

# تأثیر دیاژنز بر کیفیت مخزنی سازند داریان در میدان پارس جنوبی

محمد رضا رحمانی<sup>۱</sup>، سیدرضا موسوی حرمی<sup>۲</sup> و مهران آراین<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد، مشهد، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۷/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۱۶

## چکیده

سازند داریان یکی از مخازن نفتی میدان پارس جنوبی است. این سازند در چاه‌های SPO-1، SPO-2 و SPO-3 از این میدان مطالعه شده است. ستبرای سازند داریان در چاه‌های یاد شده به ترتیب ۱۰۹، ۱۱۳ و ۱۱۴ متر است. بر پایه مطالعات انجام شده روی مقاطع نازک میکروسکوپی حاصل از سه حلقه چاه یاد شده، ۹ رخساره کربناته و یک رخساره آواری مشخص شد که در چهار مجموعه رخساره‌ای شامل مجموعه رخساره‌ای کشندی (مادستون)، لاگون (مادستون) و کستون باوکستی، و کستون-پکستون پلوییدی باوکستی، پکستون-گرینستون پلوییدی باوکستی، باندستون جلبکی، رمپ میانی (وکستون-پکستون نرم تن دار اکتیویدی، و کستون-پکستون اریبتولین‌دار، فریمستون، فلوستون) و رمپ بیرونی (شیل) قرار می‌گیرند. مطالعه رخساره‌ها نشان داد که این سازند در یک رمپ هموکلینال رسوب گذاری شده است. سازند یاد شده ۴ مرحله دیاژنزی دریایی، جوی، تدفینی و بالاآمدگی را سپری کرده است. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی شناسایی شده شامل میکرایتی شدن، آشفستگی زیستی، ژئوپتال، فشرده‌گی فیزیکی و شیمیایی، سیمانی شدن، نوشکلی، جانیشینی، انحلال و شکستگی و پرشدگی است. در میان فرایندهای دیاژنزی، انحلال و شکستگی اصلی‌ترین فرایندهای افزایش دهنده کیفیت مخزنی و در برابر آن، فشرده‌گی فیزیکی و به‌ویژه سیمانی شدن، فرایندهای مهم کاهش دهنده کیفیت مخزنی هستند. فرایند انحلال با ایجاد تخلخل‌های ثانویه حفره‌ای و قالبی تأثیری مهم در افزایش میزان تخلخل در این سازند داشته است. بیشتر پدیده‌های حاصل از انحلال در طی دیاژنزی جوی و به میزان کمتر طی دیاژنزی تدفینی صورت گرفته است. انحلال در برخی از موارد، با توسعه تخلخل‌های حفره‌ای موجب اتصال آنها به یکدیگر شده و گاهی نیز در توسعه و گسترش مسیر شکستگی‌ها و استیلولیت‌ها و از بین رفتن سیمان‌های پیشین نقش داشته است که در نتیجه سبب افزایش تراوایی و کیفیت مخزنی در بخش‌هایی از داریان بالایی و پایینی شده است. همچنین شکستگی‌ها، از دیگر فرایندهای مهم دیاژنزی، در برخی از موارد با اتصال حفرات انحلالی به یکدیگر، نقش مؤثری در افزایش تراوایی و کیفیت مخزنی بخش‌های بالایی و پایینی سازند داریان داشته است.

**کلیدواژه‌ها:** سازند داریان، میدان پارس جنوبی، دیاژنز، کیفیت مخزنی، میدان نفتی.

\***نویسنده مسئول:** سیدرضا موسوی حرمی

E-mail: mousavi@um.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

با معرف آلیزارین سرخ (Red-S) به روش Dickson (1966) رنگ‌آمیزی شده است. همچنین در نام‌گذاری سنگ‌های کربناتی از رده‌بندی Dunham (1962) و در توصیف رخساره‌های رسوبی از روش Flugel (2010) استفاده شده است.

## ۳- وضعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

ساختان زمین‌شناسی میدان پارس جنوبی که بخش شمالی گنبد پارس جنوبی-گنبد شمالی را تشکیل می‌دهد، دارای یال‌های ملایم است که خود تشکیل‌دهنده یکی از چند قله ساختمانی برآمدگی قطر-فارس روی سکوی کربناته منطقه است (Zeigler, 2001; Konert et al., 2001). کمان قطر با حدود ۵۰۰ کیلومتر مربع وسعت و روند شمال‌خاور-جنوب، جنوب باختر یکی از مهم‌ترین ساختارهای زمین‌ساختی بالا آمده روی صفحه عربی است که از روند گسلی شمالی-جنوبی پیروی می‌کند و حوضه خلیج فارس را به دو زیر حوضه خاوری و باختری تقسیم کرده است. ستبرای رسوبات در زیر حوضه باختری ۶/۷ کیلومتر و در زیر حوضه خاوری ۵/۲ کیلومتر است که این ستبرای نسبی رسوبات در مقایسه با نواحی پیرامون (ستبرای ۷ تا ۱۴ کیلومتری رسوبات کمربند چین‌خورده زاگرس) نشان می‌دهد که این بخش در بیشتر دوران پالئوژئوئیک یک بالاآمدگی ساختاری بوده است (Esrafilii - Dizaji & Rahimpour - Bonab, 2009). در زمان‌های گذشته زمین‌شناسی، ایالت‌های مختلف زاگرس سرگذشت یکسان زمین‌ساختی و رسوب‌گذاری با ایالت کمان قطر-فارس جنوبی داشته‌اند و بخش‌های مختلف زاگرس محصول ۴ مرحله مختلف زمین‌شناسی هستند که با تفاوت‌های کمی در جزئیات آن، در مورد ایالت کمان قطر-فارس نیز این مراحل صادق است

حوضه خلیج فارس در منطقه خاورمیانه به عنوان یکی از مهم‌ترین حوضه‌های هیدروکربنی جهان مطرح است. میدان پارس جنوبی در موقعیت ۵۲ تا ۵۲/۵ درجه خاوری و ۲۶/۵ تا ۲۷ درجه شمالی قرار دارد. این میدان در ۱۰۵ کیلومتری جنوب بندر عسلویه و در ۱۷۵ کیلومتری غرب جزیره کیش، در آب‌های خلیج فارس جای دارد. وسعت میدان مشترک در بخش ایرانی ۳۷۰۰ کیلومتر مربع و در بخش قطری ۶۰۰۰ کیلومتر مربع است (آقازاده، ۱۳۸۸). بخشی از این میدان که در کشور قطر قرار دارد، به نام گنبد شمالی شهرت دارد (شکل ۱). سازند داریان به سن آپتین در بزرگ‌ترین میدان گازی غیر همراه جهان، یعنی پارس جنوبی، به عنوان یکی از سازندهای مخزن نفتی مطرح است (Rahmani et al., 2010). در این مطالعه، برای اطلاع از وضعیت رخساره‌های سازند داریان-که در بررسی‌های دیاژنزی لازم است- سعی شده است تا در ابتدا رخساره‌های شناسایی شده معرفی شود و سپس با بررسی فرایندهای دیاژنزی تأثیرگذار بر سازند اشاره شده، کیفیت مخزنی آن مورد ارزیابی قرار گیرد. امید است تا نتایج این مطالعه بتواند به بهره‌برداری بهتر و بهینه از سازند داریان در این میدان مشترک و استراتژیک کمک کند.

## ۲- روش مطالعه

روش مطالعه مبتنی بر بررسی مطالعات پیشین، مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی حاصل از ۳ حلقه چاه SPO-1، SPO-2 و SPO-3 و همچنین داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه‌ها و لاگ‌های نمودارگیری چاه‌های یاد شده است، که منجر به شناسایی و تعیین رخساره‌ها، تفسیر محیط رسوبی و شناخت فرایندهای دیاژنزی و تأثیر آنها بر کیفیت مخزنی شده است. به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت، نمونه‌ها

همچنین محدود بودن سیمان کربناته دریایی و میکرایتی شدن ذرات اسکلتی نیز نشان از انرژی پایین و محیط دریایی لاگون دارد (Flügel, 2010). این رخساره تقریباً معادل با RMF 17 (Flügel 2010) است.

**وگستون - پگستون پلوییدی بایوکلستی (Bioclast Peloid Wackstone to Packstone) (L<sub>1</sub>):** این رخساره نیز در هر سه چاه SPO-1، SPO-2 و SPO-3 وجود دارد. در این رخساره آلوکم‌ها در زمینه‌ای از میکرایت قرار دارند. پلویید با فراوانی حدود ۱۵ تا ۳۵ درصد و در اندازه‌های ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر و دانه‌های اسکلتی با حدود ۱۵ درصد مهم‌ترین آلوکم‌های این رخساره هستند. اینتراکلت دیگر دانه غیر اسکلتی است که به میزان حدود ۵ درصد در این رخساره دیده می‌شود. اینتراکلت‌ها بیشتر از دیدگاه اندازه در محدوده ماسه قرار دارند و قطعات خرد شده‌ای از فسیل درون آنها دیده می‌شود. دانه‌های اسکلتی را روزن‌بران کفزی و قطعاتی از خارپوستان، نرم‌تنان، جلبک‌های داسی‌کلاداسه، لیتوکودیوم اگرگاتوم و باسینلا ایرگولاریس تشکیل می‌دهند (شکل ۲- C). در این رخساره نیز شماری از دانه‌های اسکلتی میکرایتی شده‌اند. تشخیص منشأ پلوییدها آسان نیست و به نظر می‌رسد که بیشتر آنها محصول میکرایتی شدن دیگر دانه‌ها هستند. از سوی دیگر با توجه به حضور نرم‌تنان (گاستروپود و دوکفه‌ای) احتمالاً بخشی از پلوییدها که شکل یکنواخت و کوچک دارند منشأ دفعی داشته باشند. وجود زمینه بیشتر میکرایتی، محدود بودن سیمان کربناته دریایی و میکرایتی شدن ذرات اسکلتی نشان‌دهنده انرژی پایین و محیط دریایی لاگون است (Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2010). می‌توان این رخساره را معادل با RMF 20 (Flügel 2010) در نظر گرفت.

**وگستون - گریستون پلوییدی بایوکلستی (Bioclast Peloid Packstone to grainstone) (L<sub>2</sub>):** در این رخساره پلویید و دانه‌های اسکلتی به ترتیب با فراوانی ۳۵ تا ۶۰ و ۱۰ تا ۲۰ درصد بیشترین فراوانی را در میان آلوکم‌ها دارند. مقدار اینتراکلت در این رخساره حدود ۸ درصد و بیشتر از رخساره پیشین است. میلیولید، تکستولاریا و روزن‌بران کفزی دیگر، جلبک‌های سالیپنگوپورلا دیناریکا و اکتینوپورلا پودولیکا، لیتوکودیوم اگرگاتوم - باسینلا ایرگولاریس به همراه نرم‌تنان، خارپوستان، استراکد و براکیوپود دانه‌های اسکلتی این رخساره را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از کربنات کلسیم دانه‌ریز تا سیمان قرار دارند (شکل ۲- D). میکرایتی شدن، برخی از دانه‌ها را در این رخساره تحت تأثیر قرار داده است. با توجه به وجود روزن‌بران از نوع تکستولاریا و نیز میلیولید که شاخص محیط لاگون هستند، محیط تشکیل این رخساره را می‌توان به لاگون نسبت داد (Geel, 2000; Bassi et al., 2007). با اینکه به دلیل حضور موجودات مؤثر در میکرایتی شدن دانه‌ها (مانند میلیولید و جلبک‌ها) دست کم بخشی از پلوییدها می‌تواند منشأ میکرایتی شدن باشد و یا به واسطه حضور نرم‌تنان حاصل دفع آنها باشد، ولی با این حال اندازه متغیر تعداد قابل توجهی از پلوییدها و زاویه‌دار بودن آنها می‌تواند نشان از منشأ لیتوکلستی آنها داشته باشد (Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2010). بنابراین وجود پلویید با منشأ لیتوکلستی به همراه اینتراکلت که مقدار آن بیشتر از رخساره پیشین است و نیز حضور سیمان کربناته در زمینه، بیان‌کننده انرژی به نسبت بالای محیط لاگون به‌طور موقت و گاهی از اوقات است؛ بنابراین محیط لاگون باز برای این رخساره در نظر گرفته می‌شود که معادل با RMF 20 (Flügel 2010) است. رخساره اشاره شده تنها در چاه‌های SPO-2 و SPO-3 شناسایی شده است.

**باندستون جلبکی (Algal boundstone) (L<sub>3</sub>):** این رخساره در چاه‌های SPO-1 و SPO-2 دیده می‌شود. لیتوکودیوم اگرگاتوم - باسینلا ایرگولاریس، جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه و جلبک سرخ مهم‌ترین اجزای اسکلتی این رخساره هستند. خارپوست، گاستروپود، دوکفه‌ای، براکیوپود، مرجان، رودیست و روزن‌بران کفزی از دیگر دانه‌های اسکلتی این رخساره هستند که فراوانی کمتری دارند. از دانه‌های

(Alavi, 2004). از زمان نئوپروتروزوییک تا کربنیفر، توالی‌ها به‌طور کلی در یک حاشیه غیر فعال قاره‌ای پایدار در شمال خاور خشکی گندوانا نهشته شده‌اند. از زمان پرمین تا تریاس فعالیت دوباره یک سری گسل‌های عادی و گسترش گرابین‌ها و نیمه‌گرابین‌ها در ارتباط با باز شدن نوتتیس بوده است. رسوبات کربناتی در این زمان در زاگرس و ایالت کمان قطر - فارس جنوبی بیشتر در یک سکوی حاشیه پانگه‌آ نهشته شده است (Alavi, 2004; Insalaco et al., 2006). از زمان ژوراسیک تا کرتاسه پسین یک حاشیه غیر فعال جدید (فلات قاره‌ای کم‌ژرفا) برای رسوب‌گذاری فراهم آمد که حاصل آن نهشته شدن توالی‌های ژوراسیک تا کرتاسه پسین است. از زمان تورونین پسین تا حال برخورد قاره‌ای، ایجاد حوضه پروفورلند و بسته شدن نوتتیس در این مناطق رخ داده است (آقازاده، ۱۳۸۸). در میدان پارس جنوبی سازند داریان با سن کرتاسه زیرین (آپتین) به عنوان سنگ مخزن نفت شناخته می‌شود. این سازند بخشی از ستون چینه‌شناسی کرتاسه زاگرس است. سازند داریان در چاه‌های SPO-1، SPO-2 و SPO-3 میدان پارس جنوبی به ترتیب با ستبرای ۱۰۹، ۱۱۳ و ۱۱۴ متر گسترش دارد. قرارگیری سازند داریان با ترکیب سنگ‌شناسی آهک، شیل و مارن در میان سازندهای شیلی ژرف گدوان (در زیر) و کم ژرفای کژدمی (در بالا) به عنوان دو سازند مادر هیدروکربور در میدان نفت و گاز پارس جنوبی (Rahmani et al., 2010) و همچنین وجود ناپوستگی بزرگ جهانی در پایان آپتین (Alsharhan & Narin, 1997) که موجب رخنمون تحت‌الجوی و دیاژنز مربوط در سازند داریان شده است، همگی شرایط مناسبی را برای میزبانی هیدروکربور فراهم آورده‌اند.

#### ۴- رخساره‌های رسوبی

در این مطالعه ۹ رخساره کربناته و ۱ رخساره آواری شناسایی شده و در ۴ مجموعه رخساره‌ای قرار گرفته‌اند که از سوی خشکی به دریا به شرح زیر توصیف می‌شوند:

##### ۴-۱. مجموعه رخساره‌های پهنه‌کننده (T)

**مادستون (Mudstone) (T<sub>1</sub>):** این رخساره تنها در چاه‌های SPO-1 و SPO-2 شناسایی شده است. رخساره مزبور بدون آلوکم است و تنها در شمار کمی از مقاطع نازک، قطعات ریز بایوکلست که تنها قطعات خارپوست آن قابل شناسایی است، با فراوانی حدود ۱ تا ۳ درصد به‌صورت خرد شده و در زمینه‌ای از گل آهکی دیده می‌شود (شکل ۲- A). به علت نبود شول یا تپه‌های حاشیه‌ای در رمپ و یا پیوسته نبودن آنها، فسیل‌های دریایی باز مانند اکتینوید، توسط جریان‌های دریایی به بخش‌های کم‌ژرفا آورده می‌شود (عبدالمالکی و همکاران، ۱۳۹۲). گرچه شواهد کاملی در تفسیر این رخساره برای تشکیل در پهنه‌کننده وجود ندارد ولی با توجه به نبود فسیل در این رخساره، بافت دانه‌ریز آن و در مواردی قطعات ناچیزی از فسیل‌های خرد شده که می‌تواند نشانه‌ای از حمل و نقل بر اثر امواج کشنده از مناطق دیگر به منطقه ساحلی باشد، محل تشکیل این رخساره به احتمال محیط کشنده بوده و با RMF 19 (Flügel 2010) قابل مقایسه است.

##### ۴-۲. مجموعه رخساره‌های لاگون (L)

**مادستون - وگستون بایوکلستی (Bioclast Mudstone to Wackstone) (L<sub>1</sub>):** رخساره مادستون - وگستون بایوکلستی در هر سه چاه SPO-1، SPO-2 و SPO-3 دیده می‌شود. آلوکم‌های این رخساره را دانه‌های اسکلتی به میزان ۵ تا ۲۰ درصد تشکیل می‌دهد. این دانه‌ها شامل جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه، لیتوکودیوم اگرگاتوم و باسینلا ایرگولاریس، نرم‌تنان، خارپوستان و روزن‌بران کفزی همچون میلیولید و تکستولاریا هستند که به‌صورت پراکنده در متنی از گل آهکی قرار دارند. میکرایتی شدن از پدیده‌هایی است که در برخی از دانه‌های اسکلتی این رخساره دیده می‌شود (شکل ۲- B). وجود روزن‌بران کفزی به همراه جلبک سبز نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در زیر محیط لاگون است (Adabi et al., 2010; Flügel, 2010).

مرجانی کومه‌ای است که در مقاطع نازک به صورت بافت فریمستونی مشخص است. محیط تشکیل چنین رخساره‌ای انتهایی ریمپ داخلی تا ابتدای ریمپ میانی تشخیص داده شده (Flugel, 2010) و معادل با RMF 12 (Flugel, 2010) است.

**۴-۳. مجموعه رخساره‌ای ریمپ میانی (M)**  
**۴-۳. وکستون - پکستون نرم تن دار اکتینویدی (Echinoid Mollusk Wackstone to Packstone)**  
 (M<sub>1</sub>): آلوکم‌های اصلی این رخساره را نرم‌تنان (گاستروپودها و دوکفه‌ای‌ها) و خارپوستان به ترتیب با فراوانی حدود ۱۰ تا ۲۵ و ۱۰ تا ۱۵ درصد تشکیل می‌دهند. اربیتولین، لنتیکولینا، دبارینا و شوفاتلادسیپینس از روزن‌بران کفزی و رودیست، براکیوپود، جلبک سرخ، جلبک سبز و لیتوکودوم اگرگاتوم - باسینلا ایرگولاریس از دیگر دانه‌های اسکلتی هستند که در مجموع به صورت دانه‌های فرعی کمتر از ۱۰ درصد فراوانی دارند (شکل ۲-۲). با توجه به مقدار قابل توجه خارپوستان در این رخساره و از آنجایی که خارپوستان موجوداتی دریایی هستند، هر چند برخی از انواع در محدوده لاگون و خلیج دهانه‌ای با آب‌های لب‌شور نیز زندگی می‌کنند (Hess et al., 2002) و با توجه به وجود فسیل‌های لنتیکولینا، شوفاتلادسیپینس و اربیتولین که معرف محیط‌های دریای باز و زیر سطح اثر امواج عادی دریاست (Immenhauser et al., 2004) و مقایسه این رخساره با Flugel (2010) RMF 7، محدوده گسترش آن ریمپ میانی تشخیص داده می‌شود. این رخساره در چاه‌های SPO-1، SPO-2، SPO-3 دیده می‌شود.

**۴-۴. مجموعه رخساره‌ای ریمپ بیرونی (O)**  
**۴-۴. شیل (Shale) (O)**: این رخساره از شیل‌های متورق و پیریتی تشکیل شده و دارای فسیل‌های کمی از اربیتولین است. رخساره شیلی متعلق به بخش هوار از سازند داریان و از رخساره‌های آواری این سازند است که در هر سه چاه SPO-1، SPO-2، SPO-3 (شکل ۳) و SPO-3 گسترش دارد.

به‌طور کلی، بخش هوار سازند داریان از لایه‌های متناوب شیل متورق و پیریتی و مارن همراه با سنگ‌آهک کرم رنگ و آرژیلی تشکیل شده است. چنین رسوباتی متعلق به بخش ژرف دریای باز هستند و در موقعیت ریمپ بیرونی نهشته شده‌اند؛ در منطقه‌ای زیر سطح امواج توفانی دریا که لیتوفاسیس‌های معمول آن لایه‌هایی از آهک، شیل و مارن به‌صورت متناوب است (آدابی و عباسی، ۱۳۸۸).

## ۵- مدل رسوبی

تدریجی بودن تبدیل رخساره‌ها به یکدیگر، تشکیل نشدن سدهای بایوکستی پیوسته و گسترده توسط موجودات ریف‌ساز (صفدری ادیمی و همکاران، ۱۳۸۹)، نبود و یا کم بودن موجودات سازنده ریف مانند رودیست‌ها و دیده نشدن آثار اسلامپ و جریان‌های خرده‌دار در نمونه‌های مطالعه شده، نشان‌دهنده تشکیل رسوبات در یک محیط کم شیب و با تغییر تدریجی در شیب و ژرفا مانند ریمپ هم‌کلینال است (آقازاده و همکاران، ۱۳۸۸). گستردگی زیاد رخساره‌های گل‌پشتیان و گسترش نیافتن رخساره شول نشان از انرژی به نسبت پایین محیط ریمپ دارد. مدل رسوبی سازند داریان در شکل ۴ نشان داده شده است.

## ۶- دیاژنز

میکریتی شدن، آشفستگی زیستی، فابریک ژئوتال، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، سیمانی شدن، نوشکلی، جانیشینی، انحلال، شکستگی و پرشدگی مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی مشخص شده در سازند داریان هستند.

### ۶-۱. میکریتی شدن (Micritization)

فرایند میکریتی شدن از نخستین فرایندهای دیاژنزی است که در محیط فریاتیکی دریایی و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب رخ می‌دهد (El-saiy & Jordan, 2007). این فرایند به واسطه تکرار فعالیت میکروارگانیسم‌ها از جمله سیانوباکتری‌ها، جلبک‌ها و قارچ‌ها بر سطح آلوکم‌ها رخ می‌دهد (Garcia-pichel, 2006). در سازند داریان آلوکم‌ها و به‌ویژه دانه‌های اسکلتی تحت تأثیر فرایند میکریتی شدن قرار گرفته‌اند. با توجه به گسترش زیاد جلبک‌ها در سازند داریان و به‌ویژه رخساره‌های لاگونی، چنین به نظر می‌رسد که جلبک‌های سبز و سرخ و به‌ویژه جلبک‌های سبز که در این سازند نسبت به جلبک‌های سرخ فراوانی بیشتری دارند، آلوکم‌ها را تحت

غیراسکلتی نیز پلویید به مقدار ناچیز و در حدود ۳ درصد وجود دارد. آلوکم‌های یاد شده در زمینه‌ای از میکرایت قرار دارند. محل گسترش چنین رخساره‌ای محیط‌های لاگونی و ریفی (کومه‌ای یا منفرد) است (Flugel, 2010) که در این مطالعه با توجه به رخساره‌های پیش و پس آن، محیط لاگون و به احتمال زیاد همراه با ریف کومه‌ای، تشخیص داده شده و با Flugel (2010) RMF 12 قابل مقایسه است (شکل ۲-۲).

### ۴-۳. مجموعه رخساره‌ای ریمپ میانی (M)

**۴-۳. وکستون - پکستون نرم تن دار اکتینویدی (Echinoid Mollusk Wackstone to Packstone)**  
 (M<sub>1</sub>): آلوکم‌های اصلی این رخساره را نرم‌تنان (گاستروپودها و دوکفه‌ای‌ها) و خارپوستان به ترتیب با فراوانی حدود ۱۰ تا ۲۵ و ۱۰ تا ۱۵ درصد تشکیل می‌دهند. اربیتولین، لنتیکولینا، دبارینا و شوفاتلادسیپینس از روزن‌بران کفزی و رودیست، براکیوپود، جلبک سرخ، جلبک سبز و لیتوکودوم اگرگاتوم - باسینلا ایرگولاریس از دیگر دانه‌های اسکلتی هستند که در مجموع به صورت دانه‌های فرعی کمتر از ۱۰ درصد فراوانی دارند (شکل ۲-۲). با توجه به مقدار قابل توجه خارپوستان در این رخساره و از آنجایی که خارپوستان موجوداتی دریایی هستند، هر چند برخی از انواع در محدوده لاگون و خلیج دهانه‌ای با آب‌های لب‌شور نیز زندگی می‌کنند (Hess et al., 2002) و با توجه به وجود فسیل‌های لنتیکولینا، شوفاتلادسیپینس و اربیتولین که معرف محیط‌های دریای باز و زیر سطح اثر امواج عادی دریاست (Immenhauser et al., 2004) و مقایسه این رخساره با Flugel (2010) RMF 7، محدوده گسترش آن ریمپ میانی تشخیص داده می‌شود. این رخساره در چاه‌های SPO-1، SPO-2، SPO-3 دیده می‌شود.

**۴-۳. وکستون - پکستون اربیتولین‌دار (Orbitolina Wackstone to Packstone)**  
 (M<sub>2</sub>): این رخساره در چاه‌های SPO-1 و SPO-2 شناسایی شده است. اربیتولین‌ها آلوکم اصلی این رخساره به میزان ۱۰ تا ۵۰ درصد است که به‌صورت اربیتولین‌های مخروطی و دیسکی شکل و کشیده دیده می‌شوند (شکل‌های ۲-۲ H و G). آلوکم‌های فرعی این رخساره را که مجموع آنها کمتر از ۱۰ درصد است، روزن‌بران کفزی همچون لنتیکولینا، شوفاتلادسیپینس، پری کریسالدینا اینفرا کرتاسه آ و دانه‌های اسکلتی دیگری از نرم‌تنان، خارپوستان، استراکود، براکیوپود، رودیست و جلبک سرخ تشکیل می‌دهد. در این رخساره، ریخت‌شناسی اربیتولین‌ها با توجه به ژرفا تغییر می‌کند. بر پایه بررسی‌های انجام شده توسط Simmons et al. (2000) و Pittet et al. (2002)، اربیتولین‌های دیسکی شکل و کشیده معمولاً در مناطق ژرف‌تری نسبت به اربیتولین‌های مخروطی شکل می‌زیسته‌اند. به‌طوری که در بخش‌های با نور و انرژی بالای ریمپ میانی، اربیتولین‌ها حالت مخروطی داشته‌اند (شکل ۲-۲ G) و به تدریج به سوی نواحی ژرف‌تر، متناسب با کاهش نور، انرژی و جلبک‌های هم‌زیست، اربیتولین‌ها به تدریج به شکل‌های پهن‌تر و کشیده‌تر تغییر شکل داده‌اند؛ به‌طوری که در انتهایی ریمپ میانی تنها شمار کمی از اربیتولین‌های به شدت پهن و بسیار کشیده دیده می‌شود (شکل ۲-۲ H) که در رخساره وکستونی شناورند؛ همان‌گونه که امیری و همکاران (۱۳۹۰) نیز چنین اظهار داشته‌اند. بنابراین حدود گسترش این رخساره ابتدا تا انتهایی ریمپ میانی است.

**۴-۳. فریمستون (Framestone) (M<sub>3</sub>):** رخساره فریمستونی در چاه‌های SPO-1 و SPO-2 دیده می‌شود. قطعات به نسبت بزرگی از مرجان‌ها و رودیست‌های برج‌ها که گاه با لیتوکودوم اگرگاتوم - باسینلا ایرگولاریس همراه هستند، با اندازه بیش از ۲ میلی‌متر، آلوکم‌های اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۲-۲ I و J). نرم‌تنان (گاستروپود و دوکفه‌ای)، جلبک‌های سبز، اربیتولین‌ها و خارپوستان، آلوکم‌های فرعی این رخساره هستند. همراه بودن مرجان‌ها با لیتوکودوم اگرگاتوم معمولاً در ریمپ‌های با انرژی پایین و در بخش‌های میانی ریمپ رخ می‌دهد (Olivier et al., 2008). بنابراین با هم بودن مرجان‌ها و لیتوکودوم اگرگاتوم - باسینلا ایرگولاریس که گسترش چندانی هم ندارند، احتمالاً بیانگر یک ریف جلبکی -

فشرده‌گی شیمیایی با محیط رسوب‌گذاری و فرایندهای دیاژنز سطحی ارتباط دارد (Machel, 2005). در نمونه‌های مورد مطالعه آثار فشرده‌گی شیمیایی کم و بیش به صورت رگه‌های انحلال فشاری و استیلولیت (شکل ۲-۲) تقریباً در همه رخساره‌های کربناته دیده می‌شود. سطوح انحلالی در استیلولیت‌ها می‌تواند محلی برای مهاجرت سیال‌ها باشد؛ البته در بسیاری از اوقات به علت تجمع مواد غیر کربناته نامحلول در امتداد استیلولیت‌ها این عوارض به صورت سدهای غیر قابل نفوذ رفتار می‌کنند (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴). شواهد نشان می‌دهد که فرایند استیلولیتی شدن در سازند داریان هم موجب افزایش و هم کاهش کیفیت مخزنی شده است؛ ولی اثر آن با توجه به گسترش کم استیلولیت‌ها زیاد نیست. در مواقعی که میان سطوح استیلولیت مواد نامحلول وجود دارد، این سطوح به صورت سدهای نفوذناپذیر در برابر جریان سیال‌ها رفتار می‌کنند (گوشه پایین سمت چپ در شکل ۲-۲) و سبب کاهش کیفیت مخزنی می‌شوند و در مواردی که این سطوح باز است، به صورت مجاری عبور سیال‌ها رفتار می‌کنند (مرکز شکل ۲-۲) و موجب افزایش کیفیت مخزنی (علی‌آبادی و همکاران، ۱۳۹۱) می‌شوند.

#### ۶-۵. سیمانی شدن (Cementation)

بر پایه مطالعات انجام شده، سیمان‌های شناسایی شده در سازند داریان از نوع کلسیتی و اکسید آهن هستند. سیمان‌های کلسیتی عبارتند از سیمان حاشیه‌ای هم‌ستبرای، موزاییک هم‌بعد، موزاییک دروزی، بلوکی، رورشدی هم‌محور، هم‌بعد ریزبلور و پویی کیلوتوپیک. سیمان‌های موزاییک هم‌بعد، بلوکی و موزاییک دروزی فراوان‌ترین سیمان‌های دیده شده در نمونه‌های مورد مطالعه هستند. این سیمان‌ها در برخی از موارد ماکل‌دار و با استیلولیت‌ها، رگه‌های انحلال فشاری و پیریت‌های ثانویه همراه هستند و گاه شکستگی‌ها را هم پر کرده‌اند و گاه نیز با چنین آثاری همراه نیستند و ویژگی‌های یادشده را ندارند که نشان می‌دهد بخشی از این سیمان‌ها در محیط دیاژنز جوی و بخشی نیز در محیط دیاژنز تدفینی تشکیل شده‌اند.

– **سیمان حاشیه‌ای هم‌ستبرای (Isopachous cement):** سیمان حاشیه‌ای هم‌ستبرای در محیط‌های دیاژنزی اولیه دریایی تشکیل شده است و از سیمان‌های نسل اول به شمار می‌رود (Sanders, 2001; Haijun et al., 2006). این نوع سیمان به صورت سوزنی و رشته‌ای، پیرامون دانه‌ها و فضای خالی تشکیل می‌شود (Haijun et al., 2006). سیمان یاد شده در رخساره پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی در پیرامون دانه‌های پلویید، اینتراکلت و بایوکلت تشکیل شده است (شکل ۶-۶). A.

– **سیمان موزاییک هم‌بعد (Equant mosaic cement):** این سیمان در محیط‌های دیاژنزی دفنی و آب شیرین (Cantrell, 2006) تشکیل می‌شود و با توجه به اینکه این نوع سیمان بیشتر پس از سنگ‌شدگی و تحمل فشرده‌گی رسوبات در محیط‌های دفنی و پس از رسوب سیمان‌های اولیه تشکیل می‌شود، از سیمان‌های نسل دوم به شمار می‌رود (Flugel, 2010). سیمان اشاره شده غیر از رخساره‌های مادستون و فلوئتستون در دیگر رخساره‌های کربناته این سازند، فضای برخی از تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای را در محیط دیاژنز جوی پر کرده (شکل ۶-۶) و در محیط دیاژنز دفنی نیز افزون بر پر کردن برخی از تخلخل‌های یاد شده، برخی از تخلخل‌های حاصل از شکستگی‌ها را هم در رخساره‌های کربناته (به جز مادستون و فلوئتستون) پر کرده است (۶-۶). C.

– **سیمان موزاییک دروزی (Drusy mosaic cement):** به صورت افزایش در اندازه بلورها و با مرزهای بین بلوری مسطح به سوی مرکز حفرات دیده می‌شود. این نوع سیمان بیشتر در محیط دیاژنز جوی تشکیل می‌شود، اگر چه در محیط دفن ژرف نیز یافت می‌شود (Flugel, 2010). سیمان دروزی در رخساره‌های کربناته سازند داریان، به جز رخساره‌های مادستون و فلوئتستون، به صورت پرکننده تخلخل‌های حفره‌ای و قالبی در محیط‌های دیاژنزی جوی و دفنی دیده می‌شود (شکل‌های ۶-۶ D و E).

– **سیمان بلوکی (Blocky cement):** سیمان‌های بلوکی افزون بر محیط‌های جوی، در محیط‌های دفنی نیز تشکیل می‌شوند (Tucker, 2001; Flugel, 2010). این سیمان

تأثیر قرار داده‌اند. فرایند میکرایتی شدن دانه‌ها در این سازند بیشتر در سه رخساره لاگونی مادستون- وکستون بایوکلسیتی، وکستون- پکستون پلوییدی بایوکلسیتی و پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی و بیشتر در پیرامون دانه‌های اسکلتی نرم تان و روزن‌بران کفزی مانند تکستولاریا، میلیولید، نازاتا و گادرینا دیده می‌شود (شکل ۲-۲). B. فرایند میکرایتی شدن به علت محدود بودن نقش چندان در کیفیت مخزنی این سازند ندارد.

#### ۶-۲. آشفته‌گی زیستی (Bioturbation)

بهم ریختگی رسوبات پس از ته‌نشست توسط موجودات و به‌ویژه موجودات حفار در محیط دریایی از فرایندهای دیاژنزی است که معمولاً رخ می‌دهد. سخت‌پوستان و کرم‌ها از موجوداتی هستند که سهم بسزایی در ایجاد آثار آشفته‌گی زیستی دارند. در مناطقی که آشفته‌گی‌های زیستی بزرگ‌مقیاس توسط رسوب پر شده باشند، سبب افزایش انتخابی تراوایی می‌شوند (Tucker, 2001). آشفته‌گی‌های زیستی به خوبی در محیط‌های لاگونی شکل می‌گیرد و رخساره‌های گلی در شرایط کم‌انرژی و زیر سطح FWWB نهشته می‌شوند (Flugel, 2010). در مقاطع میکروسکوپی سازند داریان آثار آشفته‌گی زیستی به صورت لکه‌لکه دیده می‌شود که از دید بافت و رنگ با پیرامون خود متفاوت هستند. این آثار در رخساره‌های لاگونی مادستون- وکستون بایوکلسیتی (شکل ۵-۵) A و باندستون جلبکی از این سازند دیده می‌شود. هر چند در مواردی فرایند زیست‌آشفته‌گی و حفاری موجودات می‌تواند سبب ایجاد ناهمگونی در بافت و در نتیجه تخلخل و تراوایی سنگ شود، ولی تأثیر آن بر خواص مخزنی بیشتر قابل توجه نیست (هنرمند و امینی، ۱۳۹۱).

#### ۶-۳. فابریک ژئوپتال (Geopetal fabric)

ته‌نشست گل در بخش زیرین حفرات، در محیط‌های دریایی فابریک ژئوپتال ایجاد می‌کند. بخش بالایی حفرات ممکن است بدون رسوب باشد و یا اینکه در اثر رسوب‌گذاری سیمان پر شود. این فابریک در رخساره‌های لاگونی (مادستون- وکستون بایوکلسیتی) و رمپ میانی (وکستون- پکستون اریتولین دار) (شکل ۵-۵) B سازند داریان به مقدار کم دیده می‌شود و از فابریک‌های دیاژنزی است. فابریک اشاره شده به علت گستردگی کمی که دارد، در کیفیت مخزن تغییری ایجاد نکرده است.

#### ۶-۴. فشرده‌گی (Compaction)

فشرده‌گی مجموعه فرایندهایی است که حجم توده سنگ‌ها را کاهش می‌دهد (Flugel, 2010). فشرده‌گی رسوبات ناشی از ۳ نوع فشار هیدرواستاتیک، لیتواستاتیک و مستقیم (حاصل نیروهای زمین‌ساختی) است (Moore, 2001). فشرده‌گی اعمال شده در سازند داریان شامل فشرده‌گی فیزیکی و شیمیایی است:

– **فشرده‌گی فیزیکی (Physical compaction):** فشرده‌گی فیزیکی مهم‌ترین فرایندی است که سبب آرایش نزدیک‌تر دانه‌ها، شکسته شدن بایوکلت‌ها و فشرده‌گی و خم‌شدگی آلوکم‌ها می‌شود (Flugel, 2010) و تأثیر منفی بر کیفیت مخزنی دارد (عظیمی و همکاران، ۱۳۹۰). وجود سیمان در میان دانه‌ها و نیز سیمان‌های دور دانه‌ها (فتحی و همکاران، ۱۳۹۳) یکی از عواملی است که سبب کاهش فشرده‌گی در رخساره پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی سازند مورد مطالعه شده است؛ به طوری که در این رخساره آثار فشرده‌گی فیزیکی دیده نمی‌شود. به طور کلی، فشرده‌گی فیزیکی بر کیفیت مخزنی سازند داریان مؤثر بوده و سبب کاهش کیفیت مخزنی شده است؛ طوری که آثار آن به صورت متراکم شدن و در هم رفتگی (شکل ۲-۲) H و شکستگی دانه‌ها (شکل ۵-۵) C در رخساره‌های مادستون- وکستون بایوکلسیتی، و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکیونیدی و وکستون- پکستون اریتولین‌دار دیده می‌شود.

– **فشرده‌گی شیمیایی (Chemical Compaction):** این فشرده‌گی با افزایش ژرفا رخ می‌دهد و به صورت رگه‌های انحلال فشاری و استیلولیت در سنگ‌ها دیده می‌شود.



## ۶-۷. جانشینی (Replacement)

فرایند جانشینی به صورت پیریتی شدن (Pyritization) و سیلیسی شدن (Silicification) رفتار کرده است.

**پیریتی شدن (Pyritization):** در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده، پیریت به صورت بی شکل و یا شکل دار تقریباً در همه رخساره‌های کربناته و رخساره شیلی این سازند دیده می‌شود. بلورهای یوهدرال پیریت یکی از اشکال متداول پیریت است که در مرحله دیاژنز اولیه به وجود می‌آید (Taylor & Macquaker, 2000). این کانی در مرحله دیاژنز اولیه از واکنش سولفید (حاصل از احیای سولفات‌ها) با آهن دوظرفیتی یا سه‌ظرفیتی (حاصل از احیای باکتریایی  $Fe^{+3}$ ) تشکیل می‌شود (Taylor & Macquaker, 2000). در برخی از نمونه‌های مطالعه شده، پیریت در فضای میان ذرات گل‌آهکی بیشتر به صورت یوهدرال (E-5) تشکیل شده است. پیریت همچنین در شرایط دفنی کم‌ژرفا تا ژرف تشکیل شده است و به صورت پرنکنده مجاری رگه‌های انحلال فشاری، استیلولیت‌ها (شکل ۶-۶c)، تخلخل‌های حفره‌ای ثانویه و نیز جانشینی سیمان کلسیت اسپاری و بایوکلسیت (شکل ۵-۵F) (سیبانی و همکاران، ۱۳۸۹) دیده می‌شوند. تجمع پیریت‌ها در امتداد سطوح استیلولیت‌ها و رگه‌های انحلال فشاری به احتمال به عنوان سدی در برابر عبور سیال‌ها از این سطوح رفتار کرده که در نتیجه سبب کاهش کیفیت مخزنی شده است (شکل ۶-۶C).

**سیلیسی شدن (Silicification):** سیلیسی شدن به مقدار ناچیز در رخساره‌های مادستون- و کستون بایوکلسیتی (شکل ۵-۵G)، پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی و باندستون جلبیکی دیده شده است که در آنها سیلیس در فضای میان دانه‌ها، حجرات فیسیلی و حفرات و قالب‌های حاصل از انحلال به فرم جانشینی جای گرفته است. منشأ سیلیس می‌تواند لایه‌های شیلی و مارنی و آهک‌های رس‌دار سازند داریان باشد. سیلیس در شرایط دفن ژرف و به احتمال در نتیجه تبدیل اسمکتیت به ایلیت حاصل شده است (Mcbride, 1989). تأثیر سیلیسی شدن بر کیفیت مخزنی داریان با توجه به ناچیز بودن آن قابل چشم‌پوشی است.

## ۶-۸. انحلال (Dissolution)

یکی از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی که سبب افزایش تخلخل در بسیاری از مخازن کربناته می‌شود، فرایند انحلال است (مرادی و همکاران، ۱۳۹۱). این فرایند سبب ایجاد تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای می‌شود (Lucia, 2007) و به عنوان یک فرایند اصلی در محیط‌های دیاژنزی نزدیک سطح و جوی مطرح است؛ ولی می‌تواند در کف دریا و در طی دفن ژرف نیز صورت پذیرد (Tucker, 2001). انحلال در سازند داریان مهم‌ترین فرایند دیاژنزی است؛ به گونه‌ای که همه رخساره‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. شدت این فرایند در بخشی از رخساره‌های مادستون- و کستون بایوکلسیتی (D-۷)، و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکتیویدی (F-۵)، باندستون جلبیکی (H-۵) و کستون- پکستون اریتولین‌دار (H-۲) قابل توجه است. در بسیاری از نمونه‌های مطالعه شده، این فرایند به صورت انحلال در ماتریکس و دانه‌های اسکلتی دیده شده که سبب ایجاد تخلخل‌های حفره‌ای و قالبی گسترده و فراهم شدن سیمان در محیط دیاژنزی شده است؛ به گونه‌ای که برخی از تخلخل‌های ایجاد شده توسط سیمان پر شده است. با توجه به اینکه انحلال در پهنه جوی بسیار معمول است (پورامینی بزنجان و همکاران، ۱۳۹۱)، چنین انحلال گسترده‌ای می‌تواند در ارتباط با دیاژنز جوی باشد. با این حال، بخش کمتری از انحلال‌های این سازند در محیط دفنی انجام شده است. انحلال در امتداد شکستگی‌ها (شکل ۷-۷E) و استیلولیت‌ها (شکل ۲-۲H) و انحلال سیمان‌های کلسیتی تشکیل شده در مراحل پیشین دیاژنز (شکل ۵-۵F)، همگی نشان‌دهنده انحلال در محیط دیاژنزی دفنی است (قره‌چلو و همکاران، ۱۳۹۲). انحلال، با ایجاد تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای گسترده و گسترش بخشی از این تخلخل‌ها که سبب بزرگ‌تر شدن و اتصال آنها به یکدیگر شده است (شکل ۵-۵H) و نیز گسترش امتداد شکستگی‌ها (شکل ۷-۷E) و در نتیجه افزایش

در محیط‌های دیاژنزی جوی برخی از تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای و در محیط‌های دیاژنزی دفنی نیز برخی از تخلخل‌های حفره‌ای، قالبی و همچنین شکستگی را در رخساره‌های مادستون- و کستون بایوکلسیتی، و کستون- پکستون پلوییدی بایوکلسیتی، و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکتیویدی، باندستون جلبیکی و فریمستونی اشغال کرده است (شکل‌های ۶-F و ۶-G).

**سیمان هم‌بند ریزبلور (Equant fine grain cement):** این سیمان در محیط دیاژنز جوی تشکیل می‌شود (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). در رخساره پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی، فضای بین دانه‌ها توسط این سیمان اشغال شده است (شکل ۲-۲D).

**سیمان رورشدی هم‌محور (Syntaxial overgrowth cement):** سیمان رورشدی در صورتی که دارای ظاهر کدر و ابری باشد، خاص محیط‌های دیاژنز دریایی است و در حالی که بلورهای شفاف و روشن داشته باشد مربوط به محیط‌های جوی و دفنی است (Tucker, 2001). این سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه هم به صورت ابری و هم شفاف دیده می‌شود که نوع اخیر همراه با استیلولیت، رگه‌های انحلال فشاری و پیریت ثانویه است (شکل‌های ۶-H و ۶-I). بنابراین محیط دیاژنزی تشکیل این سیمان دریایی و دفنی است. سیمان رورشدی هم‌محور به مقدار کم در رخساره‌های و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکتیویدی (شکل ۶-H)، پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی، باندستون جلبیکی، فریمستون و فلوتستون (شکل ۶-I) در پیرامون خرده‌های اکتیویدرم دیده می‌شود.

**سیمان پویی‌کیلوئوپیک (Poikilotopic cement):** این سیمان که در حقیقت ایجاد فابریک پویی‌کیلوئوپیک می‌کند، به صورت سیمان کلسیتی درشت‌بلور است که چند دانه را دربر می‌گیرد. سیمان پویی‌کیلوئوپیک در مناطق دفنی (Tucker & Wright, 1990; Ahmad et al., 2006) و جوی (Tucker & Wright, 1990) تشکیل می‌شود. سیمان اشاره شده به مقدار خیلی کم در رخساره پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی همراه با استیلولیت دیده می‌شود که نشان‌دهنده تشکیل آن در محیط دفنی است (شکل ۶-J).

**سیمان آهن‌دار (Fe cement):** این سیمان در اثر ته‌نشست سیال‌های آهن‌دار حاصل شده و بیشتر از نوع هماتیت (آزازاده و همکاران، ۱۳۸۸) است. سیمان هماتیتی در نمونه‌ها با پیریت همراه است و در ماتریکس گلی، درون شکستگی‌ها، امتداد استیلولیت‌ها و رگه‌های انحلال فشاری دیده می‌شود (شکل‌های ۵-A، ۶-K، ۲-H و ۶-C، E، I). همراه بودن اکسید آهن با پیریت، احتمالاً به آهن حاصل از اکسایش پیریت و خروج آهن از پیریت مربوط می‌شود (Weible & Friis, 2004). آهن می‌تواند از لایه‌های شیلی سازند نیز منشأ گرفته باشد که در این صورت حاصل دگرسانی کانی‌های رسی است. این سیمان تقریباً در همه رخساره‌های کربناته سازند داریان به مقدار کم تا زیاد وجود دارد. تشکیل سیمان با هر نوع کانی‌شناسی و فابریکی سبب کاهش فضاهای خالی موجود در سنگ می‌شود (هنرمند و مداحی، ۱۳۹۰) و کیفیت مخزنی را کاهش می‌دهد. بنابراین سیمان‌های یاد شده سبب کاهش کیفیت مخزنی در سازند داریان شده است.

## ۶-۶. نوشکلی (Neomorphism)

نوشکلی می‌تواند از نوع افزایشی یا کاهش‌ی باشد (Flugel, 2010) که در نمونه‌های مطالعه شده بیشتر افزایشی است و به صورت تبدیل کلسیت‌های ریزبلور به درشت‌بلور است. به‌طور کلی در سازند داریان، نوشکلی به صورت تبدیل آراگونیت به کلسیت در برخی از اجزای اسکلتی رخساره‌های کربناته (شکل ۵-۵D)، تبدیل گل‌های آهکی زمینه به بلورهای کلسیت میکرواسپار و اسپار دروغین (شکل ۵-۵D) و نیز پدیده میکرایتی شدن آلومک‌ها (نئومورفیسم کاهش‌ی) که در محیط لاگون رخ داده (شکل ۲-۲B) رفتار کرده است. تأثیر این فرایند بر کیفیت مخزنی آشکار نیست.

چین خوردگی حاصل شده باشند. در برخی از بخش‌های سازند، شکستگی‌های شدید سبب تشکیل بافت برشی در سنگ شده است (شکل ۶-K). شکستگی‌ها در مواردی با اتصال منافذ و تخلخل‌های مجزا به یکدیگر (شکل ۷-D) موجب افزایش تخلخل مؤثر و تراوایی در مخزن شده است. تخلخل کانالی در اثر انحلال در امتداد شکستگی‌ها (شکل ۷-E) و انحلال سیمان کلسیتی در رگه‌های کلسیتی ایجاد شده است. این کانال‌ها گاه به هم مرتبط شده و سامانه کانالی ایجاد کرده‌اند که موجب افزایش کیفیت مخزنی در آن بخش‌ها شده است (شکل ۷-E). تخلخل کانالی بیشتر در رخساره‌های مادستون- و کستون بایوکلسیتی، و کستون- پکستون پلوییدی بایوکلسیتی (شکل ۷-E) و باندستون جلبیکی دیده می‌شود.

#### ۶-۱۱. توالی پاراژنتیکی (Para-genetic sequence)

دیاژنز در ۴ مرحله دریایی، جوی، دفنی و بالاآمدگی سازند دریا را تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۸). میکرایتی شدن دانه‌های اسکلتی، آشفته‌گی زیستی، فابریک ژئوپتال، پیریت‌های یوهدرال در فضای میان ذرات گل‌آهکی، سیمانی شدن با سیمان‌های دریایی شامل سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌سترا در پیرامون آلوکم‌ها (شکل ۶-A) و رورشدی هم‌محور با حالت مه‌آلود در پیرامون دانه‌هایی از خارپوستان (شکل ۶-H)، نشان از تأثیر دیاژنز در مرحله دریایی دارد. آب‌وهوای گرم و مرطوب که در زمان آبتین آغازین- میانی بر کره زمین حاکم بوده است، سبب ذوب یخچال‌ها و بالا آمدن سطح آب دریاها در این زمان شده به گونه‌ای که یکی از مهم‌ترین دوره‌های گلخانه‌ای با بیشترین بالاآمدگی سطح آب دریاها در آبتین زیرین رخ داده است (Keller, 2008). پس از آن در زمان آبتین پایانی- آلبین آغازی آب‌وهوا در همه کره زمین سرد و سبب رخداد دوره یخچالی شده که در نتیجه آن پایین‌افتادگی سطح آب دریاها رخ داده است (Keller, 2008). تغییر سطح آب دریا در زمان رسوب‌گذاری سازند دریا را نیز از این قاعده مستثنی نیست؛ به گونه‌ای که با پایین افتادن سطح آب دریا در این زمان سازند اشاره شده در معرض آب‌های جوی قرار گرفته و دچار دیاژنز جوی شده است (آقازاده، ۱۳۸۸). با قرار گرفتن سازند دریا در محیط دیاژنز جوی، فرایند انحلال به‌طور گسترده روی این سازند عمل کرده و در نتیجه تخلخل‌هایی با پیروی از فابریک و بدون پیروی از فابریک در همه رخساره به وجود آمده است؛ به گونه‌ای که بیشتر دانه‌های اسکلتی که مستعد انحلال بودند (دانه‌های با ترکیب آراگونیتی و یا کلسیت پر منیزیم) حل شده و قالب آنها باقی مانده و تخلخل‌های حفره‌ای فراوانی در نتیجه تخریب دانه‌ها و ماتریکس به وجود آمده است (شکل ۵-H). بخش قابل توجهی از قالب‌ها و حفرات ایجاد شده در این مرحله توسط سیمان‌های جوی کلسیتی از نوع موزاییک هم‌بعد، بلوکی و موزاییک دروزی به‌طور کامل یا ناقص پر شده است (شکل‌های ۶-B، D و F). ته‌نشست سیمان کلسیتی هم‌بعد ریزیلور در میان دانه‌ها، در رخساره پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی نیز در محیط دیاژنز جوی رخ داده است (شکل ۲-D). محیط دیاژنز دفنی نیز در سازند دریا تغییرات زیادی داده است. فشردگی فیزیکی رسوبات سبب نزدیک‌تر شدن، در هم رفتگی، خم‌شدگی و شکسته شدن دانه‌های اسکلتی شده است (شکل‌های ۲-H و ۵-C). با افزایش ژرفای دفن و ادامه فشار، فشردگی شیمیایی موجب تشکیل رگه‌های انحلال فشاری و استیلولیت شده (شکل‌های ۲-H و ۶-C و E) و شکستگی‌های ریزی ایجاد کرده است که برخی از آنها باز هستند و برخی نیز توسط سیمان‌های دفنی پر شده و رگه‌های کلسیتی تشکیل داده‌اند. بخش کمی از انحلال‌های این سازند در طی دفن صورت گرفته است؛ به‌طوری که انحلال در مسیر استیلولیت‌ها، گسترش شکستگی‌های ایجاد شده و ایجاد تخلخل‌های کانالی و همچنین تخریب سیمان‌های پیشین و رگه‌های کلسیتی از آن جمله است (شکل‌های ۲-H، ۵-F و ۷-E). سیمان‌های کلسیتی دفنی و ماکل‌دار از نوع موزاییک هم‌بعد، موزاییک دروزی و بلوکی که معمولاً با رگه‌های انحلال فشاری، استیلولیت و پیریت ثانویه همراه هستند. فضای تخلخل‌های

فضای ذخیره و همچنین مسیر انتقال سیال‌های نفتی، مهم‌ترین نقش را در بالا بردن کیفیت مخزنی سازند دریا داشته است.

#### ۶-۹. شکستگی و پرشدگی (Fracturing and filling)

این فرایند کم و بیش در همه نمونه‌های مورد مطالعه از رخساره‌های کربناته دیده می‌شود. برخی از شکستگی‌ها زمینه و برخی آلوکم‌ها و تعدادی از آنها هم زمینه و هم آلوکم‌ها را قطع کرده (شکل ۵-I)، توسط سیمان کلسیت اسپاری پر شده و به رگه‌های کلسیتی تبدیل شده‌اند (شکل ۵-I).

#### ۶-۱۰. تخلخل (Porosity)

تخلخل‌های شناسایی شده در سازند دریا شامل تخلخل بین دانه‌ای (Interparticle Porosity)، تخلخل درون‌دانه‌ای (Intraparticle Porosity)، تخلخل قالبی (Moldic Porosity)، تخلخل حفره‌ای (Vuggy Porosity)، تخلخل شکستگی (Fracture Porosity) و تخلخل کانالی (Channel Porosity) است. به علت گل‌پشتیبان بودن بیشتر رخساره‌های سازند دریا، تخلخل بین دانه‌ای گسترش چندانی ندارد و تنها در رخساره پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی دیده می‌شود (شکل ۷-A). تخلخل درون‌دانه‌ای به مقدار کم و به‌صورت منافذی درون اسکلت موجودات در رخساره‌های و کستون- پکستون پلوییدی بایوکلسیتی، و کستون- پکستون اریتولین‌دار (شکل ۷-B)، باندستون جلبیکی و فریمستونی دیده می‌شود و به نظر می‌رسد که بر اثر تجزیه مواد آلی درون اسکلت موجودات در طی دیاژنز اولیه حاصل شده باشد. گسترده‌گی فاز سیمان در طی دیاژنز و به‌ویژه دیاژنز جوی سبب از بین رفتن بیشتر این تخلخل‌ها شده، به گونه‌ای که تنها مقدار کمی از آنها باقی مانده است. با توجه به ماهیت این نوع تخلخل‌ها (مجزا بودن) و نبود ارتباط مناسب میان آنها و همچنین کم بودن مقدار آنها، می‌توان گفت که تأثیری بر کیفیت مخزنی ندارند. تخلخل قالبی در سازند دریا متداول است؛ به گونه‌ای که در همه رخساره‌های کربناته به جز رخساره مادستونی، متناسب با پراکندگی فسیل‌ها دیده می‌شود. اسکلت و قطعات اسکلتی با ترکیب آراگونیتی مانند بیشتر نرم‌تان، در اثر دیاژنز و بیشتر دیاژنز جوی دچار انحلال شده و قالب آنها باقی مانده است (شکل ۷-C). در برخی از موارد، در حاشیه قالب‌ها پوشش سخت میکرایتی دیده می‌شود که به علت مقاوم بودن در برابر دیاژنز، حل نشده، باقیمانده و سبب حفظ قالب شده است. این نوع تخلخل ضمن اینکه از تخلخل‌های مجزا به شمار می‌رود، بیشتر توسط سیمان‌های کلسیت اسپاری پر شده (شکل ۵-F) و قالب‌های کم باقیمانده نیز کمتر توسط شکستگی‌ها به هم مرتبط شده‌اند؛ بنابراین تأثیر چندانی بر کیفیت مخزن ندارد. تخلخل حفره‌ای رایج‌ترین نوع تخلخل در این سازند است که آلوکم‌ها و بیشتر زمینه سنگ را تحت تأثیر قرار داده است و در همه رخساره‌ها، به‌ویژه رخساره‌های مادستون- و کستون بایوکلسیتی (شکل ۷-D - V)، و کستون- پکستون اریتولین‌دار، و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکیونیدی و باندستون جلبیکی (شکل ۵-H) دیده می‌شود. برخی از این تخلخل‌ها با سیمان‌های کلسیت اسپاری پر شده‌اند (شکل ۵-F). تخلخل‌های حفره‌ای منفرد نیز نقشی در کیفیت مخزنی ندارند. در بسیاری از موارد به علت گسترش تخلخل‌های حفره‌ای، حفرات به هم متصل شده (شکل ۵-H) و یا اینکه از راه شکستگی‌ها با هم ارتباط پیدا کرده‌اند (شکل ۷-D) که این حالت سبب افزایش تراوایی و بالا بردن کیفیت مخزنی در آن بخش‌ها شده است. تخلخل حاصل از شکستگی کم‌و بیش در همه رخساره‌ها و به‌ویژه رخساره‌های مادستون- و کستون بایوکلسیتی (شکل ۷-D)، و کستون- پکستون پلوییدی بایوکلسیتی (شکل ۶-K) و پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی دیده می‌شود. بخشی از این شکستگی‌ها در شرایط دفنی کم‌ژرفا (مرادی و همکاران، ۱۳۹۱) تشکیل شده‌اند. با توجه به اینکه فرایندهای زمین‌ساختی می‌توانند در مرحله پایانی دیاژنز و در هنگام بالاآمدگی شکستگی‌ها را افزایش دهند (Flugel, 2010)، چنین به نظر می‌رسد که بخش دیگری از شکستگی‌ها و به‌ویژه بخش قابل توجهی از شکستگی‌های باز، در طی بالاآمدگی سازند در اثر

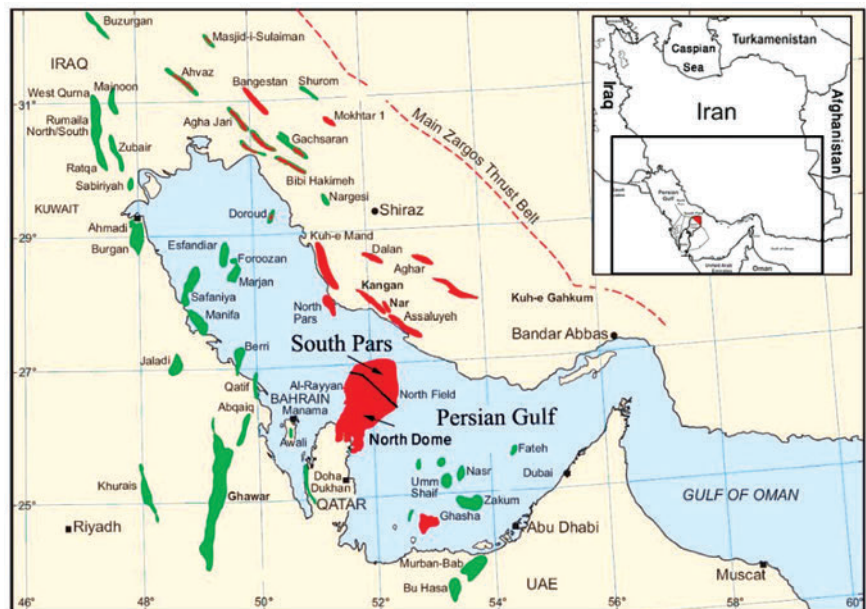
هم‌ستبر، رورشدی هم‌محور، هم‌بعد ریزلور، پویی کیلوتوپیک، موزایک هم‌بعد، موزایک دروزی و بلوکی است. فرایند سیمانی شدن توسط سیمان‌های کلسیتی که بیشتر محصول فرایند انحلال است، موجب از بین رفتن برخی از تخلخل‌ها در بخش‌های بالایی و پایینی سازند داریان شده که در نتیجه تأثیر منفی بر کیفیت مخزنی آن بخش‌ها داشته است. نوشکلی که بیشتر به صورت افزایشی رفتار کرده، تأثیر مهمی بر کیفیت مخزنی نداشته است. از فرایند جانشینی، تشکیل پیریت به فرم جانشینی در امتداد برخی از سطوح استیلولیتی، مانع جریان سیال‌ها و در نتیجه کاهش کیفیت مخزنی شده است؛ ولی به دلیل گسترش کم فرایند پیریتی شدن در امتداد این سطوح، این تأثیر مهم نیست. از تأثیر سیلیسی شدن بر کیفیت مخزنی نیز می‌توان به علت ناچیز بودن این فرایند چشم پوشید. از آنجایی که گسترش رگه‌های کلسیتی در این سازند زیاد نیست، تشکیل این رگه‌ها هم تغییر قابل ملاحظه‌ای در کیفیت مخزنی ایجاد نکرده است. به علت گل پشتیبان بودن بیشتر رخساره‌های سازند داریان، تخلخل بین دانه‌ای گسترش چندانی نداشته است. تخلخل درون دانه‌ای با توجه به مجزا بودن و همچنین تشکیل آن به صورت محدود در تعدادی از دانه‌های اسکلتی، تأثیری بر کیفیت مخزنی ندارد. تخلخل قالبی ضمن اینکه از تخلخل‌های مجزا به شمار می‌رود، بیشتر توسط سیمان‌های کلسیت اسپاری پر شده است و قالب‌های کم باقیمانده نیز کمتر توسط شکستگی‌ها به هم مرتبط شده‌اند؛ بنابراین تأثیر چندانی بر کیفیت مخزن ندارد. تخلخل حفره‌ای رایج‌ترین نوع تخلخل در این سازند بوده که آلوکم‌ها و بیشتر زمینه سنگ را تحت تأثیر قرار داده است. برخی از این تخلخل‌ها با سیمان‌های کلسیت اسپاری پر شده‌اند. تخلخل‌های حفره‌ای جدا، نقشی در کیفیت مخزنی ندارند؛ با این حال، در بسیاری از موارد به علت گسترش تخلخل‌های حفره‌ای که در اثر فرایند انحلال رخ داده، حفرات به هم متصل شده است که این حالت به افزایش تراوایی و کیفیت مخزنی در بخش‌هایی از داریان بالایی و پایینی انجامیده است. تخلخل حاصل از شکستگی کم و بیش سرتاسر سازند مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است. شکستگی‌ها در برخی از موارد با مرتبط کردن تخلخل‌های مجزا و به‌ویژه تخلخل‌های حفره‌ای موجب بالا رفتن تراوایی و در نتیجه کیفیت مخزنی در بخش‌های داریان بالایی و پایینی شده‌اند. همچنین در برخی از بخش‌های سازند، شکستگی‌های شدید زمین‌ساختی که به نظر می‌رسد در طی بالا آمدگی سازند داریان حاصل شده، بافت برشی در سنگ ایجاد کرده‌اند که تراوایی و در نتیجه کیفیت مخزنی را در آن بخش‌ها افزایش داده است. تخلخل کانالی نیز تا اندازه‌ای در تراوایی و بالا بردن کیفیت مخزنی بخش‌های بالایی و پایینی سازند داریان مؤثر بوده است.

قالبی، حفره‌ای و شکستگی‌ها را به‌طور کامل یا ناقص پر کرده‌اند (شکل‌های ۶- C، E و G). از دیگر سیمان‌های دغنی کلسیتی، سیمان رورشدی هم‌محور با ظاهری شفاف (شکل ۶- I) و سیمان پویی کیلوتوپیک (شکل ۶- J) همراه با استیلولیت و پیریت ثانویه است که به مقدار ناچیز در مقاطع مورد مطالعه دیده می‌شود. جانشینی سیلیس در حفرات زمینه و حجرات فسیلی و نیز جانشینی پیریت در اجزای بایوکلسیتی و سیمان‌های کلسیتی و همچنین تشکیل پیریت‌های قرار گرفته در امتداد رگه‌های انحلال فشاری و استیلولیت‌ها از دیگر فرایندهای دیاژنزی مربوط به مرحله دغنی است. سازند داریان پس از مرحله دغنی دچار چین‌خوردگی و بالا آمدگی شده و شکستگی‌های دیگری در آن به وجود آمده است که برخی از آنها باز هستند و برخی هم توسط سیمان کلسیت اسپاری یا سیمان اکسید آهن پر شده‌اند. در مقاطع مورد مطالعه، این شکستگی‌ها به‌صورت رگه‌های کلسیتی متقاطع، شکستگی‌های باز و رگه‌هایی از کلسیت که رگه‌های انحلال فشاری را قطع کرده‌اند و یا شکستگی‌های شدید که بافت برشی ایجاد کرده‌اند (شکل ۶- K) دیده می‌شود.

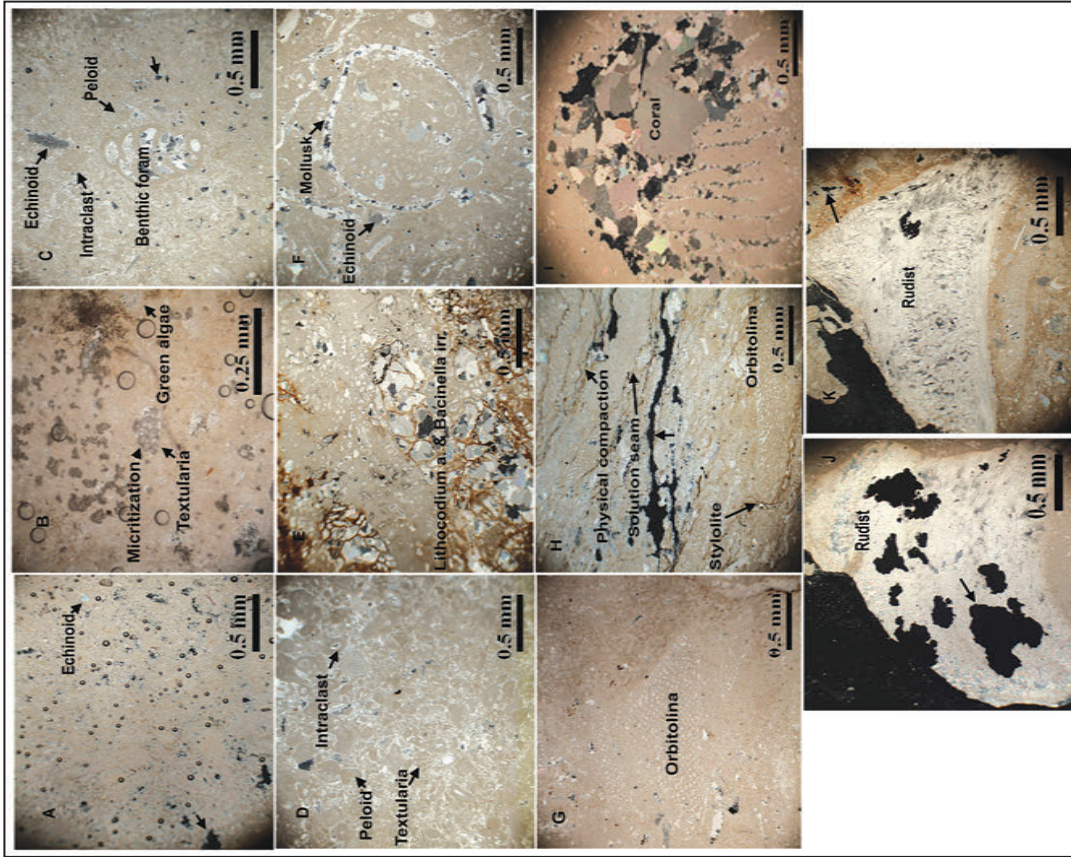
#### ۷- نتیجه‌گیری

میکریتی شدن، آشفستگی زیستی، فابریک ژئوپتال، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، سیمانی شدن، نوشکلی، جانشینی، انحلال و شکستگی و پرشدگی فرایندهای دیاژنزی تشخیص داده شده در سازند داریان هستند. انحلال مهم‌ترین فرایند دیاژنزی تأثیرگذار بر این سازند است. این فرایند که بیشتر در محیط دیاژنزی جوی و به مقدار کمتر دغنی عمل کرده، سبب ایجاد تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای فراوان و گسترش و اتصال آنها به همدیگر در بخش‌هایی از داریان بالایی و پایینی و در نتیجه افزایش تراوایی و فضای ذخیره سیال‌های نفتی در آن بخش‌ها شده است. انحلال همچنین موجب تشکیل برخی از سیمان‌های دیاژنزی و در مواردی انحلال سیمان‌های پیشین در بخش‌های داریان بالایی و پایینی شده است. میکریتی شدن، فابریک ژئوپتال و آشفستگی زیستی تأثیر قابل توجهی بر کیفیت مخزنی نداشته‌اند. فشردگی فیزیکی سبب کاهش کیفیت مخزنی شده است. سطوح استیلولیتی در مواردی که توسط مواد نامحلول پر شده است، به‌صورت سدی در برابر جریان سیال‌های نفتی رفتار کرده و سبب کاهش کیفیت مخزنی شده است و در مواردی که این سطوح باز است به عنوان معبر سیال‌ها موجب افزایش تراوایی و در نتیجه کیفیت مخزنی در آن بخش‌ها شده است؛ ولی اثر آن با توجه به گسترش کم استیلولیت‌ها زیاد نیست. سیمان‌های کلسیتی تشخیص داده شده در این سازند شامل سیمان‌های حاشیه‌ای

شکل ۱- موقعیت میدان پارس جنوبی  
(Insalaco et al., 2006).





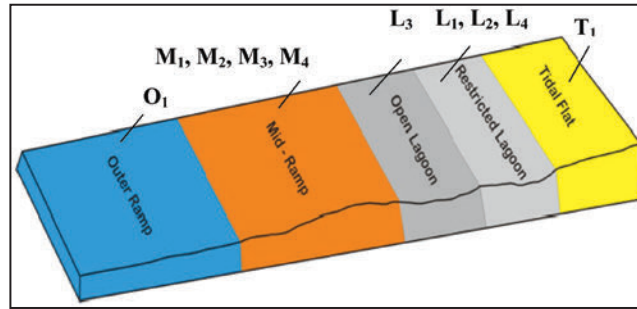


شکل ۲- رخصاره‌های کرناته سازند داریان در منطقه مورد مطالعه. (A) مادستون، ژرفای ۱۱۶/۱۰ متری چاه SPO-1، (B) مادستون- و کستون پلویکستی، ژرفای ۱۱۰/۵۵ متری چاه SPO-1؛ (C) و کستون-پکستون پلویکستی با پلویکستی، ژرفای ۱۱۳۳/۵۵ متری چاه SPO-2؛ (D) پکستون- گریستون پلویکستی با پلویکستی، ژرفای ۱۱۳۷/۴۲ متری چاه SPO-2؛ (E) باندستون جلبکی، ژرفای ۱۰۴۵/۱۴ متری چاه SPO-2؛ (F) و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکتیوییدی، ژرفای ۱۰۶۸/۸۰ متری چاه SPO-2؛ (G) و کستون- پکستون اریتولین‌دار (اریتولین کشیده)، ژرفای ۱۱۴۵/۹۵ متری چاه SPO-2؛ (H) و کستون- پکستون اریتولین‌دار (اریتولین مخروطی)، ژرفای ۱۱۴۲/۳۶ متری چاه SPO-2؛ (I) فریمستون، ژرفای ۱۱۴۲/۳۶ متری چاه SPO-2؛ (J) فریمستون، ژرفای ۱۰۷۲/۶۵ متری چاه SPO-2؛ (K) فریمستون، ژرفای ۱۰۶۸/۸۰ متری چاه SPO-2؛ (L) فریمستون، ژرفای ۱۰۷۲/۶۵ متری چاه SPO-2.

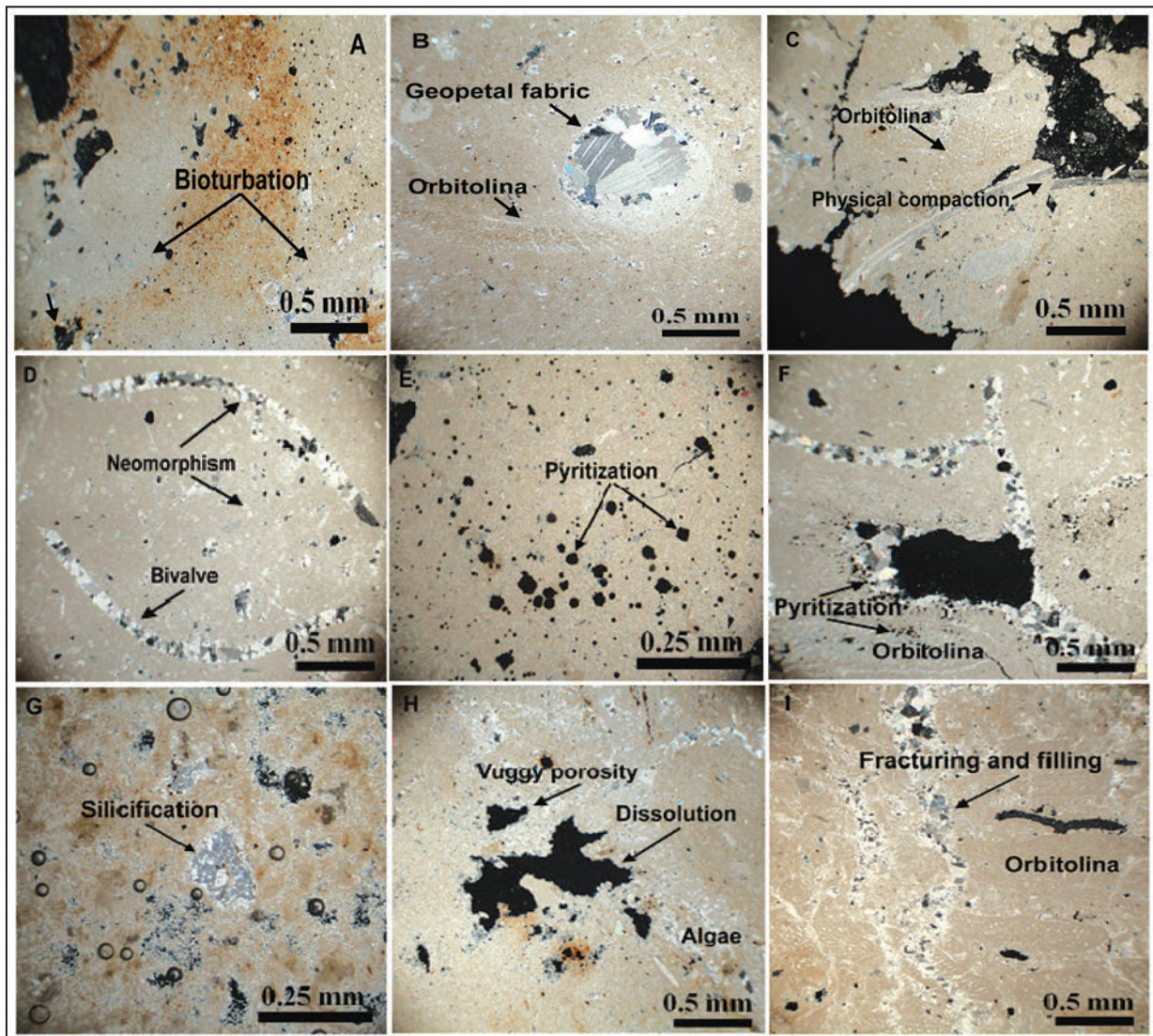
System	Stage	Formation	Depth (m)	Lithology	Facies	Inner ramp	Mid-ramp	Outer ramp	Por. (%)	Perm. (ms)	GR (μm)	
Cretaceous	Aptian	Upper Daryan	1045	Algal Boundstone	Inner ramp Tidal	Flat			~40			
			1050	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
			1055	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
			1060	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
			1065	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
			1070	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
		Hawar	1075	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
			1080	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
			1085	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
			1090	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
			1095	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
			1100	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40		
Lower Daryan	1105	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40				
	1110	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40				
	1115	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40				
	1120	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40				
	1125	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40				
	1130	Mudstone	Inner ramp Tidal	Flat				~40				

شکل ۳- تغییرات رخصاره‌های سازند داریان در چاه SPO-2 (در بخش‌هایی که رخصاره‌ها مشخص نشده‌اند، مقاطع نازک برای مطالعه وجود نداشته است).



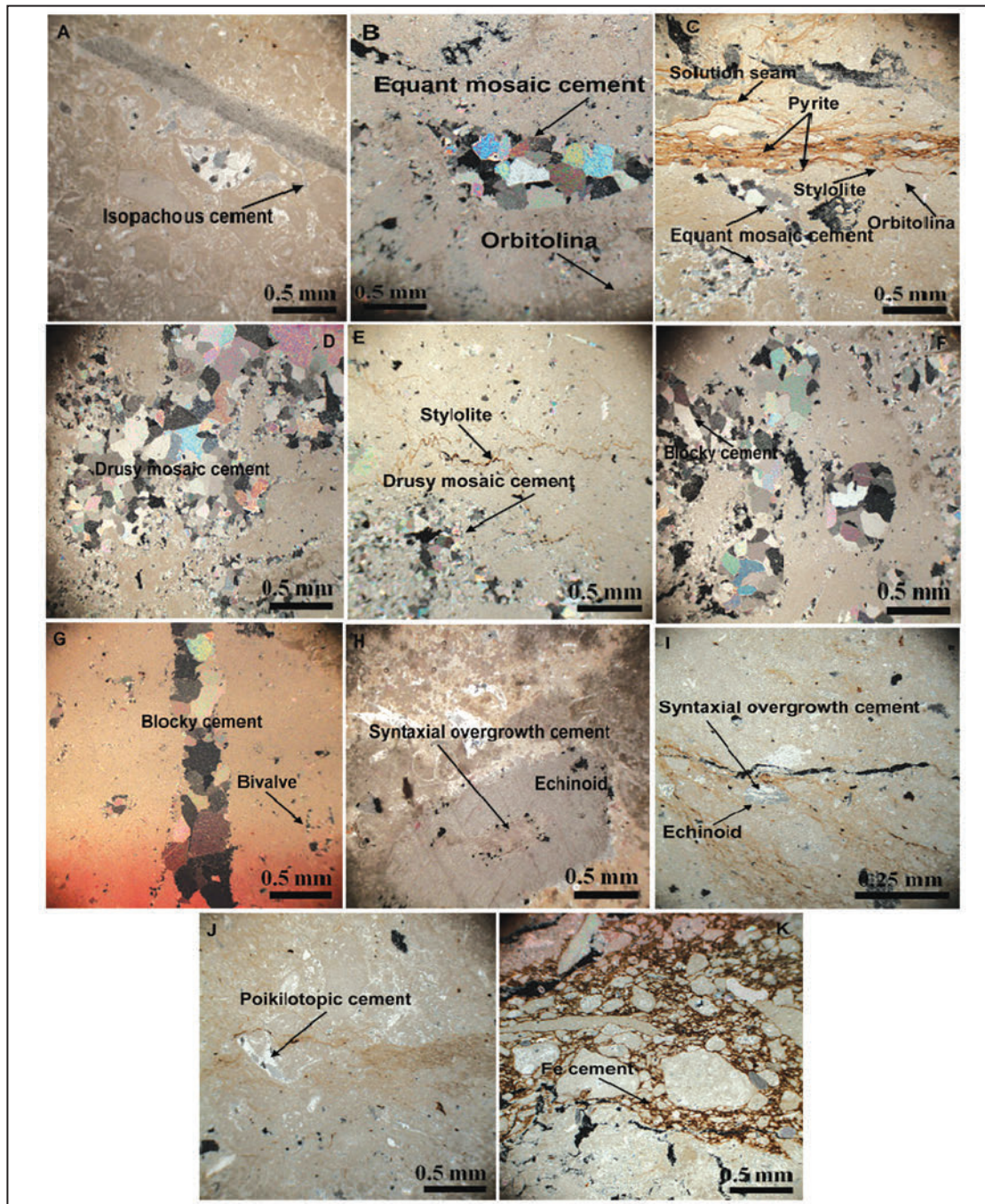


شکل ۴- مدل رسوبی و موقعیت رخساره‌های رسوبی سازند داریان در منطقه مورد مطالعه.



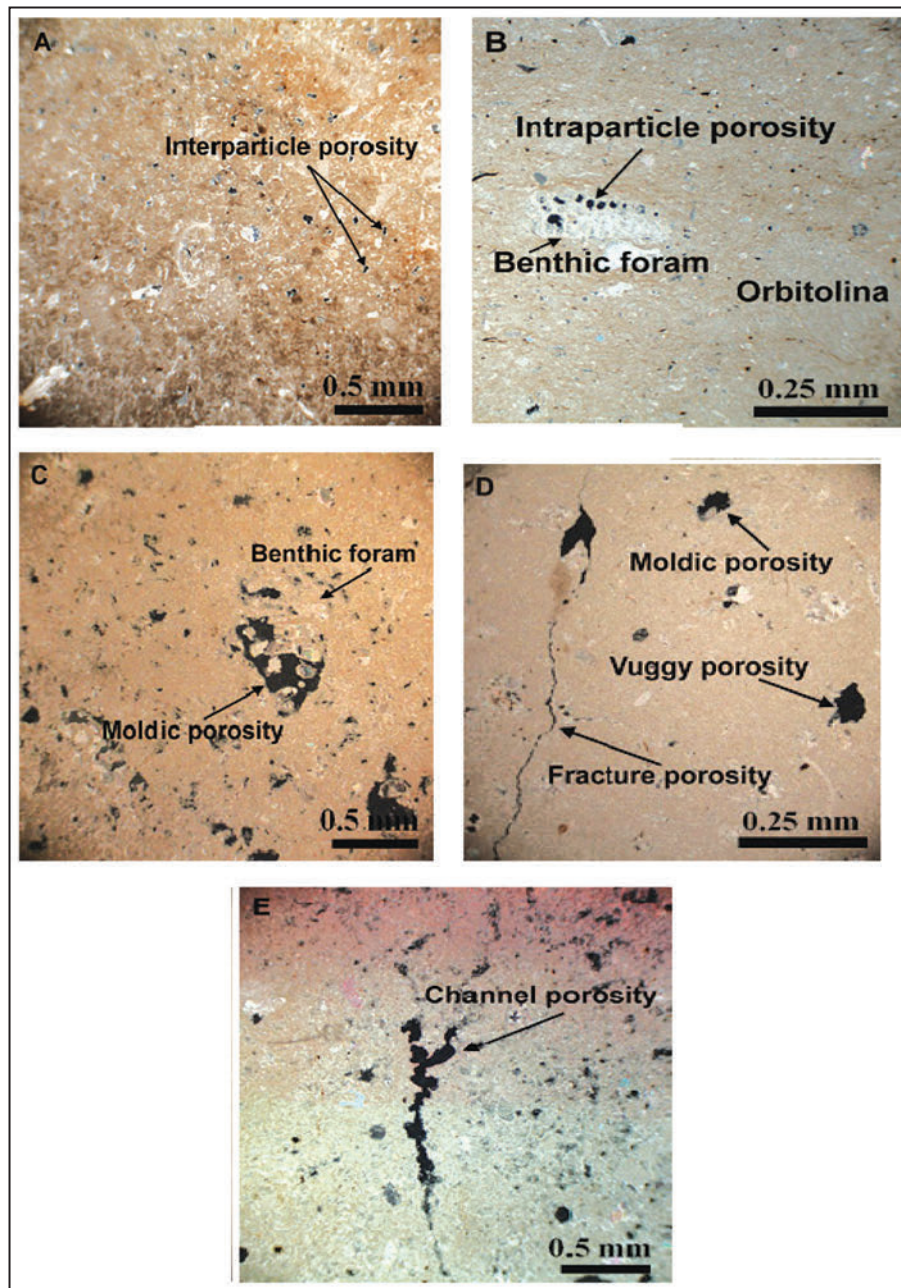
شکل ۵- (A) آشفته‌گی زیستی در رخساره مادستون- و کستون بایو کلاستی، ژرفای ۱۰۴۳/۰۸ متری چاه SPO-2، XPL؛ (B) فابریک ژئوپتال در رخساره و کستون- پکستون- اربیتولین‌دار، ژرفای ۱۱۴۷/۸۰ متری چاه SPO-2، XPL؛ (C) شکستگی دانه در اثر فشردگی فیزیکی در رخساره و کستون- پکستون اربیتولین‌دار، ژرفای ۱۰۶۵/۳۰ متری چاه SPO-2، XPL؛ (D) نوشکلی به صورت تبدیل آراگونیت به کلسیت در پوسته دوکفه‌ای و تبدیل گل آهکی زمینه به میکرو اسپار و اسپار دروغین در رخساره و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکتینویدی، ژرفای ۱۰۷۱/۸۰ متری چاه SPO-2، XPL؛ (E) پیریت یوهدرال در فضای میان ذرات گل آهکی، رخساره مادستونی، ژرفای ۱۰۴۳/۸۴ متری چاه SPO-2، XPL؛ (F) جانشینی پیریت در سیمان کلاستی و بایو کلاست، رخساره و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکتینویدی، ژرفای ۱۰۷۱/۸۰ متری چاه SPO-2، XPL؛ (G) جانشینی سیلیس در رخساره مادستون- و کستون بایو کلاستی، ژرفای ۱۱۶۴/۵۵ متری چاه SPO-1، XPL؛ (H) انحلال در رخساره باندستون جلبکی، ژرفای ۱۰۶۱/۱۹ متری چاه SPO-2، XPL؛ (I) شکستگی و پرشدگی در رخساره و کستون- پکستون اربیتولین‌دار، ژرفای ۱۰۷۱/۴۰ متری چاه SPO-2، XPL.





شکل ۶- انواع سیمان‌های دیاژنزی شناسایی شده در سازند داریان. (A) سیمان حاشیه‌ای هم‌ستبر در رخساره پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلستی، ژرفای ۱۰۸۶/۶۴ متری (چاه SPO-3، XPL؛ B) پر شدن فضای خالی در رخساره و کستون- پکستون اربیتولین‌دار توسط سیمان موزاییک هم‌بعد جوی، ژرفای ۱۰۸۹/۹۱ متری (چاه SPO-1، XPL؛ C) سیمان موزاییک هم‌بعد در مجاورت استیلولیت در محیط تدفینی که فضای حاصل از تخلخل را در رخساره و کستون- پکستون اربیتولین‌دار پر کرده است، ژرفای ۱۰۷۱/۴۰ متری (چاه SPO-2، XPL؛ D) پر شدن فضای خالی در رخساره باندستون جلبکی توسط سیمان موزاییک دروزی جوی، ژرفای ۱۰۸۹/۹۱ متری (چاه SPO-1، XPL؛ E) سیمان موزاییک دروزی در تخلخل ایجاد شده در رخساره باندستون جلبکی که با آثار استیلولیت در محیط دیاژنز تدفینی همراه است، ژرفای ۱۰۶۰/۸۲ متری (چاه SPO-2، XPL؛ F) سیمان بلوکی جوی (بدون آثار تدفینی) در رخساره باندستون جلبکی، ژرفای ۱۰۸۰/۷۱ متری (چاه SPO-1، XPL؛ G) سیمان بلوکی درون شکستگی در رخساره و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکتینویدی که نشان‌دهنده تشکیل آن در محیط تدفینی است، ژرفای ۱۱۴۵/۱۷ متری (چاه SPO-2، XPL؛ H) سیمان رورشدی هم‌محور با ظاهر ابری و مه‌آلود روی دانه‌ای از خارپوست در رخساره و کستون- پکستون نرم‌تن‌دار اکتینویدی که نشان‌دهنده تشکیل در محیط دیاژنز دریایی است، ژرفای ۱۱۰۱/۲۰ متری (چاه SPO-1، XPL؛ I) سیمان رورشدی هم‌محور شفاف روی قطعه‌ای از خارپوست در رخساره فلوئستون که در مجاورت استیلولیت، رگه‌های انحلال فشاری و همراه با پیریت ثانویه دیده می‌شود و نشان‌دهنده تشکیل آن در محیط دیاژنز تدفینی است، ژرفای ۱۰۶۵/۹۶ متری (چاه SPO-2، XPL؛ J) سیمان پویی کیلوتوبیک در مجاورت استیلولیت در رخساره پکستون- گرینستون پلوییدی بایوکلستی، که نشان از تشکیل آن در محیط دیاژنز تدفینی دارد، ژرفای ۱۱۳۵/۹۰ متری (چاه SPO-2، XPL؛ K) سیمان آهن‌دار همراه با دانه‌های ریز پیریت درون شکستگی برشی در رخساره و کستون- پکستون پلوییدی بایوکلستی، ژرفای ۱۱۳۴/۱۸ متری (چاه SPO-2، XPL).





شکل ۷- تخلخل‌های شناسایی شده در سازند داریان. (A) تخلخل بین دانه‌ای در رخساره پکستون-گرینستون پلوییدی بایوکلستی، ژرفای ۱۱۳۶/۵۰ متری چاه SPO-2، XPL؛ (B) تخلخل درون‌دانه‌ای در رخساره و کستون-پکستون اریتولین‌دار، ژرفای ۱۰۶۲/۳۰ متری چاه SPO-2، XPL؛ (C) تخلخل قالبی در روزن‌بر کف‌زی در رخساره و کستون-پکستون پلوییدی بایوکلستی، ژرفای ۱۱۴۱/۹۵ متری چاه SPO-3، XPL؛ (D) تخلخل‌های حفره‌ای، قالبی و شکستگی در رخساره مادستون-و کستون بایوکلستی، ژرفای ۱۱۴۰/۹۲ متری چاه SPO-2، XPL؛ (E) تخلخل کانالی در رخساره و کستون-پکستون پلوییدی بایوکلستی، ژرفای ۱۱۴۱/۹۵ متری چاه SPO-3، XPL.



شکل ۸- توالی پاراژنری سازند داریان در منطقه مورد مطالعه.

تلوزنز	مزوزنز	انوژنز		زمان	
		متوریک	دریایی	محیط های دیاژنتیک	
بالا آمدگی	تدفینی			فرآیند های دیاژنتیک	
				میکریتی شدن	
			_____	آشفستگی زیستی	
			_____	فابریکه ژئوتال	
	_____	_____	_____	فیزیکی	
	_____			شیمیایی	رگه های انحلال فشاری
	_____				
				استیلولیت	
			_____	حاشیه ای هم ضخامت	
	_____		_____	رورشدی هم محور	
	_____	_____		موزائیک هم بعد	
	_____	_____		موزائیک دروزی	
	_____	_____		بلوکی	
	_____	_____		هم بعد ریز بلور	
	_____	_____		پونی کیلوتوییک	
_____	_____			اکسید آهن	
	_____	_____	_____	نئومورفیسیم	
	_____			سیلیسی شدن	
	_____		_____	پیریتی شدن	
_____	_____	_____		انحلال	
_____	_____			شکستگی و پرشدگی	
		_____	_____	بین دانه ای	
		_____	_____	درون دانه ای	
_____	_____	_____		قالبی	
_____	_____	_____		حفره ای	
_____	_____			شکستگی	
_____	_____	_____		کانالی	

## کتابنگاری

- آدابی، م. ح. و عباسی، ر.، ۱۳۸۸- بررسی تاریخیچه دیاژنتیکی سازند داریان بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در کوه سیاه (شمال شرق شیراز) و چاه شماره ۱ سبز پوشان، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و پنجم، شماره ۴، ۲۲ ص.
- آفازاده، ن.، ۱۳۸۸- بررسی نقش دیاژنز و عوارض آن در سازند داریان و ارتباط آن با کیفیت مخزنی در میدان پارس جنوبی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۴۸ ص.
- امیری، م.، رحیم پور بناب، ح.، اسدی، ا. و صرفی، م.، ۱۳۹۰- محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال بیست و هفتم، شماره ۴۳ (۲)، ۲۳ ص.
- پورامینی بزنجان، س.، آدابی، م. ح.، حسینی برزی، م. و حناچی، ج.، ۱۳۹۱- میکروفاسیس، محیط رسوبی و دیاژنز بخش فوقانی سازندهای دالان و کنگان در ناحیه کوه سورمه، زاگرس چین خورده، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال بیست و هشتم، شماره ۴۶ (۱)، ۱۹ ص.
- رحیم پور بناب، ح.، ۱۳۸۴- سنگ شناسی کربناته (ارتباط دیاژنز و تخلخل)، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ ص.
- سپانی، ح.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، محمودی قرایی، م. ح. و غفرانی، ا.، ۱۳۸۹- فرآیندهای دیاژنز و تأثیر آن بر کیفیت مخزنی سازند ایلام، میدان نفتی ماله کوه، شمال باختری اندیمشک، پژوهش نفت، سال بیست و هفتم، شماره ۱۸، ۶۲ ص.
- صفدری ادیمی، ح.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، غیشاوی، ع. و طاهری، ع.، ۱۳۸۹- چینه نگاری سکانسی و میکروفاسیس سازند سروک در جنوب غرب فیروزآباد، رخساره های رسوبی، شماره ۳ (۱)، ۱۲ ص.
- عبدالمالکی، ج.، رحیم پور بناب، ح.، توکلی، و. و اسدی اسکندر، ا.، ۱۳۹۲- محیط رسوبی، دیاژنز و چینه نگاری سکانسی بخش دالان زیرین در میدان گازی گلشن، خلیج فارس، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال بیست و نهم، شماره ۵۲ (۳)، ۲۷ ص.
- عظیمی، م. ص.، رحیم پور بناب، ح. و اسرافیلی دیزجی، ب.، ۱۳۹۰- عوامل کنترل کننده کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار، مجموعه مقالات سی امین گردهمایی علوم زمین، ۷ ص.
- علی آبادی، م.، میراب شیبتری، غ. م.، غیشاوی، ع. و خزاعی، ا.، ۱۳۹۱- تاریخیچه دیاژنتیکی و ارزیابی کیفیت مخزنی بر اساس ویژگی های پتروگرافی و ژئوشیمیایی بخش بالایی سازند سروک در تاقدیس بنگستان، جنوب غرب ایران، نشریه علمی- پژوهشی رخساره های رسوبی، ۵ (۱)، ۱۵ ص.
- فتحی، ن.، رحیم پور بناب، ح.، دارایی، م. و اسعدی، ع.، ۱۳۹۳- عوامل اصلی کنترل کننده کیفیت مخزنی سازند عرب در میدان نفت سنگین فردوسی در بخش دور از ساحل خلیج فارس، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال سی ام، شماره ۵۴ (۱)، ۱۹ ص.
- قره چلو، س.، رحیم پور بناب، ح.، اسرافیلی دیزجی، ب. و خاوش، ح.، ۱۳۹۲- ارتباط بین فاکتور شوری، رخنمون تحت الجوی و کیفیت مخزنی: مثالی از پرمو تریاس خلیج فارس، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال بیست و نهم، شماره ۵۱ (۲)، ۱۳ ص.
- مرادی، ف.، صادقی، ع.، امیری بختیار، ح. و الله کرم پور دیل، م.، ۱۳۹۱- ریز رخساره ها، محیط های رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی سازند آسماری در یال جنوبی طاقدیس میش، شمال گچساران، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال ششم، شماره ۲۴، ۱۶ ص.
- هنرمند، ج. و مداحی، ا.، ۱۳۹۰- ارتباط رخساره های رسوبی با گسترش فرآیندهای دیاژنتزی و کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در یکی از میداین بزرگ نفتی، جنوب غربی ایران، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال بیست و هفتم، شماره ۴۲ (۱)، ۱۷ ص.
- هنرمند، ج. و امینی، ع.، ۱۳۹۱- فرآیندهای دیاژنتزی کنترل کننده کیفیت مخزنی توالی کربناته سازند آسماری در میدان چشمه خوش، جنوب غرب ایران، مجله زمین شناسی نفت ایران، جلد ۳، شماره ۳، ۲۶ ص.

## References

- Adabi, M. H., Salehi, M. A. & Ghobeishavi, A., 2010- Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan formation), South-west Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.
- Ahmad, A. H. M., Bhat, G. M. & Haris Azim Khan, M., 2006- A depositional environments and diagenesis of the Koldhar and Keera dome carbonates (Late Bathonian- Early Callovian) of Western India: *Journal of Asian Earth Sciences*, v.27, p.765-778.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold- thrust belt of Iran and its proforeland evolution, *American Journal of Science*, 304: 1- 20.
- Alsharhan, A. S. & Narin, A. E. M., 1997- *Sedimentary basins and petroleum geology of Middle East*, Elsevier Science, The Netherland. 843 P.
- Bassi, D., Hottinger, L. & Nebelsick, J. H., 2007- Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, north-east Italy: *Palaeontology*, 50(4), 845-868.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. & Cuffaro, M., 2009- Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta). *Palaeogeography, Palaeoclimatology*, 274: 54-63.
- Cantrell, D. L., 2006 - Cortical fabrics of Upper Jurassic ooids, Arab Formation, Saudi Arabia, Implications for original carbonate mineralogy. *Sedimentary Geology*, 186: 157-170.
- Dickson, J. A. D., 1966- Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Research*, 36(2): 491-505.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W. E. Ham, ed., *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologist Memoir, 1: 108-121.

- El-saiy, A. K. & Jordan, B. R., 2007- Diagenetic aspects of Tertiary carbonates west of the northern Oman mountains, United Arab Emirates, *Journal of Asian Earth Sciences*, 31: 43-53.
- Esfarili- Dizaji, B. & Rahimpour- Bonab, H., 2009- Effects of depositional and diagenetic characteristics on carbonate reservoir quality : A case study from the south pars gas field in the Persian Gulf, *Petroleum Geoscience*, 15: 325- 344.
- Flugel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, second edition, Springer- Verlag, Berlin, 1006 P.
- Garcia-pichel, F., 2006- Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial prototrophs, *Sedimentary Geology*, 105: 29-50.
- Geel, T., 2000- Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Haijun, Z. L. D., Xunlian, W. L., Qingshan, W. & Guoying, X., 2006- Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes, A Case Study from the Carboniferous-Permian boundary section at Xikou, China. *Journal of Geosciences*, 17 (2): 103-114.
- Hess, H., Ausich, W. I., Brett, C. E. & Simms, M. J. , 2002- *Fossil Crinoids*, Cambridge University Press, 275 p.
- Immenhuser, A., Hillgartner, H., Sattler, U., Bertotti, G., Schoeper, P., Homewood, P., Varhrenkamp, P., Streuber, T., Masse, J. P., Droste, H., Vankoppen, J., Van der kooij, B., Van bentum, E., Verwer, K., Hoogerduijn -Strating, E., Swinkels, W., Peters , J., Immenhauser – Potthast, I. & Almaskery, S. A., 2004- The Barremian–Lower Aptian Qishn Formation (Huqf Area, Oman): a new outcrop analogue for Kharaiib/Shu'aiba reservoirs, *GeoArabia*, 91:153–194.
- Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M., Moallemi, A., Lotfpour, M. & Monibi, S., 2006- Upper Dalan member and Kangan formation between the Zagros Mountains and offshore fars, Iran: Depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture, *GeoArabia*, 11: 75-176.
- Keller, G., 2008- Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects, *Cretaceous Research*, 29: 754–771.
- Konert, G., Afif, A. M., Al-Hajari, S. A. & Droste, H., 2001- Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian plate: *GeoArabia*, 6(3): 407- 442.
- Lucia, F. J., 2007- *Carbonate reservoir characterization*, Springer - Verlag , Berlin , 226 P.
- Machel, H. G., 2005- *Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks: Geoscience Canada*.
- Mcbride, E. F., 1989- Quartz cements in sandstone: a review, *Earth Science*, 26: 69-112.
- Moore, C. H., 2001- Carbonate Reservoirs; Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, *Developments in Sedimentology* 55, Elsevier, 444 P.
- Olivier, N., Pittet, B., Werner, W., Hantzpergue, P. & Gaillard, C., 2008- Facies distribution and coral-microbialite reef development on a low - energy carbonate ramp (Chay Peninsula, Kimmeridgian, western France), *Sedimentary Geology* , 205: 14–33.
- Pittet, B., Frans, S., Van Buchem, P., Hillgartner, H., Razin, P., Grotsg, J. & Drostes, H., 2002- Ecological succession, palaeoenvironmental change, Ecological succession, palaeoenvironmental change of Barremian – Aptian shallow-water carbonates in northern Oman, *Sedimentology*, 49: 555–581.
- Rahmani, O., Aali, J., Mohseni, H., Rahimpour-Bonab, H. & Zalaghaie, S., 2010- Organic geochemistry of Gadvan and Kazhdumi formation (Cretaceous) in South pars field, Persian Gulf, Iran, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 70: 57-66.
- Sanders, D., 2001- Burrow-mediated carbonate dissolution in rudist biostromes (Aurisina, Italy), implications for taphonomy in tropical, shallow subtidal carbonate environments, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168: 39-74.
- Scholle, P. A. & Ulmer-Scholle, D. S., 2003- *A color guid to petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis*, AAPG, Memoir 77.
- Simmons, M. D., Whittaker, J. E. & Jones, R. W., 2000- Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middel east a revision of the F.R.S . Henson and Associates Collection Grzybowski Foutation Special Publication, *GeoArabia*, 7:137-411.
- Taylor, K. G. & Macquaker, J. H. S., 2000- Early diagenetic pyrite morphology in a mudstone-dominated succession: the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation, eastern England. *Sedimentary Geology*. 131: 77-86.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Science, Inc., 482 P.
- Tucker, M. E., 2001- *Sedimentology Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks: Blackwell, Scientific Publication*, London, 260 P.
- Weible, R. & Friis, H., 2004- Opaque minerals as keys for distinguishing oxidising and reducing diagenetic conditions in the Lower Triassic Bunter Sandstone, North German Basin, In: *Sedimentary Geology*, Vol. 169, No. 3-4, 2004, p. 129-149.
- Zeigler, M. A., 2001- Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences: *GeoArabia*, 6: 445- 504.



## Affect of diagenesis on reservoir quality of Dariyan Formation in South Pars Field

M. R. Rahmani <sup>1</sup>, S. R. Moussavi Harami <sup>2\*</sup> & M. Arian <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph. D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University (IAU) Science and Research Branch, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University (IAU) Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 2015 October 14

Accepted: 2016 January 06

### Abstract

Dariyan formation is one of the oil reservoirs in the south pars field. This formation has been studied in wells SPO-1, SPO -2 and Spo-3. Thickness of Dariyan formation in mentioned wells are 109, 113 and 114 meters respectively. Based on the studies of thin sections from the Dariyan formation of three above mentioned wells, nine carbonate and one detrital facies have been identified within four facies associations including tidal flat (Mudstone), lagoon (Bioclast mudstone to wackstone, Bioclast peloid wackstone to packstone, Bioclast peloid packstone to grainstone, Algal boundstone), Mid ramp (Echinoid mollusk wackstone to packstone, Orbitolina wackstone to packstone, Framestone, Floatstone) and outer ramp (Shale). Facies studies indicate that Dariyan formation has been deposited in a homoclinal ramp. The Dariyan formation has been affected by four diagenetic stages, including marine, meteoric, burial and uplift. The most important identified diagenetic processes are micritization, bioturbation, geopetal, physical and chemical compaction, cementation, neomorphism, replacement, dissolution, fracturing and filling. Among the all diagenesis process, dissolution and fracturing are the major processes improving reservoir quality. In Contrary, physical compaction and especially cementation are the main processes reducing reservoir quality. Dissolution process with generating secondary porosity consists of vuggy and moldic, has important effect on increasing of porosity. Most of the dissolution features have been produced during the meteoric diagenesis and less through burial diagenesis. Dissolution process with develop the vuggy pores caused to connect them in some case and also affected on fractures, stylolites and previous diagenetic cements in upper and lower members of Daryian formation which eventually has been increased permeability and reservoir quality. Also, Fracturing, the main other diagenetic process with connect the some individual vuggy and moldic pores together has effective role to increase the permeability and reservoir quality in upper and lower parts of Dariyan formation.

**Keywords:** Dariyan formation, South pars field, Diagenesis, Reservoir quality, Oil field.

For Persian Version see pages 165 to 178

\*Corresponding author: S. R. Mousavi Harami; E-mail: [mousavi@um.ac.ir](mailto:mousavi@um.ac.ir)