بررسی رخساره‌های میکروسکوپی، محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنز مخزن داریان در میدان نفتی سلمان

کتایون رضایی پرتو [۱]، حسین رحیم‌پور بناب [۲*]، علی کدخدایی [۳]، مهران آرین [۴] و الهام حاجی کاظمی [۵]

[۱] دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
[۲] استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
[۳] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
[۴] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
[۵] دکترا، شرکت نفت فلات قاره، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۲۹/ ۰۹/ ۱۳۹۳ تاریخ پذیرش: ۲۳/ ۰۳/ ۱۳۹۴

چکیده

سازند داریان به سن آپتین- آلبین یکی از واحدهای مخزنی مهم در جنوب باختر ایران و هم ارز سازند شعیباست. با توجه به این که اولین گام در ارزیابی دقیق سنگ‌های مخزنی بررسی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنزی آنهاست، در این پژوهش مخزن داریان در چاه‌های A، B، C، D و E میدان نفتی سلمان مطالعه شده است. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری نام‌گذاری سنگ‌های کربناتی به روش دانهام و نام‌گذاری رخساره‌ها بر پایه تقسیم‌بندی فلوگل انجام گرفته است که ۷ ریزرخساره اصلی شامل مادستون، مادستون تا وکستون فسیل‌دار، وکستون تا پکستون اربیتولین‌دار، پکستون تا گرینستون بایوکلستی، وکستون تا پکستون اکینودرم‌دار، وکستون تا پکستون پلانکتونی و مادستون تا وکستون پلانکتونی اکینودرم‌دار شناسایی شد که متعلق به زیرمحیط‌های رسوبی دریای باز، شول و لاگون هستند. بررسی تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و مقایسه آنها با محیط‌های رسوبی امروزی و دیرین نشان می‌دهد که سازند داریان در این ناحیه در یک محیط رمپ کربناته گل‌پشتیبان بادپناه نهشته شده است. با توجه به فرایندهای دیاژنزی متعدد دیده شده در این سازند و تأثیر مستقیم آنها روی کیفیت مخزنی در پایان نتیجه‌گیری می‌شود که میکریتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی (مکانیکی)، نوشکلی و پیریتی شدن سبب بسته شدن خلل و فرج و گلوگاه‌های موجود در مخزن می‌شوند و تخلخل و تراوایی را کاهش می‌دهند؛ در حالی که فشردگی (شیمیایی)، دولومیتی شدن و شکستگی سبب ایجاد فضاهای خالی و برقراری ارتباط میان آنها می‌شوند، تخلخل و تراوایی را افزایش می‌دهند و سبب بالا رفتن کیفیت مخزنی می‌شوند.

کلیدواژه‌ها: سازند داریان، شعیبا، ریزرخساره، میدان سلمان، رمپ کربناته.

***نویسنده مسئول:** حسین رحیم‌پور بناب
E-mail: hrahimpor@gmail.com

۱- پیش نوشتار

سازند داریان که در گذشته به آن "آهک اُربیتولین‌دار" و یا "آهک آپتین- آلبین" گفته می‌شد یکی از سازندهای آهکی کرتاسه زیرین زاگرس است. با اندازه‌گیری بُرشی در کوه گدوان در شمال شهر داریان در شمال خاوری شیراز، نام "سازند داریان" برای آن انتخاب شد (James & Wynd, 1965).

این سازند به سن کرتاسه زیرین معادل سازند شعیبا (Shuaiba Fm.) و جزو سازندهای گروه خامی (خامی بالایی) است و سنگ‌شناسی آهکی دارد که به عنوان مخزن فرعی بسیاری از میادین جنوب باختر ایران اهمیت دارد. به‌طور کلی، مطالعه سازند داریان به دلیل اهمیت آن در زمین‌شناسی نفت از دیرباز مورد توجه بوده است و بررسی‌های انجام شده روی این سازند، نشان از کیفیت مخزنی آن دارد. در محل بُرش الگو، این سازند شامل ۲۸۶/۵ متر سنگ‌آهک قهوه‌ای- خاکستری ستبرلایه تا توده‌ای خشن و صخره‌ساز است که به داشتن اُربیتولین فراوان به سن آپتین شاخص است. مرز پایینی داریان با سازند گدوان تدریجی ولی مرز بالایی آن با سازند کژدمی به شدت فرسایش یافته است و لایه‌های اُالیتی و گلوکونیتی آن را از سازند کژدمی جدا می‌کند (James & Wynd, 1965).

با توجه به این که در سال‌های گذشته بحث گسترش میادین و اکتشافات جدید مخازن فرعی در صنعت نفت قوت گرفته است؛ به‌ویژه اینکه گروه خامی یکی از اهداف اصلی این پروژه‌هاست، مطالعه دقیق نهشته‌های آهکی سازند داریان از دیدگاه رخساره‌های میکروسکوپی و محیط رسوب‌گذاری و نقش آنها به عنوان عوامل کنترل‌کننده کیفیت مخزنی، همواره به عنوان یک ضرورت، کانون توجه کارشناسان در بخش نفت بوده است و به همین منظور مطالعات و پژوهش‌های فراوانی مانند James & Wynd (1965) برای اولین بار گروه خامی را به پنج سازند سورمه، هیث، فهلیان، گدوان و داریان تقسیم کردند. شمیرانی و همکاران (۱۳۷۹) بررسی سنگ‌چینه‌ای و زیست‌چینه‌ای سازند داریان و کژدمی در جنوب باختر ایران را انجام داده‌اند. رحیم‌پور بناب و همکاران (۱۳۸۱) ویژگی‌های مخزنی و محیط رسوبی سازند داریان (از تنگه هرمز تا منتهی‌الیه شمال باختری خلیج فارس) را مطالعه کردند. لاسمی و سیاهی (۱۳۸۴) بازسازی محیط رسوبی سازند داریان و چینه‌نگاری سکانسی آن در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول (برش خامی و چاه سولابدر ۳) را انجام داده‌اند. پورباقر و همکاران (۱۳۸۵) مقایسه ریزرخساره سازند داریان در تاقدیس آنه و چاه چلینگر ۳ را ارائه داده‌اند. آدابی و عباسی (۱۳۸۸) تاریخچه دیاژنزی سازند داریان را بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی در کوه سیاه واقع در شمال خاور شیراز و چاه شماره ۱ سبزپوشان مطالعه کردند. امیری و همکاران (۱۳۸۸) محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در میدان پارس جنوبی را مطالعه کردند. سعدی‌راد و همکاران (۱۳۸۹) تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند داریان را در میدان نفتی آزادگان بررسی کردند. در این مطالعه به بررسی ریزرخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری و بررسی فرایندهای دیاژنزی مخزن داریان در حوضه خلیج فارس در میدان سلمان پرداخته می‌شود.

۲- زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه

سازند داریان از سازندهای گروه خامی است و نام این سازند از دهکده داریان در جنوب برش نمونه برگرفته شده است. حد پایینی سازند آهکی داریان به‌صورت تدریجی و قابل انطباق با شیل‌ها و مارن‌ها و آهک‌های نازک‌لایه سازند گدوان

است. این حد در رأس بالاترین شیل در ردیف شیل و آهک سازند گدوان انتخاب می‌شود. حد تماس بالایی این سازند با شیل‌های به شدت فرسایش یافته سازند کژدمی به‌صورت همشیب در برش نمونه است و در بالای اولین آهکی که در زیر کژدمی ظاهر می‌شود، انتخاب می‌شود (James & Wynd, 1965).

میدان نفتی سلمان در حوضه خلیج فارس یکی از میادین قابل توجه ایران از دید ذخایر نفت و گاز به شمار می‌آید. این میدان میان ایران و امارات متحده عربی مشترک است و از یک تاقدیس نامتقارن به ابعاد تقریبی ۱۱ کیلومتر در ۱۴ کیلومتر تشکیل شده است و از دید زمین‌شناسی از سه لایه تولید نفت زیرین و بالایی مربوط به دوره ژوراسیک و یک لایه بوئیب مربوط به دوره کرتاسه تشکیل شده است. میدان سلمان همچنین دارای یک لایه گازی به نام خوف است. این میدان در جریان فعالیت شرکت نفت لاوان در دهه ۱۹۶۰ میلادی کشف شد و اولین چاه اکتشافی آن در ژوئن ۱۹۶۵ حفر و تولید آن از سال ۱۹۶۸ آغاز شده است. از دید موقعیت جغرافیایی این میدان در ۱۴۴ کیلومتری جنوب جزیره لاوان قرار گرفته است و با میدان ابوالبوخوش امارات متحده عربی دارای ذخایر مشترک است (شرکت نفت فلات قاره، ۱۳۸۲). شکل ۱ موقعیت جغرافیایی میدان سلمان را نشان می‌دهد.

سازند داریان در میادین سلمان، رشادت، رسالت، فروزان دارای نفت و در میادین بلال، گلشن، فردوسی، نوروز و سروش دارای پتانسیل است، افزون بر این در میادین قرار گرفته در فروافتادگی دزفول جنوبی نیز دارای ذخایر هیدروکربنی است. سازند داریان معادل شعیبا در کشورهای همسایه نیز گسترش دارد، به گونه‌ای که سازند شعیبا در عراق، دارای مقطع الگو با ستبرای ۷۹/۸ متر در چاه زوبیر #۳ است و شامل آهک آرژیلیتی دارای ریز تخلخل به همراه پکستون پلوییدی و مقدار جزیی سنگ‌آهک گلوکونیتی در بخش بالایی است (Alsharhan & Nairn, 1997).

سازند شعیبا در کویت، با ستبرایی میان ۶۰ تا ۸۰ متر و شامل سنگ‌آهک دولومیتی شده، به شدت شکسته شده و حفره‌ای، متخلخل و متبلور با بلورهای درشت و با مقدار خیلی جزیی شیل نازک نهشته شده در محیط لاگونی کم‌ژرفا و کم انرژی است (Alsharhan & Nairn, 1997).

سازند شعیبا در بحرین، دارای قاعده سنگ‌آهک آرژیلیتی، خاکستری است که در بالا به سنگ‌آهک ریزدانه، دارای ریز تخلخل تبدیل می‌شود. در این بخش سنگ‌آهک به مقدار زیادی تبلور دوباره یافته و گاه دولومیتی شده که در رأس با سنگ‌آهک دارای ریزتخلخل پوشیده شده است (Alsharhan & Nairn, 1997).

سازند شعیبا در امارات متحده عربی، یک حوضه درون شلفی و حاشیه شلف درون کراتون پایدار را نشان می‌دهد. در این حوضه، یک رخساره شیب قاره‌ای، تیپیک به نسبت متراکم و وکستون / مادستون آهکی آرژیلیتی و شیل با مقداری رسوب دانه‌پشتیبان نهشته شده است (Alsharhan, 1985).

۳- روش کار

مطالعه در این میدان شامل بررسی تعداد ۱۶۹ مقطع نازک از خرده‌های حفاری مخزن داریان در چاه‌های A, B, C, D و E است (شکل۲) و ستبرای این سازند در چاه‌های مورد مطالعه به ترتیب ۱۲۱، ۱۰۹، ۱۵۲، ۱۷۳ و ۱۳۹ متر است.

در بررسی‌های محیط رسوبی دیرینه، به منظور تعیین رخساره‌ها، در ابتدا به بررسی ذرات اسکلتی و غیر اسکلتی موجود، کانی‌شناسی اولیه، بافت‌ها و ساخت‌های موجود، محتوای فسیلی و فابریک‌های موجود پرداخته شد. به دلیل اینکه بیشتر توالی مورد مطالعه، متشکل از سنگ‌های کربناتی است، از سیستم نام‌گذاری Dunham (1962) برای نام‌گذاری بافتی رخساره‌ها استفاده شده است. سپس جایگاه رخساره‌های شناسایی شده در محیط رسوبی و همچنین نوع محیط رسوبی، با مدل‌های رسوبی امروزی (مانند Burchette & Wright, 1992) و مدل‌های ارائه‌شده برای توالی‌های گذشته (Wilson, 1975; Flugel, 2004) تعیین و مقایسه شد. در ادامه با تعیین فرایندهای دیاژنزی موجود به تعیین میزان تأثیرگذاری آنها در کاهش و یا گسترش ویژگی‌های مخزنی پرداخته شد.

۴- بررسی ریزرخساره‌ها در میدان سلمان

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری روی مقاطع نازک سازند داریان در میدان سلمان انواع رخساره‌های زیر رده‌بندی شده است:

۴- ۱. MF1- مادستون (Mudstone)

این رخساره بدون آلوکم و سنگ‌شناسی آن آهکی و آهک آرژیلیتی است؛ گاه در برخی نمونه‌ها ذرات آواری و گلوکونیت نیز دیده می‌شود.

- **تفسیر:** عدم حضور فسیل در این رخساره همان‌گونه که در بالا آمده است نشانه چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات دریایی است (Alsharhan & Kendall, 2003). به‌طور کلی کم و پراکنده بودن فسیل‌ها در محیط‌های ساحلی نشان‌دهنده شوری بیش از حد آب نسبت به دریای طبیعی و تأییدی بر شرایط نامناسب زیستی و تبخیر بالا است (Flugel, 2004). افزون بر این در برخی از نمونه‌ها ذرات آواری (کلی استون) و گلوکونیت نیز دیده شده است که نشان‌دهنده تأثیرات محیط دلتایی بر این رخساره است و در کل شواهد موجود نشان از قرارگیری این رخساره در محیط محدود شده دریایی لاگون دارد (شکل ۳-A).

۴- ۲. MF2- مادستون تا وکستون فسیل‌دار (Mudstone to fossiliferous wackestone)

این رخساره شامل روزن‌بران کف‌زی، گاستروپود، جلبک سبز و خرده‌های صدف است و دارای سنگ‌شناسی آهکی و آهک آرژیلیتی است.

- **تفسیر:** وجود جلبک‌های سبز در این رخساره نشان‌دهنده محیط دریایی عادی است که می‌تواند مربوط به لاگون حفاظت شده در نواحی گرمسیری تا نیمه‌گرمسیری باشد و شکوفایی این موجودات، مربوط به ژرفای فروکشندی از ۵ تا ۳ متر و دامنه آن به ژرفای ۳۰ متری است. بیشتر جلبک‌ها در محیط با انرژی پایین و زیر سطح امواج زندگی می‌کنند (Flugel, 2004). همراهی جلبک و روزن‌بران بزرگ نشان‌دهنده محیط کم ژرفا و رمپ درونی وابسته به نور است؛ افزون بر این زیای محدود و فسیل‌های لاگون و بافت گل‌پشتیبان موجود در این رخساره نشان‌دهنده انرژی پایین در این محیط هستند که بیان‌کننده محیط محدود شده لاگونی برای این رخساره است (Flugel, 2004) (شکل ۳-B).

۴- ۳. MF3- وکستون تا پکستون اربیتولین‌دار (Orbitolinid wackestone to packstone)

این رخساره بیشتر شامل روزن‌بران کف‌زی (اربیتولینا) و افزون بر آن دارای گاستروپود، جلبک سبز، خرده‌های رودیست، خرده‌های اکینودرم، خرده‌های صدف و پلوپید در زمینه آهکی است.

- **تفسیر:** اربیتولینا در محیط‌های آرام و با شوری بالا یافت می‌شود و حضور اربیتولینا با همراهی جلبک‌های سبز و گاستروپود نشان‌دهنده لاگون محصور و محیط‌های غنی از مواد غذایی پشت ریف است (Sadooni & Alsharhan, 2003; Hottinger, 1997; Reiss & Hottinger, 1984). بافت موجود در این رخساره از گل‌پشتیبان تا دانه‌پشتیبان تغییر می‌کند که نشان‌دهنده انرژی متوسط تا به نسبت بالا در محیط است (شکل ۳-C).

۴- ۴. MF4- پکستون تا گرینستون بایوکلستی (Bioclast packstone to grainstone with restricted microfauna)

این رخساره شامل روزن‌بران کف‌زی (اربیتولینا)، جلبک سبز، خرده‌های رودیست، خرده‌های اکینودرم، خرده‌های صدف و پلوپید بوده و سنگ‌شناسی آن آهکی و آهک آرژیلیتی است. در برخی از نمونه‌ها بیشتر دانه‌های اسکلتی به‌طور کامل و یا بخشی میکریتی شده‌اند. بافت این رخساره پکستون تا گرینستون است.

– **تفسیر:** با توجه به بافت این رخساره که دانه‌پشتیبان و دارای میکرایت ناچیز است یقیناً در محیط با انرژی بالا نهشته شده است و احتمالا در شول‌های بایوکلستی تجمع یافته‌اند که به عنوان امتدادی از رسوبات به موازات خط ساحلی روی حاشیه رمپ واقع شده‌اند (Flugel, 2004). ناحیه شول به وسیله سیمان‌های دریایی گسترده شناخته می‌شود که در زمان بالا بودن سطح آب دریا نهشته می‌شوند. این ریز رخساره در یک سد بایوکلستی- پلوییدی و در بالای سطح اساس امواج عادی تشکیل شده است. همچنین این ریز رخساره مشابه SMF11 Flugel (2004) است (شکل۳- D).

۴– ۵. MF5– وکستون تا پکستون اکینودرم‌دار (Echinoderm wackestone to packstone)

این رخساره بیشتر شامل اکینودرم و افزون بر آن دارای گاستروپود، خرده‌های رودیست، خرده‌های صدف، روزن‌بران کف‌زی، روزن‌بران پلانکتونی و گاه دارای خار اسفنج و سنگ‌شناسی آن آهک و آهک آرژیلیتی است.

– **تفسیر:** بافت این رخساره گل‌پشتیبان تا دانه‌پشتیبان است که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در آب‌های با انرژی متوسط است. وجود اربیتولینا به عنوان یک عامل که مربوط به نواحی کم‌ژرفای مناطق حاره‌ای تا نیمه‌حاره‌ای است و در محیط دریایی عادی در نواحی جلوی ریف زندگی می‌کند، به همراه موجوداتی مانند رودیست و اکینودرم که مربوط به نواحی باز (ژرف‌تر) هستند (Sadooni & Alsharhan, 2003)، همچنین حضور فسیل‌های پلانکتونیک، نشان می‌دهد که این جانوران در صورتی در کنار هم در یک رخساره می‌توانند حضور داشته باشند که رخساره در رمپ میانی تشکیل شده باشد (شکل ۳- E).

۴– ۶. MF6– وکستون تا پکستون پلانکتونی (Planktonic wackestone to packstone)

این رخساره بیشتر شامل روزن‌بران پلانکتونی (هدبرگلا) و افزون بر آن دارای گاستروپود، خرده‌های رودیست، خرده‌های اکینودرم، خرده‌های صدف و درصد ناچیزی روزن‌بر کف‌زی و سنگ‌شناسی آن آهکی و آهک آرژیلیتی است.

– **تفسیر:** روزن‌بران پلانکتونی در دریای باز و ژرفای بیش از ۲۰۰ متری به فراوانی یافت می‌شوند (Flugel, 2004; Knoerich & Mutti, 2003). وجود گل فراوان در این رخساره و گل‌پشتیبان بودن آن نشان‌دهنده عدم وجود محیط کم‌ژرفاست و فراوانی موجودات دریایی در این رخساره ناشی از یک محیط کم انرژی و محیط رسوبی دریای باز ژرف است (Flugel, 2010; Geel, 2000). میزان اندک عناصر زیای کف‌زی ناشی از رسوب‌گذاری رسوبات در محیط رمپ خارجی است، ژرفای این مناطق گاها به ۱۲۵ متر نیز رسیده است (Van Buchem et al., 2010) (شکل ۳–F).

۴– ۷. MF7– مادستون تا وکستون پلانکتونی اکینودرم‌دار (Mudstone to Planktonic/echinoderm wackestone)

این رخساره بیشتر شامل روزن‌بران پلانکتونی و اکینودرم و افزون بر آن دارای گاستروپود، خرده‌های صدف، روزن‌بران کف‌زی و گاه دارای خار اسفنج و سنگ‌شناسی آن آهکی و آهک رسی است.

– **تفسیر:** بافت این رخساره گل‌پشتیبان بوده که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در آب‌های با انرژی پایین است؛ همچنین حضور پلانکتون‌ها نشان از ژرف بودن محل تشکیل آن دارد و این رخساره در رمپ خارجی و دریای باز تشکیل شده است (شکل ۳- G).

با توجه به مقاطع نازک و مطالعه رخساره‌های تشخیص داده شده (جدول ۱) در چاه‌های مختلف میدان سلمان (شکل‌های ۹ تا ۱۳) فراوانی هر یک از رخساره‌ها در چاه‌های مورد مطالعه به دست آمده و افزون بر این از اطلاعات نمودارهای چاه‌پیمایی نیز برای تعیین سنگ‌شناسی و برقراری تطابق میان چاه‌های مورد مطالعه استفاده شده (شکل ۸) و در پایان نمودارهای دایره‌ای مربوط به هر چاه رسم شده است (شکل ۴). بیشترین فراوانی در کل مربوط به رخساره ۷ است و پس از آن رخساره‌های ۳ و ۶ در یک جایگاه قرار می‌گیرند. جایگاه بعدی مربوط به رخساره‌های ۱ و ۲ است و در پایان رخساره ۵ و سپس رخساره ۴ با کمترین فراوانی قرار می‌گیرند. به گونه‌ای که در چاه A فراوانی بیشتر با رخساره‌های لاگون و شول است؛ در چاه B و C فراوانی بیشتر با رخساره‌های لاگون است؛ در چاه D فراوانی بیشتر با رخساره‌های رمپ میانی و خارجی و در چاه E فراوانی با رخساره‌های دریای باز است.

با در نظر گرفتن موقعیت جغرافیایی چاه‌ها و میزان فراوانی رخساره‌ها این نتیجه به دست می‌آید که بخش کم‌ژرفای سکو در سمت چاه‌های A (باختر) و C (جنوب) و بخش ژرف‌تر سکو در چاه‌های D (خاور) و E (شمال) قرار گرفته است.

۵– محیط رسوبی

تفسیر محیط‌های رسوبی دیرینه مستلزم شناخت و توصیف دقیق رخساره‌هاست. بر پایه رخساره‌های شناسایی شده و با قرار دادن آنها در موقعیت مربوطه و همچنین با مطالعه منابع مرجع و همچنین مقایسه با محیط‌های امروزی (Wilson, 1975; Read, 1985; Shinn, 1986; Burchette & Wright, 1992; Reading, 1996; Tucker, 2001; Flugel, 2004; Warren, 2006; Flugel, 2010) مدل رسوبی دیرینه رمپ کربناته برای سازند داریان تعیین شده است. با مطالعه مقاطع نازک و تعیین انواع رخساره‌های رسوبی سازند داریان در میدان سلمان در چاه‌های مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که ۷ ریزرخساره متعلق به محیط دریای باز، شول و لاگون هستند؛ به‌گونه‌ای که بررسی تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و مقایسه آنها با محیط‌های رسوبی امروزی و دیرین نشان می‌دهد که رخساره‌های سازند داریان در چاه‌های مورد مطالعه در یک محیط سکوی (پلت فرم) کربناته دریایی از نوع رمپ نهشته شده‌اند (شکل۵) و ویژگی‌های رخساره‌ای مانند گل‌پشتیبان بودن بیشتر رخساره‌ها و نیز عدم گسترش قابل ملاحظه رخساره‌های پرانرژی مانند شول ناشی از پشت به باد بودن این رمپ است و با در نظر گرفتن موقعیت جغرافیایی چاه‌ها و میزان فراوانی رخساره‌ها در هر چاه از باختر به خاور در میدان سلمان میزان رخساره‌های دریای باز، رمپ خارجی و میانی افزایش می‌یابد؛ در حالی که فراوانی رخساره‌های سدی به شدت کاهش می‌یابد. در مورد رخساره‌های لاگون نیز کاهش فراوانی دیده می‌شود ولی این کاهش به شدت رخساره‌های شول نیست. در نتیجه از باختر به خاور میدان سلمان، ژرفای حوضه افزایش می‌یابد. افزون بر این از جنوب به شمال این میدان، فراوانی رخساره‌های لاگون و سدی کاهش می‌یابد در حالی که فراوانی رخساره‌های دریای باز، رمپ خارجی و میانی افزایش می‌یابد. بنابراین از جنوب به شمال میدان سلمان افزایش ژرف حوضه را شاهد خواهیم بود.

۶– دیاژنز سازند داریان در میدان سلمان

آشفتگی زیستی، میکریتی شدن، سیمانی شدن به‌ویژه سیمان کلسیتی، فشردگی به همراه استیلولیتی شدن، نوشکلی، دولومیتی شدن، شکستگی و پیریتی شدن از فرایندهای دیاژنزی میدان سلمان در مخزن داریان هستند.

۶– ۱. فعالیت‌های زیستی

از فرایندهای دیاژنزی دیده شده در سازند داریان، فرایند میکرایتی شدن توسط موجودات میکروسکوپی (قارچ‌ها، باکتری‌ها، جلبک‌ها) است. موجودات میکروسکوپی خرده‌های اسکلتی را حفر می‌کنند و پس از خالی کردن حفرات با قطر ۵ تا ۱۵ میکرون، آنها با میکرایت پر می‌شوند که ممکن است سرانجام یک دانه کاملاً میکرایتی شده تولید شود (Kobluk & Risk, 1977). این فرایند در محیط دریایی و به‌صورت دیاژنز اولیه صورت می‌پذیرد (Flugel, 2004). دانه‌های میکرایتی شده به‌ویژه در لاگون‌ها فراوان هستند (Scoffin, 1987) (شکل A – ۶).

۶– ۲. سیمانی شدن

با توجه به محدودیت‌های حاصل از فواصل زیاد نمونه‌گیری و مقاطع نازک تهیه شده از خرده‌های حفاری، از سیمان‌های اصلی سازند داریان در منطقه خلیج فارس،

می‌توان به سیمان پرکننده حفرات، سیمان هم‌بعد و دندانه‌ای، سیمان هم‌محور و سیمان فراگیرنده اشاره کرد.

سیمان پرکننده حفرات، پرکننده حفرات درون اسکلتی است. در محیط دیاژنزی فراتیک دریایی ساکن (غیرفعال) سیمانی شدن به حفرات درون اسکلتی محدود می‌شود مانند آنچه که در بایوکلاست‌های شکم‌پایان و روزن‌بران وجود دارد (Tucker, 2001). این نوع سیمان در بیشتر بایوکلاست‌های شکم‌پایان و حجرات داخلی روزن‌بران در سازند داریان وجود دارد (شکل ۶- B). سیمان‌های هم‌بعد (شکل ۶- C) و دندانه‌ای (شکل ۶-D) از سیمان‌های اصلی پرکننده خلل و فرج در سنگ‌های کربناتی هستند که در محیط‌های جوی نزدیک سطح یا در محیط دفنی رسوب می‌کنند. منشأ چنین سیمان‌هایی انحلال خود رسوب است (Tucker & Wright, 1996). این نوع سیمان‌ها به‌صورت پرکننده بخش‌های متخلخل سازند دیده می‌شوند. سیمان‌های هم‌محور و فراگیرنده (شکل ۶-E) از جمله سیمان‌های درشت مربوط به محیط دفنی هستند (Tucker, 2001). سیمان حاشیه‌ای هم‌محور در پیرامون بیشتر دانه‌های اکینودرم وجود دارد که رشد سیمان روی این گونه دانه‌های تک‌بلوری گاه دانه‌های چندبلورین و کوچک مجاور را در بر گرفته و سیمان فراگیرنده ایجاد کرده است.

با توجه به انواع سیمان‌های دیده شده در سازند داریان، سیمان‌های دریایی (منطقه وادوز و منطقه فراتیک دریایی ساکن) و تدفینی هستند. سیمان‌های تدفینی سبب پرشدن خلل و فرج و شکستگی‌ها و کاهش تخلخل شده‌اند ولی سیمان‌های اولیه همان‌گونه که بیان شد سبب حفظ بهتر تخلخل در طی مراحل بعدی دیاژنز می‌شوند.

۶- ۳. تراکم

فشردگی به دو نوع مکانیکی و شیمیایی تقسیم می‌شود. فشردگی مکانیکی بی‌درنگ پس از رسوب‌گذاری شروع می‌شود. در صورتی‌که فشردگی شیمیایی بیشتر به چند صدمتر دفن نیاز دارد. از فشردگی مکانیکی تنها در جایی که سیمان اولیه قابل توجهی وجود داشته باشد، جلوگیری می‌شود. در گرینستون‌ها و پکستون‌ها دانه‌ها شکسته می‌شوند؛ اگر بایوکلاست پیش‌تر حل شده باشد پوشش میکرایتی ریزش خواهد کرد و یا خواهد شکست. در وکستون‌ها و مادستون‌ها فشردگی مکانیکی در جایی که باروها به هم فشرده شده‌اند به خوبی دیده می‌شود (Tucker & Wright, 1996).

فشردگی شیمیایی حاصل از افزایش انحلال در محل تماس دانه‌هاست که در طول سطح مشترک رسوب که تحت تنش قرار گرفته است (Tucker, 2001). فشردگی شیمیایی و انحلال فشاری از فرایندهای مهم تدفین است. سه ساخت مهم انحلال فشاری شامل ۱) تماس دانه به دانه (Fitted Febrics)، ۲) لایه‌های انحلالی (Dissolution Seams) و ۳) استیلولیت‌ها (Stylolites) است. از میان سه نوع ساخت فرایند تراکم شیمیایی، دو نوع رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها در سازند داریان دیده می‌شود. لایه‌های انحلالی در بیشتر سنگ‌آهک‌های آرژیلی سازند داریان معمول هستند و آنها بدون اینکه دانه‌ها را قطع کنند، به‌طور پیوسته از پیرامون یا میان دانه‌ها عبور می‌کنند. مواد غیر قابل حل همچون کانی‌های رسی در آنها تجمع یافته‌اند. استیلولیت‌ها به‌صورت مضرس و ممتد، هم دانه‌ها و هم سیمان و ماتریکس را قطع می‌کنند و درون آنها مواد غیر قابل حل تجمع می‌یابد.

در مجاورت استیلولیت‌های دیده شده در سازند داریان (شکل‌های ۶- F و G) تمرکز مواد بیتومنی، کانی‌های رسی و گسترش دولومیت‌ها را می‌توان دید، که احتمالاً در جایی که استیلولیت‌ها با کانی‌های رسی پر شده‌اند، به‌صورت سدهایی در برابر حرکت سیال‌ها رفتار کرده‌اند؛ زیرا در کنار آنها آثار بیتومن و نفت مرده دیده می‌شود. این امر می‌تواند نشان‌دهنده رفتار استیلولیت‌ها به‌صورت کانال‌های عبوری در این مناطق و کمک‌کننده در مورد حرکت سیال‌ها باشد (Park & Schot, 1968).

۶- ۴. انحلال

از جمله فرایندهای دیاژنزی مهم در طی تدفین، انحلال لایه‌ها و ماتریکس است (شکل ۶- C). اگر چه با افزایش ژرفا، تخلخل سنگ‌آهک‌ها در نتیجه سیمانی شدن و تراکم کاهش می‌یابد ولی می‌تواند از راه انحلال و یا شکستگی ایجاد شود (Tucker & Wright, 1996). شکستگی زیر سطحی می‌تواند مرتبط با فعالیت زمین‌ساختی، فروریختگی ناشی از انحلال یا کاهش حجم در نتیجه انحلال فشاری باشد.

البته حضور ریزشکستگی‌های پر شده با کلسیت و سیمانی شدن قطعات دیگر نشان از این مطلب دارد که انحلال در سازند داریان صورت پذیرفته و سبب ایجاد تخلخل ثانویه شده است.

۶- ۵. نوشکلی (نئومورفیسم)

یکی دیگر از پدیده‌های دیاژنزی دیده شده در سازند داریان، نوشکلی است (شکل ۶- H) که به سه حالت دیده می‌شود:

الف) تغییر آراگونیت به کلسیت.

ب) تبلور دوباره که در آن ترکیب کانی‌شناسی ثابت باقی می‌ماند.

ج) نوشکلی افزایشی که اندازه بلورها در یک گل آهکی یا میکرایت افزایش می‌یابد و بلورها درشت‌تر می‌شوند.

دو نوع پدیده نوشکلی افزایشی و کلسیتی‌شدن در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. به‌طورکلی نوشکلی افزایشی در سنگ‌آهک‌های ریزدانه رخ می‌دهد که موزاییک‌هایی از بلورهای میکرواسپار (به‌طور کلی از ۵ تا ۱۰ میکرون) و بلورهای سودواسپار درشت‌تر (۳۰ میکرون) را ایجاد می‌کند که در طی دیاژنز جوی اولیه در طی دیاژنز دفنی رخ می‌دهد (Bathurst, 1976; Tucker & Wright, 1996).

پدیده کلسیتی‌شدن در سازند داریان در تبدیل پوسته‌های آراگونیتی شکم‌پایان و دوکفه‌ای‌ها به کلسیت دیده می‌شود. این فرایند در محیط‌های مختلف فراتیک، تدفینی و یا وادوز صورت می‌گیرد. نوشکلی افزایشی از جمله فرایندهای دیاژنزی است که سبب کاهش تخلخل می‌شود.

۶- ۶. دولومیتی شدن

دولومیتی شدن یکی از پدیده‌های مهم دیاژنزی است که بیشتر منشأ جانشینی دارد و در طول سازند، در برخی از مقاطع مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۶- I). با توجه به مطالعه مقطع نازک، دولومیت‌های موجود در سازند داریان را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد. دولومیت‌های گروه اول در سنگ‌آهک‌های دارای بافت مادستون تا وکستون دیده می‌شوند. این دولومیت‌ها در نتیجه مدل مخلوط جوی- دریایی و آب‌وهوای مرطوب تشکیل شده‌اند (Tucker & Wright, 1996) و گروه دوم دولومیت‌های دانه شکری هستند، که در شرایط تدفین رسوبات، دیاژنز تأخیری و در دمای بالا و به آرامی تشکیل شده‌اند. همچنین در برخی موارد تخلخل بین بلوری بالا در میان این نوع دولومیت‌ها دیده می‌شود. همچنین با توجه به وجود آثار هیدروکربنی در میان بلورهای این نوع دولومیت می‌توان گفت که دولومیتی شدن در این بخش همزمان و یا پیش از تشکیل نفت و مهاجرت آن بوده است.

بلورهای دولومیت دیده شده در سازند داریان از حالت خودشکل تا بی‌شکل تغییر می‌کنند. در سنگ‌آهک‌هایی با بافت مادستون تا وکستون بلورهای دولومیت با بافت صفحه‌ای (خودشکل) با مرزهای مستقیم و خاموشی مستقیم و شفاف در زمینه‌ای از میکرایت به‌صورت شناور حضور دارند. در مرحله پیشرفته‌تر، دولومیتی شدن این بلورهای دولومیتی با بافت صفحه‌ای، سبب گسترش فضاهای خالی میان بلورهای دولومیت لوزی‌شکل شده و یک بافت دانه شکری ایجاد کرده‌اند که آثار نفت دیده شده میان بلورهای دولومیت بیانگر وجود چنین تخلخل‌های بین بلوری است. چنین حالتی ممکن است بیانگر این مطلب باشد که محتوای دولومیت به بیش از ۵۰ درصد افزایش یافته است و بلورهای لوزی شکل دولومیت‌ها به‌طور فزاینده‌ای به هم برخورد و یک چهارچوب حمایتی و تخلخل بین بلوری ایجاد کرده‌اند. برخی دیگر از دولومیت‌های دیده شده سازند داریان بافت صفحه‌ای تا غیرصفحه‌ای نشان می‌دهند که این امر بیانگر پیشرفت بیشتر دولومیتی‌شدن است. به‌گونه‌ای که

بلورهای دولومیت در یکدیگر قفل شده‌اند. چنین حالتی سبب کاهش ویژگی‌های مخزنی (تخلخل و تراوایی) می‌شود. همچنین بلورهای دولومیت پراکنده در طول استیلولیت‌ها و رگه‌های انحلال فشاری در بخش‌هایی از سازند داریان دیده می‌شود (شکل ۶- G) که این امر نیز نشان‌دهنده تدفینی بودن (Tucker, 2001) دولومیت‌های سازند داریان است.

از دولومیت‌های قابل توجه دیگر در سازند داریان دولومیت زین اسبی است. این نوع ویژه از دولومیت تدفینی به واسطه بلورهای بسیار درشت، سطوح بلوری منحنی و خاموشی موجی مشخص می‌شود و معمولاً دارای میانبارهای سیال (Fluid Inclusion) است که بیشتر آنها از آهن هستند (Tucker, 2001). حجم آهن در دولومیت مرتبط با سنگ‌شناسی سنگ‌های دربر گیرنده است. دولومیت باروک معمولاً گویای کانی‌سازی سولفیدی، فعالیت گرمابی و به‌طور معمول همراهی هیدروکربن‌ها و شرایط احیایی است (Tucker, 2001) و این امر نشان می‌دهد که درون پنجره نفتی و در دماهای ۶۰ تا ۱۵۰ سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند (Warren, 2000). این دولومیت‌ها با بافت غیرصفحه‌ای نشان‌دهنده تشکیل در دمای بالا (۵۰ تا ۱۰۰) و یا فوق اشباع بودن سیال‌های دولومیتی کننده است. مشاهده این نوع از دولومیت در سازند داریان بر عملکرد دیاژنز تدفینی در سازند داریان دلالت دارد.

دولومیتی‌شدن در سازند داریان بیشتر در رخساره‌های مرتبط با انرژی پایین و به‌صورت دولومیتی‌شدن انتخابی ماتریکس دیده می‌شود. در بیشتر موارد دولومیتی شدن ماتریکس کامل نشده و سنگ حاصل شامل بایوکلاست‌های کلسیتی شناور در یک ماتریکس دولومیتی شده ریزبلور تا متوسط‌بلور است. دولومیت‌های دیده شده در سازند داریان از نوع دولومیت‌های ثانویه هستند و هیچ شاهدی از وجود دولومیت‌های اولیه دیده نمی‌شود. این دولومیت‌ها در بیشتر موارد پتانسیل خوبی برای تجمع هیدروکربن‌ها در این میدان دارند زیرا دارای تخلخل بین بلوری و تراوایی هستند. به همین دلیل بررسی آنها اهمیت زیادی دارد.

۶- ۷. پیریتی‌شدن

پدیده پیریتی شدن در بیشتر بخش‌های سازند داریان دیده می‌شود (شکل۶- J). پیریت که کانی در جازای تیپیک گل‌های دریایی غنی از مواد آلی است، در محیط دیاژنزی سولفیدی بدون اکسیژن تشکیل می‌شود (Tucker, 2001) و به‌صورت دانه‌ها و بلورهای کوبیک در سازند داریان دیده می‌شود که در بسیاری از موارد پوسته‌های دوکفه‌ای یا روزن‌بران به‌صورت کامل یا بخشی پیریتی شده‌اند و نیز بلورهای پیریت در کنار قطعات اسکلتی به‌صورت تجمعی از بلورهای کوچک دیده می‌شوند. پیریتی‌شدن در برخی از بخش‌های سازند، به‌قدری گسترش یافته است که حتی تشخیص نوع بافت اولیه سنگ را ناممکن می‌سازد. از آنجا که پیریتی‌شدن در سازند داریان بیشتر همراه با بافت‌های انحلال فشاری است، می‌توان گفت که پیریت حاصل فرایند دیاژنز تأخیری است.

اصلی‌ترین فرایندهای دیاژنزی (شکل ۷) در محیط فراتیک دریایی شامل آشفتگی زیستی، میکریتی شدن، سیمان هم‌ستبرا و فشردگی مکانیکی هستند و همچنین فرایندهای دیاژنزی در محیط فراتیک آب شیرین شامل نوشکلی، سیمان هم‌محور، انحلال و سیمان کلسیتی هم‌بعد است.

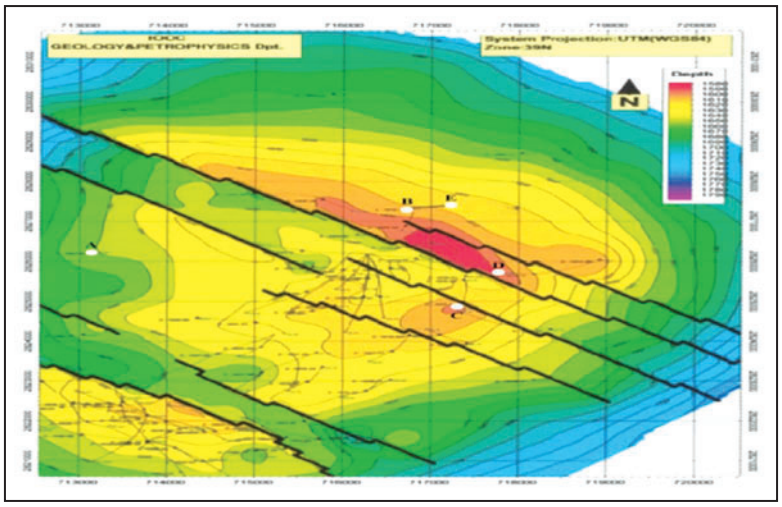
در دیاژنز تأخیری با افزایش فشار وارد شده بر رسوبات مخزن داریان فشردگی مکانیکی و به دنبال آن فشردگی شیمیایی افزایش می‌یابد و انحلال فشارشی و در پایان استیلولیتی شدن رخ می‌دهد که سبب ایجاد سیمان‌های هم‌بعد به واسطه افزایش فشردگی و انحلال می‌شود.

با توجه به فرایندهای گوناگون دیاژنزی در این سازند و تأثیر مستقیم آنها روی کیفیت مخزنی به بررسی اثر هر کدام از این فرایندها پرداخته می‌شود؛ میکریتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی (مکانیکی)، نوشکلی و پیریتی شدن سبب انسداد خلل و فرج و گلوگاه‌های موجود در مخزن می‌شوند و تخلخل و تراوایی را کاهش می‌دهند؛ در حالی که فشردگی (شیمیایی)، دولومیتی شدن و شکستگی سبب ایجاد فضاهای خالی و برقراری ارتباط میان آنها می‌شوند، تخلخل و تراوایی را افزایش می‌دهند و سبب بالا رفتن کیفیت مخزنی می‌شوند.

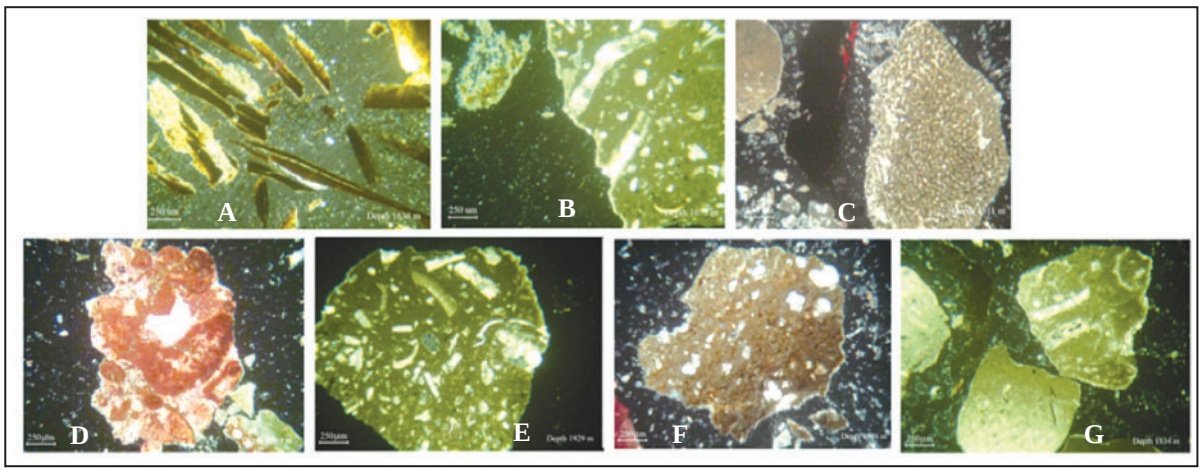
۷- نتیجه‌گیری

- با بررسی مقاطع نازک در چاه‌های مورد مطالعه مخزن داریان در میدان سلمان ۷ ریزرخساره مادستون، مادستون تا وکستون فسیل‌دار، وکستون اربیتولین‌دار تا پکستون، پکستون بایوکلستی تا گرینستون، وکستون اکینودرم‌دار تا پکستون، وکستون پلانکتونی تا پکستون و مادستون تا وکستون پلانکتونی اکینودرم‌دار تعیین شد.
- با توجه به نمودارهای دایره‌ای که در هر چاه رسم شده است بیشترین فراوانی در کل مربوط به رخساره ۷ است و پس از آن رخساره‌های ۱ و ۲ در یک جایگاه قرار می‌گیرند. جایگاه بعدی مربوط به رخساره‌های ۳ و ۶ است و در پایان رخساره ۵ و سپس رخساره ۴ با کمترین فراوانی قرار می‌گیرد.
- با در نظر گرفتن موقعیت جغرافیایی چاه‌ها و میزان فراوانی رخساره‌ها در هر چاه از باختر به خاور در میدان سلمان میزان رخساره‌های دریای باز، رمپ خارجی و میانی افزایش می‌یابد در حالی که فراوانی رخساره‌های سدی به شدت کاهش می‌یابد. در مورد رخساره‌های لاگون نیز کاهش فراوانی دیده می‌شود ولی این کاهش به شدت رخساره‌های شول نیست در نتیجه از باختر به خاور میدان سلمان ژرفای حوضه افزایش می‌یابد. افزون بر این از جنوب به شمال این میدان فراوانی رخساره‌های لاگون و سدی کاهش می‌یابد در حالی که فراوانی رخساره‌های دریای باز، رمپ خارجی و میانی افزایش می‌یابد. بنابراین از جنوب به شمال میدان سلمان ژرفای حوضه افزایش می‌یابد.
- بررسی ریز رخساره‌های مطالعه شده در میدان سلمان متعلق به محیط‌های دریای باز، سد و لاگون است و سازند داریان در این ناحیه در یک محیط رمپ کربناته گل‌پشتیبان بادپناه نهشته شده است.
- فرایندهای دیاژنزی در این میدان شامل آشفتگی زیستی، میکریتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی (مکانیکی، شیمیایی)، نوشکلی، دولومیتی شدن و پیریتی شدن است که میکریتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی (مکانیکی)، نوشکلی و پیریتی شدن کاهنده کیفیت مخزنی بوده در حالی که فشردگی (شیمیایی)، دولومیتی شدن و شکستگی افزاینده کیفیت مخزنی هستند.

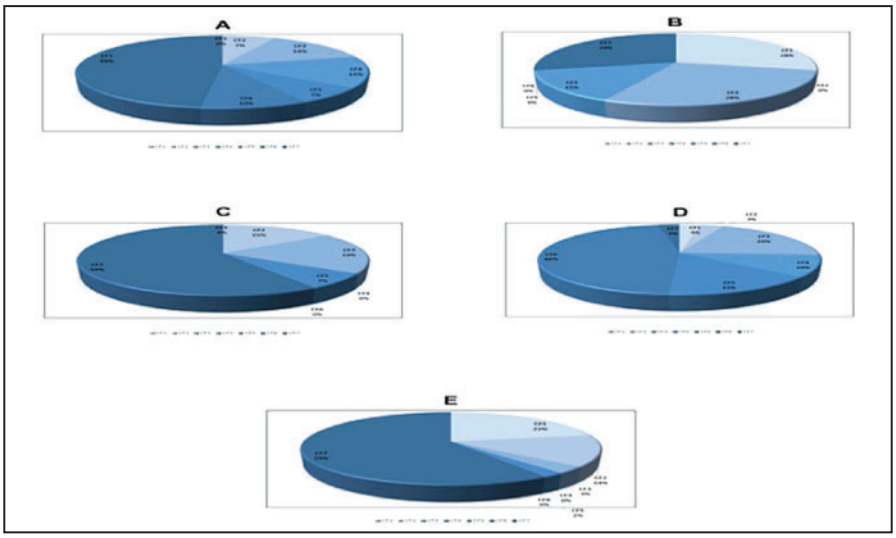
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی میدان سلمان در حوضه خلیج فارس.



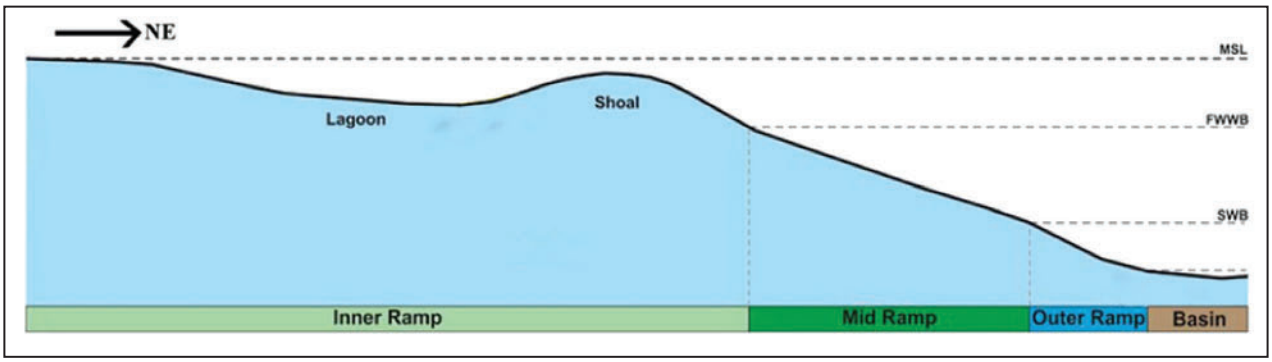
شکل ۲- موقعیت جغرافیایی چاه‌های مورد مطالعه در میدان سلمان.



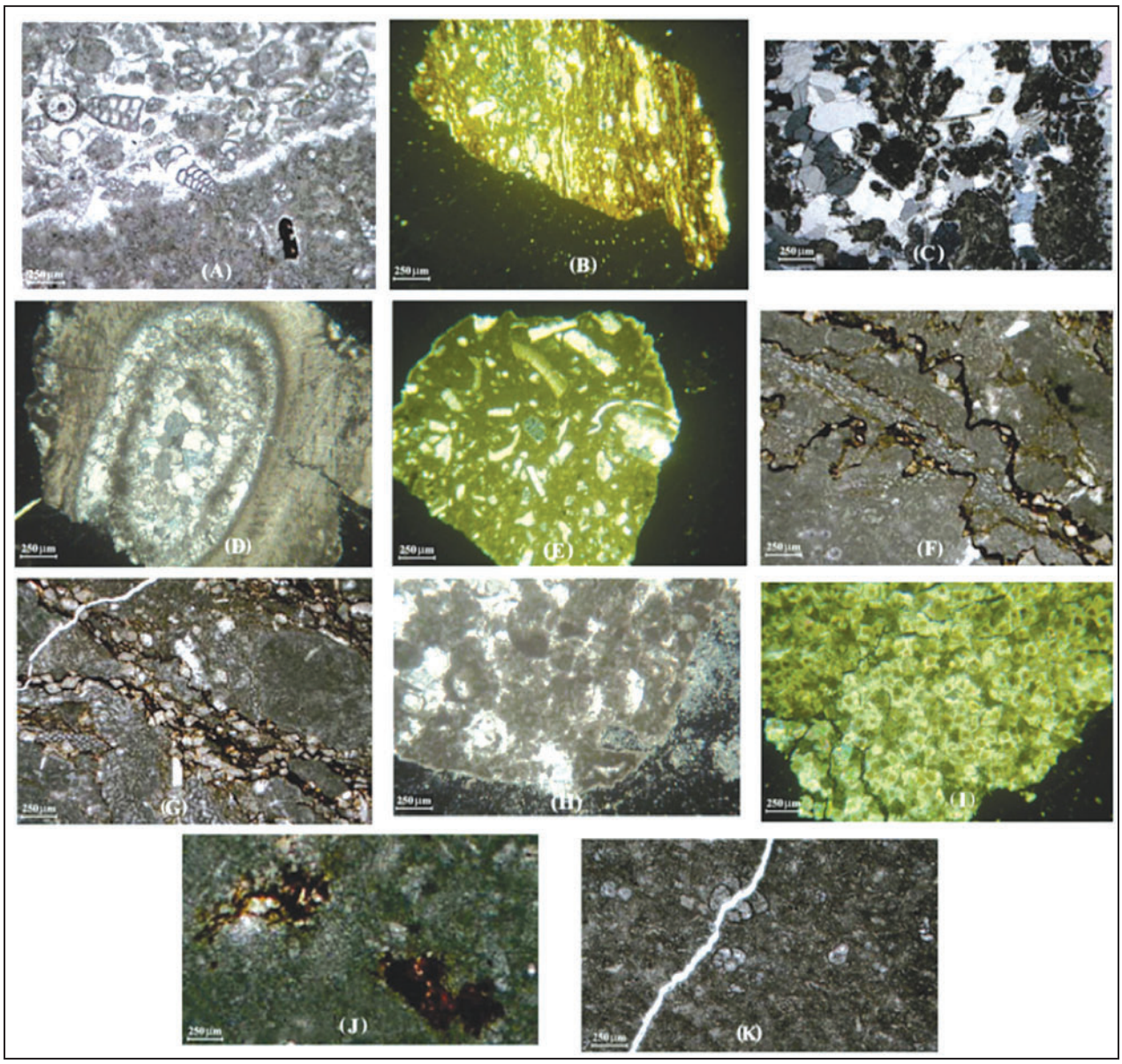
شکل ۳- A) رخساره مادستون؛ B) رخساره مادستون تا وکستون فسیل‌دار؛ C) رخساره وکستون اربیتولین‌دار تا پکستون؛ D) رخساره پکستون بایوکلستی تا گرینستون؛ E) رخساره وکستون اکینودرم‌دار تا پکستون؛ F) رخساره وکستون پلانکتونی تا پکستون؛ G) رخساره مادستون تا وکستون پلانکتونی اکینودرم‌دار.



شکل ۴- فراوانی رخساره‌های تعیین شده در چاه‌های مورد مطالعه در میدان سلمان.



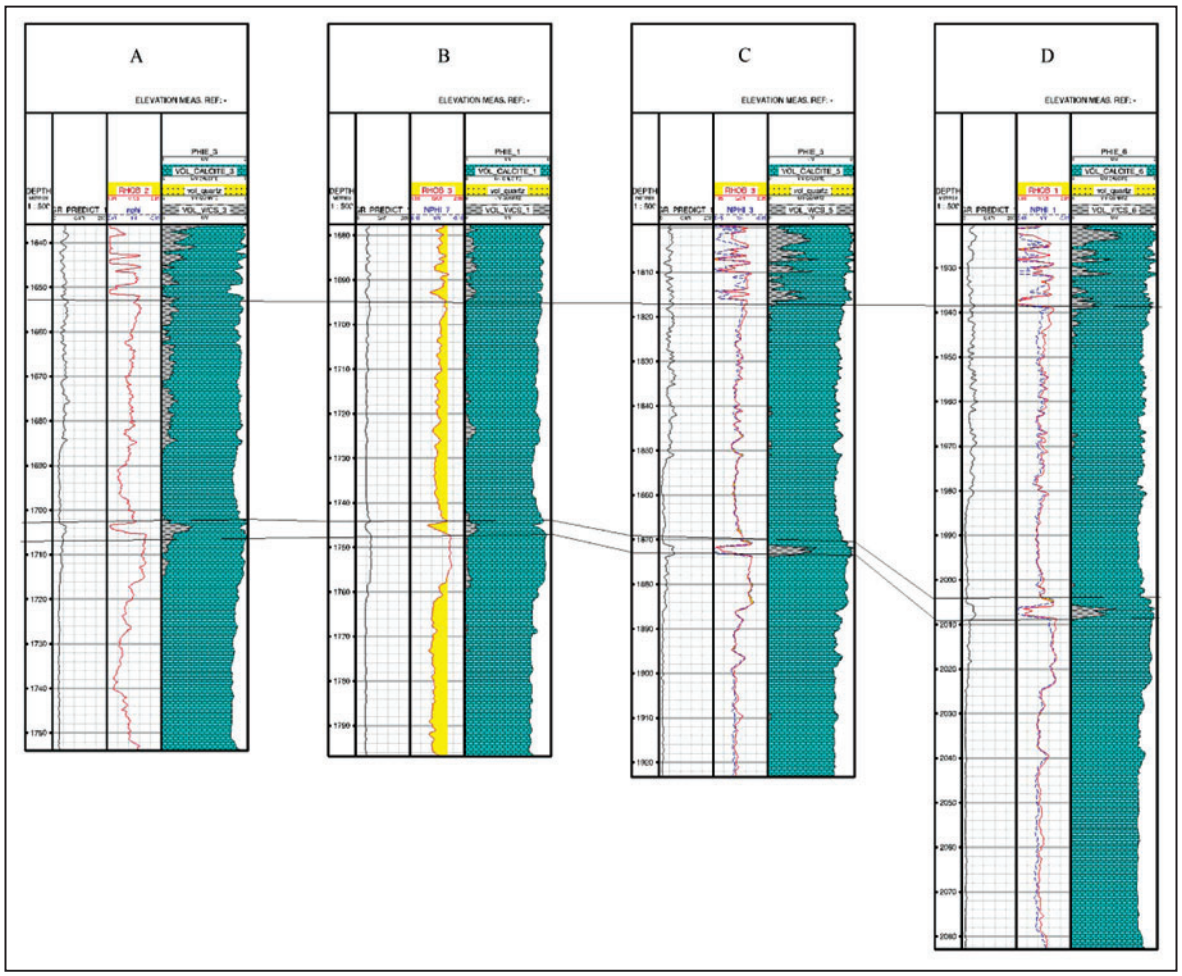
۵- محیط رسوبی مخزن داریان در میدان سلمان.



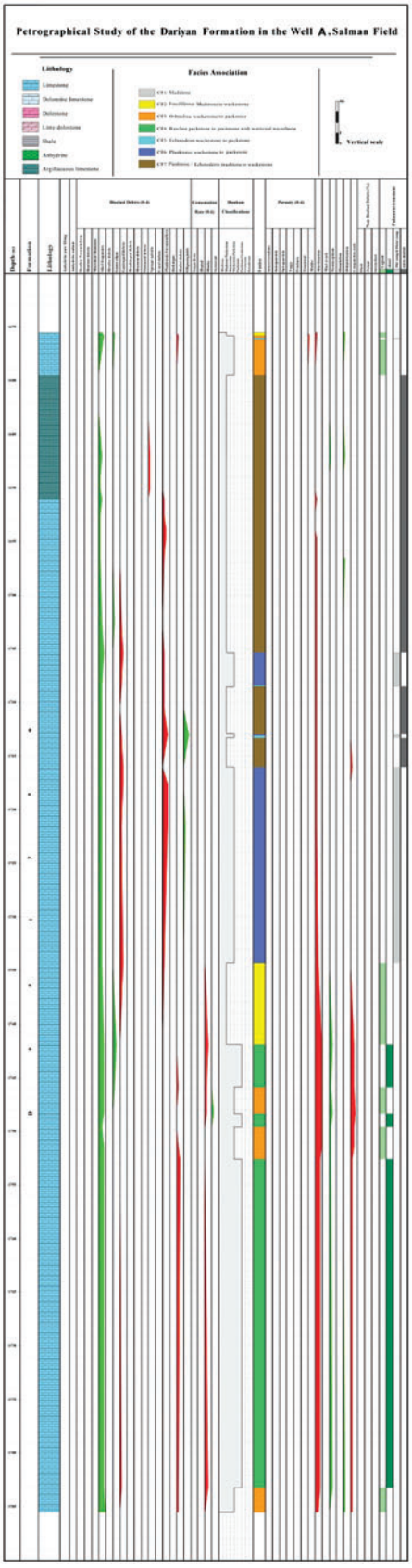
شکل ۶- A) میکریتی شدن؛ B) سیمانی شدن پر کننده حفرات؛ C) سیمانی شدن بلوکی و انحلال؛ D) سیمانی شدن دروزی؛ E) سیمانی شدن هم‌محور؛ F) فشردگی شیمیایی (انحلال فشاری، استیلولیتی شدن)؛ G) انحلال فشاری و دولومیتی شدن؛H) نوشکلی؛ I) دولومیتی شدن (شکل‌دار بلورین)؛ J) پیریتی شدن؛ K) شکستگی.

محیط های دیاژنتیکی / فرایندهای دیاژنتیکی		دریایی	متئوریک	تدفینی
آشفتگی زیستی				
میکرایتی شدن				
سیمانی شدن	کلسیت اسپاری هم بعد			
	کلسیت هم محور			
فشردگی مکانیکی				
تبلور مجدد				
فشردگی شیمیایی	رگچه های انحلالی			
	استیلولیت			
دولومیتی شدن	جانشینی			
	دانه شکری			
شکستگی				
پیریتی شدن				

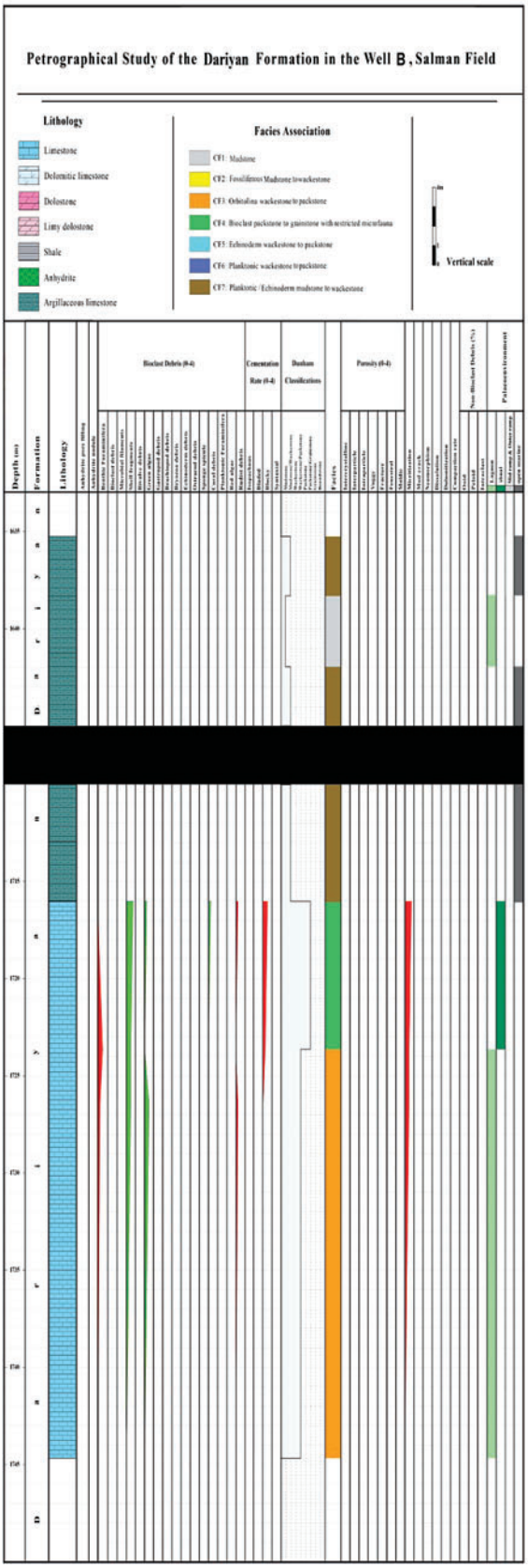
شکل ۷- فرایندهای دیاژنزی در میدان سلمان.



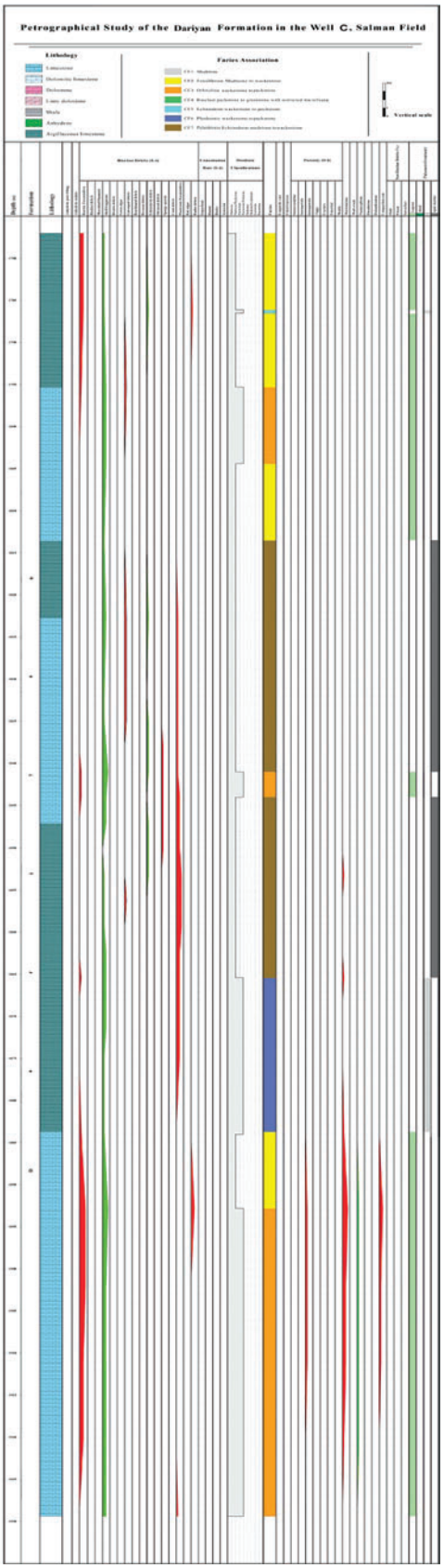
شکل ۸- تطابق در چاه‌های مورد مطالعه میدان سلمان در مخزن داریان.



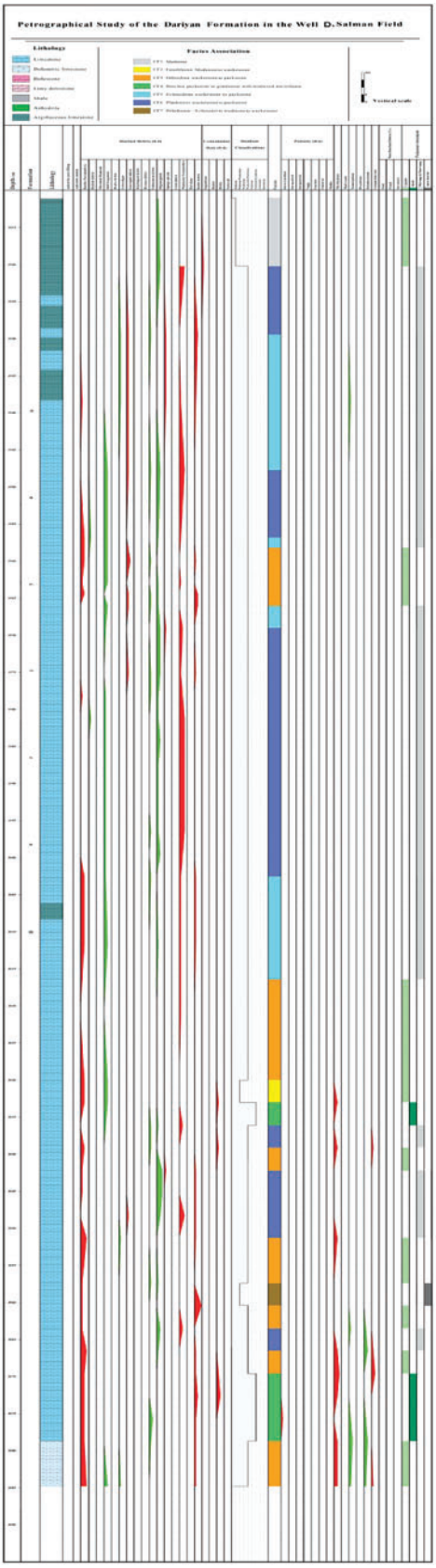
شکل ۹- ستون رخساره‌ای چاه A.



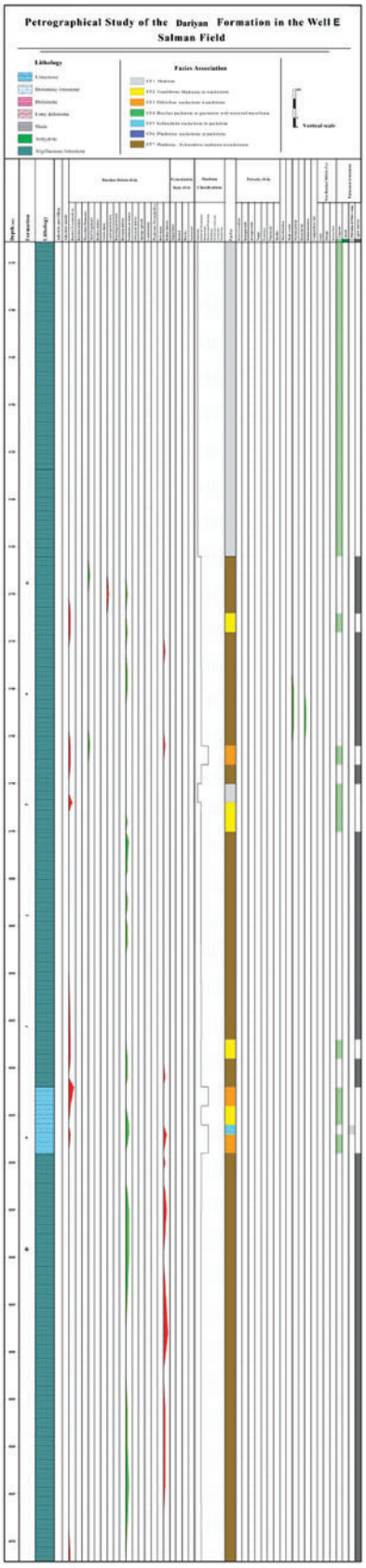
شکل ۱۰- ستون رخساره‌ای چاه B.



شکل ۱۱- ستون رخساره‌ای چاه C.



شکل ۱۲- ستون رخساره‌ای چاه D.



شکل ۱۳- ستون رخساره‌ای چاه E.

جدول ۱- قرارگیری رخساره‌ها در مخزن داریان در میدان سلمان.

Lagoon	Shoal	Mid and Outer Ramp	Open marine
Mudstone/ Packstone	Packstone/ Grainstone	Wackestone/ Packstone	Mudstone/ wackestone
Benthic Foraminifera, Gastropod, Ostracod and Green Algae	Bivalve and Echinoderm debris and rare Benthic F.	Pelagic Foram, Echinoderm.,and Spine Fragments of Bivalve, and rare Benthic F.	Pelagic Foram, Echinoderm.,and Spine Fragments of Bivalve
MF1,MF2,MF3	MF4	MF5,MF6	MF7

کتابنگاری

آدابی، م.ح. و عباسی، ر.، ۱۳۸۸- تاریخچه دیاژنتیکی سازند داریان بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در کوه سیاه واقع در شمال شرق شیراز و چاه شماره ۱ سبزپوشان، نشریه علوم دانشگاه تهران.

امیری، م.، رحیم‌پور بناب، ح.، اسدی، ا. و صرفی، م.، ۱۳۸۸- محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند در داریان میدان پارس جنوبی، نشریه پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی.

پورباقر، م.، آدابی م. ح.، صادقی، ع. و قلاوند، ه.، ۱۳۸۵- مقایسه میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند داریان در تاقدیس آنه و چاه چلینگر (۳)، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

رحیم‌پور بناب، ح .، مرادی، م.، ناصری، ز. و رضایی، م. ر.، ۱۳۸۱- ویژگی های مخزنی ومحیط رسوبی سازند داریان در خلیج فارس(از تنگه هرمز تا منتهی الیه شمال غربی خلیج فارس)، دانشگاه تهران.

سعدی‌راد، ف.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، محمودی قرایی، م. ح. و آرمون، ا.، ۱۳۸۹- تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند داریان را در میدان نفتی آزادگان، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شرکت نفت فلات قاره، ۱۳۸۲- گزارشات داخلی، پژوهش و توسعه شرکت نفت فلات قاره.

شمیرانی، ا.، سیدامامی، ک.، امیر بختیار، ح. و قلاوند، ه.، ۱۳۷۹- یافته‌های نوین سنگ‌چینه‌شناسی و زیست‌چینه‌شناسی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.

لاسمی، ی. و سیاهی، م.، ۱۳۸۴- محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در بخش جنوبی فرو افتادگی دزفول (برش خامی و چاه سولابدر ۳)، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، صص ۵۶۶ تا ۵۷۰.

References

Alsharhan, A. S. & Kendall, C. G. St. C., 2003- Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. Earth-Science Reviews, V. 61, p. 191-243.

Alsharhan, A. S. & Nairn, A. E. M., 1997- Sedimemtary basins and petroleum of the Middle East. Elsevier. 942p.

Alsharhan, A. S., 1985- Depositional enviroments, reservoir units evolution and hydrocarbon habitat of Shaiba formation, Lower Cretaceous Abu Dhabi,U.A.E: Am.Assoc.Petrol. Geol.Bull., V.69,p.899-912.

Bathurst, R. G. C., 1976- Carbonatesediments and their diagenesis chapter 12: Neomorphic processes in diagenesis. Elsevier pub. P: 475-516.

Burchette, T. P. & Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional system, Sedimentary Geology,79.p: 3-57.

Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture In: Ham, W.E. Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1. pp. 108–121.

Flugel, E., 2004- Microfacies of carbaonate rocks. Berline, Springer, 976p.

Geel, H., 2000- Recognition of stratigraphic carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfasies analysis of Paleogene deposits in southestern Spain.Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, Vol. 1550, pp. 211-238.

Hottinger, L., 1997- Shallow benthicfoaminifelal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations.Bulletin de la Société géologique de France, Vol. 168, pp. 491-505.

James, G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, no. 12, p. 2182-2245.

Knoerich, A. C. & Mutti, M., 2003- Controls of facies and sediment composition on the diagenetic pathway of shallow water Heterozoan carbonats: the Oligocene of the Maitese Islands. International Journal of Earth Sciences, Vol. 92, pp. 494-510.

Kobluk, D. R. & Risk, M. J., 1977- Calcification of exposed filaments of edolithic algae, micrite envelope formation and sediment production. J.Sedim. Petrol. N.47, 517-528p.

Park, W. C. & Schot, E. E., 1968- Stylolitization in carbonate rock , in: Muller, G. and Friedman. G.M.(eds.) Recent development in carbonate sedimentology in central Europe. P. 66-74.

Read, J. F., 1985- Carbonate platform facies models, A.A.P.G. Bull., V. 69, No.1,P:1-21.

Reading, H. G., 1996- Sedimentary envirinments: processes, facies and stratigraphy. 3 rd edition, Blackwell Science, P.669.

Reiss, Z. & Hottinger, L., 1984- The Gluf of Aqaba, ecological micropaleontology, Springer-Verlag, Vol. 50, pp. 1-354.

Sadooni, F. N. & Alsharhan, A. S., 2003- Stratigraphy, microfacies, and petroleum potential of the Mauddud Formation (Albian–Cenomanian) in the Arabian Gulf basin. AAPG Bulletin, V. 87, no. 10, pp. 1653–1680.

Scoffin, T. P., 1987- Introduction to carbonate sediments and rocks, Chapman and Hall, 266p.

Shinn, E. A., 1986- Carbonate Depositional Environments Modern and Ancient - Part 1: Tidal Flats: Colorado School of Mines Quarterly, V. 81, n. 1, 74 p.

Tucker, M. E. & Wright, P. V., 1996- Carbonate Sedimentology, Black Scientific Pub., 482p.

Tucker, M. E., 2001- Sedimentary Petrology, Black Scientific Pub.,260p.

Van Buchem, F. S. P., Baghbani, D., Bulot, L. G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, S. A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., Vedrenne, V. & Vincent, B., 2010- Barremian – Lower Albian sequence-stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates, GeoArabia Special Publication 4, v. 2, p. 503-548.

Warren, J. K., 2006- Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons: Berlin, Springer, 1036 p. Wilson, B.R., 1975. Carbonate Facies in Geological History. Springer, Berlin, p. 471.

Warren, J. K., 2000- Dolomite: occurrence, evolution andeconomically important associations. Earth Science Reviews, 52, 1-81.

Wilson, B. R., 1975- Carbonate Facies in Geological History. Springer, Berlin, p. 471.

Investigation of Microfacies, Sedimentary Environment and Diagenesis Processes of Dariyan Reservoir in Salman Oil Field

K. Rezaeeparto [1], H. Rahimpour Bonab [2*], A. Kadkhodaie [3], M. Arian [4] & E. Hajikazemi [5]

[1] Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran
[2] Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran
[3] Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran
[4]Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran
[5] Ph. D., Offshore Oil Company, Tehran, Iran

Received: 2014 December 20 Accepted: 2015 June 13

Abstract

Dariyan Formation (Aptian-Albian) is one of the main reservoir units in the South West of Iran which is equivalent to Shuaiba Fm. Since the first step in the evaluation study of reservoir rock is studying the microfacies, depositional environments and diagenesis processes, in this research we have discussed these parameters in Dariyan reservoir in Salman oil field A, B, C, D and E wells. On the basis of petrographic studies classification of carbonate rocks by Dunham's method and nomination of microfacies by Flugel's classification was done and 7 basic microfacies have been identified: Mudstone, Mudstone to fossiliferous wackestone, Orbitolinid wackestone to packstone, Bioclast packstone to grainstone with restricted microfauna, Echinoderm wackestone to packstone, Planktonic wackestone to packstone, Mudstone to Planktonic/ echinoderm wackestone, that belong to open marine sedimentary environment, shoal and lagoon. The study of vertical and lateral facies changes and comparing them with modern and ancient sedimentary environments show that Dariyan Formation in this area is deposited in a leeward mud dominated carbonate ramp. Due to numerous diagenetic processes observed in the formation, of their direct impact on the quality of the reservoir to the conclusion that micritization, cementation, compaction (mechanical), neomorphism, and pyritification to block the pores and pore through in the reservoir porosity and permeability decrease while, compaction (chemical), dolomitization, and fracture caused voids and communication between them. Finally, the porosity and permeability of the reservoir increased and led to higher quality.

Key words: Dariyan Formation, Shuaiba, Microfacies, Salman field, Carbonate Ramp.

For Persian Version see pages 267 to 278

*Corresponding author: H. Rahimpour Bonab; E-mail: hrahimpor@gmail.com

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional