاست‌های میکریتی اشاره نمود. پلویدها به صورت کروی تا بیضی‌شکل هستند. جورشدگی آلوم‌ها خوب است. سیمان کلسیت اولیه به شکل حاشیه هم‌ضخامت اطراف آلوم‌ها دیده می‌شود و بافت در این رخساره گرینستونی است (شکل ۳I).

C2- گرینستون پلویدی اییدی: این رخساره به دو شکل آهکی و دولومیتی از گسترش نسبی برخوردار است. بافت این رخساره گرینستونی بوده و در حدود ۲۰ درصد آئید و ۵۰-۳۰ درصد پلوید دارد. آلوم‌ها غالباً میکریتی شده‌اند. گاهی خرده‌های ریز اسکلتی مانند جلبک سبز، گاستروپود، پلسی‌پود و روزن‌بران کفزی مانند میلیولید به صورت پراکنده در آن دیده می‌شود (شکل ۳J). سیمان کلسیت دریایی اولیه به شکل حاشیه هم‌ضخامت اطراف آلوم‌ها تشکیل شده است. جورشدگی آلوم‌ها خوب تا متوسط است.

تفسیر رخساره‌ها

در این بخش با توجه به ویژگی‌های ذکر شده در بخش توصیف رخساره‌ها، تفسیر رخساره‌های هر کمر بند شامل پهنه جزرومدی، لاگون و پشته‌های ماسه‌ای اییدی آرایه می‌شود.

A1- انیدریت با بافت لانه مرغی در تناوب با نهشته‌های پهنه جزرومدی در محیط‌های بالای جزرومدی از نوع سیخا و سالی‌نا در شرایط اقلیمی گرم و خشک تشکیل می‌شوند (ورن و کندل، ۱۹۸۵؛ کسپریک و ارتی، ۱۹۹۸؛ شودر و همکاران، ۲۰۰۳؛ ورن، ۲۰۰۶). این رخساره ممکن است در اثر جانشینی انیدریت با نهشته‌های کربناته با منشأ دیاژنتیکی نیز تشکیل شود.

A2- بر اساس شواهدی چون ندول‌های انیدریتی، فابریک فنسترال و ترک‌های گلی و تناوب عمودی رخساره‌ها،

می‌شود. این رخساره در تناوب با لایه‌هایی انیدریتی و بایندستون استروماتولیتی دیده می‌شود.

A3- بایندستون استروماتولیتی: این رخساره از لامیناسیون‌های استروماتولیتی که تناوبی از لایه‌های تیره و روشن هستند تشکیل شده است. لامیناسیون یکی از ویژگی‌های بارز در رخساره‌های پهنه جزرومدی است که نشان‌دهنده تناوب فرایند رسوب‌گذاری و عملکرد میکروبی (پوشش جلبک‌های سبز آبی) است. رسوباتی از نواحی اطراف به خصوص در هنگام توفان بر روی این پهنه‌ها آورده می‌شود (شکل ۳C).

A4- مادستون دولومیتی با قالب کانی‌های تبخیری: این رخساره از مادستون دولومیتی تشکیل شده که در آن تعداد زیادی قالب‌های تبخیری دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها درصد کمی پلوید دیده می‌شود. این رخساره دارای آثار مربوط به خروج از آب نیست.

مجموعه رخساره‌ای لاگون (B)

B1- مادستون بیوکلاستی: بافت این رخساره مادستونی بوده و به طور عمده از گل کربناته تشکیل شده است. اگرچه درصد کمی خرده‌های اسکلتی (<۱۰٪) در آن مشاهده می‌شود (شکل ۳E).

B2- مادستون دولومیتی همراه با آشفستگی زیستی: از مهم‌ترین ویژگی این رخساره فرایند آشفستگی زیستی است که به صورت لکه‌های قهوه‌ای‌رنگ تیره و روشن، فابریک لکه‌لکه^۱ را به وجود آورده است. آشفستگی زیستی در نتیجه فعالیت موجودات باعث بهم‌ریختگی آرایش رسوبی اولیه شده است (شکل ۳H).

B3- مادستون/وکستون پلویدی: این رخساره دارای ۱۰ درصد دانه‌های غیراسکلتی از نوع پلوید بوده و دارای ماتریکس گلی است و حدود ۱ درصد انیدریت در آن دیده می‌شود. به‌طور پراکنده خرده‌های دوکفه‌ای نیز در آن دیده می‌شود (شکل ۳F).

B4- وکستون تا پکستون بیوکلاستی: بافت این رخساره از وکستون تا پکستون در تغییر است. در این رخساره خرده‌های اسکلتی آلوم اصلی محسوب می‌شود و پلویدها در درجه اهمیت بعدی قرار می‌گیرند. خرده‌های اسکلتی از قبیل گاستروپودها، پلسی‌پود، جلبک‌سبز و استراکود، دوکفه‌ای، روزن‌بران کفزی مانند میلیولید در زمینه

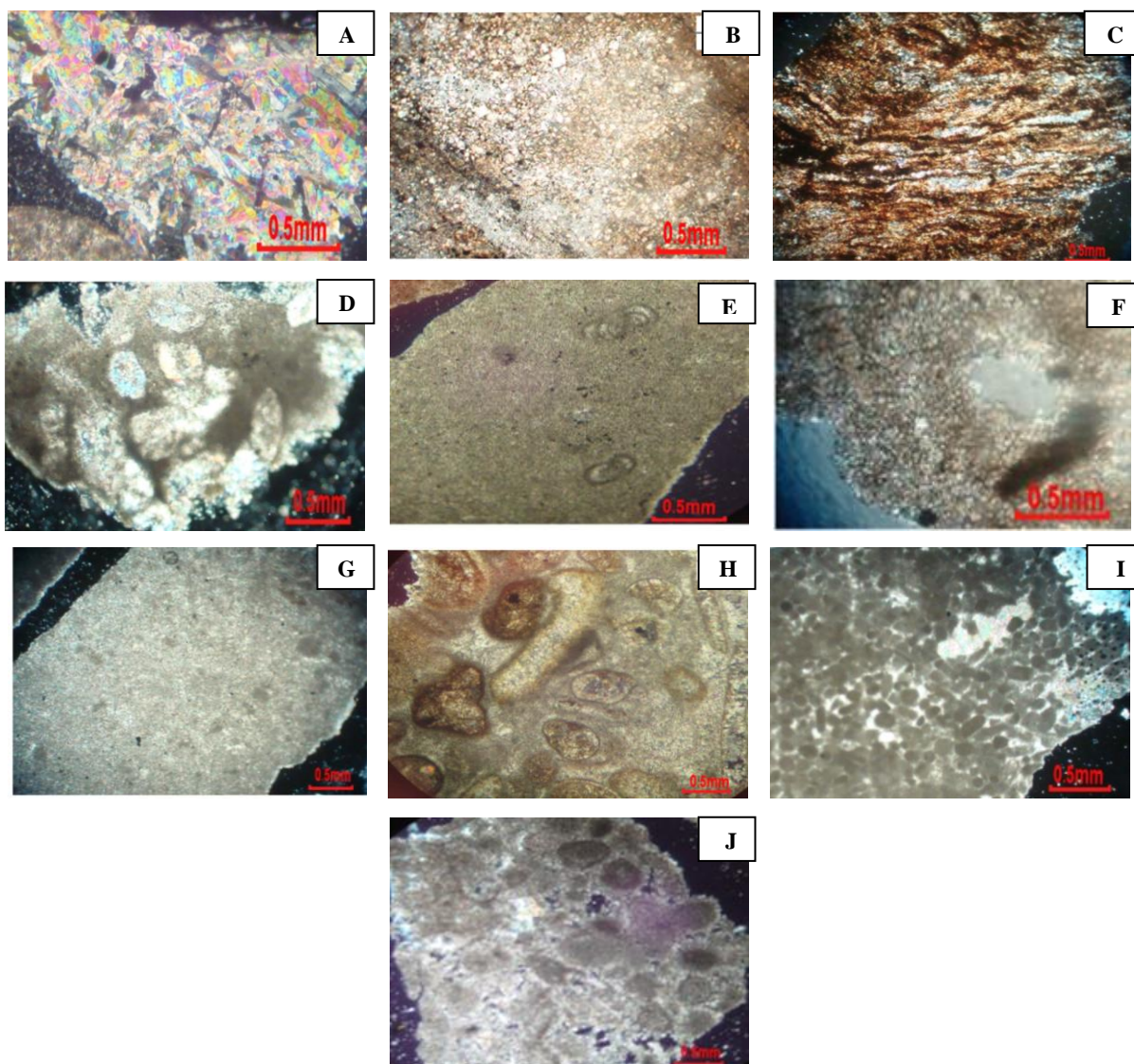
¹ Mottled Fabric

موجودات تغذیه کننده از رسوبات است تشکیل شوند. این پهنه‌های گلی معمولاً بیشتر در شرایط کم‌انرژی و محصور تشکیل می‌شوند.

A4- بر اساس بافت مادستونی و وجود قالب کانی‌های تبخیری و همراهی با سایر رخساره‌های محیط پهنه جزرومدی امکان تشکیل این رخساره در محیطی است که به عنوان بخش کوچکی از لاگون در حاشیه پهنه‌های جزرومدی دارای شوری زیادی (هایپرسالین) در شرایط گرم و خشک می‌باشد (شکل ۳D).

ته‌نشست این رخساره به یک محیط کم‌انرژی و آرام در سوپراتایدال تا بالای جزرومدی نسبت داده می‌شود (الشهران و کندال، ۲۰۰۳). فقدان فونا در رخساره مادستونی حاکی از عدم شرایط مناسب برای زیست موجودات است.

A3- کربنات‌هایی مانند بایندستون استروماتولیتی ساختمان‌های رسوبی زیستی هستند که توسط کلونی‌های میکروبی کلسیتی شده تشکیل شده‌اند (فلوگل، ۲۰۱۰). استروماتولیت‌ها بیشتر تمایل دارند در پهنه‌های گلی در بخش‌های بالایی پهنه جزرومدی که دور از دسترس



شکل ۲. رخساره‌های شناسایی شده در توالی مورد مطالعه. A- انیدریت (A1)، عمق: ۳۱۰۰/۵۰ متری. B- مادستون دولومیتی (A2)، عمق: ۳۱۰۳ متری. C- بایندستون استروماتولیتی (A3)، عمق: ۳۱۰۵ متری. D- مادستون دولومیتی با قالب‌های تبخیری (A4)، عمق: ۳۱۰۹/۷۰ متری. E- مادستون بیوکلاستی (B1)، عمق: ۳۱۱۲/۵۰ متری. F- مادستون دولومیتی همراه با آشفستگی زیستی (B2)، عمق: ۳۱۲۰/۲۵ متری. G- وکستون پلوییدی (B3)، عمق: ۳۱۲۵/۷۵ متری. H- وکستون تا پکستون بیوکلاستی (B4)، عمق: ۳۱۲۵ متری. I- گرینستون پلوییدی (C1)، عمق: ۳۱۳۷/۵۵ متری. J- گرینستون پلوییدی (C2)، عمق: ۳۱۳۰/۱۵ متری. کلبه عکس‌ها در نور پلاریزه.

آسماری در میدان قلعه‌نار، رمپ کربناته در نظر گرفته شده است (شکل ۵). از سویی عدم تمرکز نهشته‌های رسوبی در بخش انتهایی رمپ و گسترش آن‌ها به ویژه در رمپ داخلی و میانی رمپ کربناته از نوع همشیب (بورچت و رایت، ۱۹۹۲) که احتمالاً مشابه خلیج فارس امروزی بوده برای محیط رسوبی آسماری در این میدان می‌توان در نظر گرفت (رحیم‌پوربناب و همکاران، ۱۳۹۷). نتایج مشابهی توسط زمین‌شناسان مختلف ارائه شده است (صیرفیان و همدانی، ۱۹۹۸؛ ۲۰۰۳؛ صیرفیان و موجی‌خلیفه، ۲۰۰۵؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۱۰؛ امیرشاه‌کرمی و همکاران، ۲۰۰۷؛ بهرامی و همکاران، ۱۳۹۳؛ فرشی و همکاران، ۱۳۹۶). در طول الیگوسن و میوسن پیشین سازند آسماری از مادستون، وکستون، پکستون‌های محیط کم انرژی تا گرینستون محیط پرنرژی تشکیل شده است. رخساره‌های محیط پهنه جزرومدی (A) کم انرژی شامل مادستون و دولومادستون‌ها همراه با ندول‌های انیدریت بوده است. دولومیت‌ها از دولومیکریت‌های ریزبلور تشکیل شده‌اند. محیط لاگون (B) با مادستون، وکستون و پکستون‌های دارای خرده‌های اسکلتی و روزن‌بران کفزی مانند میلیولید مشخص می‌شوند که دو دسته رخساره اخیر در بخش‌های داخلی رمپ تشکیل شده‌اند. محیط پشته‌های ماسه‌ای الییدی سدی پرنرژی (C) با رخساره‌های گرینستونی پلوییدی و الییدی مشخص می‌شوند که در رمپ میانی ته‌نشست یافته‌اند.

دیاژنز

فرایندهای دیاژنزی مختلفی بر روی نهشته‌های سازند آسماری تأثیر گذاشته‌اند که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به سیمانی شدن، انیدریتی شدن، نفومورفیسیم، میکریتی شدن، آشفستگی زیستی، انحلال، فشردگی و دولومیتی شدن اشاره نمود.

سیمانی شدن

یکی از فرایندهای مهم دیاژنزی در توالی مورد مطالعه سیمانی شدن است که باعث پر شدن حفره بین دانه‌ها یا حفره‌های حاصل از انحلال دانه‌ها (کاهش تخلخل) می‌شود. در فرایند سیمانی شدن رسوبات سخت شده و از فشردگی آن‌ها جلوگیری می‌شود. فابریک‌های مختلف سیمان‌های کربناته می‌تواند راهنمای خوبی در تشخیص محیط دیاژنز آن‌ها باشد. سیمان‌های کربناته شناسایی

B1- بافت گل‌پشتیبان این رخساره همراه با درصد کمی بیوکست نشان دهنده تشکیل این رخساره در بخش‌های کم‌انرژی لاگون است. در مواقعی که چرخه آب شدیدی در لاگون وجود ندارد معمولاً مادستون بر جای گذاشته می‌شود که طبیعتاً میزان آلوکم آن بسیار ناچیز است (فلوگل، ۲۰۱۰).

B2- بر اساس ویژگی‌های ذکر شده مانند بافت، وجود آشفستگی زیستی و موقعیت این رخساره در توالی عمودی امکان تشکیل این رخساره در بخش‌های کم‌انرژی لاگون کم‌عمق میسر می‌باشد.

B3- وجود مقادیر کمی دانه‌های غیراسکلتی پلوییدی همراه با مقادیر فراوانی گل کربناته نشان دهنده تشکیل در یک محیط لاگون کم‌انرژی است.

B4- این رخساره با مقادیر بالای گاستروپود، دوکفه‌ای و روزن‌بران کفزی و جلبک سبز و پلویید و مقادیر بالای گل کربناته در یک محیط لاگون با انرژی متوسط ته‌نشست شده است (هوتینگر، ۱۹۹۷؛ هوتینگر و ریس، ۱۹۸۴) (شکل ۳G).

C1- تفسیر: وجود پلویید، سیمان کلسیتی، بافت گرینستونی و جورشدگی خوب در این رخساره مؤید افزایش انرژی و نزدیک شدن به سد می‌باشد. پشته‌های ماسه‌ای سدی در محیط‌های پرنرژی بالای خط اثر امواج (FWWB) به ویژه در اقلیم گرم و خشک معمول هستند (ویلسون، ۱۹۷۵؛ شول و همکاران، ۱۹۸۳؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰).

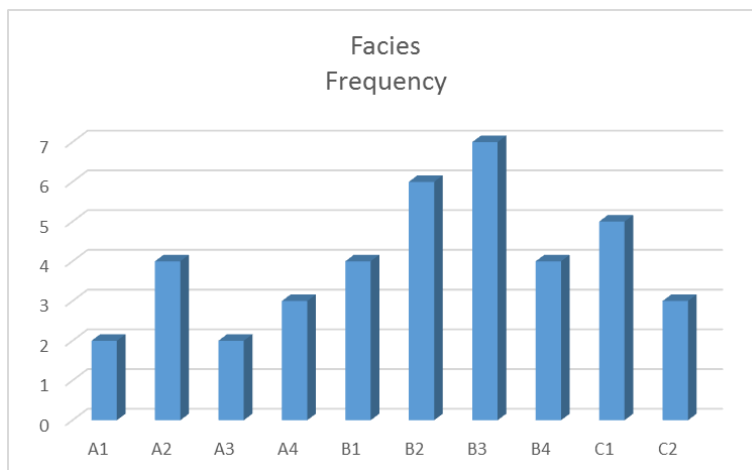
C2- تفسیر: بر اساس وجود آلوکم‌هایی مثل الیید و پلویید، بافت گرینستونی و جورشدگی خوب تا متوسط، سیمان کلسیتی دریایی می‌توان نتیجه گرفت که این رخساره در محیط پشته‌های ماسه‌ای سدی پرنرژی تشکیل شده است.

محیط رسوبی

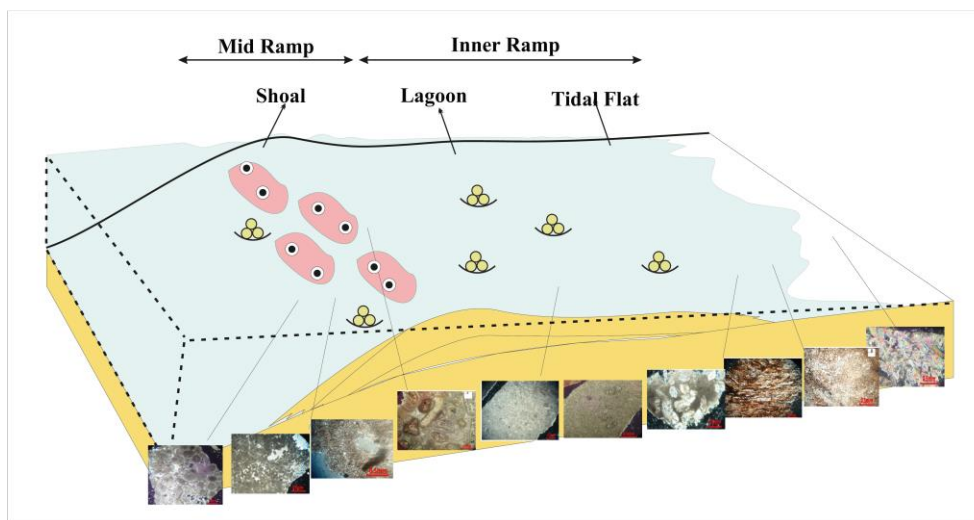
شکل ۴ توزیع فراوانی رخساره‌های شناسایی شده در توالی مورد مطالعه را نشان می‌دهد. با توجه به توصیف رخساره‌ها و تغییرات آن‌ها، قابل مقایسه بودن رخساره‌های مشاهده شده با رخساره‌های رمپ کربناته، نبود رخساره‌های ریفی، فراوانی رخساره‌های الییتی و گسترش پهنه‌های جزرومدی نشانگر کم‌عمق بودن منطقه وسیعی از حوضه بوده، در نتیجه بیانگر شیب کم حوضه است که از خصوصیات بارز رمپ‌های کربناته است؛ بنابراین محیط رسوبی سازند

مذکور از فشردگی رسوبات بر اثر تراکم جلوگیری کرده و به حفظ تخلخل اولیه کمک می‌کند. محیط تشکیل این سیمان وادوز و فریاتیک دریایی در نظر گرفته شده است (فلوگل، ۲۰۱۰). این سیمان در بیشتر نمونه‌ها از آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم ساخته شده است که به دلیل ناپایداری به دولومیت تبدیل شده‌اند (شکل ۶A).

شده در توالی مورد مطالعه شامل سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ضخامت، هم‌بعد و دروزی هستند. سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ضخامت: این نوع سیمان در اطراف آلوکوم‌ها قابل مشاهده است که به صورت فیبری (آراگونیت ناپایدار) با جهت‌یابی شعاعی در اطراف و دور دانه‌ها وجود دارد (شین، ۱۹۶۹؛ فولک، ۱۹۷۴). سیمان



شکل ۳. نمودار توزیع فراوانی رخساره‌های شناسایی شده در توالی مورد مطالعه در سازند آسماری



شکل ۴. مدل رسوبی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه

محیط دیاژنز تدفینی تشکیل می‌شود (لانگمن، ۱۹۸۰) (شکل ۶B).

سیمان کلسیت دروزی: این سیمان حاصل رشد بلوری در یک حفره اشباع از آب و در فضای کافی می‌باشد و بلورهایش از داخل حفره به سمت مرکز بزرگ‌تر می‌شوند (شکل ۶C). ترکیب کانی‌شناسی این سیمان کلسیت کم منیزیم (LMC) است (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). به علت انحلال بعضی از دانه‌ها (صدف دوکفه‌ای و شکم‌پا)

سیمان هم‌بعد: این سیمان از بلورهای شفاف کلسیت تشکیل شده و دارای ابعاد تقریباً مساوی است. این سیمان فضای بین آلوکوم‌ها را پر کرده و در بافت گرینستون‌های اییدی بیوکلاستی عمدتاً مشاهده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها این سیمان همراه با اییدهای دولومیتی شده وجود دارد. اندازه بلورهای این نوع سیمان معمولاً بین (۳۵ تا ۴۵ میکرون است) است و از ترکیب کلسیم کم منیزیم (LMC) درست شده است که هم در محیط دیاژنز جوی و هم در

و اندازه بلورها از ۴ میکرون تا حدوداً ۲۰ میکرون افزایش یافته‌اند. نئومورفیسم بیشتر در زون فریاتیک آب شیرین شکل می‌گیرد و در جریان آن ساختمان‌های رسوبی حفظ می‌شوند (لانگمن، ۱۹۸۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰) (شکل ۶G).

میکریتی شدن: نمونه‌های بررسی شده در سازند آسماری نشان می‌دهد که برخی آلوک‌ها تحت تأثیر این فرآیند قرار گرفته و به‌طور بخشی تا کامل میکریتی شده‌اند. در این فرآیند آلوک‌ها به‌وسیله جلبک‌ها، قارچ‌ها و باکتری‌ها دگرسان می‌شوند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). در نمونه‌های مورد مطالعه دانه‌های میکریتی شده را با توجه به اشکال نامنظمی که دارند می‌توان از پلوییدهای دفعی تشخیص داد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). این فرایند بیشتر در نمونه‌های محیط لاگونی رخساره‌های B3 و B4 دیده می‌شود. میکریتی شدن ذرات مانع از انحلال آن‌ها در مراحل بعدی دیاژنز می‌گردد و سبب کاهش کیفیت مخزنی می‌شود (تاگر، ۱۹۹۰). این فرایند در محیط فریاتیک دریایی شکل می‌گیرد (شکل ۶H) (کوبلاک و ریسک، ۱۹۷۷).

آشفته‌گی زیستی: یکی از فرایندهای دیاژنتیکی که در توالی مورد مطالعه از سازند آسماری منطقه مورد مطالعه مشاهده شده آشفته‌گی زیستی است. این فرایند به صورت حفر دالان‌های زیرزمینی یا به صورت نواحی تیره‌تر و یا روشن‌تر یا دیده می‌شود. در صورت تحرک زیاد موجود بر روی ماتریکس گلی اکسیژن رسیده به این ماتریکس افزایش یافته و رنگ آن روشن‌تر می‌گردد و این در حالی است که تحرک کم باعث تیره‌تر شدن رنگ ماتریکس می‌شود. این فرایند بلافاصله پس از رسوب‌گذاری و بر روی رسوبات نرم انجام می‌شود. این فرایند از ویژگی‌های بارز مناطق پایین جزرومدی و لاگون بوده و بیشتر در محیط فریاتیک دریایی شکل می‌گیرد. از عوامل ایجاد این فرایند می‌توان به فعالیت موجودات حفار و ریشه گیاهان اشاره کرد. در نمونه‌های بررسی شده این فرایند بیشتر در رخساره مادستونی (رخساره B2) توسعه یافته که مربوط به محیط لاگون است (شکل ۶I).

دولومیتی شدن: فراگیرترین فرایند دیاژنزی در سازند آسماری است که به عنوان یکی از مهم‌ترین فاکتورهای کنترل‌کننده کیفیت مخزنی سازند آسماری نیز در نظر

حفره‌های ثانوی ایجاد گردیده که با این نوع سیمان پر شده‌اند که موجب بسته شدن فضاهای خالی می‌شود (تاگر، ۱۹۸۸).

انیدریتی شدن: انیدریتی شدن در این سازند به اشکال مختلف و متنوعی ظاهر می‌شود که عبارت‌اند از:

(۱) انیدریت به‌صورت پرکننده شکستگی‌ها، این انیدریت پس از شکستگی سنگ‌ها در مرحله تدفین موجب بسته شدن تخلخل‌های حاصل از شکستگی در نمونه‌های مورد بررسی شده است (شکل ۶D). این عامل نیز با توجه به نقشی که در پر نمودن منافذ و تخلخل‌ها دارد، منجر به کاهش کیفیت مخزنی می‌شود.

(۲) انیدریت به‌صورت ندول‌های بزرگ در زمینه مادستونی در نمونه‌های مورد مطالعه تشخیص داده می‌شود (شکل ۶E).

(۳) گسترش سیمان انیدریتی به‌صورت فراگیر^۱ که بیشتر در نمونه‌های مورد مطالعه در این سازند به‌صورت سیمان ثانویه در مراحل انتهایی دیاژنز دفنی تمام فضاهای موجود را پر کرده و موجب بسته شدن تخلخل‌ها و کاهش کیفیت مخزنی می‌شود (الشهران و کندال، ۲۰۰۳). این مورد یکی از عوامل اصلی در کاهش خواص مخزنی در سازند آسماری است (شکل ۶F).

(۴) انیدریت به‌صورت بلورهای ریز سوزنی با فابریک لانه مرغی^۲ که در مراحل اولیه تشکیل، در اثر رسوب‌گذاری در پهنه‌های جزرومدی به وجود می‌آید (شیخ‌پور، ۱۳۸۴) (شکل ۶D).

نئومورفیسم: این واژه توسط فولک ۱۹۶۵ در مورد فرایندهای تبدیل آراگونیت به کلسیت و تبلور دوباره^۳ به‌کار رفته است. انحلال و رسوب دوباره مکانیسم اصلی فرایند نئومورفیسم یا نوشکلی است به همین دلیل این فرایند در حضور آب انجام می‌شود (بترست، ۱۹۷۵؛ تاگر و رایت، ۱۹۹۰). به‌طور کلی نئومورفیسم یا به‌صورت افزایشی است که در این حالت اندازه بلورها افزایش می‌یابد و یا کاهشی است که در طی آن اندازه بلورها کاهش پیدا می‌کند. در بررسی برش‌های نازک سازند آسماری نئومورفیسم موجود بیشتر از نوع افزایشی است و در جریان آن دولومیکریت به دولومیکرواسپاریت تبدیل شده است. این فرایند در رخساره‌های پهنه جزرومدی (مانند A2) این سازند رخ داده

³ Recrystallization

¹ Poikilotopic

² Chicken wire anhydrite

طبق مطالعات پرسر و همکاران (۱۹۹۴) و تاکر و همکاران (۱۹۹۳) مدل دولومیتی نشتی- بازگشتی از ویژگی‌های زمان‌های پایین بودن سطح نسبی آب دریا در مکان‌های با اقلیم خشک می‌باشد.

به نظر می‌رسد سازند شیلی پایده در زیر سازند آسماری، تراکم شیل‌های تحتانی و تغییر در کانی‌های رسی یک منبع منیزیم برای دولومیتی شدن تدفینی سازند آسماری باشد، اما این میزان منیزیم به اندازه‌ای نیست که سبب دولومیتی شدن یک توالی عظیم کربناته شود.

فشردگی: در نمونه‌های مورد مطالعه پیامدهای ناشی از فشردگی مکانیکی به صورت آرایش متراکم دانه‌ها و همچنین ایجاد مرزهای نقطه‌ای (شکل ۶A) و خطی دیده می‌شود. آثار فشردگی شیمیایی به صورت رگچه‌های انحلالی (شکل ۶K) و استیلولیت‌های با دامنه کوتاه ظاهر می‌شوند. رگچه‌های انحلالی به صورت موج‌های کوچکی بوده که از اطراف دانه‌ها عبور می‌کنند و گاهی نیز به صورت شاخه‌شاخه مشاهده می‌شوند. در بعضی موارد در این رگچه‌ها تجمعی از مواد غیرقابل حل (رس و آهن) دیده می‌شود. استیلولیت‌ها عمدتاً آغشتگی به نفت نشان می‌دهند که می‌توان نشان‌دهنده این باشد که به عنوان معبری برای عبور سیالات عمل کرده‌اند. وجود استیلولیت‌ها به عنوان یک مانع موجب کاهش تخلخل مفید و عمدتاً تراوایی قائم می‌شود و این اثر یعنی کاهش تخلخل و تراوایی مهم‌ترین نتیجه تشکیل استیلولیت محسوب می‌گردد.

انحلال: انحلال یکی از فرایندهای دیاژنزی است که باعث تشکیل تخلخل‌های ثانویه مانند تخلخل‌های حفره‌ای و قالبی و افزایش کیفیت مخزنی در سازند آسماری شده است. انحلال کربنات‌ها هنگامی صورت می‌گیرد که رسوبات در مجاورت آب‌های تحت اشباع متئوریک قرار گیرند. به طور کلی این فرایند در محیط‌هایی که pH اسیدی، فشار CO_2 بالا، دمای پایین و فشار هیدرواستاتیک بالا باشد، انجام می‌گیرد. CO_2 موجود در اتمسفر یا خاک می‌تواند آب‌های متئوریک را اسیدی نماید (تاکر، ۱۹۹۱). از آنجا که آراگونیت محلول‌تر از کلسیت است با سرعت بیشتری تحت تأثیر انحلال قرار گرفته و از محیط خارج شده و باعث ایجاد و گسترش تخلخل در سنگ‌های آهکی می‌شوند. انحلال در نمونه‌های مورد مطالعه باعث تشکیل تخلخل قالبی حاصل از انحلال آلیدهای آراگونیتی در

گرفته شده است (اکراوی و همکاران، ۲۰۰۶). مطالعه و بررسی بر روی دولومیت‌های موجود در سازند آسماری نشان می‌دهد که چندین مدل دولومیت تشکیل شده است. دولومیکریت: این نوع دولومیت از بلورهای بسیار ریز تا ریز، هم‌اندازه و بی‌شکل دولومیت تشکیل شده‌اند. اندازه بلورها از ۵ تا ۱۶ میکرون در تغییر است. بافت این نوع دولومیت زنتوپیک-A (گرگ و سیلی، ۱۹۸۴) یا Nonplanar-A (مازولو، ۱۹۹۲) است. دولومیتی شدن در رخساره‌های دانه‌دار به دو صورت دیده می‌شود:

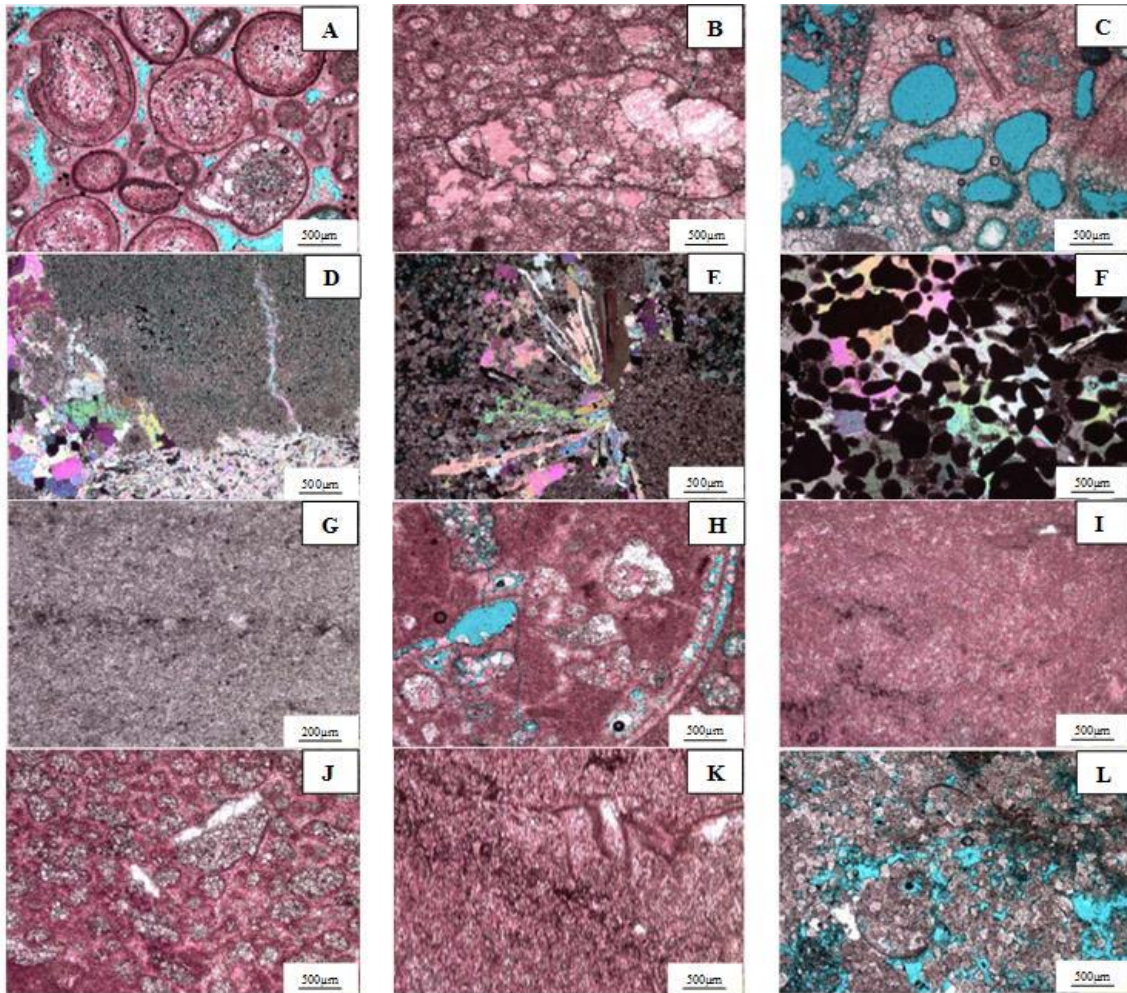
- ۱- جانشینی بخشی: که در این حالت آلوکم‌هایی مانند ائید به صورت انتخابی با دولومیت جانشینی شده و زمینه آهکی باقی مانده است.
- ۲- جانشینی کامل: کل بافت شامل آلوکم‌ها و ماتریکس با دولومیت جانشین شده است. دو شکل جانشینی با حفظ فابریک سنگ و تخریب کننده فابریک سنگ نیز قابل شناسایی هستند (شکل ۶J).

مدل دولومیتی شدن و منشأ منیزیم

با توجه به فابریک و اندازه بسیار ریز بلورها، حفظ بافت اولیه رسوبی و عدم وجود فسیل به نظر می‌رسد که دولومیت‌های ریزبلور (دولومیکریت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط‌های بالای حد جزرومدی تا قسمت بالایی جزرومدی (قسمت بالای بین جزرومدی) توسط آب‌های دریایی یا محلول‌های بین‌ذره‌ای غنی از منیزیم تشکیل می‌شوند (لند، ۱۹۸۵؛ گیون و ویلکینسون، ۱۹۸۷؛ آدابی، ۲۰۰۹). دولومیت‌های دانه‌متوسط جانشینی (۱۰ تا ۱۰۰ میکرون)، در محیط رفلاکس و در آب‌وهوای خشک همراه با تبخیری‌ها یافت می‌شوند. این نوع دولومیت توسط فرایند دولومیتی شدن با مدل رفت و برگشتی به وسیله سیالات حاصل از تبخیر در آب‌های لاگون یا آب‌های حفره‌ای جزرومدی تشکیل شده است. این نوع دولومیتی شدن بیشتر به شکل جانشینی بوده و مربوط به محیط‌های زیرجزرومدی و لاگون محصور می‌باشد. منشأ منیزیم برای این نوع دولومیت‌ها احتمالاً شورابه‌های حوضه‌ای یا آب‌های محبوس بین‌دانه‌ای بوده است (لی و فریدمن، ۱۹۸۷). دولومیت‌هایی که طبق مدل نشتی-بازگشتی به وجود آمده‌اند، در طی تدفین کم‌عمق و در زمانی که شورابه‌های چگال تبخیری به طرف پایین در رسوبات پلاتفرمی نفوذ می‌کنند، تشکیل شده‌اند. بر

فرایند نقش بسیار مهمی در افزایش کیفیت مخزنی داشته است. فرآیند انحلال در محیط جوی نزدیک به سطح و زون مخلوط و همچنین در محیط تدفینی صورت می‌گیرد (شکل ۶L).

رخساره‌های گریستونی از جمله گریستون اییدی (C1) شده که تحت تأثیر تدفین و تأثیر آب‌های فرو رو در مراحل مختلف انحلال یافته‌اند (حسینی، ۱۹۹۲). افزایش انحلال سبب تبدیل تخلخل قالبی به حفره‌ای شده است. این



شکل ۵. فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده در توالی مورد مطالعه. A- سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت، نور طبیعی. B- سیمان هم‌بعد و هم‌ضخامت، نور طبیعی. C- کلسیت دروزی، نور طبیعی. D- انیدریت بلوکی و سوزنی قفس مرغی، نور پلاریزه. E- ندول انیدریت، نور پلاریزه. F- سیمان انیدریتی پویکیلو توپیک، نور پلاریزه. G- نئومورفیسم، نور طبیعی. H- میکربیتی شدن، نور طبیعی. I- آشفستگی زیستی، نور طبیعی. J- دولومیت پلانار - e با فابریک انتخابی، نور طبیعی. K- رگچه انحلالی، نور طبیعی. L- دولومیت پلانار - e با فابریک غیرانتخابی، نور طبیعی. نور پلاریزه.

محیط‌های دیاژنزی

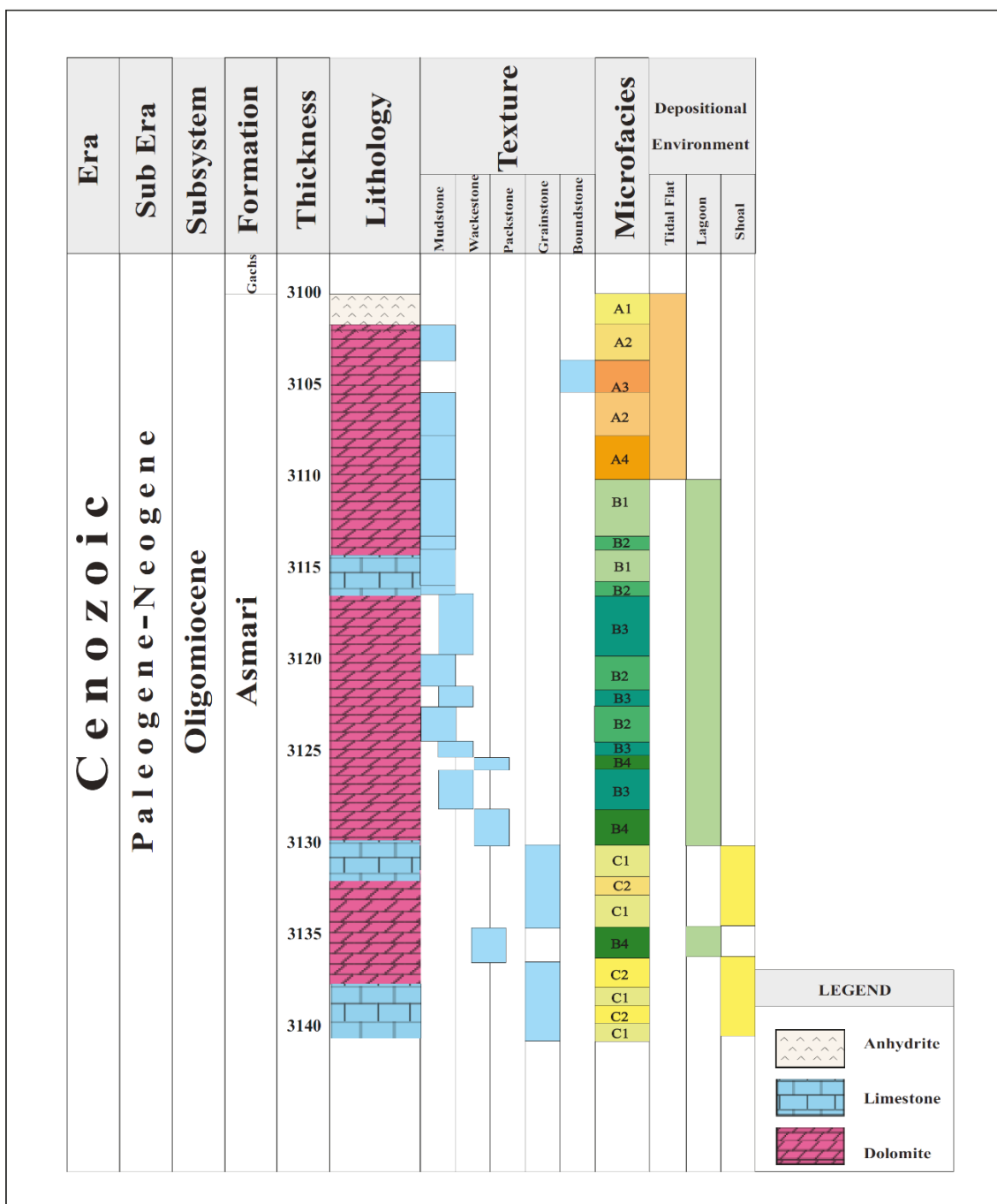
رگه‌های انحلالی و استیلولیت نیز دال بر ورود رسوبات به محیط دیاژنزی تدفینی است. بر اساس این مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که نهشته‌های سازند آسماری بعد از طی محیط دریایی مستقیماً وارد تدفینی نشده‌اند و حداقل بخش‌هایی مانند تپه‌های ماسه‌ای و پهنه‌های جزرومدی از آب خارج شده و تحت تأثیر فرایند دیاژنزی متئوریک قرار گرفته‌اند. پس از طی این محیط وارد محیط دیاژنزی تدفینی شده‌اند.

در نمونه‌های مورد مطالعه فرایندهایی چون آشفستگی زیستی، میکربیتی شدن و سیمان حاشیه هم‌ضخامت دلالت بر طی محیط دیاژنزی اولیه و دریایی است. شواهدی چون انحلال و تشکیل تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای، نئومورفیسم و تشکیل انواع سیمان‌های مربوط به محیط متئوریک (دروزی، هم‌بعد) نشان‌دهنده قرار گرفتن این نهشته‌ها در معرض آب‌های جوی در محیط متئوریک است. وجود

تأثیر فرایندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی

از میان فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده در توالی مورد مطالعه رخدادهای دیاژنزی مانند انحلال با تشکیل تخلخل‌های حفره‌ای و قالبی، دولومیتی شدن با تشکیل تخلخل بین‌بلوری و سیمان حاشیه هم‌ضخامت با حفظ

تخلخل‌های بین‌دانه‌ای اولیه نقش مثبتی بر تخلخل و کیفیت مخزنی داشته‌اند درحالی‌که سیمانی شدن (کلسیت هم‌بعد و دروزی)، فشردگی و انبساطی شدن تأثیر منفی بر آن داشته‌اند. بنابر نتایج حاصل از مطالعه دیاژنزی توالی مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که مخزن سازند آسماری از نوع دیاژنتیکی است (اهر، ۲۰۰۸).



شکل ۶. ستون چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی سازند آسماری در میدان قلعه‌نار

نتیجه‌گیری

مطالعه برش‌های نازک سازند آسماری در چاه مورد مطالعه میدان قلعه‌نار نشان می‌دهد که سازند مذکور از تناوبی از سنگ‌های دولومیتی و آهکی تشکیل شده است، با توجه به بررسی‌های پتروگرافی در نهشته‌های سازند آسماری ۳ مجموعه رخساره A، B و C متشکل از ۱۰ زیررخساره کربناته شناسایی شده که در بردارنده رخساره‌های پهنه جزرومدی (بالای جزرومد و بین جزرومدی)، لاگون و پشته‌های ماسه‌ای است. با توجه به توصیف رخساره‌ها و تغییر تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، عدم وجود ریف‌های سدی بزرگ و رخساره‌های دوباره نهشته شده می‌توان نتیجه گرفت که این رخساره‌ها در یک محیط رمپ کربناته هم‌شیب نهشته شده‌اند. فرآیندهای دیاژنزی مختلفی بر روی نهشته‌های سازند آسماری تأثیر گذاشته‌اند که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به سیمانی شدن، انیدریتی شدن، نئومورفیسم، میکریتی شدن، آشفستگی زیستی، انحلال، فشردگی و دولومیتی شدن اشاره نمود. فرایندهایی چون آشفستگی زیستی، میکریتی شدن و سیمان حاشیه هم‌ضخامت دلالت بر طی محیط دیاژنز دریایی است. شواهدی چون انحلال و تشکیل تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای، نئومورفیسم و تشکیل انواع سیمان‌های مربوط به محیط متئوریک (دروزی، هم‌بعد) نشان‌دهنده قرار گرفتن این نهشته‌ها در معرض آب‌های جوی در محیط متئوریک است. وجود رگه‌های انحلالی و استیلولیت نیز دلیل ورود رسوبات به محیط دیاژنز تدفینی است. از میان این فرایندها، رخداد‌های دیاژنزی مانند انحلال با تشکیل تخلخل‌های حفره‌ای و قالبی، دولومیتی شدن با تشکیل تخلخل بین‌بلوری و سیمان حاشیه هم‌ضخامت با حفظ تخلخل‌های بین‌دانه‌ای اولیه نقش مثبتی بر تخلخل داشته‌اند و سیمانی شدن (کلسیت هم‌بعد و دروزی)، فشردگی و انیدریتی شدن تأثیر منفی بر آن داشته‌اند.

منابع

- بهرامی، ف.، موسوی‌حرمی، س. ر.، خانه‌باد، م.، محمودی‌قزائی، م. ح.، صادقی، ر (۱۳۹۳) رخساره‌ها، محیط‌رسوبی و عملکرد فرایندهای دیاژنزی موثر بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی رامین. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۴، ص ۳۶-۱۶.
- رحیم‌پوریناب، ح.، سلمانی، ع.، رنجبران، م.، آل‌علی، س. م (۱۳۹۷) تأثیر محیط‌رسوبی و فرایندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان قلعه‌نار، فروفتادگی دزفول. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۶، شماره ۱۱، ص ۳۴-۱۵.
- فرشی، م.، موسوی‌حرمی، س. ر.، محبوبی، ا.، خانه‌باد، م (۱۳۹۶) رخساره‌ها و فرایندهای دیاژنزی و تأثیر آن‌ها بر توزیع ویژگی‌های پتروفیزیکی و کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی گچساران. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۹، ص ۵۷-۴۰.
- مطیعی، ه (۱۳۷۴) زمین‌شناسی نفت زاگرس ۱ و ۲، زمین‌شناسی ایران، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۱۱۱ ص.
- مطیعی، ه (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران (چینه‌شناسی زاگرس) انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۷ ص.
- شیخ‌پور، ح (۱۳۸۴) دیاژنز و ژئوشیمی بخش فوقانی سازند دالان و کنگان زیرین در میدان گازی پارس جنوبی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران. ۱۶۷ ص.
- Abyat, Y., Abyat, A. & Abyat, A (2019) Microfacies and depositional environment of Asmari formation in the Zeloil oil field, Zagros basin, south-west Iran. *Carbonates and Evaporites*, 34: 1583–1593. <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00507-1>.
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper jurassic mozduran formation, Kopet-Dagh Basin, ne Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24(1): 16-32.
- Adams, C. G., Bourgeois, E (1967) Asmari biostratigraphy, Geological and Exploration Iranian Oil Offshore Company Report. 1074, Unpublished.
- Ahr, W. M (2008) *Geology of carbonate reservoirs*. Wiley Pub. 277p.
- Ala, M. A (1982) Chronology of trap formation and migration of hydrocarbons in Zagros sector of southwest Iran. *AAPG Bull*, 66: 1536–1542.
- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its Proforland evolution. *American Journal of Science*. 304: 1-20.
- Ali, S. A., Clark, W. J., Moore, W. R., Dribus, J. R (2010) Diagenesis and reservoir quality, oilfield review, Schlumberger, 22, no. 2.
- Allahkarampour Dill, 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. <https://doi.org/10.1007/s13146-010-0021-6>.
- Allahkarampour Dill, M., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Behdad (Ghabeishavi), A (2018)

- Classification of carbonate Rocks, Symposium ed. W. Ham. AAPG. Mem, 108 – 121.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svana, T. A., Aqravi, A. A. M., McArthur, J. M., Thirlwall, M. F (2007) Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, 30: 107-128.
- Embry, A. F. and Klovan, J. E (1971) A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Can. Petroleum Geol*, 19: 730–781.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of carbonate rocks analysis, interpretation and application*, Springer-verlag, 976p.
- Folk, R. L (1974) *Petrology of sedimentary Rocks*: Hemphill. Pub., Co., Austin, Texas, 182p.
- Ghazban, F (2007) *Petroleum Geology of the Persian Gulf*, Tehran University, 707p.
- Given, R. K., Wilkinson, B. H (1985) Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiogenic sedimentary carbonates. *Jour. Sed. Petrol*, 55(1): 109-119.
- Gregg, J. M., and Shelton, K. L (1990) Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Formations. (Cambrian), Southeastern Missouri: *Jour. Sed. Petrology*, 60: 549-562.
- Gregg, J. M., and Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture reply: *Jour. Sed. Petrology*, 56: 735-763.
- Haynes, S. J. & Mcquillan, H (1974) Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 739–744.
- Hottinger, L (1997) Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168: 491-505.
- Husseini, M. I (1992) Upper Paleozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates. *Jour. Geol. Soc. London*, 149: 419-429.
- James, G. A., Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, AAPG Bulletin 49, 2182e2245.
- Kalantari, A (1986) *Microfacies of carbonate rocks of Iran*, National Iranian Oil Company, Geological Laboratory Publication, Tehran, 11: 520 pp.
- Kasprzyk, A. and Orti, F (1998) Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). *Sedimentology*, 45: 889–907.
- Khalili, A., Vaziri-Moghaddam, H., Mehran Arian, Seyrafian, A (2021) Carbonate platform evolution of the Asmari Formation in the east of Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 92: 437-461.
- Allahkarampour Dill, M., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Behdad, A., Shabafrooz, R (2020) A review of the Oligo–Miocene larger benthic foraminifera in the Zagros basin, Iran; New insights into biozonation and palaeogeographical maps, *Revue de Micropaléontologie*, 66: 100408, <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2020.100408>.
- Alsharhan, A. S. and Nairn, A. E. M (1997) *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*, Elsevier, Amsterdam, 942p.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A (2007a) Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 947-959.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A (2007b) Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran, *Historical Biology*, 19(2): 173-183.
- Aqravi, A. A. and Wennberg, O (2007) The Control of Fracturing and Dolomitisation on 3D Reservoir Property Distribution of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran, International Petroleum Technology Conference, 4-6 December 2007, Dubai, U.A.E.
- Avarjani, Sh., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Amiri-Bakhtiar, H., Brenner, RL (2015) Facies, depositional sequences, and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun oilfield, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran. *Palaeoworld*, 24: 336–358.
- Buxton, M. W. N and Pedley, H. M (1989) A standardized model for Tethyan tertiary carbonates ramps. *Journal of the Geological Society, London*, 146: 746-748.
- Burchette, T. P. and Wright, V. P (1991) Carbonate ramp depositional system: *Sedimentary Geology*, 79 (1-4): 3-57.
- Daniel, JM., Azizzadeh, M., Callot, JP., Seraj, M., Haidari, H., Motiei H., Nader, FH., Vincent, B., Hamon, Y (2008) Fracture reactivation and diagenesis in the Asmari Reservoirs (Dezful Embayment, southwest Iran) during the Zagros orogeny: implications for fractured reservoir modelling workflows. Conference, Abstract. *GeoArabia*, 13:148.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section, *Nature*, 205-587
- Dunham, R. J (1962) Classification of Carbonate Rocks According to depositional texture, in:

- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A (2010) Microfacies and sed-imentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran. *Facies*, 57(3): 431–446.
- Sahraeyan, M., Bahrami, M., Arzaghi, S (2014) Facies analysis and depositional environments of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Zagros Basin, Iran. *Geosci Front*, 5: 103–112.
- Scholle, P. A., Bebout, D. G., and Moore, C. H. (Eds.) (1983) *Carbonate Depositional Environments*. AAPG Memoir No. 33, Tulsa, OK, 708 pp.
- Schröder, S., Schreiber, B. C., Amthor, J. E. and Matter, A (2003) A depositional model for the terminal Neoproterozoic–Early Cambrian Ara Group evaporites in south Oman. *Sedimentology*, 50: 879–898.
- Seyrafian, A., Hamedani, A (1998) Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), north-central Zagros Basin, Iran. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 210(2): 129–141.
- Seyrafian, A., Hamedani, A (2003) Microfacies and palaeoenvironmental interpretation of the lower Asmari Formation (Oligocene), North-Central Zagros Basin, Iran. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.* 3: 164–174.
- Seyrafian, A., Mojikhalifeh, A. R (2005) Biostratigraphy of the Late Paleogene-Early Neogene succession, north-central border of Persian Gulf, *Carbonates and Evaporites*, 20(1): 91-97.
- Shinn, E. A (1969) Submarine Lithification of Holocene Carbonate Sediment in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 109-144.
- Soltanian, Z., Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H (2011) Biostratigraphy and paleoecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin), Iran. *Carbon Evaporit*, 26: 1–13.
- Taheri, A (2010) Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy for the Oligo-Miocene foraminiferal limestone in east of Dogonbadan. *Stratigr Sedimentol Res*, 40(3):15–30.
- Tucker, M. (Ed.) (1988) *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific, Oxford, 394 pp.
- Tucker, M. E. and Wright, P. V (1990) *Carbonate sedimentology*, BlackwellSci. Pub., 482p
- Tucker, M. E., Calvet, F., Hunt, D (1993) Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models, and application to the Muschelkalk carbonate platform of eastern Spain. In: Posamentier, H. W., Summerhayes, C. P., Haq, B. U., Allen, G. P. (Eds), *Sequence stratigraphy and facies associations*, International Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran, *Journal of African Earth Sciences*, 181: 104229, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104229>.
- Kobluk, D. R. and Risk, M. J (1977) Micritization and carbonate-grain binding by Endolithic algae. *American Association of Petroleum Geologists*, 61: 1096-1082.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite: *Jour. Geol. Education*, 33:112-125.
- Laursen, G. V., Monibi, S., Allan, T. L., Pickard, N. A., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van-Buchem, F. S. P., Moallemi, A., Druillion, G (2009) The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation, First International Petroleum Conference & Exhibition. European Association of Geoscientists and Engineers, Shiraz, Iran.
- Lee, Y. I., and Friedman, G. M (1987) Deep–burial dolomitization in the lower Ordovician. *Ellenburger Group Carbonates in west Texas and Southeastern New Mexico: Jour. Sed. Petrology*, 57: 544-557.
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic texture from nearshore diagenetic environment, *AAPG. Bull.*, 64: 461-487.
- Maani, M., Saeedi Harsini, M. and Chaychi, A (2019) A Preliminary Report on the Petrographic Analysis of Bakun A Potteries of Fars Province. *Journal of Archaeological Studies*, 11(1): 217-232.
- Mazzullo, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonate and Evaporates*, 7: 21-37.
- McQuillan, H (1985) Fracture-controlled production from the Oligo-Miocene Asmari Formation in Gachsaran and Bibi Hakimeh fields, southwest Iran. *Carbonate Petroleum Reservoirs*, 511-523.
- Mossadegh, Z. K., Haig, D. W., Allan, T., Adabi, M. H., Sadeghi, A (2009) Salinity changes during late oligocene to early miocene Asmari formation deposition, Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 272: 17–36.
- Motiei, H (1993) *Stratigraphy of Zagros*, Treatise on the Geology of Iran, Geological Survey of Iran, 536p.
- Ranjbaran, M., Fayazi, F., Al-Aasm, I (2007) *Sedimentology, Depositional environment and sequence stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene)*, Gachsaran area, SW Iran. *Carbon Evaporit*, 22(2):135–148.
- Reading, H. G (1996) *Sedimentary environments, processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Scientific Publication, p. 688.
- Reiss, Z., Hottinger, L (1984) The Gluf of Aqaba, *ecological micropaleontology*, Springer-Verlag, 50: 1-354.

- Association of Sedimentology, Special Publication, 18: 397-415.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V. and Vincent, B (2010) Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Geological Society of London, Special Publications, 329: 219-263.
- 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, Springer-Verlag, New York, 52(1): 41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motie, H (2010) Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27 (1): 56-71.
- Warren, J. K (2006) Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, Brunei.
- Warren, J. K. and Kendall, C. G. St. C (1985) Comparison of marine (subaerial) and salina (subaqueous) evaporites: modern and ancient. AAPG Bulletin, 69: 1013-1023.
- Wells, A. J (1967) Lithofacies and geological history of lower Tertiary sediments in southwest Iran. IOOC Report, no. 1108.
- Wennberg, O. P., Azizzadeh, M., Aqrawi, A. A. M., Blanc, E., Brockbank, P., Lyslo, K. B., Pickard, N., Salem, L. D., and Svånå, T (2007) The Khaviz Anticline: an outcrop analogue to giant fractured Asmari Formation reservoirs in SW Iran, Geological Society, London, Special Publications, 270: 23-42.
- Wilson, J. L (1975) Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, New York, 439p.