

دیاژنز و ارزیابی نقش تغییرات تخلخل بر توان مخزنی آسماری - جهرم در چاه‌های شماره 2، 10 و 11 میدان نفتی گل خاری

وحید حسنونند^{1*}، حسن محسنی²، مجتبی همایی³

1- کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

2- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

3- شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب

پذیرش مقاله: 1394/12/8

تأیید نهایی مقاله: 1395/4/16

چکیده

سازندهای آسماری و جهرم به ترتیب با سن الیگوسن - میوسن پیشین و ائوسن توالی ضخیم آهکی با لایه‌های نازک انیدریتی، آهک دولومیتی، دولومیت و با میان لایه‌های شیل هستند که در میدان نفتی گل خاری در غرب گسل قطر - کازرون و زون چین خورده زاگرس و زیر زون فارس ساحلی مورد پژوهش قرار گرفته‌اند. انحلال، آشفستگی زیستی، سیمانی شدن، نئومورفیسم، سیلیسی شدن، میکریتی شدن، تراکم و دولومیتی شدن فرایندهای دیاژنزی مشاهده شده در سازندهای آسماری و جهرم می‌باشند. مهم‌ترین آنها سیمانی شدن، دولومیتی شدن و انحلال است که سیمانی شدن تأثیر منفی بر روی کیفیت مخزنی دارد ولی دولومیتی شدن باعث افزایش تخلخل بین بلوری و انحلال باعث افزایش تخلخل حفره‌ای، قالبی و بین دانه‌ای شده‌اند. مهم‌ترین تخلخل‌ها شامل بین‌دانه‌ای، درون دانه‌ای، بین بلوری، قالبی، شبکه‌ای، حفره‌ای و شکستگی است. هر چند تخلخل حفره‌ای و بین دانه‌ای اهمیت بیشتری نسبت به بقیه دارند. تخلخل حفره‌ای در جایگاه نخست قرار دارد و بیشتر در بخش بالایی سازند جهرم و بخش زیرین سازند آسماری مشاهده گردید. میزان تخلخل بین دانه‌ای در جایگاه دوم قرار دارد. فرایندهای دیاژنزی سازندهای آسماری و جهرم نشان دهنده تأثیر مجموعه‌ای از فرایندهای دیاژنزی هم زمان با رسوب‌گذاری در بستر دریا و پس از رسوب‌گذاری در طی تدفین کم‌عمق و تا عمیق و بالا آمدگی است. به طور کلی تخلخل این میدان، نشان می‌دهد که توان مخزنی متوسط بوده و فرایندهای دیاژنزی در افزایش کیفیت مخزنی تأثیرگذار بوده‌اند.

Email:

*- نویسنده مسئول: 09169639954

vahidhassanvand@yahoo.com

واژه‌های کلیدی: تخلخل، دیاژنز، زاگرس، مخزن آسماری- جهرم، میدان نفتی گل‌خاری.

مقدمه

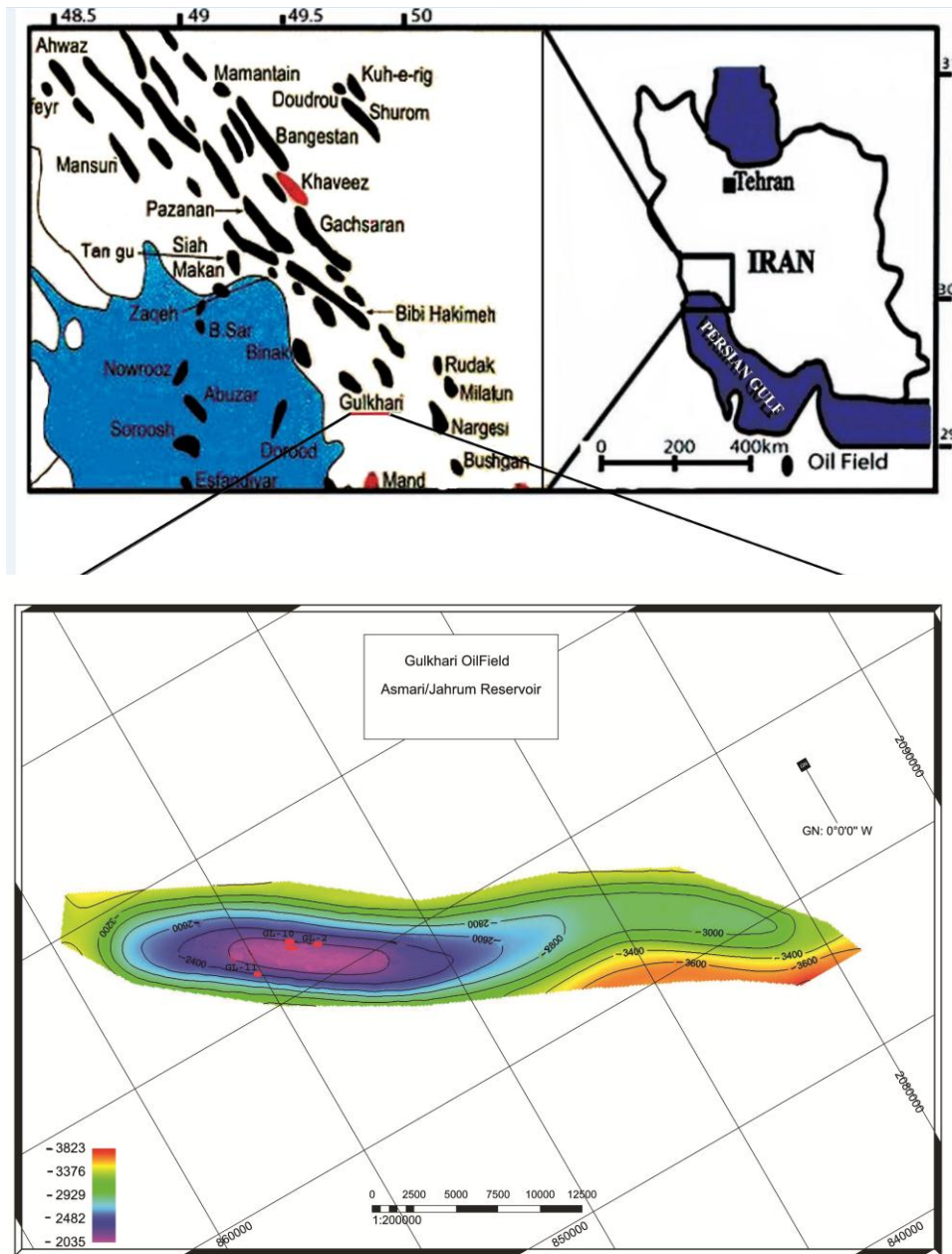
می‌باشد. اهمیت مطالعه فرایندهای دیاژنزی به لحاظ کنترل تخلخل سنگ (کاهش یا افزایش تخلخل) بستگی به محیط‌های دیاژنزی که رسوبات در آن قرار گرفته‌اند، دارد و از سوی پژوهشگران زیادی مورد بحث قرار گرفته است (برای مثال رحیم-پور بناب و همکاران، 2010). در پژوهش کنونی تلاش شده تا بر اساس مطالعات پتروگرافی، مشخصات سنگ‌شناسی که از مهم‌ترین پارامترهای کنترل کننده کیفیت مخزنی بوده و نقش بسیار مهمی در پدیده‌های بر عهده دارند، به همراه فرایندهای دیاژنزی و تخلخل شناسایی و در نهایت توالی پاراژنزی تفسیر گردد. در نهایت مشخص گردید که فرایندهای دیاژنزی بویژه انحلال و ایجاد تخلخل حفره‌ای نقش نخست را در افزایش توان مخزنی بازی نموده است.

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

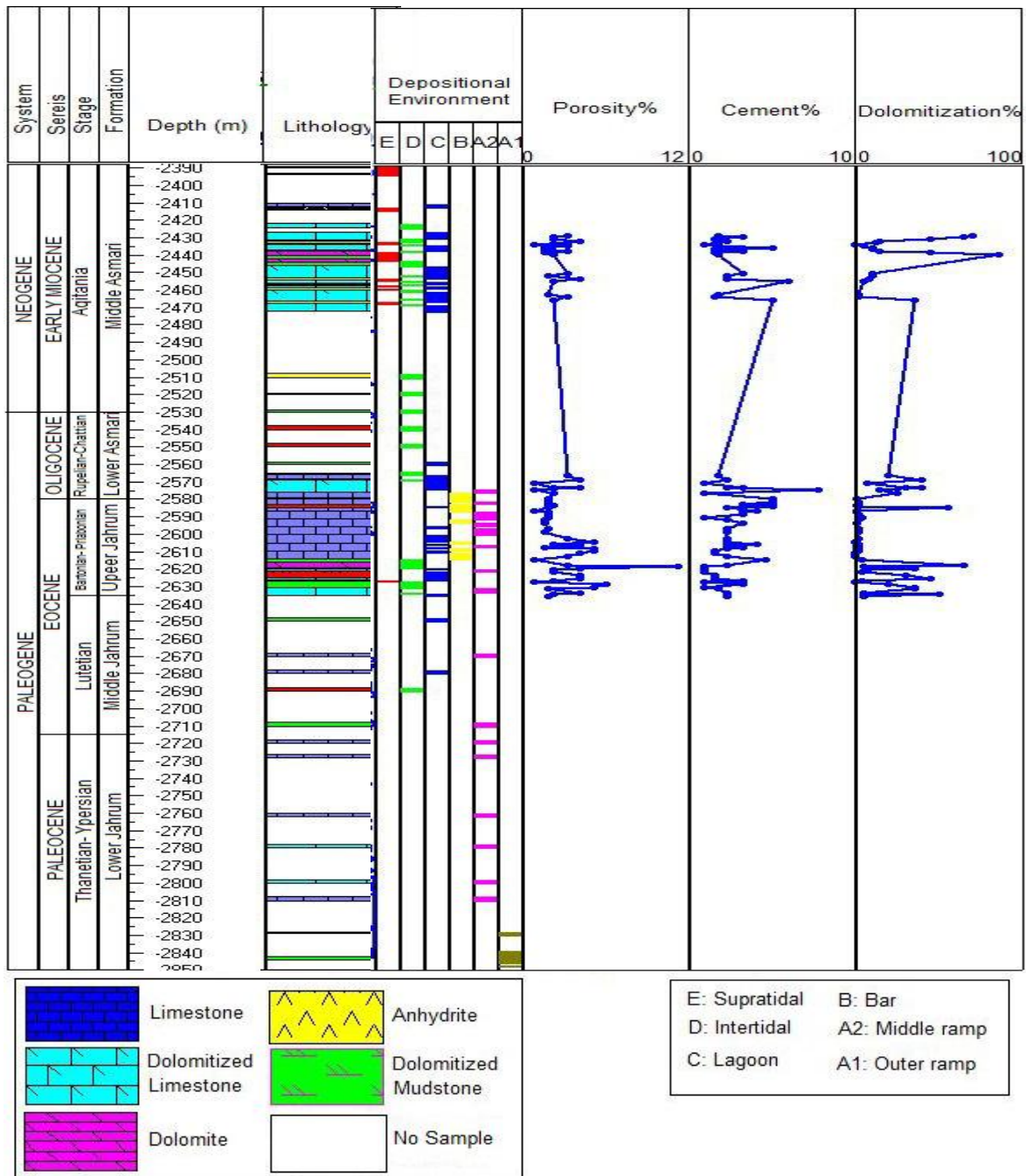
میدان گل‌خاری با ابعاد حدود 6×42 کیلومتر در حدود 70 کیلومتری شمال غرب بندر بوشهر و 20 کیلومتری شمال شرق بندر گناوه در حوضه زاگرس و زیر زون فارس ساحلی قرار گرفته است (شکل 1). وجود ذخایر هیدروکربنی در آن پس از حفر چاه شماره 1 در سال 1342 تأیید شد. تاکنون 12 حلقه چاه در مخزن حفاری گردیده است. ضخامت سازند آسماری در چاه‌های شماره 2، 10 و 11 به ترتیب 188، 191 و 290 متر و ضخامت سازند جهرم در چاه‌های مزبور به ترتیب 272، 262 و 290 متر است. ستون رخساره‌ای، درصد سیمانی شدن، دولومیتی شدن و تخلخل در شکل‌های 2 و 3 ترسیم شده است. در حال حاضر تولید منحصراً از افق آسماری- جهرم صورت می‌پذیرد به طوری که

بررسی فرایندهای که می‌توانند توان مخزنی سازندهای کربناته را تحت‌تاثیر قرار دهند در گام-های توسعه یک میدان نفتی بسیار مهم است. در میدان گل‌خاری نیز سازندهای آسماری و جهرم ترکیب سنگ‌شناسی کربناته دارند و این میدان هنوز در مرحله توسعه هست. بنابراین تلاش گردید تا براساس داده‌های موجود از چاه‌های حفر شده به بررسی این ویژگی‌ها پرداخته شود. بیشتر سنگ‌های این سازندها در میدان یاد شده مادستون، وکستون تا پکستون و تا حدودی گرینستون و به طور جزئی بانداستون در تغییر است. این سنگ‌ها عموماً در کمربندهای رخساره‌ای کم ژرفا نهشته شده‌اند و تخلخل برآورده شده از روی برش‌های نازک نشان می‌دهند که به علت فراوانی گل و بلوغ بافتی اندک، در زمان پس از نهشت، توان مخزنی آنها پایین بوده است. بنابراین، به علت کم بودن تخلخل اولیه در اکثر قسمت‌های سازندهای آسماری و جهرم، به نظر می‌رسد که توان مخزنی این سازندها تا حد زیادی به توسعه تخلخل‌های ثانویه ناشی از عملکرد فرایند-های مختلف دیاژنزی مانند دولومیتی شدن (آزومانی و همکاران، 2013) شکستگی و انحلال در این سازند بستگی دارد. گاهی تا 50 درصد تخلخل مخزن می‌تواند پیامد دولومیتی شدن باشد (اردکانی و همکاران، 2013). با مطالعه فرایندهای دیاژنزی و تاثیر آنها بر روند تخلخل و کیفیت مخزنی سازند، می‌توان زون‌های متخلخل را شناسایی کرد (اهر، 2008). تخلخل از خصوصیات مهم یک نفتگیر محسوب می‌شود، زیرا فضاهای خالی سنگ عامل مؤثری در ذخیره‌سازی سیالات هیدروکربنی مخزن

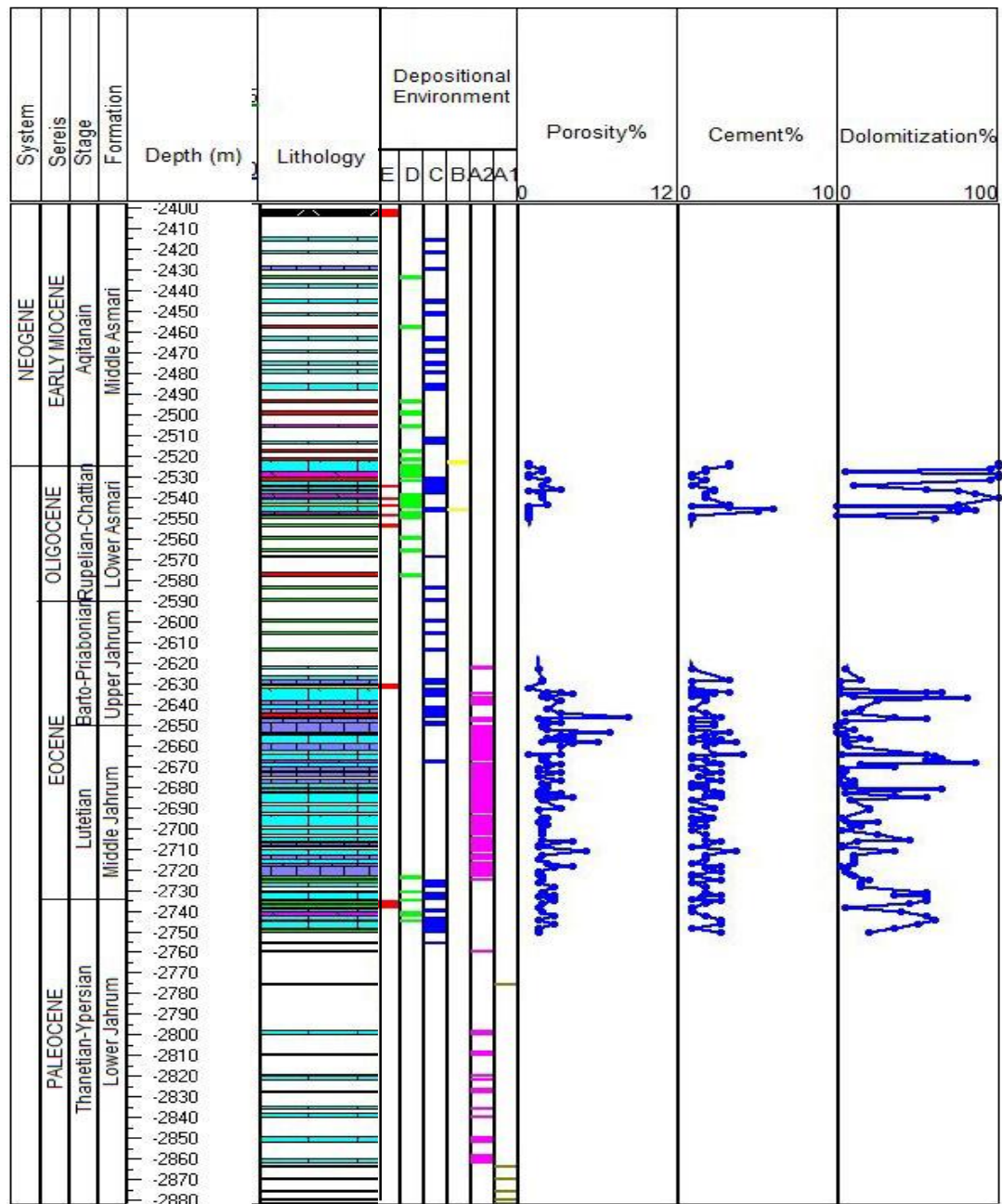
دو سازند با برخورداری از یک سطح تماس آب- نفت، مخزن مشترکی ایجاد کرده‌اند.



شکل 1: موقعیت میدان گل خاری در حوضه زاگرس (بالا) و نقشه منحنی هم‌تراز رأس مخزن آسماری- جهرم به همراه موقعیت چاه‌های مورد مطالعه (پایینی) (یزدانی و راکی، 1387).



شکل 2: ستون رخساره‌ای سازندهای آسماری و جهرم در چاه شماره 10 همراه با درصد تخلخل، سیمان و دولومیتی شدن.



شکل 3: ستون رخساره‌ای سازندهای آسماری و جهرم در چاه شماره 11 همراه با درصد تخلخل، سیمان و دولومیتی شدن (علائم شبیه شکل 2 می‌باشد).

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، تعداد 750 برش نازک میکروسکوپی تهیه شده از مغزه و خرده‌های حفاری چاه‌های شماره 2، 10 و 11 میدان نفتی گل‌خاری مورد بررسی قرار گرفته است. فاصله بین چاه‌های 2 - 10، 11 - 2 و 10 - 11 به ترتیب 1، 2/5 و 2 کیلومتر است. مقاطع نازک میکروسکوپی از جهات گوناگون به ویژه میزان و نوع اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی، ماتریکس، ویژگی‌های بافتی و دیاژنز مورد بررسی قرار گرفتند. حدود 150 نمونه از مقاطع نازک توسط محلول آلزارین قرمز^۲ به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (1965) رنگ‌آمیزی شده‌اند. براساس طبقه‌بندی چوکت و پری (1970) تخلخل‌های مشاهده شده در سازندهای آسماری و جهرم را می‌توان به دو گروه تابع فابریک (بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای، بین بلوری، قالبی و شبکه‌ای) و بدون تبعیت فابریک (حفره‌ای و شکستگی) تقسیم کرد. برای نامگذاری دولومیت‌ها از تلفیقی از طبقه‌بندی‌های فریدمن (1965)، سیلی و گرگ (1987) و مازولو (1992) استفاده شده است. درصد تخلخل و سیمان بر پایه برآورد چشمی از روی برش‌های نازک انجام گرفته است.

نتایج

شرح رخساره‌ها

براساس مطالعات پتروگرافی برش‌های نازک 21 ریز رخساره کربناته و 3 پتروفاسیس غیر کربناته شناسایی گردید. ریز رخساره‌های کربناته در 5 کمر بند رخساره‌ای رسوب نموده‌اند که به ترتیب کاهش عمق (از بخش عمیق به سوی خشکی):

- 1- کمر بند رخساره‌ای رمپ خارجی و میانی شامل: (Mudstone with a few pelagic fauna) Bioclast Argillaceous lime mudstone Bioclast Nummulites wackestone- packstone Nummulites Discocyclusina wackestone - Dolomitized bioclast Nummulites packstone Amphistegina Heterostegina wackestone - (packstone)
- 2- کمر بند رخساره‌ای سد^۳ شامل: (Pelloid bioclast Miliolid Nummulites Miogepsina Bioclast Nummulites Orbitolites grainstone Bioclast Quinqueloculina grainstone Bioclast ooid Orbitolites grainstone packstone - grainstone)
- 3- کمر بند رخساره‌ای لاگون شامل: (Bioclast Pelloid bioclast intraclast packstone Nummulites Orbitolites wackestone to Pelloid imperforate foraminifera packstone Miliolid wackestone - packstone Algal Coral boundstone wackestone Pelloid wackestone to packstone boundstone Bioclastic mudstone with few detrital quartz grains)
- 4- کمر بند رخساره‌ای پری تایدال شامل: (Pelloid intraclast packstone Dolostone)
- 5- کمر بند رخساره‌ای سوپرتایدال شامل: (Quartz wacke Mudstone Dolomudstone Shale Anhydrite)

فرایندهای دیاژنزی

به کلیه فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی که پس از رسوب‌گذاری و پیش از دگرگون شدن بر سنگ‌ها تاثیر می‌گذارند و باعث تبدیل رسوب منفصل به سنگ می‌شوند، دیاژنز گفته می‌شود (تاگر و رایت، 1990). بر اساس مطالعات پتروگرافی برش‌های نازک سازندهای آسماری و جهرم، انواع فرایندهای دیاژنزی، نوع محیط دیاژنتیکی آنها و

3- Shoal

2- ARS

3- سیمانی شدن: سیمانی شدن، به صورت حفره پر کن به عنوان ته نشست‌های شیمیایی از محلول‌ها محسوب می‌شود. از آنجا که سیمانی شدن در اغلب محیط‌های دیاژنتیکی اتفاق می‌افتد لذا استفاده از آن در بازسازی تاریخچه دیاژنزی بسیار با اهمیت است. سیمان‌های موجود عمدتاً از نوع تدفینی و متئوریکی می‌باشند که عبارتند از:

3-1- سیمان کلسیت بلوکی یا هم بعد: این نوع سیمان کلسیتی شامل بلورهای متوسط تا درشت دانه بدون جهت‌یابی ترجیحی می‌باشد. به وسیله بلورهای با اندازه مختلف (ده‌ها میکرون تا چندین میلی‌متر)، اغلب با مرز بلورها مشخص و با فابریک بلوری زئوتوپیک و هیپیدیتوپیک در برش‌های نازک مشاهده شد (شکل 4-C و D). این نوع سیمان علاوه بر محیط‌های آب شیرین، در محیط‌های دفنی نیز تشکیل می‌گردد و به عنوان سیمان‌های نسل دوم و سوم محسوب می‌شوند (فلوگل، 2010؛ تاکر، 2001). گسترش سیمان بلوکی نشان دهنده نسبت پایین منیزیم/کلسیم^۲ در سیالات تشکیل دهنده آن است (احمد و همکاران، 2006). این سیمان گاهی نیز به صورت پرکننده شکستگی‌ها دیده می‌شود و می‌تواند نشان دهنده تشکیل آن‌ها در محیط دیاژنزی آب شیرین، پس از بالآمدگی باشد (سیلینگ و همکاران، 2005). سیمان بلوکی در سازندهای مورد مطالعه، عمدتاً در ریزرخساره‌های محیط پر انرژی لاگونی نزدیک سد و به ویژه در ریزرخساره‌های محیط سدی مشاهده گردیده است و فراوانی زیادی ندارد و شکستگی و حفره‌های موجود در سنگ توسط این سیمان پر شده است.

توالی پاراژنتیکی فرایندها در توالی‌های مورد مطالعه ارائه شده است، که در زیر به شرح آنها پرداخته می‌شود.

1- میکربیتی شدن: فرایندی است که طی آن، ذرات کربناته توسط بلورهای مخفی بلور یا میکریت در مراحل اولیه دیاژنزی دریایی و در حد فاصل آب دریا و رسوب جانشین می‌شوند (سمانکاسو و همکاران، 2005). در میدان گل‌خاری فرایند میکرایتی شدن بیشتر در رخساره‌های پهنه جزر و مدی و لاگون و به طور جزئی در رخساره‌های سدی بر روی قطعات نرم‌تنان مشاهده شده است و دارای گسترش زیادی می‌باشد که بیشتر در بخش میانی سازند آسماری و بخش پایینی تا میانی سازند جهرم مشاهده گردید و تأثیر منفی بر روی کیفیت مخزنی دارد (شکل 4-A).

2- آشفستگی زیستی: آشفستگی زیستی با تأثیر بر ترکیب رسوب و کنترل فرایندهای دیاژنزی، نقش مهمی در تخمین پتانسیل مخزن دارد (اهر، 2008)، به طوری که با نزدیک کردن آرایش دانه‌ها به یکدیگر، تخلخل را کاهش می‌دهد. آشفستگی زیستی در رسوبات سخت و یا قطعات اسکلتی به صورت بورینگ در برش‌های نازک مشاهده شد که شامل حفاری میکرو و ماکرو بر بسترهای سخت می‌باشد. آشفستگی زیستی به صورت بارو نیز مشاهده شد که توسط موجودات گل‌خوار عمدتاً در مادستون‌های کربناته محیط پهنه جزرومدی و لاگون به وجود آمده است. به طور کلی، آشفستگی زیستی در منطقه مورد مطالعه، بیشتر در سازند آسماری در رخساره‌های پهنه جزرومدی و لاگونی مشاهده گردید و اکثر خالی می‌باشد، اما به علت فراوانی کم تأثیر جزئی بر روی کیفیت مخزنی دارد (شکل 4-B).

4- Mg^{+2}/Ca^{+2}

اسپار دروغین (با قطر ۱۵ تا ۵۰ میکرون) تبدیل شده و تاثیر چندان بر روی کیفیت مخزنی ندارد (شکل 5-B).

5- سیلیسی شدن: سیلیسی شدن مانند دولومیتی شدن طی مراحل دیاژنز اولیه و ثانویه صورت گرفته است. سیلیسی شدن به فرم جانیشینی انتخابی در فسیل‌ها، گسترش ندول‌ها و لایه‌های چرتی مشاهده گردید. بررسی سیلیسی شدن می‌توان برخی از مسائل محیط نظیر میزان غلظت سیلیس در سیالات درون حفره‌ای و زمان سیلیسی شدن نسبت به سایر فرایندها را مشخص نمود (هس، 1990). در مخزن آسماری- جهرم میدان نفتی گل‌خاری، فرایند سیلیسی شدن از گسترش بسیار کمی برخوردار است و فقط در برخی اینتروال‌های مربوط به بخش پایینی سازند جهرم میانی مشاهده گردید (شکل 5-C).

6- انحلال: انحلال در سنگ‌های کربناته زمانی صورت می‌گیرد که آب در تماس با رسوب یا سنگ، نسبت به کربنات کلسیم، تحت اشباع باشد (شکل 5-D و E). انحلال در محیط‌های جوی نزدیک به سطح و محیط‌های متئوریکی، زون مخلوط (لونگمان، 1980) و محیط‌های دیاژنزی تدفینی صورت می‌گیرد (مور، 1989). انحلال منجر به تشکیل انواع تخلخل‌های ثانویه قالبی، حفره‌ای و استیلولیتی در رخساره‌های سازندهای آسماری و جهرم شده است. بیشتر این فرایند در شرایط تدفینی رخ داده است، زیرا تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای همراه با استیلولیت هستند. در منطقه مورد مطالعه، انحلال بیشتر در بخش بالایی سازند جهرم و بخش پایینی سازند آسماری مشاهده گردید و تأثیر مثبت بر روی کیفیت مخزنی دارد، ولی در بعضی

3-2- سیمان فراگیرنده: این سیمان از یک یا چند بلور با ابعاد مختلف تشکیل شده و می‌تواند چندین دانه را در بر بگیرد (شکل 4-E و F). این سیمان در محیط دفنی از سیالات درون حفره‌ای اشباع نسبت به کلسیت^۵ تشکیل می‌گردد (تاگر، 1993). سیمان انیدریتی پویی‌کیلوئوپیک آلوکم‌های دولومیتی شده و بلورهای دولومیت را در بر گرفته است. در سازندهای مورد مطالعه، در سازند آسماری و بخش بالایی سازند جهرم در رخساره‌های پهنه جزر و مدی، لاگونی و سدی مشاهده گردید و دارای فراوانی نسبی حدود 2 تا 3 درصد است که می‌تواند موجب کاهش تراوایی در مخزن آسماری- جهرم شود.

3-3- سیمان حاشیه‌ای یا سین تکسیال: سیمان‌های حاشیه‌ای، اغلب به عنوان سیمان‌های آب شیرین، اما در شرایط دریایی و تدفینی نیز دیده می‌شود (احمد و همکاران، 2006). در سازندهای مورد مطالعه، سیمان حاشیه‌ای به صورت شفاف از منشا متئوریکی در ریزرخساره‌های لاگونی نزدیک به سد، سدی و ابتدای رمپ میانی در اطراف قطعات اکیئوئید تشکیل شده‌اند (شکل 5-A) که مربوط به قسمت بالایی سازند جهرم و بخش زیرین سازند آسماری می‌باشد.

4- نئومورفیسیم: نئومورفیسیم اغلب در سنگ‌های آهکی به صورت افزایشی است که منجر به تشکیل بلورهای با اندازه بزرگتر می‌گردد (تاگر و رایت، 1990). این فرایند در رخساره‌های حاوی گل آهکی (رخساره‌های لاگون) گسترش دارد و دارای فراوانی خیلی کمی است و میکریتم (با قطر کوچکتر از ۴ میکرون) به میکرواسپار (با قطر ۵ تا ۱۵ میکرون) و

5- CaCO₃

سازند آسماری در محیط‌های اینترتایدال، لاگون، رمپ میانی و خارجی مشاهده گردید و اکثر به وسیله مواد هیدروکربنی و مواد نامحلول پر شدند.

7-2-2- استیلولیت: استیلولیت‌ها به صورت سطوح مضرس ممتدی در برش‌های نازک مشاهده شدند که بدون استثناء دانه‌ها، سیمان و ماتریکس را قطع کرده‌اند (شکل B-6). براساس روش پیشنهادی لوگان و سیمینیوک (1967)، استیلولیت‌های سازندهای مورد مطالعه، از نوع منفرد به شکل نامنظم و با دامنه کوچک و نیز به صورت دسته‌های استیلولیتی آناستوموسینگ نامنظم که توسط رس، اکسیدهای آهن و مواد هیدروکربنی پر شده‌اند دیده می‌شوند. عمدتاً در رخساره‌های لاگونی و رمپ میانی مشاهده شدند. استیلولیت و انحلال فشاری بیشتر در بخش بالایی سازند جهرم و بخش زیرین سازند آسماری مشاهده گردید. استیلولیت‌ها در رخساره‌های وکستونی و پکستونی، باعث انحلال بخشی از آلوکوم‌ها شده‌اند و به همراه تراکم فیزیکی، در تغییر شکل و خردشدگی آلوکوم‌ها دخالت دارند.

7-2-3- فابریک درهم: فابریک متراکم، شبکه‌ای از دانه‌های درهم فرو رفته توسط انحلال فشاری بوده به طوری که سطح تماس بین دانه‌ها، عموماً مضرسی تا منحنی یا صفحه‌ای می‌باشد (باترست، 1986). فابریک‌های درهم معمولاً در بعضی گرینستون‌های پلوئیدی، آئیدی و اینتراکلتی دولومیتی شده که دارای سیمان اولیه کمی بوده‌اند، مشاهده گردید (شکل C-6). فابریک‌های درهم رفته سبب کاهش تخلخل و تراوایی در سازندها شده‌اند و در بخش میانی سازند آسماری مشاهده گردید و توسط سیمان پر شده و باعث کاهش تخلخل و تراوایی مخزن شده است.

بخش‌ها به علت پر شدن با سیمان تأثیر اندکی بر کیفیت مخزنی دارد.

7- تراکم: تراکم در رسوبات کربناته به دو صورت مکانیکی و شیمیایی مشاهده گردید.

7-1- تراکم مکانیکی: تراکم مکانیکی احتمالاً بلافاصله بعد از رسوبگذاری، آغاز شده و در رسوبات گل پشתיبان با از دست دادن آب و کاهش تخلخل ماتریکس و در رسوبات دانه پشתיبان، باعث آرایش متراکم دانه‌ها و جهت‌یابی ترجیحی در بایوکلست‌ها (عمدتاً فرامینیفرها) و در نهایت تغییر شکل پلاستیکی و شکستگی در دانه‌ها و حواشی سیمان-های اولیه شده است. آبردایی فرایند اصلی در تراکم مکانیکی کربنات‌های گلی و ماسه‌های دانه پشתיبان است که به وسیله انحلال فشاری در محیط‌های تدفینی عمیق‌تر دنبال می‌شود. تراکم مکانیکی بیشتر در بخش بالایی سازند جهرم مشاهده گردید و باعث تغییر شکل آلوکوم‌ها، آرایش فشرده و کاهش تخلخل در مخزن نامبرده شده است (شکل F-5).

7-2- تراکم شیمیایی: تراکم شیمیایی به صورت رگه‌های انحلال فشاری، استیلولیت‌ها و فابریک‌های درهم در منطقه مورد مطالعه مشاهده گردید.

7-2-1- انحلال فشاری: رگچه‌های انحلالی، به صورت خطوط منحنی شکل و مضرسی از مواد باقی مانده غیر قابل حل مشاهده شدند که فاقد حالت مضرس استیلولیت‌اند. اغلب از اطراف دانه‌ها می‌گذرند، بدون آنکه آنها را قطع کنند (شکل A-6). ترجیحاً در امتداد لایه‌های رسی نازک یا در محل تقاطع آهک‌های غنی از رس با آهک‌های فقیر از رس، گسترش دارند. تدفین کمتری نسبت به استیلولیت‌ها برای تشکیل درزه‌های انحلالی لازم است (تاگر و رایت، 1990). رگچه‌های انحلالی در بخش میانی تا بالایی سازند جهرم و بخش زیرین

دولومیکرایت‌ها بافت‌های اولیه رسوبی نظیر لامیناسیون‌ها و فیلامنت‌های جلبکی تشکیل دهنده استروماتولیت‌ها و ترومبولیت‌ها به خوبی حفظ شده است.

8-2- دولومیت‌های ریز بلور (دولومیکرواسپارایت): دولومیت‌های نوع دوم عمدتاً از بلورهای متراکم و هم اندازه⁶ نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و دارای مرزهای بین بلوری مسطح⁷ تشکیل شده است (شکل 6-F). اندازه آن‌ها بین 16 تا 62 میکرون است. بلورها به رنگ قهوه‌ای تیره، ابری و متراکم هستند. تیرگی این دولومیت‌ها به دلیل حضور ادخال‌های سیال و جامد نامحلول پراکنده در سطح بلور می‌باشد. این دولومیت‌ها به صورت تجمعاتی تیره در دو طرف صفحات انفصال نظیر رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها دیده شدند. این نوع دولومیت‌ها معادل بافت هیپیدئوتاپیک (فریدمن، 1965)، ایدیوتاپیک (سیبلی و گرگ، 1987) و مسطح (مازولو، 1992) است. دولومیکرواسپارایت‌ها معمولاً از جانشینی گل-های آهکی یا از تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها به وجود می‌آیند (آدابی، 2002).

8-3- دولومیت‌های متوسط بلور (دولواسپارایت): اندازه بلورها در این دولومیت‌ها از 62 تا 250 میکرون است، بلورها اغلب بی‌شکل و دارای مرزهای بین بلوری منحنی شکل و زبانه‌ای‌اند، اما در بعضی موارد به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با مرزهای بین بلوری سازشی دیده می‌شوند. توزیع اندازه بلورها به صورت چند نمایی می‌باشد (شکل 7-A و B). بلورها در نور پلاریزه دارای خاموشی بوده و در نور معمولی دارای رنگ کرم تا قهوه‌ای هستند. این نوع دولومیت‌های جانشینی بر اثر حضور ادخال، بقایای

8- دولومیتی شدن: با مطالعات پتروگرافی مشخص شد که بخش‌های زیادی از سازندهای آسماری و جهرم دستخوش دولومیتی شدن گردیده است، هر چند که میزان گسترش این فرایند به پارامترهای متعددی از جمله نوع رخساره، ترکیب شیمیایی سیالات و درصد منیزیم/کلسیم سیالات حفره‌ای، شرایط اکسیداسیون و احیا، ویژگی‌های رسوب-شناسی، ترکیب کانی‌شناسی آلوکم‌ها و اجزای تشکیل دهنده سنگ و بافت اولیه سنگ بستگی دارد. انواع دولومیت‌های شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه به شرح ذیل می‌باشند:

8-1- دولومیت‌های خیلی ریز بلور یا دولومیکرایت: این نوع دولومیت که تحت عنوان دولومیت نوع اول معرفی شده است از بلورهای بی‌شکل تشکیل گردیده و حدود 25 درصد از دولومیت‌های سازندهای آسماری و جهرم در منطقه مورد مطالعه را تشکیل داده است (شکل 6-D و E). اندازه بلورهای دولومیت بین 5 تا 16 میکرون در تغییر می‌باشد. دولومیکرایت‌ها معمولاً متراکم و رنگ خاکستری تیره دارند. این نوع بافت معادل بافت زنوتوپیک (فریدمن، 1965)، صفحه‌ای-A از (مازولو، 1992) و زنوتوپیک-A (سیبلی و گرگ، 1987) می‌باشد. در این نوع دولومیت‌ها، معمولاً خرده‌های اسکلتی، پلوئیدها و قالب‌های تبخیری ریز دیده می‌شود. با توجه به فابریک و اندازه کریستالی بسیار ریز و حفظ‌شدگی بافت‌های رسوبی اولیه به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول تحت شرایط درجه حرارت کم و نزدیک سطح در محیط بالای پهنه جزر و مدی تشکیل شده‌اند (آزمی و همکاران، 2011). اصولاً این دولومیت‌ها همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محدوده سوپراتایدال تا بالای اینترتایدال تشکیل گردیده‌اند (آدابی، 2002). در

6- unimodal

7- planar-s

دولومیت‌ها از واکنش یون کربنات حاصل از انحلال کلسیت با یون سولفات و یا تهنشینی ژپس و یا انیدریت تامین می‌گردد، د) تشکیل دولومیکرایت‌ها در رسوبات غنی از مواد آلی درجایی که سولفات‌ها به طور وسیعی احیا می‌شوند و فرایند متانوژنز رخ می‌دهد.

2- دولومیت‌های حاصل از تبلور دوباره دولومیکرایت اولیه (دولومیت نوع دوم و سوم): درمورد دولومیت‌های رمبوئدری پراکنده در زمینه میکرایتی که به احتمال زیاد در مراحل تدفین کم‌عمق تشکیل می‌شود. منیزیم احتمالاً از آب‌های بین دانه‌ای بر اثر انحلال کلسیت دارای منیزیم زیاد حاصل شده‌است.

3- دولومیت‌های زین اسبی و دولومیت‌های با خاموشی موجی و درشت بلور: دولومیت‌های زین اسبی یک کانی دفنی متداول در پلاتفرم‌های کربنات‌هاست (ال- آسم و همکاران، 2000). در کربنات‌ها، دولومیت‌های زین اسبی به طور متداول در شرایط تدفینی عمیق و به وسیله سیالات شور و گرم تشکیل می‌شوند (یو و همکاران، 2000). این دولومیت‌ها می‌توانند در ارتباط جانبی با قالب‌های تبخیری در شرایط دفنی کم‌عمق نیز تشکیل شوند (موتی، 1990).

مدل دولومیتی شدن: در سازندهای آسماری و جهرم در میدان نفتی گل‌خاری سه نوع مدل دولومیتی شدن پیشنهاد شده است که شامل مدل سبخایی، نشتی- برگشتی و تدفینی می‌شوند (شکل 8). نوع اول دولومیت‌های سبخایی است. توفان‌ها و جزر و مدهای شدید بهاره، آب دریا را از لاگون‌ها بر روی پهنه‌های سبخایی می‌رانند. در عین حال آب‌های زیرزمینی قاره‌ای نیز در داخل رسوبات جریان دارند. آب‌های سطحی فوق که از منشأ دریایی اند به داخل رسوبات سبخایی نفوذ می‌کنند و از درون این

کانی اولیه یا حفره‌های میکروسکوپی پر یا خالی، دارای مراکز ابری می‌باشند که توسط حاشیه شفافی در بر گرفته شده‌اند. این نوع دولومیت‌ها معادل دولومیت هیپیدئوتاپیک (فریدمن، 1965) و ایدئوتاپیک-S (سیبلی و گرگ، 1987) می‌باشد.

4-8- سیمان دولومیتی پرکننده حفرات: دولومیت‌های زونه می‌باشند که از بلورهای درشت بلور شفاف و اغلب شکل‌دار با مرزهای مسطح تشکیل شده و به صورت سیمان فضاهای کوچک و بزرگ و شکستگی‌ها را پر نموده است (شکل 7-C). اندازه بلورهای این سیمان دولومیتی متفاوت بوده (بین 200 تا 500 میکرون) و اغلب بستگی به اندازه فضاهای موجود دارد. این نوع دولومیت‌ها در دمای کمتر از 50-60 درجه تشکیل می‌شوند (مازلو، 1992). دولومیت درشت بلور اسپاری پرکننده حفرات در شرایط دفنی کم‌عمق یعنی در مراحل آخر دیاژنز تشکیل می‌شوند (موتی، 1990).

منشا دولومیت‌ها: تعیین منشا دولومیت‌ها ساده نیست زیرا دولومیت‌ها در شرایط متفاوتی تشکیل می‌شوند. دولومیت‌ها می‌توانند به صورت اولیه، دیاژنتیکی یا در فاز هیدروترمالی تشکیل گردند (ماچل، 2000)، که به شرح زیراند:

1- دولومیت‌هایی که تقریباً همزمان با رسوبگذاری و همراه با کانی‌های تبخیری در مراحل اولیه تشکیل می‌شوند (دولومیت نوع اول). معمولاً این دولومیت‌ها جانشین آراگونیت یا کلسیت دارای منیزیم بالا^۱ می‌شوند (لند، 1985). مکانیزم‌های متفاوتی برای تشکیل این دولومیت‌ها ارائه شده است: الف) در مناطق کم‌عمق توسط پمپاژ جزرومدی ب) جریانات برگشتی، ج) مقدار منیزیم لازم برای تشکیل این

دارای درجه قلیابیت^{۱۰} بالا و غنی از منیزیم^{۱۱} و فقیر از سولفات، از طریق کربنات‌های تراوا موجب دولومیتی شدن بخش مهمی از رسوبات سکوی کربناته می‌گردد. دولومیتی شدن از این طریق تا عمق چند صد متری می‌تواند روی دهد و گاهی اوقات دولومیت‌ها دارای سیمان هالیتی‌اند که حاکی از منشأ تبخیری سیالات دولومیت ساز است. این نوع دولومیتی شدن به صورت جانشینی و سیمان است. این نوع مدل دولومیتی شدن، بیشتر در قسمت‌های بالایی بخش پایینی سازند آسماری و بخش بالایی سازند جهرم دیده می‌شود که بیشتر در محیط‌های ساب تایدال، لاگونی و به طور جزئی در رمپ میانی نهشته شدند. نوع سوم دولومیتی شدن، دولومیت‌های تدفینی می‌باشند. دولومیت‌های تدفینی به صورت جانشینی و سیمان در زیر منطقه فریاتیک فعال در فواصل نفوذناپذیر رسوبات که تحت نفوذ آب‌های گرم و غنی از منیزیم حوضه‌ای و یا هیدروترمال هستند، تشکیل می‌شوند (شکل ۸-۸-C). بسیاری از فرایندهای دولومیتی شدن در سیکل رسوبی- دیاژنتیک به طور آغازین شروع می‌شوند و سپس در اعماق به وسیله دولومیت‌های مراحل نهایی پوشیده و از بین می‌روند. برای دولومیتی شدن در محیط دفنی، کمترین موانع جنبشی وجود دارد، زیرا سیالات گرم و داغ هستند، درجه قلیابیت کاملاً قلیایی و سیالات اغلب غنی از Mg^{2+} می‌باشند. دولومیت‌هایی که در اعماق محیط تدفینی تشکیل شده یا تبلور دوباره می‌یابند، از دمای بحرانی ناصاف کننده گذر می‌کنند، در نتیجه پارامترهای بافتی- شیمیایی آنها کاملاً تغییر می‌کند. دولومیتی شدن تدفینی در اعماقی روی می‌دهد که بر اثر

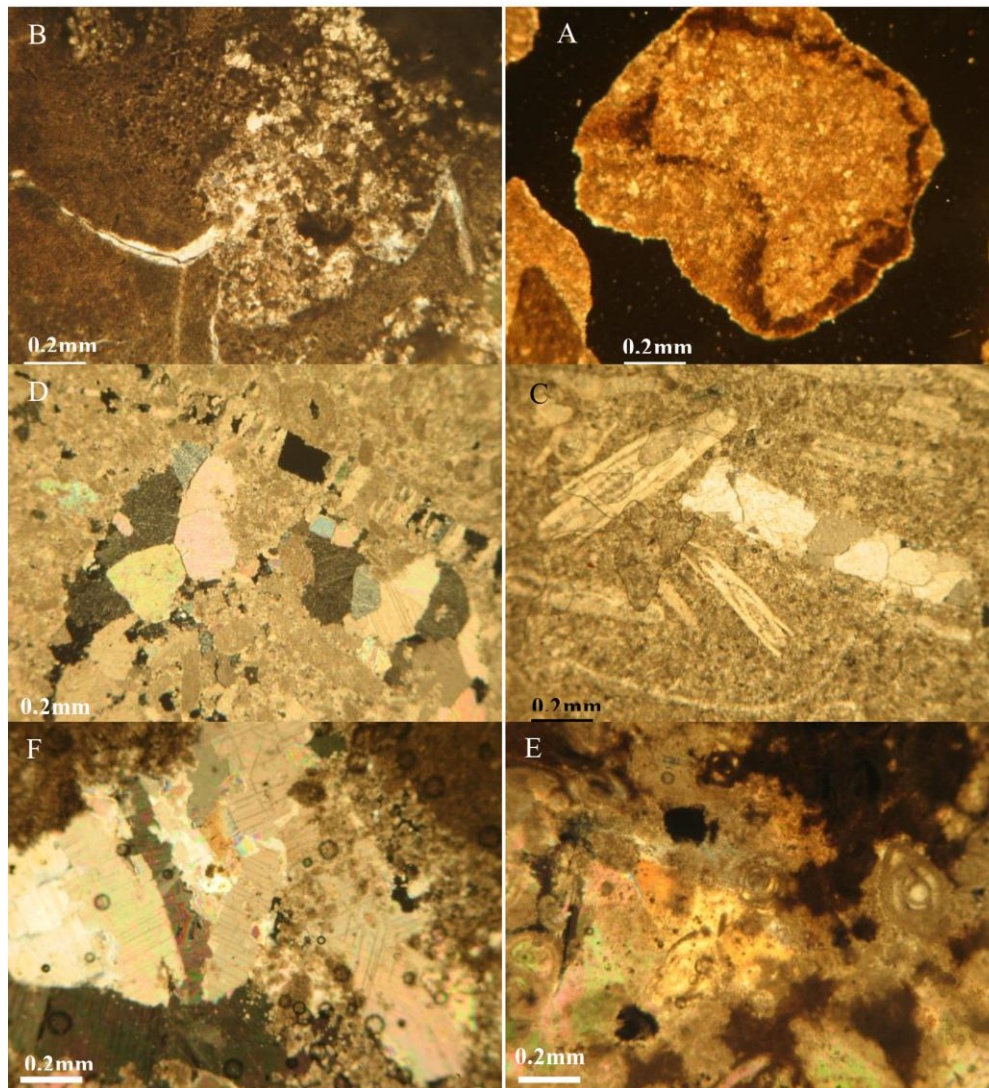
رسوبات به سمت دریا نشت می‌کنند. در همین حال مقادیری از این آب‌ها بر اثر تبخیر در سطح، از طریق نیروی موئینه به سطح سبنا باز می‌گردند. طی این عمل، آب‌های حفره‌ای رسوبات تغلیظ شده، به حدی که کربنات (آراگونیت) و سپس سولفات (ژیپس یا انیدریت) رسوب می‌کند. رسوب این کانی-ها موجب کاهش میزان کلسیم^۹ در آب‌های حفره‌ای و بالا رفتن نسبت منیزیم/ کلسیم می‌گردد. این امر موجب تسهیل رسوب دولومیت و یا دولومیتی شدن می‌شود. از طرف دیگر تشکیل کانی‌های سولفات کلسیم موجب کاهش غلظت یون سولفات و اثر مزاحمت آن بر روی تشکیل دولومیت می‌شود. این نوع مدل دولومیتی شدن در بخش میانی سازند آسماری و در رخساره پهنه جزرومدی مشاهده گردید و با توجه به شواهد بافتی از قبیل بافت میکروکریستالین بلورهای دولومیت موجود و همراهی با رخساره سبخایی و کانی‌های تبخیری از جمله انیدریت و ژیپس مدل دولومیتی شدن سبنا برای آن پیشنهاد شده است (شکل ۸-۸-A). نوع دوم دولومیتی شدن مدل نشتی- برگشتی است. که این نوع مدل، دولومیت‌های تدفین کم‌عمق‌اند و فرایند دولومیتی شدن در این مدل به وسیله سیالات حاصل از تبخیر در آب‌های لاگون یا آب‌های حفره- ای جزرومدی است. این آب‌ها پس از تغلیظ به وسیله تبخیر، به داخل رسوبات کربناته زیرین خود نشت کرده و آنها را دولومیتی می‌کنند (شکل ۸-۸-B). این دولومیت‌های ثانویه بلورین عموماً همراه با تبخیری‌ها می‌باشند. رسوب سولفات کلسیم موجب افزایش نسبت منیزیم/ کلسیم در شورابه‌ها و کاهش یون سولفات می‌گردد. فرو رفتن این سیالات، شور،

10- pH
11- Mg^{2+}

9- Ca^{2+}

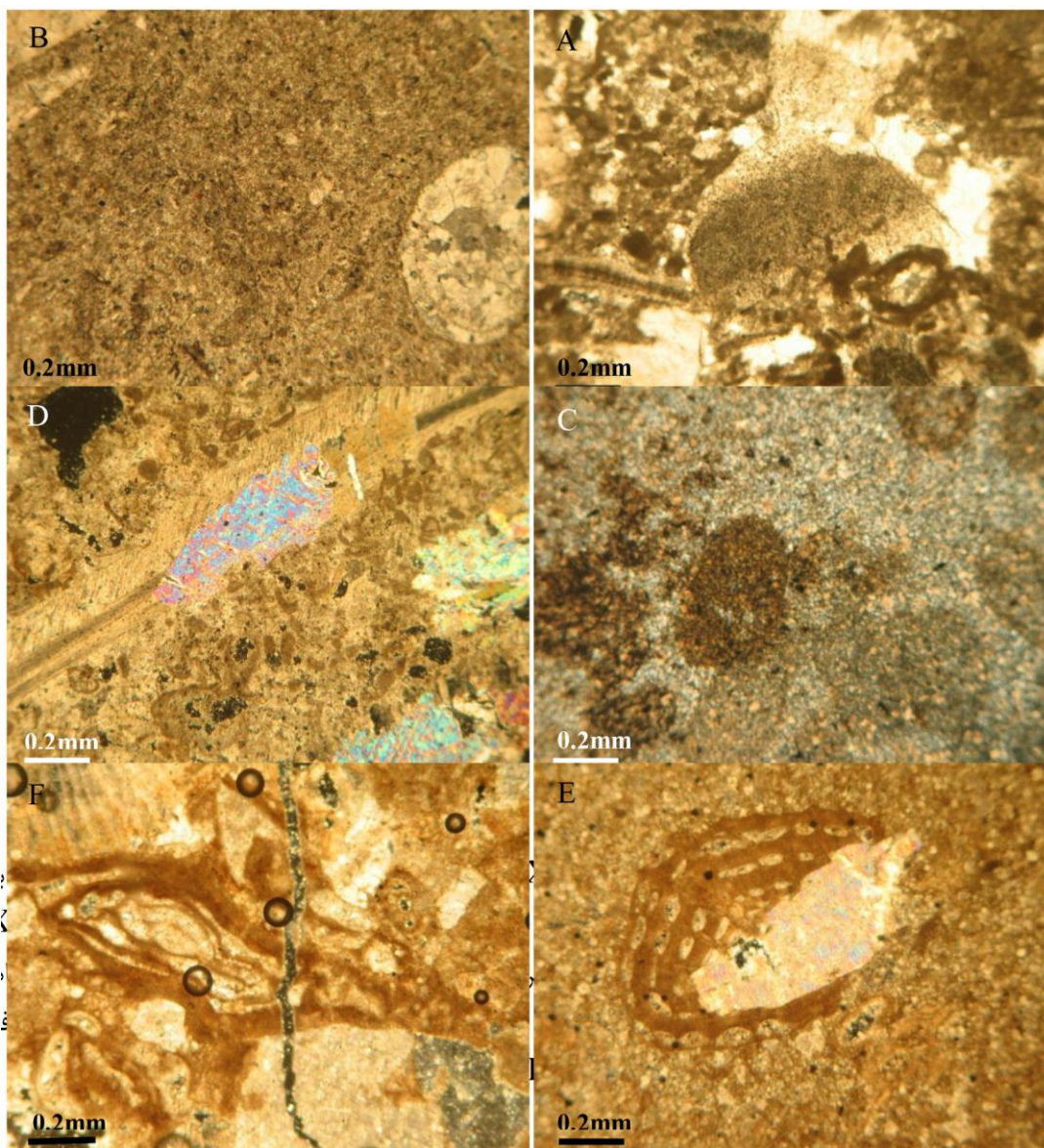
و یا حاصل تبلور مجدد و تعادل مجدد دولومیت‌های مراحل قبلی است. این مدل دولومیتی شدن، بیشتر در قسمت‌های زیرین سازند آسماری و بخش‌های میانی و پایینی سازند جهرم که در محیط‌های رمپ میانی، رمپ بیرونی و تا حدودی سد نهشته شدن مشاهده گردید.

فشردگی رسوبات، تخلخل ماتریکس به حدود 5 الی 10٪ رسیده و نفوذپذیری کمتر از یک میلی داری است، بنابراین، گردش سیالات در رسوبات بسیار محدود بوده و دولومیتی شدن نیز محدود می‌گردد. در این اعماق دولومیتی شدن یا در مسیر لایه‌های نفوذپذیر و گسل‌های حواشی حوضه صورت می‌گیرد

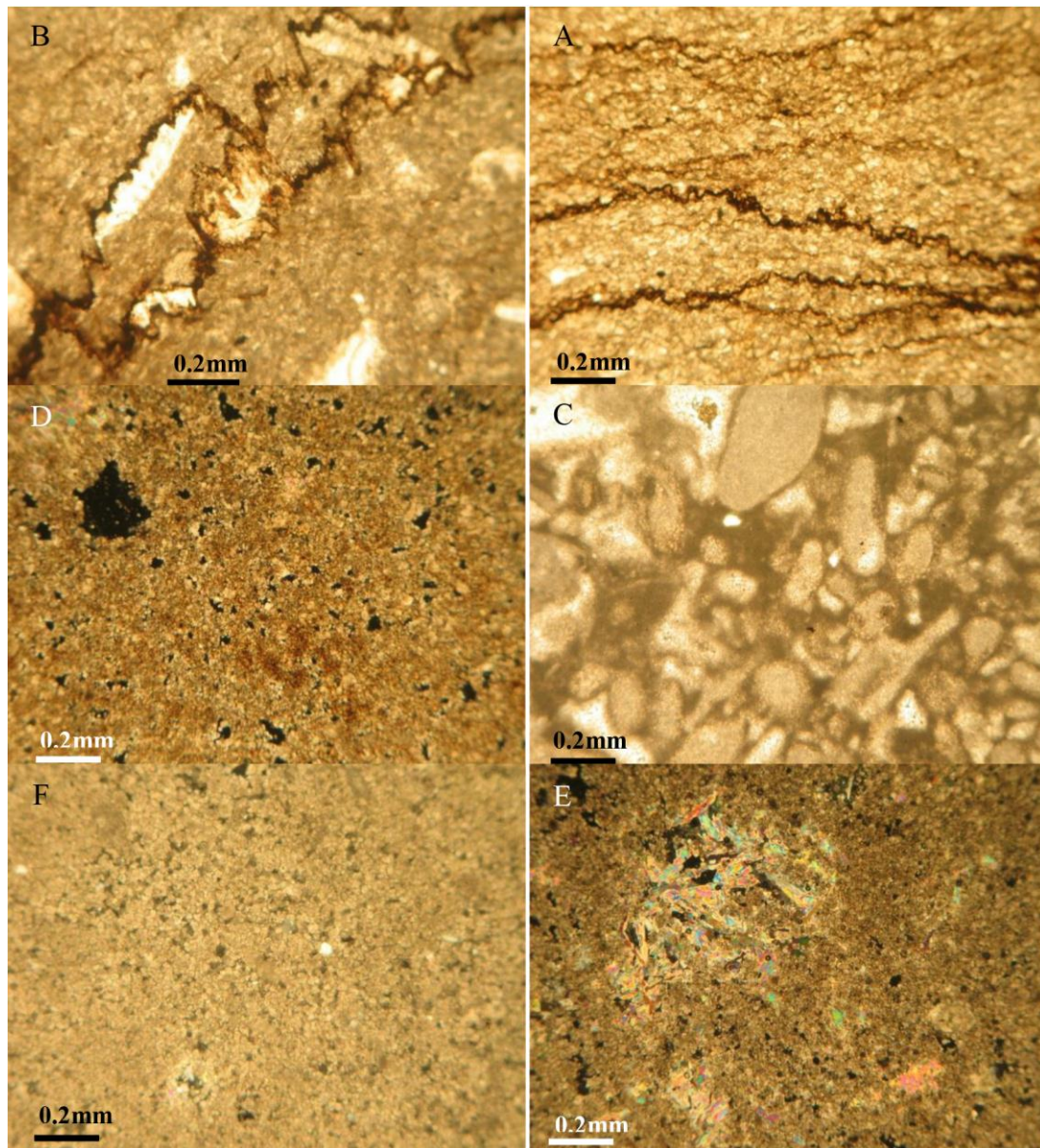


شکل 4. A) تشکیل هاله میکریتی. XPL، عمق 2772 متر، چاه شماره 2. B) آثار بورینگ در جلبک قرمز. XPL، عمق 2574 متر، چاه شماره 10. C) سیمان بلوکی پرکننده قطعه انحلال یافته. XPL، عمق 2695 متر، چاه شماره 11. D)

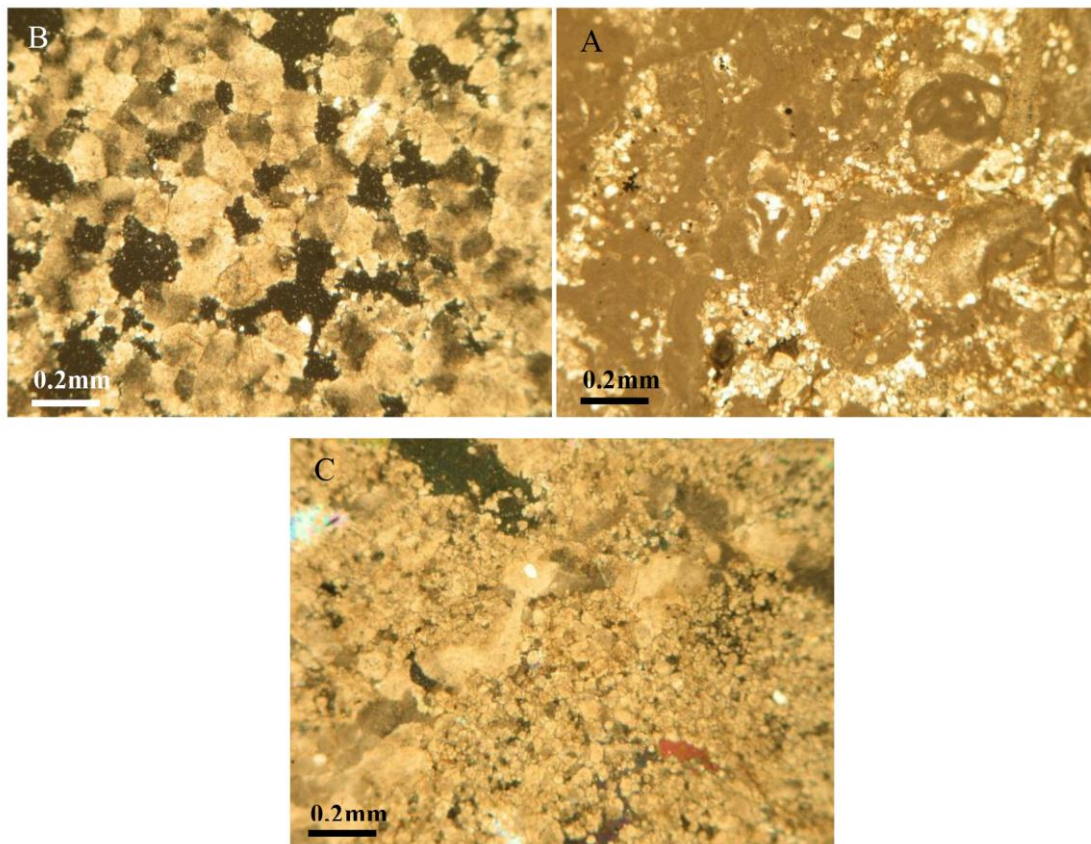
سیمان بلوکی پرکننده حفره. XPL، عمق 2581/1 متر، چاه شماره 10. E) سیمان انیدریتی فراگیر زمینه. XPL، عمق 2466/5 متر، چاه شماره 10. F) سیمان انیدریتی فراگیر زمینه. XPL، عمق 2537 متر، چاه شماره 11.



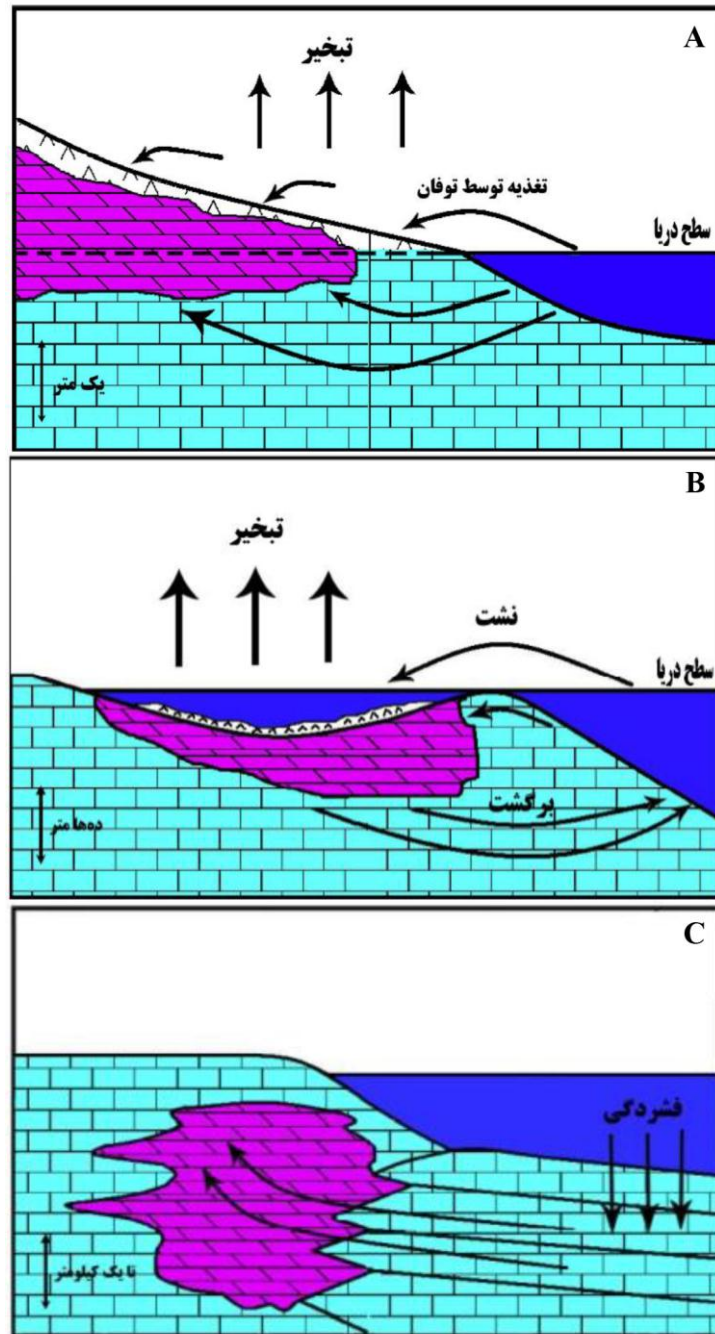
شکل 5: A) سیمان حاشیه‌ای اطراف اکینوئید. XPL، عمق 2582 متر، چاه شماره 10. B) افزایش اندازه بلورها از مرکز به سمت حواشی مشخص است. XPL، عمق 2710 متر، چاه شماره 10. C) سیلیسی شدن. XPL، عمق 2750 متر، چاه شماره 11. D) انحلال اکینوئید و پرشدگی توسط انیدریت. XPL، عمق 2616 متر، چاه شماره 10. E) انحلال نومولیتس و پرشدگی توسط انیدریت. XPL، عمق 2628 متر، چاه شماره 11. F) فرایند فشردگی مکانیکی باعث کج شدگی بایوکلاست‌ها شده است. XPL، عمق 2605 متر، چاه شماره 10.



شکل 6: (A) تمرکز مواد نامحلول در امتداد رگچه‌های انحلالی. XPL، عمق 2745 متر، چاه شماره 11. (B) تجمع مواد نامحلول در امتداد استیلولیت. XPL، 2691 متر، چاه شماره 11. (C) فابریک در هم رفته. XPL، عمق 2538 متر، چاه شماره 11. (D) دولومیکرایت با تخلخل بین بلوری و حفره‌ای. XPL، عمق 2623 متر، چاه شماره 10. (E) دولومیکرایت با سیمان انیدریتی بین بلوری. XPL، عمق 2634 متر، چاه شماره 10. (F) دولومیکرواسپارایت با تخلخل بین بلوری. XPL، عمق 2540 متر، چاه شماره 11.



شکل 7: (A) دولواسپاریت، XPL، عمق 2574 متر، چاه شماره 10. (B) دولواسپاریت با تخلخل بین بلوری، XPL، عمق 2529 متر، چاه شماره 11. (C) دولومیت پر کننده حفره، XPL، عمق 2524 متر، چاه شماره 11.



شکل 8: مدل‌های دولومیتی شدن پیشنهاد می‌گردد برای دولومیت‌های مخزن آسماری- جهرم در میدان نفتی گل‌خاری.

انواع تخلخل‌ها

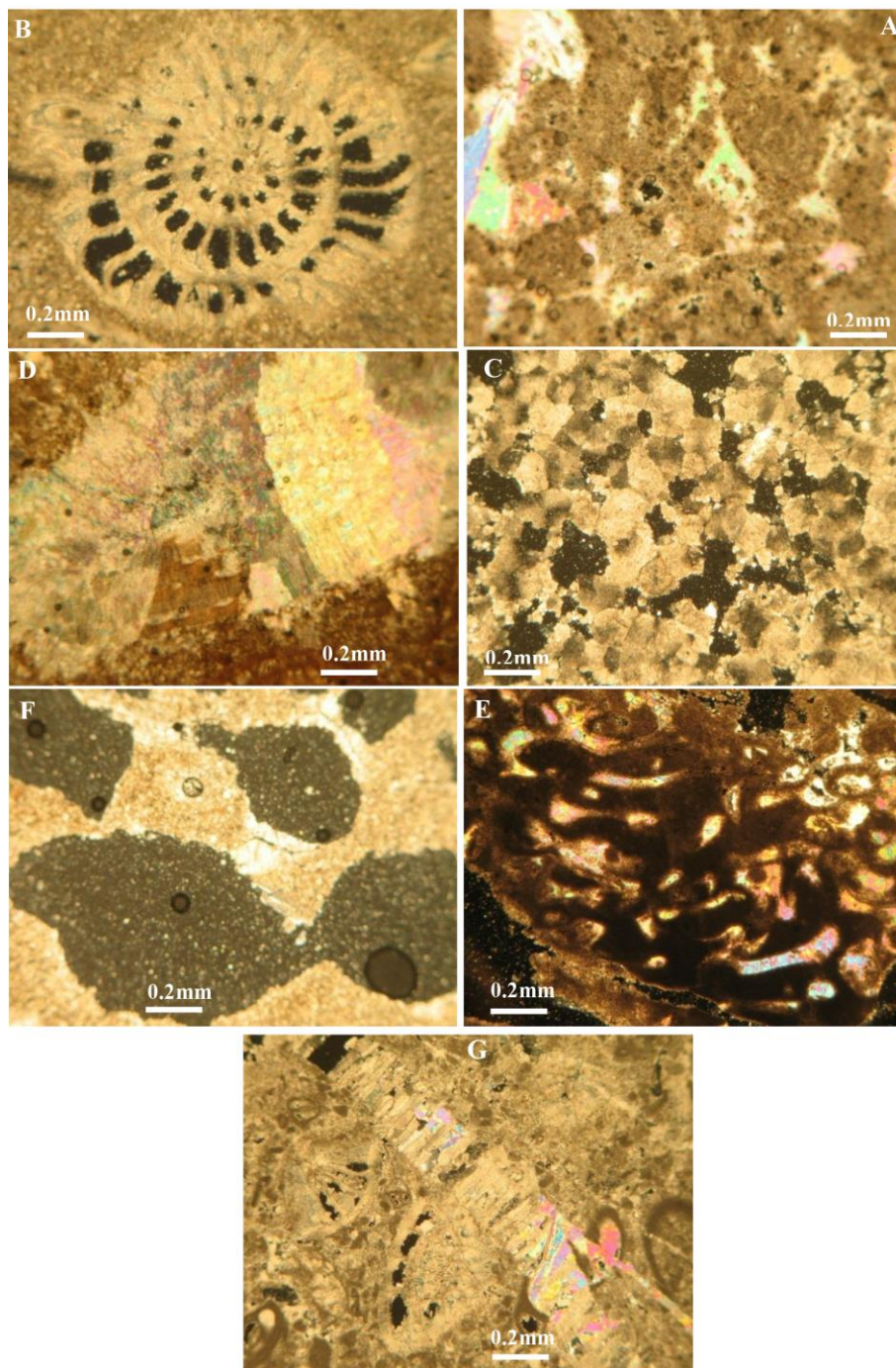
1- تخلخل بین دانه‌ای: تخلخل بین دانه‌های یک سنگ رسوبی است. از نظر زایشی با تخلخل اولیه رسوبی مرتبط است اما همچنین تخلخل ثانویه (مانند تخلخلی که از انحلال جزئی هسته‌های آئید آراگونیتی ایجاد می‌شود) را شامل می‌شود. تخلخل بین دانه‌ای در ماسه‌های کربنات بدون گل امروزی (حداکثر تا حدود 50 درصد)، همچنین در رسوبات گل‌دار امروزی (حدود 40 تا حدود 75 درصد) بالا است. شکل فضاهای خالی در این نوع تخلخل خیلی متغیر است و به اندازه قطعات، جورشدگی و آرایش دانه‌ها بستگی دارد (رضایی، 1380). این نوع تخلخل در منطقه مورد مطالعه، حدود 3 تا 4 درصد (20 تا 25٪ از تخلخل کل)، در گرینستون‌ها و پکستون‌های محیط‌های اینترتایدال، لاگونی و سد دیده می‌شود، اما معمولاً توسط سیمان دولومیتی، کلسیتی و انیدریتی پر شده‌اند با این وجود در افزایش کیفیت مخزنی سازندها نقش مثبت داشته‌اند (شکل A9).

2- تخلخل درون دانه‌ای: یکی از تفاوت‌های مهم بین تخلخل‌های موجود در رسوبات آواری و کربناته گسترش تخلخل درون دانه‌ای در رسوبات کربناته می‌باشد. تخلخل درون دانه‌ای نوعی تخلخل اولیه است که در خرده‌های اسکلتی یا درون دانه‌ها تشکیل می‌گردد. این نوع تخلخل با فضای خالی درون دانه‌ای اسکلتی مانند (فرامینیفرها) یا فضاهای باز که با از بین رفتن اجزای داخلی ایجاد می‌شود، مربوط است (شکل B9). اندازه منفذ کمتر از 0.01 تا 1 میلی متر است. در کل، میزان نفوذپذیری در این نوع تخلخل معمولاً کم است، زیرا حفره‌های درون دانه‌ای ممکن است به هم مرتبط نباشند. این نوع تخلخل، در رخساره‌های پکستون و وکستون بخش میانی تا بالایی سازند جهرم و سازند آسماری

پایینی منطقه مورد مطالعه به وفور وجود دارد و در اکثر موارد خالی می‌باشند، اما به علت عدم اتصال به همدیگر، اهمیت بالایی در افزایش کیفیت مخزنی ندارد.

3- تخلخل بین بلوری: این نوع تخلخل، اغلب مرتبط با فرایندهای دیاژنتیکی و دولومیتی شدن است. اندازه منافذ کمتر از 1 تا 10 میکرون است. اغلب در دولومیت‌های جانشینی یافت می‌شود و از نوع ثانویه محسوب می‌گردد. همچنین در آهک‌های متبلور و رسوبات تبخیری که دیاژنز زیادی تحمل نکرده باشند نیز فراوان است. شکل فضاهای خالی بستگی به شکل بلورها دارد و نفوذپذیری خوبی نشان می‌دهد. در سازند آسماری میانی و جهرم تخلخل بین بلوری یکی از مهم‌ترین تخلخل‌ها می‌باشد (شکل C9). مقایسه فراوانی دولومیتی شدن با تخلخل بین بلوری نشان دهنده تطابق این دو فرایند دیاژنتزی با یکدیگر است. با توجه به شدت دولومیتی شدن به خصوص سازند جهرم این نوع تخلخل نقش مثبت بر روی کیفیت مخزنی سازندهای آسماری و جهرم در میدان نفتی گل‌خاری داشته است.

4- تخلخل قالبی: معمولاً از انحلال انتخابی دانه‌ها حاصل می‌شود. قالب‌ها در محیط‌های متئوریک-فراتیک، همچنین محیط‌های تدفینی تشکیل می‌شوند. اندازه منافذ 0.1 تا 10 میلی متر معمول است. تخلخل قالبی به دو شکل بایومولدیک و تخلخل حاصل از فرایند دولومیت زدایی در منطقه مورد مطالعه مشاهده شد. در کل، تخلخل قالبی در میدان گل‌خاری در محیط‌های اینترتایدال، لاگون، سد و ابتدای رمپ میانی مشاهده گردید و در اکثر موارد توسط سیمان انیدریتی پر شدند (شکل D9).



شکل 9: (A) تخلخل بین دانه‌ای در زمینه که توسط سیمان انیدریتی پر شده. XPL، عمق 2547، چاه شماره 11. (B) تخلخل درون دانه‌ای در نومولیتس. XPL، عمق 2664، چاه شماره 11. (C) تخلخل بین بلورهای درشت دولومیت. XPL، عمق 2529، چاه شماره 11. (D) تخلخل قالبی نومولیتس که توسط انیدریت پر شده است. XPL، عمق 2628، چاه شماره 11. (E) تخلخل حبابی. (F) تخلخل حبابی. (G) تخلخل حبابی.

11. E) تخلخل شبکه‌ای در باندستون مرجانی. XPL، عمق 2484، چاه شماره 2، F) گسترش تخلخل حفره‌ای. XPL، عمق 2685، چاه شماره 11. G) تخلخل شکستگی و پر شدن با سیمان. XPL، عمق 2581.1، چاه شماره 10.

دیاژنزی (سیمانی شدن، ته‌نشست انیدریت و ژپیس) قرار گرفته‌اند و بین 7 تا 8 درصد از کل تخلخل شامل می‌شود. بیش از سایر تخلخل‌ها حفظ شده است و تاثیر مهمی در کیفیت مخزنی دارد و بیشتر در بخش بالایی سازند جهرم و بخش زیرین سازند آسماری مشاهده گردید.

7- تخلخل شکستگی: این نوع تخلخل فابریک سنگ را قطع می‌کند و عموماً حاصل نیروهای جهت‌دار (تکتونیکی)، فروریزش و یا انحلال در آهک‌ها و یا تبخیری‌ها هستند. تخلخل شکستگی با منشأ تکتونیکی، به ویژه در اینتروال‌های دولومیتی گسترش بیشتری دارد، زیرا دولومیت شکننده‌تر از آهک است و آهک معمولاً تحت فشار تا حدی جریان می‌یابد و یا انحلال فشاری در آن صورت می‌گیرد. تخلخل اصلی در بسیاری از مخازن کربناته از نوع شکستگی است اما در مخزن آسماری- جهرم میدان نفتی گل‌خاری، شکستگی‌ها بیشتر در اینتروال‌های دولومیتی و سنگ آهک دولومیتی مشاهده شد ولی به علت فراوانی کم و پر شدن با سیمان انیدریت، ژپیس یا کلسیت تاثیر زیادی بر کیفیت مخزنی نامبرده ندارند. این تخلخل، بیشتر در بخش بالایی سازند جهرم و بخش پایینی سازند آسماری مشاهده گردید. (شکل G9).

توالی پاراژنزی فرایندهای دیاژنزی در منطقه مورد مطالعه

با توجه به تقدم و تاخر زمانی فرایندهای دیاژنزی بر مبنای شواهد پتروگرافی و رابطه بافتی بین آن‌ها ترتیب زمانی حوادث دیاژنزی یعنی توالی پاراژنزی رویدادهای دیاژنزی برای مخزن آسماری- جهرم پیشنهاد گردیده است (جدول 1). بررسی مشخصه-

5- تخلخل شبکه‌ای: تخلخل اولیه مرتبط با رشد ارگانسیم‌های سازنده ریف است. تخلخل شبکه‌ای ممکن است زیاد (در ریف‌های مرجانی امروزی) و یا کم (در ریف‌هایی که ارگانسیم‌های چسبنده غالب- اند) باشد. تخلخل شبکه‌ای به سرعت با تجمع رسوب یا سیمان کربنات کاهش یافته است (شکل E9). در مخزن آسماری- جهرم میدان نفتی گل-خاری ریف‌ها (مرجان‌ها) گسترش چندانی ندارند، بنابراین این نوع تخلخل از اهمیت پایینی برخوردار است و به ندرت دیده می‌شود. در مواردی که تخلخل شبکه‌ای ایجاد شده توسط سیمان کلسیت اسپاری و انیدریت پر شده است و مربوط به میکروفاسیس لاگون می‌باشد.

6- تخلخل حفره‌ای: این تخلخل به طور نامنظم توزیع شده و بر اثر انحلال دیاژنتیکی اولیه و ثانویه بوجود آمده است و دانه‌ها یا مرز سیمان‌ها را قطع کرده و اندازه حفره‌ها 1 میلی‌متر تا 1 سانتی‌متر است. تخلخل حفره‌ای حاصل از انحلال، ممکن است در ابتدا از نوع تخلخل تابع فابریک باشد که بر اثر پیشرفت انحلال، شکل اولیه آن تغییر کرده و بزرگتر شده باشد. عموماً تخلخل حفره‌ای در سنگ‌ها به صورت هم بعد می‌باشد (شکل F9). در مخزن آسماری- جهرم میدان گل‌خاری تخلخل حفره‌ای مهم‌ترین تخلخل به شمار می‌آید زیرا گسترش خوب این تخلخل احتمالاً به دلیل تشکیل و توسعه آن در محیط دیاژنزی دفنی و جوی می‌باشد و در محیط متتوریک، سیالات تحت اشباع از کربنات کلسیم موجب انحلال بیشتر و توسعه تخلخل‌های قالبی و بین دانه‌ای به تخلخل‌های حفره‌ای گردیده است و همچنین این تخلخل کمتر تحت‌تاثیر فرایندهای

دفنی در این سازند می‌باشد. به نظر می‌رسد که این سازندها بعد از محیط دیاژنزی دریایی وارد محیط دیاژنز متئوریک شده است، زیرا نمونه‌هایی که تحت‌تاثیر سیمانی شدن (سیمان هم بعد) محیط فراتیک آب شیرین قرار گرفته بودند، پس از قرارگیری در محیط دیاژنزی دفنی، فواصل بین دانه‌ها حفظ شده و دانه‌ها با هم تماس ندارند. این امر نشان می‌دهد که رسوبات پس از تحمل دیاژنز دریایی مستقیماً وارد محیط دیاژنز دفنی نشده‌اند. همچنین پوشیده شدن سیمان‌های حاشیه‌ای توسط سیمان هم بعد متئوریک نیز شاهد دیگری است که رسوبات اولیه تشکیل دهنده این سازند بعد از رسوبگذاری احتمالاً در اثر افت سطح آب دریا و نفوذ سیالات جوی به درون رخساره‌های محیط کربناته، ابتدا محیط دیاژنز متئوریک را طی کرده و بعد وارد محیط دفنی شده‌اند. وجود سیمان کلسیت اسپاری دروزی در قالب‌های باقی مانده از دوکفه‌ای‌ها نشان می‌دهد که صدف‌های آراگونیتی در محیط وادوز تحت جوی تحت‌تاثیر انحلال قرار گرفته و فضای خالی ایجاد شده قبل از ورود به محیط دفنی در محیط فراتیک آب شیرین توسط کلسیت اسپاری دروزی با ترکیب کم منیزیم پر شده و سپس وارد محیط دفنی شده‌اند. در نتیجه می‌توان گفت که رسوبات بعد از تحمل محیط دیاژنز دریایی وارد محیط دیاژنزی تحت جوی شده و سپس وارد محیط دیاژنز دفنی شده‌اند (جدول 1).

های اصلی عوارض دیاژنزی، تفکیک سه محیط دیاژنزی دریایی، متئوریک و دفنی را در این سازند آشکار ساخته است.

الف) گسترش سیمان‌های دریایی مانند سیمان حاشیه‌ای و پدیده میکریتی شدن ذرات آهکی نشان دهنده وقوع دیاژنز دریایی در این سازندها می‌باشد.

ب) شواهدی از قبیل انحلال گسترده قطعات ناپایدار آراگونیتی و ایجاد فضای خالی و سپس پر شدن آن-ها توسط سیمان هم بعد و همچنین وجود نئومورفیسم و تبدیل آراگونیت به کلسیت که معمولاً در محیط متئوریک اتفاق می‌افتد، می‌تواند نشان دهنده محیط دیاژنزی متئوریک باشد. از طرف دیگر وجود ریزرخساره‌های بالای پهنه جزرومدی مانند انیدریت، دولومیکرایت و مادستون فاقد فسیل بیانگر خارج شدن رمپ کربناته از آب و حاکم شدن شرایط محیط سبخایی می‌باشد که نشان می‌دهد این سازندها در زمان تشکیل گاهگاهی در معرض جو قرار گرفته است.

ج) گسترش سیمان‌های محیط دیاژنزی دفنی مانند سیمان انیدریتی فراگیر، سیمان‌های دروزی و هم بعد که شواهدی مانند در برگرفتن پوشش‌های میکرایتی شکسته شده، پر کردن شکستگی‌ها و همچنین وجود دولومیت‌های تدفینی می‌تواند نشان دهنده محیط دیاژنز دفنی باشد. علاوه بر این گسترش عوارض فشردگی مکانیکی مانند کج شدگی بایوکلاست‌ها، فابریک‌های درهم رفته، رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها دلایل محکمی بر وقوع دیاژنز

جدول 1: توالی پارائزنی پیشنهادی فرایندهای دیاژنزی مشاهده شده در مخزن آسماری- جهرم میدان نفتی گل خاری

فرایندهای دیاژنتیکی	دیاژنز دریایی	دیاژنز دفنی	متئوریک
آشفتگی زیستی	_____	_____	_____
انحلال			_____
نئومورفیسم		_____	_____
سیلیسی شدن			_____
میکریتی شدن	_____		
تراکم مکانیکی		_____	
رگچه‌های انحلالی		_____	
استیلولیت		_____	
فابریک درهم یا فشرده		_____	
سیمان کلسیت بلوکی		_____	
سیمان فراگیرنده		_____	
سیمان حاشیه‌ای		_____	
انیدریتی شدن		_____	
تخلخل بین دانه‌ای		_____	
تخلخل درون دانه‌ای	_____		
تخلخل بین بلوری		_____	
تخلخل قالبی		_____	
تخلخل حفره‌ای		_____	
تخلخل شکستگی		_____	
تخلخل شبکه‌ای	_____		
دولومیتی شدن	_____		

نتیجه‌گیری

فرایندهای دیاژنزی تاثیرگذار بر روی سازندهای آسماری و جهرم میدان نفتی گل خاری شامل میکریتی شدن، آشفتگی زیستی، سیمانی شدن، نئومورفیسم، سیلیسی شدن، انحلال، تراکم و دولومیتی شدن است که در محیط‌های دیاژنزی

دریایی، جوی و دفنی سازندهای مورد مطالعه را تحت‌تأثیر قرار داده‌اند. فراوان‌ترین فرایند دیاژنزی تأثیرگذار در رسوبات دولومیتی شدن، سیمانی شدن و انحلال است که دولومیتی شدن و انحلال تأثیر مثبت و سیمانی شدن تأثیر منفی بر کیفیت مخزنی نامبرده دارد. دولومیت‌های مشاهده شده در منطقه

و تخلخل بین دانه‌ای حدود 3 تا 4 درصد و تخلخل بین بلوری با حدود 2 تا 3 درصد در رده‌های بعدی قرار دارند. فرایندهای دیاژنزی تأثیر عمده بر روی رخساره‌های پهنه جزرومدی، لاگون، سدی و دریای باز (رمپ میانی) و تأثیر کمتری بر روی رخساره‌های دریای باز (رمپ بیرونی) در سازندهای مورد مطالعه داشته است.

سپاسگزاری

نویسندگان از معاونت پژوهش و توسعه شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب به خاطر در اختیار نهادن داده‌های میدان و همچنین موافقت با انتشار دستاورد پژوهش سپاسگزاری می‌نمایند. نکته سنجی و نقد دقیق نسخه اولیه از سوی داوران به رفع کاستی‌ها و افزایش کیفیت متن مقاله کمک فراوانی نموده است.

-یزدانی، م. و راکی، ع.ق.، 1387. مجموعه اطلاعات مغزه، گزارش پ-5965، شرکت ملی مناطق نفت-خیز جنوب، اهواز.

-Adabi, M.H., 2002. Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia: 16th Australian Geology, Conv., Australia (abst.), 350 p.
-Ahmad, A.H.M., Bhat, G.M M. and Azim Khan, H., 2006. Depositional environments and diagenesis of the kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of Western India. Journal of Asian Earth Sciences, v. 27, p. 765-778.
-Ahr, W.M., 2008. Geology of Carbonate Reservoirs, the Identification, Description, and Characterization of

مزبور شرایط دیاژنتیکی متفاوتی را تحمل کرده‌اند و دارای منشأهای متفاوتی می‌باشند که دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت) به عنوان دولومیت تقریباً همزمان با رسوبگذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپاریت) از جایگزینی کربنات کلسیم اولیه و در طی مراحل تدفینی کم-عمق تشکیل گردیده است. دولومیت نوع سوم (دولواسپاریت) در اثر تبلور مجدد دولومیت‌های قبلی حاصل شده است. دولومیت نوع چهارم (حفره پر کن) در مرحله دیاژنز تدفینی کم‌عمق و عمیق تشکیل شده‌اند. اما مهم‌ترین تخلخل‌های مشاهده شده تخلخل حفره‌ای است، زیرا به علت فراوانی، به هم متصل بودن و خالی بودن می‌تواند نقش مهمی در کیفیت مخزن مورد مطالعه داشته باشد و حدود 7 تا 8 درصد (50٪ از تخلخل کل) را شامل می‌شود

منابع

-رضایی، م.، 1380. زمین‌شناسی نفت، انتشارات علوی، تهران، 472 ص.

Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks, John Wiley & Sons, Inc., Pub., New Jersey. 277 p.
-Al- Aasm, I. S. and Packard, J. J., 2000. Stabilization of early – formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites, Sedimentary Geology, v. 131, p. 97- 108.
-Azomani, E., Azmy, K., Blamey, N., Brand, U. and Al-Aasm, I., 2013. Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: Controls on porosity and implications from geochemistry, Marine and Petroleum Geology, v. 40, p. 99-114.
-Azmy, K., Brand, U., Sylvester, P., Gleeson, S.A., Logan, A. and Bitner,

- M.A., 2011. Biogenic and abiogenic low-Mg calcite (bLMC and aLMC): Evaluation of seawater-REE composition, water masses and carbonate diagenesis, *Chemical Geology*, v. 280, p. 180–190.
- Bathurst, R.G.S., 1986. Carbonate diagenesis and reservoir development: Conservation, destruction and creation of pores. - In: Bathurst, R.G.C. and Land, L.S. (eds.): *Carbonate deposition environments*, Part 5. Diagenesis 1. - *Colorado School of Mines Quarterly*, v. 81, p. 1-25.
- Choquette, P.W. and Pray, L., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, V. 54, p. 207-250.
- Dickson, J. A. D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section, *Nature*, v. 205, 587 p.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application*, Springer-Verlage, Berlin, Heidelberg. 976 p.
- Friedman, G.M., 1965. Terminology of crystallization texture and fabric in sedimentary rocks: *J. Sedimentary Petrology*, v. 35, p. 643-655.
- Gregg, J. M. and Sibley, D. F. 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 908-931.
- Haeri Ardakani, O., Al-Aasm, I., Coniglio, M. and Simon, I., 2013. Diagenetic evolution and associated mineralization in middle Devonian carbonates, southwestern Ontario, Canada, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 61(1), p. 41-68.
- Hesse, R., 1990. Silica diagenesis, origin of inorganic and replacement cherts. In, McIlreath, A., Morrow, D.W. (Editors), *Diagenesis*. Geoscience Canada, Reprint Series, 4, Canada, p. 253-275.
- Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite: *Journal of Geoscience Education*, p. 112-125.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 64, p. 461-487.
- Logan, B.W., 1984. Pressure responses (deformation) in carbonate sediments and rocks – analysis and application, Canning Basin. – In: Purcell, P.G. (ed.): *The Canning Basin, W.A. – Proceedings of the Geological Society of Western Australia/Petroleum Exploration Society of Australia*, p. 235-251.
- Logan, B.W. and Semeniuk, V., 1976. Dynamic metamorphism; process and products in Devonian carbonate rocks; Canning basin, Western Australia. – *Geological Society of Australia, Special Publications*, v. 6, 138 p.
- Machel, H. G., 2000. Dolomite formation in Caribbean islands- driven by plate tectonics? *J. Sedimentary Research*, v. 70, p. 977-984.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphism alteration of dolomite of dolomite: a review: *Carbonate and Evaporite*, v. 7, p. 21-37.
- Moore, C. H., 1989. Carbonate Diagenesis and Porosity, *Development in Sedimentology*, v. 46, 338 p.
- Mutti, M., 1990. *Sedimentology and Diagenesis of Carbonate/ Siliciclastic Cycle, Yates Formation, Guadalupian, New Mexico*, University of Wisconsin-Madison, 228 p., Unpublished MS Thesis.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A. H. and Omidvar, M., 2010. Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on

- reservoir evolution of a mid- Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, Southwest Iran. *Cretaceous Research*, v. 37, p. 15-34.
- Samankassou, E., Tresch, J. and Strasser, A., 2005. Origin of peloids in Early Cretaceous deposits, Dorset, South England Facies, v. 51, p. 264-273.
- Seeling, M., Emmerich, A., Bechsta, T. and Zuhlke, R., 2005. Accommodation / sedimentation development and massive early marine cementation, Latemar vs. Concarena (Middle /Upper Triassic, Southern Alps). *Sedimentary Geology*, v. 175, p. 439-457.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, p. 967-975.
- Tucker, M.E., 1993. Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy, In, V.P. Wright (editor), *Sedimentology Review*, Blackwells, Oxford, p. 51-72.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology*, Third Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Science, Inc, 482 p.
- Yoo, C.M., Gregg, J.M. and Shelton, K.L., 2000. Dolomitization and dolomite neomorphism: Trenton and Black River Limestone's (Middle Ordovician) Northern Indiana, U.S.A. *J. Sedimentary Research*, v. 70, p. 265-274.