

محیط رسوبی، دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در چاه B میدان نفتی کیلور کریم

لیلا آزاد شهرکی^۱، حسین رحیم‌پور بناب^{۲*} و محسن رنجبران^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران

۲ و ۳- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

نویسنده مسئول: hrahimpor@gmail.com

دریافت: ۹۶/۲/۶ پذیرش: ۹۶/۱۲/۲

چکیده

سازند کربناته فهلیان (به سن نئوکومین) یکی از مخازن مهم گروه خامی در جنوب‌باختری ایران است. در این پژوهش، توالی رسوبی سازند فهلیان در میدان کیلور کریم، واقع در دزفول جنوبی، با ستبرای ۵۲۰ متر به منظور شناسایی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، فرآیندهای دیاژنزی و چینه‌نگاری سکانسی مورد مطالعه قرار گرفته است. با بررسی برش‌های نازک میکروسکوپی (۴۹۰ عدد)، ۱۱ ریزرخساره متعلق به کمربند رخساره‌ای شناسایی گردید که، با توجه به اختصاصات شناخته‌شده از محیط‌های رسوبی شاخص، همه آن‌ها در محیط رمپ کربناته هم‌شیب بر جای گذاشته شده‌اند. برتری رخساره‌ای (از دید فراوانی) در این برش با زیرمحیط رمپ درونی و به‌ویژه کولاب بوده و بنابراین می‌توان دریافت که این ناحیه در زمان نهشت سازند فهلیان، بخش‌های کم‌عمق و حاشیه‌ای حوضه رسوبی زاگرس را تشکیل می‌داده است. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی که کربنات‌های این سازند را تحت تأثیر قرار داده‌اند، میکریتی شدن، نوریختی، سیمانی شدن، انحلال، فشردگی، دولومیتی شدن، شکستگی و پیریتی شدن بوده‌اند. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی منجر به شناسایی سه سکانس رسوبی رده سوم دربرگیرنده دسته‌های رسوبی پیشرونده و تراز بالا برای سازند فهلیان گردید. مرز زیرین سکانس نخست، از نوع اول و سایر مرزهای سکانسی از نوع دوم می‌باشند. با توجه به عدم گسترش فرآیندهای دیاژنزی مؤثر در کیفیت مخزنی و حجم زیاد گل آهکی متأثر از محیط رسوبی، کیفیت مخزنی سازند فهلیان در میدان کیلور کریم پایین بوده است.

واژه‌های کلیدی: سازند فهلیان، میدان نفتی کیلور کریم، محیط رسوبی، دیاژنز، چینه‌نگاری سکانسی، کرتاسه، زاگرس

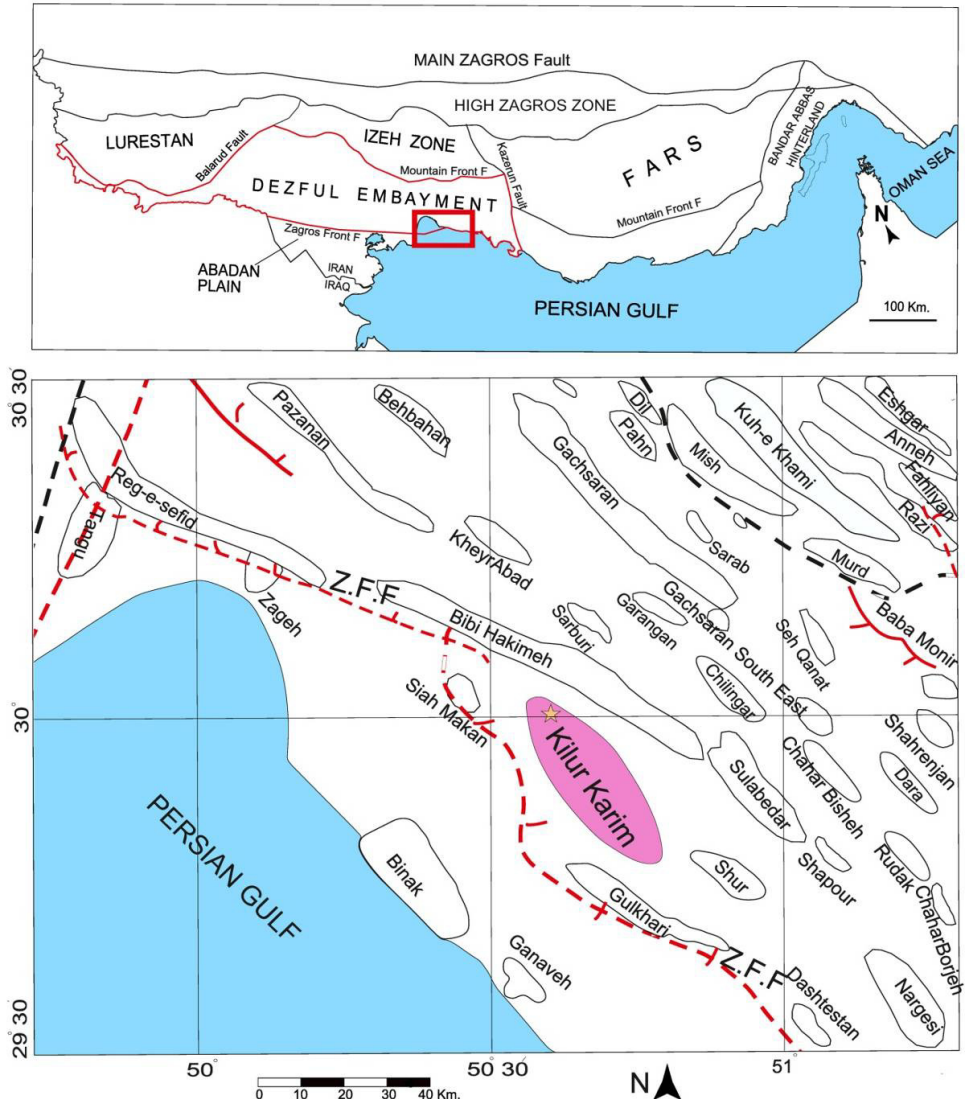
۱- مقدمه

دزفول به سازند گرو تبدیل می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). برش نمونه این سازند در منطقه زاگرس چین‌خورده (۹۰ کیلومتری جنوب‌شرق شهرستان گچساران) اندازه‌گیری و تعریف شده است (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). در برش نمونه، این سازند عمدتاً از آهک‌های ضخیم لایه مربوط به محیط رسوبی کم‌عمق حاوی فرامینیر کفزی و جلبک‌های فراوان تشکیل شده است. حد پایینی سازند فهلیان با دولومیت‌های تیره‌رنگ سازند سورمه در برش نمونه، همساز است اما در مناطقی که سازند هیث گسترش دارد، این سازند حد زیرین سازند فهلیان را تشکیل می‌دهد. حد بالایی این سازند در برش نمونه با مارن‌ها و آهک‌های سازند گدوان قابل انطباق است (مطیعی، ۱۳۷۲). میدان کیلور کریم در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول و ۳۰ کیلومتری شمال خلیج فارس و در امتداد میدان‌های بی‌بی حکیمه، شور، سولابدر، گلخاری و سیاه‌مکان واقع شده است (شکل ۱). در این پژوهش، توالی رسوبی سازند فهلیان در چاه B میدان

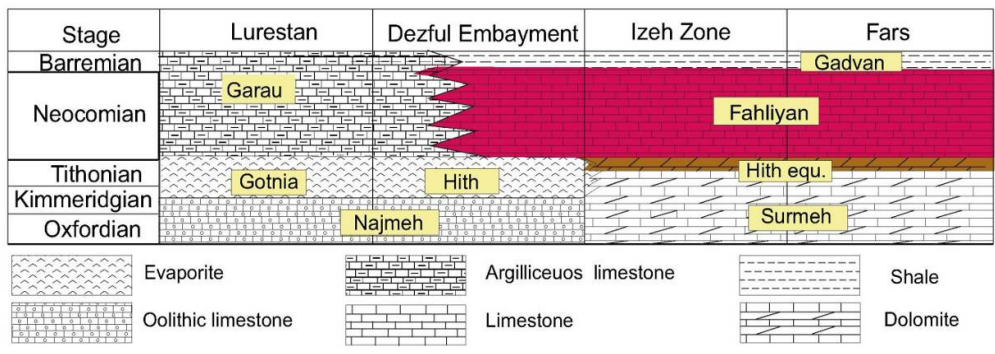
حوضه زاگرس در منطقه جنوب‌باختری ایران یکی از مهم‌ترین ایالات هیدروکربن جهان به شمار می‌رود که در حاشیه شمال‌خاوری ورقه عربی واقع گردیده است (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱). در این ایالت، بخش مهمی از ذخایر هیدروکربوری توسط توالی‌های کرتاسه میزبانی می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند فهلیان با سن کرتاسه زیرین (نئوکومین) از مخازن مهم هیدروکربوری گروه خامی است و به دلیل دارا بودن قابلیت مخزنی، پژوهش‌های گوناگونی بر روی آن انجام شده است (پیریایی و همکاران، ۱۳۸۳؛ ون بوخم و همکاران، ۲۰۰۶؛ کاوسی و همکاران، ۱۳۸۸؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰؛ ملکی و لاسمی، ۲۰۱۱؛ جمالیان و همکاران، ۲۰۱۱؛ صحراییان و همکاران، ۲۰۱۳؛ حسینی و همکاران، ۲۰۱۳؛ جمالیان و آدابی، ۲۰۱۵). سازند فهلیان در همه ناحیه فارس تا بخش جنوبی فروافتادگی دزفول و همچنین خلیج فارس گسترش دارد و در بخش شمالی

شیل‌ها و مارن‌های گدوان و مرز پایینی به‌طور ناپیوسته به تخیری‌های ژوراسیک بالایی سازند هیث محدود گردیده است (شکل ۲).

کیلورکریم با ستبری ۵۲۰ متر به‌منظور شناسایی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، فرآیندهای دیاژنزی و چین‌نگاری سکانسی مورد مطالعه قرار گرفته است. مرز بالایی سازند فهلیان در این برش به‌طور پیوسته به



شکل ۱. جایگاه جغرافیایی برش زیرسطحی مورد مطالعه (با تغییرات از مقصودی و شرکتی، ۱۳۸۰)



شکل ۲. جایگاه چین‌های سازند فهلیان در دزفول جنوبی (با تغییرات از جیمز و وایند (۱۹۶۵))

۲- روش پژوهش

در این پژوهش، افزون بر استفاده از نمودار پتروفیزیکی (لاگ گاما)، ۴۹۰ برش نازک تهیه شده از مغزه‌ها و خرده‌های حفاری مربوط به چاه B از میدان کیلورکریم مورد بررسی میکروسکوپی قرار گرفت. شایان یادآوری است که بیش‌تر نمونه‌های مغزه، در راستای تشخیص کلسیت از دولومیت، با محلول آلیزاین سرخ، بر پایه روش دیکسون (۱۹۶۶)، رنگ‌آمیزی شده و جهت تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده سنگ از جدول‌های مقایسه چشمی (باسلی و بوسلینی، ۱۹۶۵) استفاده گردیده است. ریزرخساره‌ها بر اساس تفاوت‌های بافتی، نوع و میزان فراوانی دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی، فراوانی خمیره و سیمان نمونه‌ها شناسایی و تفکیک گشته و بر پایه رده‌بندی دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) نام‌گذاری شدند. ریزرخساره‌های تعیین‌شده با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) و ویلسون (۱۹۷۵) مطابقت داده شده‌اند؛ سپس جایگاه ریزرخساره‌های شناسایی‌شده در مدل رسوبی و هم‌چنین نوع محیط رسوبی، با مدل‌های رسوبی شاخص (ویلسون، ۱۹۷۵؛ بورچت و رایت، ۱۹۹۲؛ فلوگل، ۲۰۱۰) مقایسه و تعیین گردیده است. از لاگ گاما در کنار برش‌های نازک میکروسکوپی برای کمک به شناسایی سطوح کلیدی سکنس‌های رسوبی استفاده شد. هم‌چنین عوارض دیاژنزی کربنات‌های فلهیان در چاه یادشده، شناسایی و توصیف گردید.

۳- شرح و تفسیر ریزرخساره‌ها

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، ۱۱ ریزرخساره متعلق به پنج کمر بند رخساره‌ای شناسایی شد که به ترتیب از سمت خشکی به دریا به شرح زیر می‌باشند:

۱-۳- ریزرخساره‌های رمپ درونی^۱۱-۱-۳- ریزرخساره‌های پهنه کشندی^۲

MF1- مادستون آهکی/دولومیتی (Dolomudston / lime mudstone)

این ریزرخساره از گل آهکی، گل آهکی دولومیتی شده و دولومیت‌های ریز بلور تشکیل شده است (شکل ۳، تصویر

A). دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت که توسط باد منتقل شده‌اند، با فراوانی کمتر از پنج درصد در آن پراکنده‌اند. از مشخصات این ریزرخساره، گسترش خوب فابریک روزنه‌ای و نبود هرگونه بیوکلاست است. باتوجه به شواهد یاد شده برای این ریزرخساره و در مقایسه با محیط‌های کربناته امروزی نظیر خلیج فارس (فریدمن، ۱۹۹۵) این ریزرخساره می‌تواند در پهنه فراکشندی تشکیل شده باشد و معادل RMF22 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

MF2- باندستون استرماتولیتی (Stromatolite boundstone)

ریزرخساره باندستون استرماتولیتی از لامیناسیون ظریف، رشته‌های جلبکی و تناوب آن با لامینه‌های میکربیتی تشکیل شده است. این ریزرخساره از لامیناسیون ظریف رسوبات با منشاء آلی - رسوبی تشکیل شده که توسط تجمعات میکروبی طی فرآیند پایدارسازی ذرات ایجاد می‌شوند (وارن، ۲۰۰۶). از ویژگی‌های ریزرخساره باندستون استرماتولیتی می‌توان به وجود ترک‌های گلی، دولومیتی‌شدن، فابریک روزنه‌ای و حضور محدود پلویید و استراکد اشاره کرد (شکل ۳، تصویر B). این ریزرخساره در ارتباط با زیر محیط میان‌کشندی بوده (پالما، ۲۰۰۷) و معادل RMF22 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

MF3- پکستون-گرینستون پلوییدی (Peloid packstone-grainstone)

بیش از ۶۰ درصد این ریزرخساره از پلوییدهای با جور شدگی خوب، نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار همراه با مقادیر کمی استراکد و خرده سیانوباکتری تشکیل شده است که دارای فابریک روزنه‌ای می‌باشد (شکل ۳، تصویر C). فشردگی سبب تغییر شکل دانه‌های پلویید و خردشدگی در برخی از آن‌ها شده است. این ریزرخساره با توجه به رخساره‌های همراه^۳، وجود فابریک روزنه‌ای و اجزای استراکد و سیانوباکتری، در زیر محیط میان‌کشندی نهشته شده است.

۲-۱-۳- ریزرخساره‌های کولاب^۴

MF4- مادستون/وکستون بیوکلاستی (Bioclast mudstone / wackestone)

بخش مادستونی این ریزرخساره، با فراوانی آلومی سه تا هفت درصدی، به ترتیب، دربرگیرنده خرده‌های جلبک سبز داسی‌کلاداسه، فرامینیفرهای کفزی، دوکفه‌ای‌های

³ Facies association⁴ Lagoon¹ Inner ramp² Tidal flat

اکنونورم، گاستروپود و استراکد می‌باشند (مجموعاً حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد) که در یک خمیره میکریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳، تصویر E). از ویژگی‌های بارز این ریزرخساره می‌توان به دو فرآیند میکریتی‌شدن و زیست‌آشفته‌گی اشاره کرد. این ریزرخساره قابل مقایسه با RMF20 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. وجود پلویید (کاجنوویک و همکاران، ۲۰۰۸)، خمیره میکریتی، همراهی جلبک و فرامینیفرهای کفزی (فلوگل، ۲۰۱۰) و گستردگی پدیده‌های میکریتی‌شدن و آشفته‌گی زیستی (مارر و همکاران، ۲۰۰۹) از تشکیل این ریزرخساره در یک زیرمحیط کم‌عمق و کم انرژی همچون کولاب حکایت دارد.

MF6- فلوتستون استرماتوپوروییدی پلوییدی (Peloid stromatopoid floatstone)

آلوکم اصلی این ریزرخساره، استرماتوپورویید در اندازه ۱ تا ۵ میلی‌متر و با فراوانی ۳۵ درصد می‌باشد. از دیگر اجزای اسکلتی آن، لیتوکودیم، فرامینیفرهای کفزی تکستولاریا، دخانیا، میلیولید، خرده‌های جلبک سبز داسی‌کلاداسه، دوکفه‌ای و اکنودرم (با فراوانی مجموعاً ۱۵ درصد) را می‌توان نام برد (شکل ۳، تصویر F). این ریزرخساره معادل RMF17 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. به‌طور کلی، فراوانی استرماتوپورویید و لیتوکودیم به همراه فرامینیفرهای کفزی و جلبک‌های سبز آهکی و بافت گل‌پشتیبان در این ریزرخساره گواه بر رسوب‌گذاری در زیرمحیط کولاب است. در چنین جایگاهی، ساختارهای زیستی کومه‌ای استرماتوپورویید و لیتوکودیم تشکیل می‌شود (کوچ و همکاران، ۲۰۰۲؛ گامت و همکاران، ۲۰۰۵؛ ورتز، ۲۰۰۹).

MF7-۱-۳- ریزرخساره‌های پشته‌های کربناته^۵ گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار (Intraclastic peloid grainstone)

پلویید با فراوانی ۵۰ تا ۵۵ درصد در اندازه ۰/۲ تا ۱ جزء مهم تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است که به‌طور عمده دارای جورشدگی و گردشگی خوب است. هم‌چنین با توجه به مشاهده برخی ساختارهای اولیه در پلوییدها به‌نظر می‌رسد که این پلوییدها از میکریتی‌شدن دانه‌های کربناته پیشین حاصل شده باشند. دیگر آلوکم‌های مشاهده‌شده در این ریزرخساره، اینتراکلاست، آئید و

نازک پوسته، گاستروپود و استراکد بوده و بخش وکستونی آن، با فراوانی بالای (۲۵ تا ۳۰ درصدی) جلبک سبز داسی‌کلاداسه و فرامینیفرهای کفزی (نظیر تروکولینا، تکستولاریا، سدوساکلامینا، شوفاتلا، دخانیا و میلیولید) و فراوانی کمتر (سه تا پنج درصدی) دوکفه‌ای، گاستروپود، لیتوکودیم، استرماتوپورویید، اکنودرم و استراکد شناخته می‌شود که آلوکم‌ها در یک خمیره میکریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳، تصویر D). افزون بر دانه‌های بیوکلاستی بیان‌شده، پلویید با فراوانی حدود یک درصد نیز در بخش وکستونی به چشم می‌خورد. از مشخصه‌های بارز این ریزرخساره می‌توان به دو فرآیند میکریتی‌شدن و زیست‌آشفته‌گی اشاره نمود. جلبک‌های سبز در آهک‌های نهشته‌شده در دریا‌های کم‌عمق کرتاسه زاگرس به فراوانی یافت می‌شوند و تنوع بالایی دارند (پروانه نژاد شیرازی، ۲۰۰۸؛ حسینی و همکاران، ۲۰۱۳). فراوانی جلبک‌ها در این ریزرخساره نشان‌دهنده استقرار در پهنه نوری بوده و شکوفایی این زیست‌مندان در محیط‌های با درجه شوری نزدیک به نرمال در عمق ۳ تا ۵ متر رخ داده است (ریدینگ، ۱۹۹۱). با توجه به مقادیر فراوان جلبک‌های سبز آهکی و فرامینیفرهای کفزی به همراه گاستروپودها (آدابی و همکاران، ۲۰۱۰؛ جمالیان و همکاران، ۲۰۱۱؛ صحراپیان، ۲۰۱۳)، حفظ‌شدگی شکل کامل روزن‌داران (میشرا و تیواری، ۲۰۰۶)، وجود مقادیر بالای گل در میان دانه‌ها و دانه‌های فرعی پلویید (آدابی و همکاران، ۲۰۰۴)، هم‌چنین فرآیندهای زیست‌آشفته‌گی و میکریتی‌شدن (مارر و همکاران، ۲۰۰۹) مبین رسوب‌گذاری در زیرمحیط کولاب است (بچمن و هیرچ، ۲۰۰۶؛ پالما، ۲۰۰۷). این ریزرخساره بیش‌ترین ضخامت (۵۸٪) را در توالی مورد مطالعه به خود اختصاص داده و معادل رخساره استاندارد شماره ۲۰ فلوگل (۲۰۱۰) به شمار می‌رود.

MF5- پکستون پلوییدی بیوکلاستی (Bioclast peloid packstone)

پلوییدها با فراوانی حدود ۴۰ درصد جزء مهم تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند که در اندازه ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر دیده می‌شوند. اجزای اسکلتی این ریزرخساره به ترتیب فراوانی شامل خرده‌های جلبک سبز، فرامینیفرهای کفزی (تکستولاریا، میلیولید، دخانیا و سدوساکلامینا)، لیتوکودیم، استرماتوپورویید، دوکفه‌ای،

⁵ Shoal

اسپاریتی و فراوانی آئیدها بیانگر نهشت این ریزرخساره در انرژی بالای محیط در بخش مرکزی پشته‌های کربناته می‌باشد (تاکر، ۲۰۰۱).

۳-۲- ریزرخساره‌های رمپ میانی^۶

MF10- وکستون بیوکلاستی (Bioclast wackestone)

خرده‌های اکینودرم با فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد بیوکلاست اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. دیگر آلوکم‌های مشاهده شده در این ریزرخساره، دوکفه‌ای، فرامینیفراهای کفزی (همچون شوفاتلا، سدوساکلامینا و تکستولاریا)، خرده‌های جلبک سبز و مقادیر ناچیزی سوزن اسفنج می‌باشند که همگی در یک خمیره میکریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳، تصویر I). این ریزرخساره قابل مقایسه با رخساره RMF7 فلوگل (۲۰۱۰) است. از آنجا که نبود زیست‌مندان چارچوب‌ساز در سکوی کربناته منجر به جابه‌جایی زیاد نهشته‌ها می‌شود و همچنین با توجه به حمل آسان خرده‌های جلبک، این ذرات می‌توانند از کولاب و پشته‌های زیرآبی حمل و به محیط‌های دریای باز گسترش یابند (فلوگل، ۲۰۱۰). وجود خمیره گلی به همراه فراوانی اجزای اسکلتی (اکینودرم و دوکفه‌ای) و مقادیر اندک فرامینیفراهای کفزی و خرده‌های جلبک سبز نشان‌دهنده نهشت این ریزرخساره در رمپ میانی است.

۳-۳- ریزرخساره‌های رمپ بیرونی^۷

MF11- مادستون/وکستون بیوکلاستی (Bioclast mudstone/wackestone)

سوزن‌های اسفنج، دوکفه‌ای‌های نازک‌دیواره و خرده‌های اکینودرم، قطعات اسکلتی هستند که با فراوانی ۱۰ تا ۳۰ درصد و در ابعاد کوچک در این ریزرخساره دیده می‌شوند (شکل ۳، تصویر K). این ریزرخساره معادل با RMF3 فلوگل (۲۰۱۰) بوده و به دلیل داشتن بافت گل‌پشتیبان، حضور سوزن‌های اسفنج و دوکفه‌ای‌های نازک‌دیواره در زیرمحیط رمپ بیرونی نهشته شده است. این ریزرخساره در توالی مورد مطالعه کمتر از دیگر ریزرخساره‌ها و به صورت محدود دیده می‌شود.

مقادیری بیوکلاست شامل قطعات اکینودرم، فرامینیفراهای کفزی (تکستولاریا، سدوساکلامینا و میلیولید) می‌باشند که در یک زمینه اسپاریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳، تصویر G). این ریزرخساره معادل RMF27 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. بافت دانه‌پشتیبان، جورشدگی و گردشدگی خوب اجزاء و گسترش سیمان دریایی هم‌ضخامت، تشکیل این ریزرخساره را در محیط فریاتیکی دریایی تأیید می‌کند (بترست، ۱۹۷۵) و به یک پشته کربناته تعلق دارد.

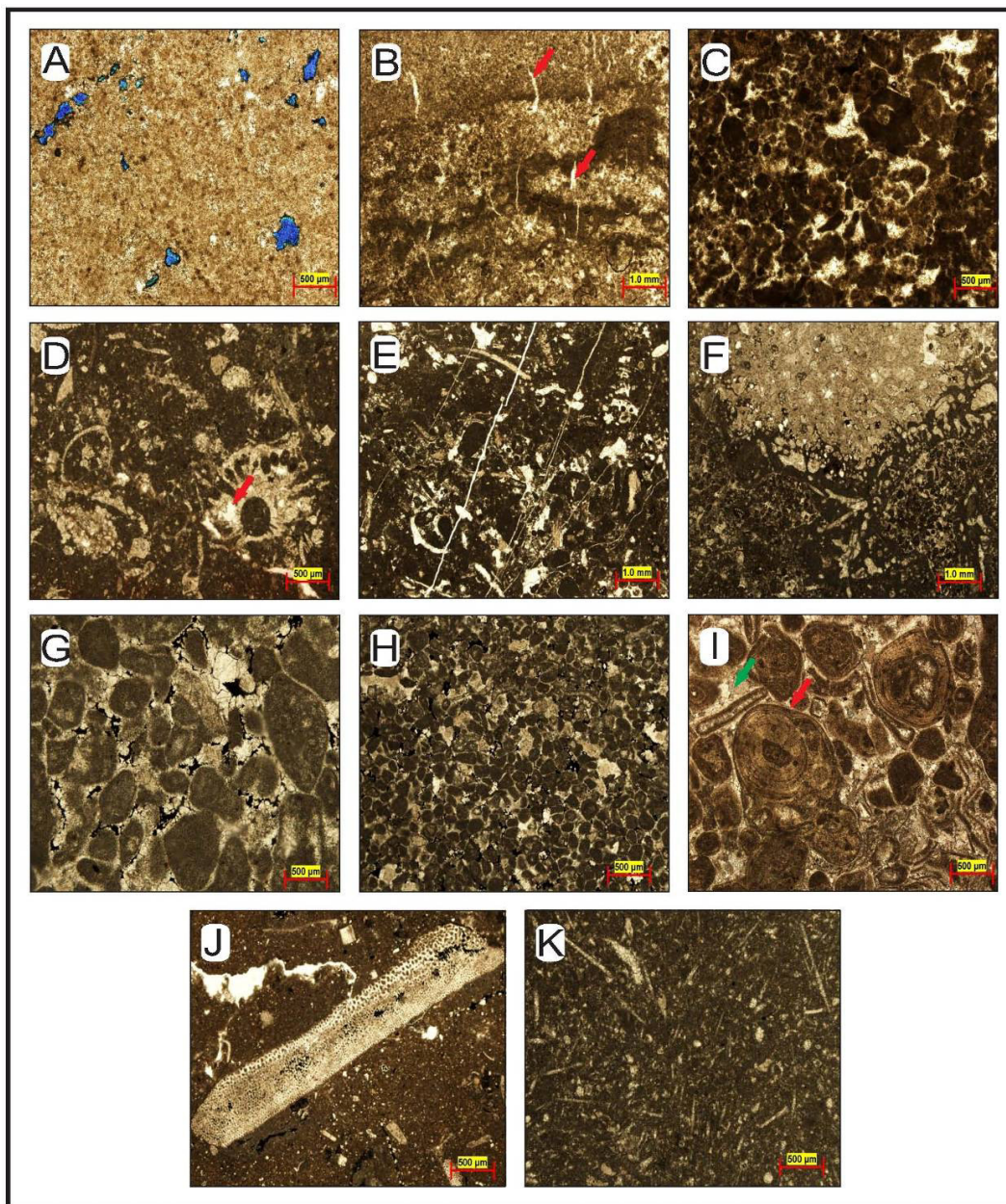
MF8- گرینستون پلوییدی بیوکلاستی (Bioclast peloid grainstone)

پلویید با فراوانی بیش از ۳۵ درصد و در اندازه ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر، جزء مهم تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است که به همراه قطعات اکینودرم و فرامینیفراهای کفزی غالباً میکریتی‌شده (عمدتاً تکستولاریا، میلیولید، دخانیا و سدوساکلامینا)، استروماتوپورویید، دوکفه‌ای، جلبک سبز و مقادیری اجزای غیراسکلتی همچون اینتراکلاست و آئید (مجموعاً با فراوانی ۲۵ درصد) دیده می‌شود (شکل ۳، تصویر H). این ریزرخساره را می‌توان معادل RMF26 فلوگل (۲۰۱۰) در نظر گرفت که به واسطه بیوکلاستی بودن و غلبه اجزای اسکلتی متعلق به دریای باز نظیر اکینودرم، به حواشی پشته خصوصاً بخش رو به دریای آن تعلق دارد (فلوگل، ۲۰۱۰). در بخش‌های رو به کولاب پشته‌های کربناته نیز می‌توان ریزرخساره گرینستون پلوییدی بیوکلاستی را مشاهده کرد با این تفاوت که عمدتاً اجزای اسکلتی کولابی و از نوع خرده‌های استروماتوپورویید است.

MF9- گرینستون آئیدی پلوییدی (Peloid ooid grainstone)

آئیدهای متحدالمرکز دارای سیمان هم‌ضخامت در اندازه ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر جزء مهم تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند (فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد) که بیش‌تر از نوع منفرد بوده اما نوع مرکب نیز در آن‌ها قابل مشاهده است. پلوییدها با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ از دیگر اجزای مهم این ریزرخساره می‌باشند که به همراه مقادیر بسیار کم اینتراکلاست، فرامینیفراهای کفزی (عمدتاً سدوساکلامینا و تکستولاریا) و اکینودرم، دیگر آلوکم‌های این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۳، تصویر I). این ریزرخساره قابل مقایسه با RMF29 فلوگل (۲۰۱۰) است. زمینه

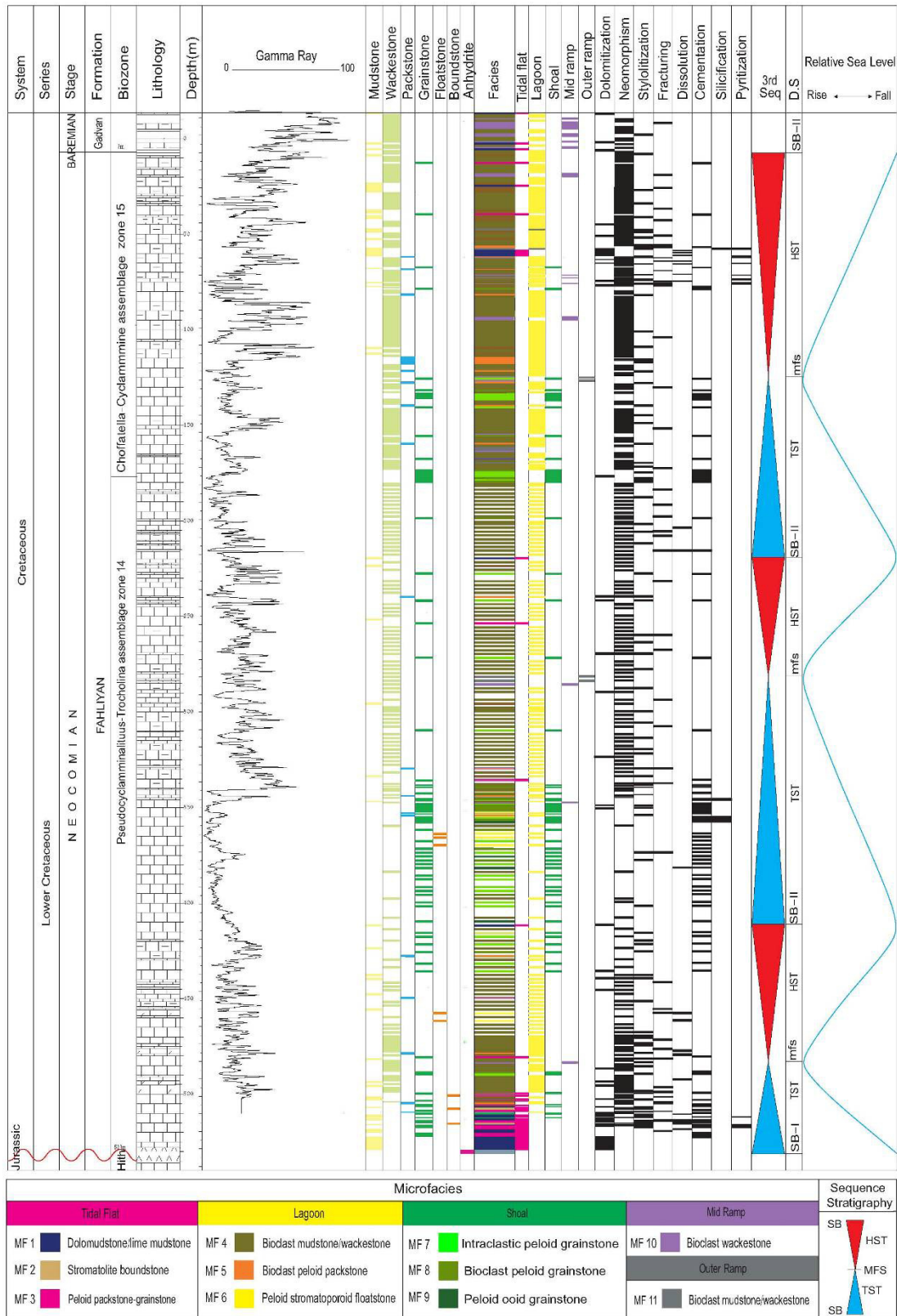
⁶ Mid ramp
⁷ Outer ramp



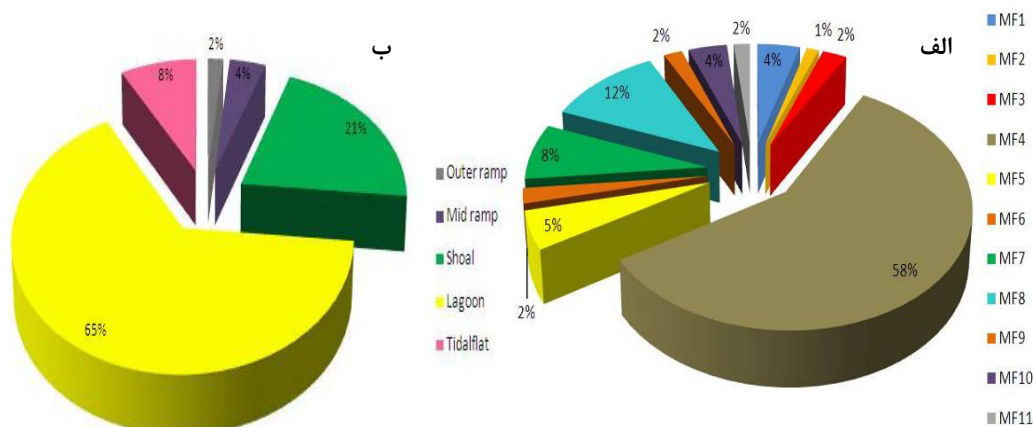
شکل ۳. A) ریزرخساره مادستون آهکی/دولومیتی؛ B) ریزرخساره باندستون استرمانولیتی دارای ترک گلی پر شده با کلسیت اسپاری؛ C) ریزرخساره پکستون-گرینستون پلوییدی؛ D) ریزرخساره مادستون/وکستون بیوکلاستی؛ انحلال و تخلخل قالبی ایجاد شده عمدتاً با سیمان پر شده؛ E) ریزرخساره پکستون پلوییدی بیوکلاستی؛ F) ریزرخساره فلوتستون استرمانوپلوییدی پلوییدی؛ G) ریزرخساره گرینستون پلوییدی اینتراکلاستدار؛ H) ریزرخساره گرینستون پلوییدی بیوکلاستی؛ I) ریزرخساره گرینستون آبییدی پلوییدی؛ سیمان هم‌ضخامت (پیکان سرخ) و هم‌بعد میان‌دانه‌ای (پیکان سبز)؛ J) ریزرخساره وکستون بیوکلاستی؛ K) وکستون بیوکلاستی

آن، کمربند رخساره‌ای پشته کربناته قرار می‌گیرد (۲۱٪). جایگاه بعدی مربوط به کمربندهای رخساره‌ای پهنه کشندی (۸٪) و رمپ میانی (۴٪) بوده و در پایان، کمربند رخساره‌ای رمپ بیرونی با کمترین فراوانی (۲٪) قرار می‌گیرد.

پس از شناسایی ریزرخساره‌های رسوبی در چاه B میدان کیلورکریم (شکل ۴)، گسترش هر یک از ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای در چاه مورد مطالعه، به‌منظور تعیین موقعیت آن‌ها را در محیط رسوبی، پیاده شد (شکل ۵) که بر این اساس، بیش‌ترین فراوانی رخساره‌ای مربوط به کمربند رخساره‌ای کولاب (۶۵٪) بوده و پس از



شکل ۴. ستون چینه‌ای، فرآیندهای دیاژنزی و سکانس‌های رسوبی سازند فهلیان در چاه B میدان کیلورجیم



شکل ۵. الف) فراوانی رخساره‌های مطالعه‌شده. ب) فراوانی کمربندهای رخساره‌ای مطالعه‌شده

۴- محیط رسوبی سازند فهلیان

در بازه ژوراسیک پسین شرایط اقلیمی گرم و خشک بر حاشیه ناپویای صفحه عربی حاکم بوده و رسوب‌گذاری انیدریت به‌صورت گسترده در حوضه رسوبی انجام گرفته است (موریس، ۱۹۸۰؛ زیگلر، ۲۰۰۱). پس از آن در طول کرتاسه پایینی با جایگزین‌شدن اقلیم مرطوب، نهشت تبخیری‌ها متوقف گردیده (زیگلر، ۲۰۰۱) و رسوبات بر روی سکوی کربناته از نوع رمپ نهشته شده‌اند (موریس، ۱۹۸۰). با توجه به ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای تعیین‌شده و تغییرات آن‌ها در توالی مطالعه شده (شکل ۴) و مقایسه با ریزرخساره‌های استاندارد (ویلسون، ۱۹۷۵ و فلوگل، ۲۰۱۰) می‌توان پیشنهاد کرد که سازند فهلیان در میدان کیلورکریم در یک رمپ کربناته هم‌شیب نهشته گردیده است. مطالعات پیشین صورت گرفته در دیگر مناطق بر روی سازند فهلیان نیز نشان‌دهنده نهشت این سازند در محیط رمپ کربناته بوده است (پیریایی و همکاران، ۱۳۸۳؛ ون بوخم و همکاران، ۲۰۰۶؛ کاوسی و همکاران، ۱۳۸۸؛ جمالیان و همکاران، ۲۰۱۱؛ صحراپیان و همکاران، ۲۰۱۳؛ حسینی و همکاران، ۲۰۱۳). نبود رسوبات توربیدیتی و رخساره‌های ریف‌های سدی و وجود تغییرات تدریجی در رخساره‌ها، موید هم‌شیب بودن رمپ کربناته بوده که زیرمحیط‌های رمپ درونی، رمپ میانی و رمپ بیرونی را در بر می‌گرفته است. شکل ۶ طرح ساده‌ای از محیط نهشت توالی سازند فهلیان و پراکنش ریزرخساره‌های مطالعه شده را نشان می‌دهد. در زمان رسوب‌گذاری سازند فهلیان (نتوکومین)، برتری رخساره‌ای (از دید

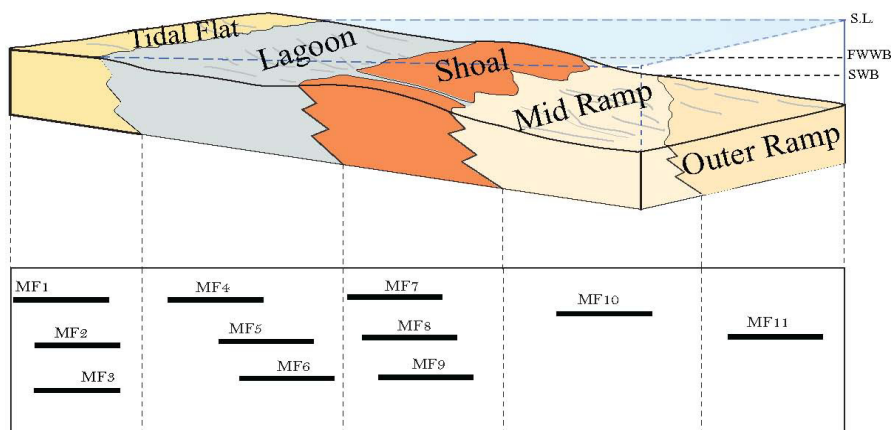
فراوانی) با زیرمحیط رمپ درونی و به‌ویژه کولاب بوده است و می‌توان دریافت که این ناحیه در زمان نهشت سازند فهلیان، بخش‌های کم‌عمق و حاشیه‌ای حوضه رسوبی زاگرس را تشکیل می‌داده است.

۵- دیاژنز

کربنات‌ها از نظر کانی‌شناختی ناپایدار بوده و می‌توانند تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی پس از رسوب‌گذاری قرار گیرند (تاگر، ۱۹۹۱) و تاریخچه دیاژنزی رسوبات کربناته با نوسانات سطح آب دریا مرتبط است (سارگ، ۱۹۸۸؛ امری و میرس، ۱۹۹۶). فرآیندهای عمده دیاژنزی سازند فهلیان در میدان کیلورکریم به شرح زیر است:

۵-۱- میکریتی‌شدن

از فرآیندهای دیاژنزی رایج در سازند فهلیان، میکریتی‌شدن آلوکم‌ها و به‌ویژه دانه‌های اسکلتی است که بیش‌تر در ریزرخساره‌های وابسته به کولاب و بخش‌های آغازین پشته کربناته قابل مشاهده است. این فرآیند در محیط فریاتیکی دریایی صورت می‌گیرد و عمدتاً به صورت پوشش‌های میکریتی پیرامون فرامینیفرهای کفزی، جلبک‌های سبز و اکتینودرم‌ها دیده می‌شود (شکل ۷، تصویر A). میکریتی‌شدن در برخی از رخساره‌های مربوط به محیط کولاب به‌صورت کامل انجام گرفته و سرانجام یک دانه کاملاً میکریتی‌شده تولید کرده است.



شکل ۶. مدل رسوبی سازند فهلیان در چاه مطالعه شده و جایگاه تقریبی ریزرخساره‌ها در نیمرخ رسوبی

آن‌ها ایجاد نموده است. دفن بیشتر تا اعماق چند هزار متری سبب ایجاد عوارض ناشی از انحلال فشاری نظیر تماس‌های میان‌دانه‌ای از نوع مضرسی (شکل ۷، تصویر E)، رگچه‌های انحلالی و سپس استیلولیت در رخساره‌های مختلف می‌گردد. در سازند فهلیان، استیلولیت‌ها با سطوح مضرس با دامنه تضاریس کوتاه تا بلند در بیشتر ریزرخساره‌ها به‌ویژه در ریزرخساره‌های گل‌پشتیان گسترش داشته‌اند. استیلولیت در این سازند اغلب همراهی نزدیکی با دولومیت‌های دفنی، پیریت، سیلیس و آغستگی‌های هیدروکربوری داشته و تمرکز مواد نامحلول در مسیر آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۷، تصویر F و G).

۵-۴- سیمانی شدن

پنج نوع سیمان در سازند فهلیان در میدان کیلورکریم شناسایی شد: سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت که در محیط‌های دیاژنزی اولیه تشکیل شده (فلوگل، ۲۰۱۰) و در پیرامون آلوکم‌ها و تقریباً در بیشتر ریزرخساره‌های گریستونی متعلق به زیرمحیط پشته کربناته در نهشته‌های فهلیان قابل مشاهده است (شکل ۳، تصویر I). سیمان کلسیتی هم‌بعد از سیمان‌های اصلی پرکننده بخش‌های متخلخل در سنگ‌های کربناته هستند که در محیط‌های جوی نزدیک سطح یا در محیط دفنی رسوب می‌کنند (فلوگل، ۲۰۱۰). در سازند فهلیان، این سیمان در ریزرخساره‌های گریستونی به‌صورت پرکننده تخلخل اولیه به‌ویژه تخلخل‌های میان‌دانه‌ای (شکل ۳، تصویر I) و در شکستگی‌های گسترش یافته در این سازند نیز مشاهده می‌شود. این سیمان هم‌چنین به‌صورت پرکننده حفرات

۵-۲- نوربختی

در توالی مورد مطالعه، این فرآیند به‌صورت کلسیتی‌شدن بیوکلاست‌های آراگونیتی (احمد و همکاران، ۲۰۰۶) و تبدیل کلسیت‌های ریزبلور به درشت بلور (فلوگل، ۲۰۱۰) دیده می‌شود. در نوع اول که تبدیل آراگونیت به کلسیت (نوربختی پلی‌مورفیک) است و از جمله عوارض دیاژنزی رایج در بیشتر رخساره‌های سازند فهلیان به‌ویژه ریزرخساره‌های وکستونی متعلق به کولاب که دانه‌های اسکلتی آراگونیتی (جلبک سبز، تروکولینا، گاستروپود و دوکفه‌ای) در آن‌ها گسترش بیشتری داشته، می‌باشد. در این حالت، بیوکلاست‌های نوشکل‌یافته، فابریک انتخابی نشان داده و در آن‌ها بلورهای سیمان، تنها در درون پوسته اسکلتی تشکیل شده و زمینه بدون تغییر باقی مانده است (شکل ۳، تصویر D). در نوربختی افزایشی، میکریت زمینه در اثر تبلور دوباره و رشد بلورها به میکرواسپاریت تبدیل شده است (شکل ۷، تصویر C). نوربختی افزایشی و تبدیل آراگونیت به کلسیت در محیط‌های فریاتیکی، وادوز و دفنی رخ می‌دهد (فلوگل، ۲۰۱۰).

۵-۳- فشردگی مکانیکی و شیمیایی

آثار و شواهد مربوط به فشردگی مکانیکی شامل شکستگی و تغییر شکل بیوکلاست‌ها (شکل ۷، تصویر D) و ایجاد همبری محدب - مقعر (شکل ۷، تصویر E) در فابریک‌های دانه‌پشتیبان در توالی مطالعه‌شده سازند فهلیان قابل مشاهده است. دفن رسوبات تا اعماق چند صدمتری موجب ایجاد فابریک‌های فشرده‌تر از فابریک‌های اولیه در رسوبات شده و عوارض فوق را در

که در مقایسه با دولومیت‌های دفنی از فراوانی بسیار کمتری برخوردارند (شکل ۷، تصویر J). این دولومیت‌ها در طی فرآیندهای دیاژنزی اولیه (ائوژنز) گل‌های آهکی در پهنه فراکشندی تشکیل گردیده‌اند. عموماً آب دریا و یا آب‌های فروری سرشار از منیزیم به عنوان عامل دولومیتی‌شدن رخساره‌های فراکشندی معرفی می‌گردند (خلیفه، ۲۰۰۵؛ آدابی، ۲۰۰۹). بخش دیگر دولومیت‌های سازند فهلیان دارای ارتباط مشخصی با استیلولیت‌ها (دولومیت‌های دفنی) بوده‌اند که در بیش‌تر ریزرخساره‌ها به‌ویژه ریزرخساره‌های گل‌پشتیان گسترش یافته‌اند (شکل ۷، تصویر F). استیلولیت‌ها می‌توانند به‌صورت مجرای برای عبور سیالات دولومیت‌ساز در مرحله تدفین عمل کنند (آدابی، ۲۰۰۹؛ شاکری و پرهام، ۲۰۱۳). دولومیت‌های گسترش‌یافته در مسیر این عوارض، اغلب دانه متوسط و نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند. بخش عمده‌ای از دولومیت‌های مشاهده‌شده در سازند فهلیان، دولومیت‌های زین‌اسی است که به واسطه بلورهای بسیار درشت، سطوح بلوری منحنی، خاموشی موجی و میانبرهای سیال مشخص می‌شوند (تاکر، ۲۰۰۱) (شکل ۷، تصویر H، K و L). این نوع ویژه از دولومیت تدفینی به صورت پرکننده فضاهای خالی (شکل ۷، تصویر L و H) نمایان شده است. این نوع دولومیت‌ها عمدتاً در محدوده دمایی ۶۰ تا ۱۵۰ درجه تشکیل می‌گردند (وارن، ۲۰۰۰). به علت نبود داده‌های ژئوشیمیایی و مطالعات میانبار سیال و کاتدولومینسانس برای نهشته‌های سازند فهلیان، امکان تعیین دقیق خاستگاه منیزیم در دولومیت‌های مذکور وجود نداشته که امید است با انجام دقیق این گونه مطالعات، زمینه تحلیل فرآیندهای پس از رسوب‌گذاری سازند فهلیان فراهم شود.

۵-۷- شکستگی

در توالی مطالعه‌شده، شکستگی‌ها دارای نظم خاصی نبوده و به‌صورت منفرد یا دسته شکستگی در بیش‌تر ریزرخساره‌ها به‌ویژه در ریزرخساره‌های گل‌پشتیان گسترش یافته‌اند. این عوارض در مراحل دیاژنزی دفنی شکل گرفته، بیش‌تر به همراه استیلولیت‌ها دیده شده (شکل ۷، تصویر M) و عمدتاً توسط سیمان پر شده‌اند، از این رو نقش چندانی در افزایش کیفیت مخزنی این سازند نداشته‌اند.

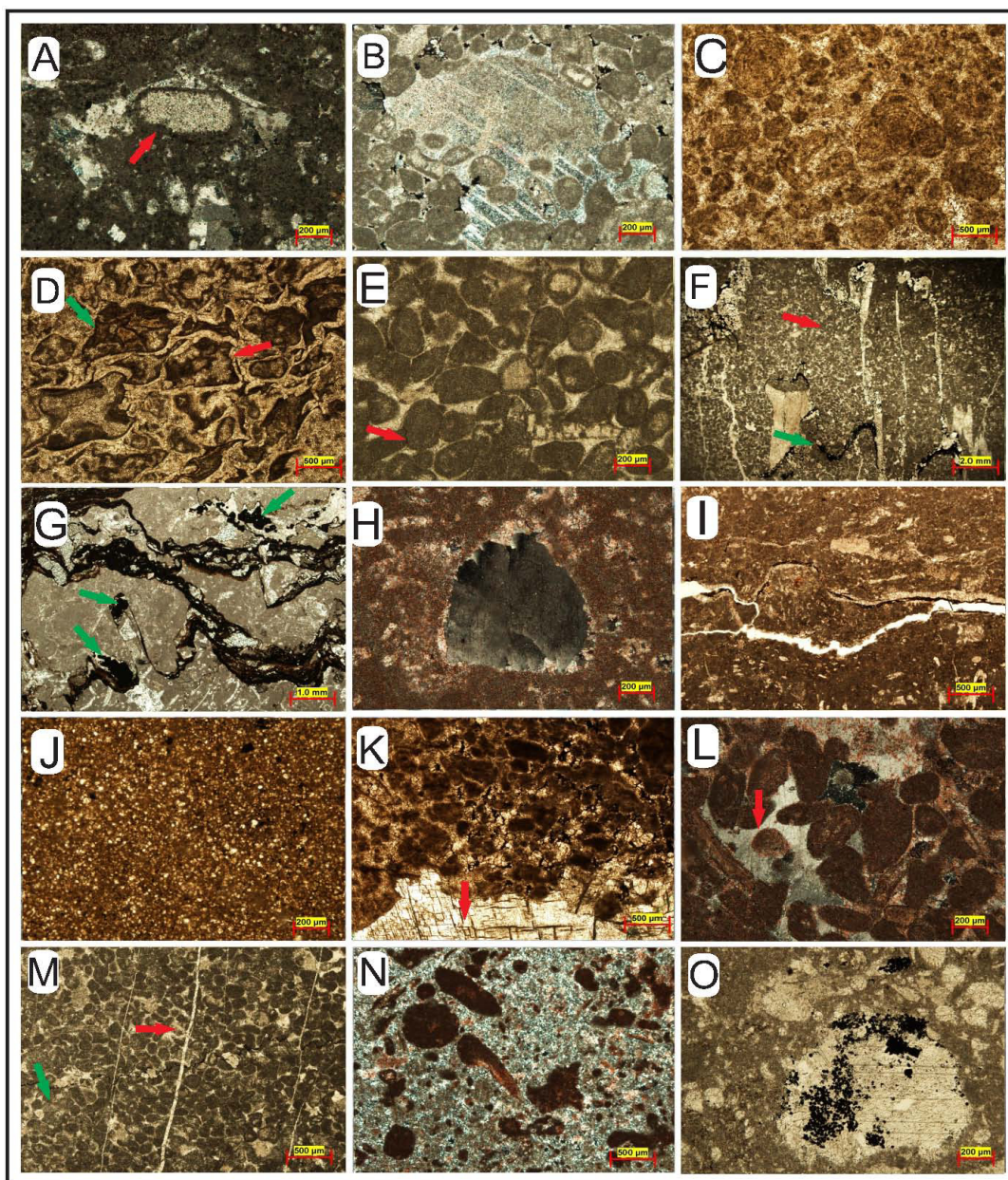
در قالب‌های حل شده بیوکلاست‌های واجد ترکیب کانی‌شناختی ناپایدار، به‌ویژه در ریزرخساره مادستون/وکستون بیوکلاستی کولاب (ریزرخساره ۴) و به مقدار کمتر در ریزرخساره‌های مربوط به رمپ میانی (ریزرخساره ۱۰) نیز یافت می‌شود (شکل ۳، تصویر D). سیمان رورشدی هم‌محور (شکل ۷، تصویر B) در ریزرخساره‌های پشته کربناته پیرامون اغلب دانه‌های اکینودرم گسترش یافته است. توسعه سیمان هم‌محور بر روی این قطعات کلسیتی تک‌بلورین، گاه دانه‌های مجاور را در بر گرفته و سیمان فراگیر که مشخصه محیط دیاژنزی تدفینی است (فلوگل، ۲۰۱۰) را پدید آورده است (شکل ۷، تصویر B).

۵-۵- انحلال

انحلال در توالی‌های رسوبی سبب ایجاد و گسترش تخلخل‌های ثانویه می‌گردد (تاکر، ۲۰۰۱). با توجه به اینکه بالاترین درصد آلومک‌های سازند فهلیان را دانه‌های اسکلتی آراگونیتی تشکیل می‌دهند، تخلخل‌های قالبی از فراوان‌ترین تخلخل‌های این سازند به شمار می‌آیند که در بیش‌تر ریزرخساره‌ها به‌ویژه ریزرخساره‌های مادستون/وکستونی کولاب گسترش یافته‌اند (شکل ۳، تصویر D) اما بر اساس شواهد سنگ‌نگاری، این تخلخل‌ها عمدتاً توسط سیمان‌های کلسیتی (شکل ۳، تصویر D) و ندرتاً دولومیتی (شکل ۷، تصویر H) پر شده‌اند. از دیگر انواع تخلخل‌های ثانویه در سازند فهلیان می‌توان به تخلخل‌های حفره‌ای و کانالی اشاره کرد که به گروه غیرمرتبط با فابریک تعلق دارند (چوکت و پری، ۱۹۷۰). تخلخل حفره‌ای و کانالی در این سازند بیش‌تر در همراهی با استیلولیت‌ها و دولومیت‌های مرتبط با آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۷، تصویر I) و نشان‌دهنده انحلال در مرحله تدفین ژرف است. لازم به ذکر است که این تخلخل‌ها نیز عموماً با سیمان پر شده‌اند.

۵-۶- دولومیتی‌شدن

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، دولومیتی‌شدن در رخساره‌های سازند فهلیان، با گسترش محدود، به دو صورت اولیه و ثانویه رخ داده است. بلورهای دولومیت بسیار ریز بلور در اندازه ۵ تا ۱۶ میکرون، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و هم‌اندازه از جمله عوارض دیاژنزی هستند



شکل ۷. A) میکریتی شدن؛ B) سیمانی شدن هم‌محور و فراگیر؛ C) نوریختی افزایشی در آئیدها و خمیره؛ D) تغییر شکل بیوکلاست‌ها (پیکان سرخ) و شکستگی سیمان هم ضخامت پیرامون دانه‌ها (پیکان سبز)؛ E) انواع تماس‌های محدب-مقعر و مقعر و مضرس؛ F) استیلولیتی شدن و دولومیتی شدن همراه آن؛ G) استیلولیتی شدن و پیریت (پیکان سبز) و آغستگی‌های هیدروکربوری در سطوح آن؛ H) دولومیت زین اسبی به صورت پرکننده حفره (رنگ آمیزی با آلزارین سرخ)؛ I) تخلخل در راستای استیلولیت؛ J) (دولومادستون؛ K) دولومیت درشت‌بلور زین اسبی (در واکنش با آلزارین سرخ، رنگ نگرفته است)؛ L) دولومیت زین اسبی به صورت پرکننده تخلخل‌های میان دانه‌های (رنگ آمیزی با آلزارین سرخ)؛ M) شکستگی‌های (پیکان سرخ) قطع‌کننده سطح استیلولیت (پیکان سبز)؛ N) سیلیسی شدن؛ O) پیریتی شدن به صورت جانشینی اسکلت اکینودرم

۵-۸- سیلیسی شدن

سیلیسی شدن به مقدار ناچیز در ریزرخساره‌های گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار و پکستون پلوییدی بیوکلاستی سازند فهلیان به گونه جانشینی در فضای

میان دانه‌ها و حفرات حاصل از انحلال قابل مشاهده است (شکل ۷، تصویر N) که در شرایط تدفینی همراه با استیلولیت‌ها و دولومیت‌های زین‌اسبی ایجاد شده‌اند. منبع احتمالی سیلیس می‌تواند سیلیس آزادشده از

سطوح استیلولیت (شکل ۷، تصویر G) قابل مشاهده است. از آنجایی که پیریتی شدن در این سازند بیش تر همراه با استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی دیده می‌شود (شکل ۹)، می‌توان چنین استنباط کرد که پیریت حاصل فرآیند دیاژنز تأخیری و حاصل دیاژنز تدفینی است.

در شکل ۸، توالی پاراژنزی فرآیندهای دیاژنزی سازند فهلیان در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است، هم‌چنین در شکل ۴ ستون چینه‌ای، سکانس‌های رسوبی و گسترش فرآیندهای دیاژنزی در بخش‌های مختلف سازند فهلیان نشان داده شده است.

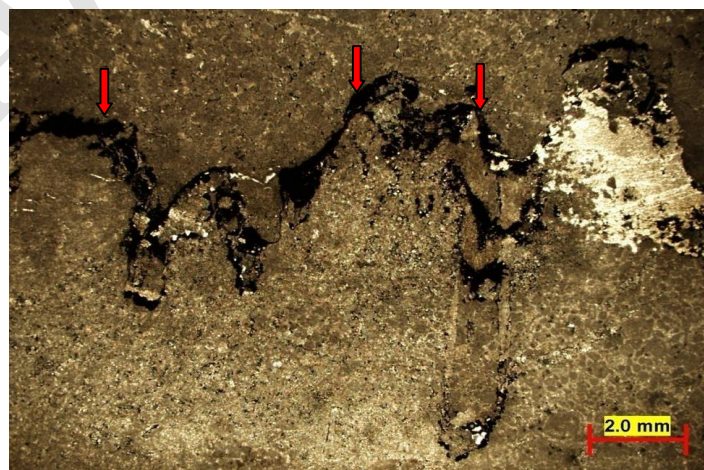
انحلال سوزن‌های سیلیسی اسفنج‌ها، که به طور پراکنده در رخساره‌های سازند فهلیان حضور دارند، بوده باشد. تأثیر سیلیسی شدن بر کیفیت مخزنی فهلیان با توجه به ناچیز بودن آن قابل چشم‌پوشی است.

۵-۹- پیریتی شدن

پیریت که کانی درج‌زای شاخص گل‌های دریایی غنی از مواد آلی است، در شرایط احیایی تشکیل می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱). این پدیده به‌صورت بلورها و تجمعات پیریتی در افق‌های محدودی از سازند فهلیان به‌صورت جان‌شینی در اسکلت بیوکلاست‌ها (شکل ۷، تصویر O) و در راستای

| تدفینی | متئوریک | دریایی | فرایندهای دیاژنزی |
|--------|---------|--------|----------------------------|
| | | ————— | میکریتی شدن |
| | | ————— | دولومیتی شدن اولیه |
| | | ————— | سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت |
| ————— | ————— | | سیمان هم‌بعد |
| ————— | ————— | | سیمان رورشدی هم‌محور |
| ————— | | | سیمان فراگیر |
| ————— | | | فشردگی فیزیکی |
| ————— | | | فشردگی شیمیایی و استیلولیت |
| ————— | | | انحلال |
| ————— | | | دولومیتی شدن دفنی |
| ————— | ————— | | نوشکلی |
| ————— | | | شکستگی و پرشدگی |
| ————— | | | سیلیسی شدن |
| ————— | | ————— | پیریتی شدن |

شکل ۸. توالی پاراژنزی فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده در سازند فهلیان



شکل ۹. تصویر میکروسکوپی از پیریتی شدن در سطوح استیلولیت (پیکان‌ها)

۶- نگاهی به کیفیت مخزنی

در برش مطالعه شده از سازند فهلیان، کیفیت مخزنی تا حد زیادی وابسته به الگوی توزیع رخساره‌ها و بافت رسوبی بوده است. در این توالی به‌طور کلی رخساره‌های پراثری دانه‌پشتیبان به نسبت رخساره‌های کم‌اثری گل‌پشتیبان از فراوانی کمتری برخوردارند. رخساره‌های دانه‌پشتیبان واجد تخلخل میان‌دانه‌ای و درون‌دانه‌ای مناسب نیز اکثراً در مراحل بعدی با سیمان پر شده و کیفیت مخزنی آن‌ها کاهش یافته است. پدیده دولومیتی‌شدن، که گاه می‌تواند موجب بهبود کیفیت مخزنی گردد، در سازند یاد شده، بیش‌تر به صورت بلورهای ریز و پراکنده دولومیت نمایان شده و تاثیر چندانی بر کیفیت مخزنی نداشته است. هم‌چنین، پدیده شکستگی که با ایجاد فضاهای خالی و برقراری ارتباط میان آن‌ها، تخلخل و تراوایی را افزایش داده و سبب بالا رفتن کیفیت مخزنی می‌شود، از آنجایی که اغلب شکستگی‌های گسترش‌یافته در این سازند توسط سیمان پر شده‌اند، نقشی در افزایش کیفیت مخزنی نداشته است. بنابراین با توجه به عدم گسترش فرآیندهای دیاژنزی افزایش‌دهنده کیفیت مخزنی و نیز حجم بالای گل آهکی متأثر از محیط رسوبی، کیفیت مخزنی سازند فهلیان در چاه B میدان کیلورکریم پایین بوده است.

۷- چینه‌نگاری سکانشی

در برش زیرسطحی مطالعه شده، به علت نبود داده‌های دقیق زیست‌چینه‌ای و سن‌سنجی استرانسیم، امکان محاسبه دقیق نرخ رسوب‌گذاری، بازه زمانی وقفه‌های رسوب‌گذاری و نبوده‌های رسوبی وجود نداشته و بدین سبب، روش تعیین سن به کار رفته در این برش، مبتنی بر زون‌بندی زیستی ارائه شده توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) بوده است. در پژوهش حاضر، پس از مطالعات دقیق رسوب‌شناختی و رخساره‌ای و با در نظر داشتن روش‌های گوناگون استفاده‌شده در مطالعات چینه‌نگاری سکانشی، از مدل سکانشی رسوبی ارائه شده توسط هانت و تاگر (۱۹۹۲) استفاده شد. بر این اساس، در مجموعه نهشته‌های سازند فهلیان در چاه B میدان کیلورکریم، سه سکانشی رسوبی رده سوم شناسایی گردید که این سکانشی‌های رسوبی با رخساره‌های ژرف شونده به سمت بالا (TST) آغاز شده و در ادامه به سطوح انتقالی بیشینه

غرقابی (mfs) و در نهایت به رخساره‌های کم‌ژرفاشونده (HST) می‌رسند. سکانشی‌های رسوبی سازند فهلیان از پایین به بالا به شرح زیر است:

۷-۱- سکانشی رسوبی اول

این سکانشی رسوبی با ستبرایی نزدیک ۱۱۸ متر، دارای مرز زیرین مشخص و واضح با تغییر سنگ‌شناسی از انیدریت‌های سازند هیث به آهک‌های سازند فهلیان است. به سبب حضور گونه‌های زیستی *Tintinopsella longa* و *Valdanchella millani* (شکیب، ۱۹۹۴؛ حسینی و کنراد، ۲۰۰۸) سن بریازین برای این سکانشی رسوبی ارایه شده است. مرز سکانشی نوع اول (SB-I) بر اساس حضور نهشته‌های تبخیری، که شاخص پایین افتادن سطح آب دریا و رخنمون تحت‌الجوی به شمار می‌روند، در قاعده این سکانشی رسوبی شناسایی شده است (سارگ، ۲۰۰۱). دسته رسوبی پیشرونده (TST) با ۴۷ متر ستبرای دارای روندی افزایشی در مقادیر لاگ گاماست و به ترتیب با ریزرخساره‌های پهنه میان‌کشدی (ریزرخساره‌های باندستون استرمانولیتی و پکستون-گرینستون پلوییدی)، ریزرخساره‌های کولابی با برتری ریزرخساره مادستون/وکستون بیوکلاستی و ریزرخساره‌های پشته کربناته با برتری ریزرخساره گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار قابل تشخیص است. این دسته رسوبی در سطح بیشینه غرقابی (mfs)، با پیدایش ریزرخساره وکستون بیوکلاستی رمپ میانی پایان می‌یابد. لاگ گاما نیز در این سطح بیشینه غرقابی، بیشینه مقدار خود را نشان می‌دهد. دسته رسوبی تراز بالا (HST) با ستبرایی حدود ۷۱ متر در ابتدا با نهشت ریزرخساره‌های کولابی آغاز شده و سپس با رسوب‌گذاری متناوب ریزرخساره‌های پشته کربناته و کولابی ادامه می‌یابد که در نهایت با روندی کم‌ژرفاشونده، به ترتیب با پیدایش ریزرخساره‌های گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار (مرتبط با پشته کربناته) و وکستون بیوکلاستی (مرتبط با کولاب)، در نهایت با گسترش مادستون‌های آهکی/دولومیتی پهنه کشدی پایان می‌یابد و مرز سکانشی نوع دوم (SB-II) به‌شمار می‌رود (شکل ۴). سطح بیشینه غرقابی شناسایی‌شده در این سکانشی رسوبی با سطح بیشینه غرقابی K20 معرفی‌شده توسط شارلند و همکاران (۲۰۰۱) هم‌زمان و هم‌ارز است.

۲-۷- سکانس رسوبی دوم

این سکانس رسوبی با سن بریازین پایانی - والائزینین آغازین (بر پایه پیدایش گونه *Trocholina elongata*، معرفی توسط حسینی و کنراد، ۲۰۰۸؛ عبیاته و همکاران، ۲۰۱۲) و ستبرای حدود ۱۹۲ متر، در قاعده و رأس به مرز سکانسی نوع دوم (SB-II) منتهی می‌گردد و شواهد خروج از آب را نشان نمی‌دهد. مرز زیرین و بالایی این سکانس رسوبی با پیدایش ریزرخساره‌های کربناته پهنه کشندی مشخص است. دسته رسوبی پیشرونده با ستبرای ۱۳۱ متر از تناوب ریزرخساره‌های کولاب (وکستون بیوکلاستی)، پشته‌های کربناته (گرینستون پلوییدی بیوکلاستی، گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار و گرینستون آبییدی پلوییدی) و وکستون بیوکلاستی رمپ میانی تشکیل شده که با روندی ژرف‌شونده به ریزرخساره وکستون بیوکلاستی (سوزن اسفنج‌دار) (RMF3) مرتبط با زیرمحیط رمپ بیرونی در سطح بیشینه غرقابی ختم می‌گردد. دسته رسوبی تراز بالا با ستبرای ۶۱ متر با پیدایش ریزرخساره گرینستون پلوییدی بیوکلاستی بر روی سطح بیشینه غرقابی و افزایش بسیار در مقادیر لاگ گاما آغاز شده و با ضخامت زیادی از رسوبات کولابی (عمدتاً وکستون بیوکلاستی) دنبال می‌شود. بخش بالایی دسته رسوبی تراز بالا با الگوی پسرونده از ریزرخساره‌های گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار و گرینستون پلوییدی بیوکلاستی (متعلق به پشته‌های کربناته) به ریزرخساره‌های پکستون پلوییدی بیوکلاستی و مادستون/وکستون بیوکلاستی (مرتبط با کولاب) تحول می‌یابد. سکانس رسوبی دوم با پیدایش مادستون‌های آهکی/دولومیتی پهنه کشندی پایان می‌یابد که مرز سکانسی نوع دوم می‌باشد (شکل ۴). سطح بیشینه غرقابی شناسایی شده در این سکانس رسوبی با ستبرای ۲۰۱ متر و همکاران (۲۰۰۱) هم‌زمان و برابر است.

۳-۷- سکانس رسوبی سوم

این سکانس رسوبی با سن والائزینین - هوتروین (بر پایه شناسایی گونه‌های فرامینیفری *Pseudocyclamina lituus* و *Cladocropsis mirabilis*، معرفی توسط شکیب، ۱۹۹۴؛ حسینی و کنراد، ۲۰۰۸؛ عبیاته، ۲۰۱۲) و با ستبرای حدود ۲۱۳ متر میان دو مرز

سکانسی نوع دوم (بدون شواهد خروج از آب) محدود شده است. مرز سکانسی زیرین آن با وجود ریزرخساره‌های مادستون‌های آهکی/دولومیتی پهنه کشندی رأس سکانس رسوبی پیشین مشخص است. دسته رسوبی پیشرونده ستبرایی در حدود ۹۷ متر داشته و با ریزرخساره وکستون بیوکلاستی غنی از جلبک و فرامینیفر کفزی (نهشته‌شده در کولاب) (RMF20) آغاز شده و در ادامه با روندی ژرف شونده، به ترتیب، به ریزرخساره‌های پکستون پلوییدی بیوکلاستی (مرتبط با کولاب)، گرینستون پلوییدی بیوکلاستی، گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار (متعلق به پشته‌های کربناته)، وکستون بیوکلاستی (مربوط به رمپ میانی) و در نهایت به وکستون‌های واجد سوزن اسفنج (شاخص رمپ بیرونی) (RMF3) تحول می‌یابد. سطح گسترش ریزرخساره اخیر نشانگر سطح بیشینه غرقابی سکانس رسوبی سوم است که لاگ گاما نیز در این سطح، افزایش نشان می‌دهد. دسته رسوبی تراز بالا با ستبرای حدود ۱۱۶ متر از ریزرخساره‌های پشته‌ای (گرینستون پلوییدی بیوکلاستی و گرینستون پلوییدی اینتراکلاست‌دار)، کولابی (پکستون پلوییدی بیوکلاستی و مادستون/وکستون بیوکلاستی) تشکیل گردیده است. سطح چینه‌ای رأس این دسته رسوبی و عملاً مرز سکانسی رأس توالی مطالعه شده با پیدایش مادستون‌های آهکی/دولومیتی پهنه کشندی مشخص می‌گردد (شکل ۴). سطح بیشینه غرقابی شناسایی شده در این سکانس رسوبی با سطح بیشینه غرقابی K40 معرفی شده توسط شارلند و همکاران (۲۰۰۱) هم‌زمان و هم‌ارز است.

۷- نتیجه‌گیری

با هدف بررسی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، فرآیندهای دیاژنزی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در چاه B میدان نفتی کیلورکریم، برش‌های نازک میکروسکوپی و تغییرات نمودار گاما در طول ستون چینه‌ای سازند به دقت مورد مطالعه قرار گرفتند. در نتیجه مشخص گردید که نهشته‌های سازند فهلیان در یک رمپ کربناته هم‌شیب راسب شده‌اند. بررسی پراکنش رخساره‌ها در این رمپ کربناته نشان داد که بیش‌ترین فراوانی رخساره‌های مربوط به کمربند رخساره‌های کولاب (۶۵ درصد) بوده و پس از آن، کمربند رخساره‌های پشته کربناته (با فراوانی

بالایی) در باختر و خاور گسل کازرون (تاق‌دیس‌های شوروم، دودرو، هفت‌چشمه، مختار، کوزه کوه و فهلیان)، گزارش داخلی شرکت ملی نفت ایران، شماره ۲۲۲۳، ۱۳۷ ص.

مطیعی، ه (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۳ ص.

مقصودی، م.، شرکتی، ش (۱۳۸۰) نقشه راهنمای ساختاری زاگرس، گزارش داخلی شرکت ملی نفت ایران، منتشر شده.

Bacelle, L., Bosellini, A (1965) Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie, Scienze Geologiche Paleontologiche, 1: 59-62.

Bachmann, M., Hirsch, F (2006) Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change, Journal of Cretaceous Research, 27: 487-512.

Bathurst, R. G. C (1975) Carbonate Sediments and their Diagenesis, Developments in Sedimentology Ahyat, A., Baghbani, D., Afghah, M., Kohansal Ghadimvand, N., Feghi, A (2012) Microbiostratigraphy and Lithostratigraphy of Fahliyan and Gadvan Formations in Kuh-e-Surmeh (Zagros Basin, Southwest Iran), Journal of Advances in Environmental Biology, 6(12): 3078-3086.

Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper Jurassic Mozduran formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran, Journal of Carbonates and Evaporites, 24: 16-32.

Adabi, M. H., Salehi, M. A., Ghabeishavi, 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.

Adachi, N., Ezaki, Y., Liu, J (2004) The origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China, Journal of Sedimentary Geology, 164: 161-178.

Ahmad, A. H. M., Bhat, G. M., Haris Azim Khan, M (2006) Depositional environments and diagenesis of the Kuldhar and Keera dome carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of Western India, Journal of Asian Earth Sciences, 27: 765-778.

, Amsterdam. 658 p.

Boles, J. R., Franks, S. G (1979) Clay diagenesis in Wilcox sandstones of south west Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation, Journal of Sedimentary Petrology, 49: 55-70.

Burchette, T. P., Wright, V. P (1992) Carbonate ramp depositional system. Journal of Sedimentary Geology, 79: 3-57.

۲۱ درصد) قرار می‌گیرد. بنابراین در زمان رسوب‌گذاری سازند فهلیان (نئوکومین) برتری رخساره‌ای با زیرمحیط رمپ درونی و به‌ویژه کولاب بوده است و می‌توان دریافت که ناحیه مطالعه شده در زمان نهشت سازند فهلیان، بخش‌های کم‌عمق و حاشیه‌ای حوضه رسوبی زاگرس را تشکیل می‌داده است. نهشته‌های کربناته سازند فهلیان در این برش زیرسطحی در سه محیط اصلی دیاژنزی دریایی، متئوریک و تدفینی متحمل فرآیندهای گوناگون دیاژنزی شده‌اند که عوارض آن به‌صورت میکریتی‌شدن، سیمانی‌شدن، استیلولیتی‌شدن، نورختی، انحلال، دولومیتی‌شدن، پیریتی‌شدن و ایجاد شکستگی‌ها ثبت گردیده است. با توجه به عدم گسترش فرآیندهای دیاژنزی بهبودبخش کیفیت مخزنی و حجم بالای گل آهکی متأثر از محیط رسوبی، کیفیت مخزنی این سازند در ناحیه مطالعاتی پایین است. سه سکانس رسوبی رده سوم (با دسته‌های رسوبی پیشرونده و تراز بالا) در توالی سازند فهلیان شناسایی شد که مرز زیرین سکانس نخست، از نوع اول (SB-I) و در حد فاصل سازندهای هیث و فهلیان قرار دارد. سایر مرزهای سکانس از نوع دوم (SB-II) هستند و شواهد خروج از آب را نشان نمی‌دهند. این سکانس‌های رسوبی با سکانس‌های معرفی‌شده برای دیگر نقاط خاورمیانه قابل مقایسه و انطباق هستند.

سپاسگزاری

از همکاری مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به ویژه اداره زمین‌شناسی و بخش مطالعات سطح‌الارضی برای در اختیار گذاشتن برش‌های نازک و از آقایان دکتر علیرضا پیریایی و دکتر امیرمحمد جمالی برای مشاوره‌های ارزنده‌شان صمیمانه سپاسگزاری می‌نمایم.

منابع

پیریایی، ع.، فیضی، ا.، جمالی، ا. م (۱۳۸۳) چینه‌نگاری سکانس نهشته‌های خامی بالایی (کرتاسه زیرین) در قسمتی از ناحیه دزفول جنوبی و جنوب‌شرق زون ایذه، گزارش داخلی شرکت ملی نفت ایران، شماره ۲۰۴۷، ۷۲ ص.

کاوسی، م. ع.، جمالی، ا. م.، مبشری، ع.، نظریان، م (۱۳۸۸) چینه‌نگاری سکانس نهشته‌های کرتاسه زیرین (خامی

- diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran), *Journal of Carbonates and Evaporites*, 30: 77-98.
- James, G. A., Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG, Bulletin*, 49: 2182-2245.
- Khalifa, M. A (2005) Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the 'Lower Member' of the Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia, *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 719-734.
- Koch, R., Moussavian, E., Ogorelec, B., Skaberne, D. I., Bucur, I (2002) Development of a Lithocodium (syn. Bacinella irregularis)-reefmound-apatch reef within middle Aptian lagoonal limestone sequence near Nova Gorica (Sabotin Mountain, W-Slovenia), *Geologija*, 45: 71-90.
- Maleki, S., Lasemi, Y (2011) Sedimentary Environment Sequence Stratigraphy of the Fahliyan Formation in Assaluyeh (Bidkhon) and Khartang Sections, Southwest Iran, *Journal of Basic and Applied Scientific Research*, 12: 2641-2647.
- Maurer, F., Martini, R., Rettori, R., Hillgärtner, H. Cirilli, S (2009) The geology of Khuff outcrop analogues in the Musandam Peninsula, United Arab Emirates and Oman, *Journal of GeoArabia*, 14: 125-158.
- Mishra, D., Tiwari, R.N (2006) Lithofacies and depositional dynamics of golden oolites (Bathonian), Kachchh Mainland, Gujarat (India), *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 449-460.
- Murris, R. J (1980) Middle East; Stratigraphic evolution and oil habitat, *AAPG Bulletin*, 64(5): 597-618.
- Palma, R. M., Lopez - Gomez, J., Piethe, R. D (2007) Oxfordian ramp system (La Manga formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen basin, Argentina: facies and depositional sequence, *Journal of Sedimentary Geology*, 195:113-134.
- Parvaneh Nejad Shirazi, M (2008) Calcareous algae from the Cretaceous of Zagros Mountains (SW Iran), *Journal of World Applied Sciences*, 4: 803-807.
- Riding, R (1991) Calcareous algae and stromatolites. Springer, Berlin Heidelberg, New York., 571p.
- Sahraeyan, M., Bahrami, M., Hooshmand, M., Ghazi, Sh., Al-Juboury, A (2013) Sedimentary facies and diagenetic features of the Early Cretaceous Fahliyan Formation in the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 87: 59-70.
- Sarg, J. F (1988) Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. Cadjenovic, D., Kilibarda, Z., Radulovic, N (2008) Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic carbonate platform and Budva Basin, Southern Montenegro, *Journal of Sedimentary Geology*, 24: 1-17.
- Choquett, P. W., Pary, L. C (1970) Geological nomenclature and classification of porosity in the sedimentary carbonate, *AAPG Bulletin*, 54: 205-207.
- 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: Ham, W.E. Classification of carbonate rocks. *AAPG, Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A. F., Klovan, J. E (1971) A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT, *Bulletin of Canadian, Journal of Petroleum Geology*, 19: 730 - 781.
- Emery, D., Myres, K. J (1996) Sequence stratigraphy. Black well Science Ltd, Oxford, 297p.
- Friedman, G (1995) The arid peritidal complex of Abu Dhabi: a historical perspective, *Journal of Carbonates Evaporites*, 10: 2-7.
- Flügel, E (2010) Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, second ed. Springer-Verlag, Berlin, 984p.
- Gaumet, F., Van Buchem, F., Baghbani, D., Keyvani, F., Ashrafzadeh, R., Bahrami, H., Assilian, H (2005) Sequence stratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous in the Dezful Embayment (Southwest Iran), NIOC-IFP joint research project, *Geological Report* 2139, 79p.
- Hosseini, S.A., Conrad, M (2008) Calcareous algae, foraminifera and sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation at Kuh-e-Surmeh (Zagros Basin, SW of Iran), *Journal of Geologia Croatica*, 61: 215-237.
- Hosseini, S.A., Conrad, M., Kindler, P (2013) *Iranella inopinata* Gollestaneh 1965, a puzzling dasycladalean alga from the Lower Cretaceous shallow carbonate shelf deposits of the Zagros fold-thrust belt, SW Iran, *Journal of Facies*, 59: 231-245.
- Hunt, D., Tucker, M. E (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall, *Journal of Sedimentary Geology*, 81: 1-9.
- Jamalian, M., Adabi, M. H., Moussavi, M. R., Sadeghi, A., Baghbani, D., Ariyafar, B (2011) Facies characteristic and paleoenvironmental reconstruction of the Fahliyan Formation, Lower Cretaceous, in the Kuh-e Siah area, Zagros Basin, southern Iran, *Journal of Facies*, 57: 101-122.
- Jamalian, M., Adabi, M. H (2015) Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open

- G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds) Sea-Level Changes: an Integrated Approach, SEPM Special Publication, 42: 155-181.
- Sarg, J. F (2001) The sequence stratigraphy, sedimentology, and economic importance of evaporite-carbonate transitions. A review, *Journal of Sedimentary Geology*, 140: 9-42.
- Shakeri, A., Parham, S (2013) Reservoir Characterization and Quality Controlling Factors of the Fahliyan Formation Located in Southwest Iran, *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 24 (2): 135-148.
- Shakib, S. S (1994) Paleoenvironmental and biostratigraphic significance of foraminiferal associations from the Early Cretaceous sediments of southwest Iran: In: Simmons, M. D. ed. *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman and Hall, London, 127-150.
- Sharland, P. R., R., Archer, D. M., Casey, R. B., S. H., Davies, Hall, A. P., Heward, A., Horbury, Simmons, M. D (2001) Arabian plate sequence stratigraphy. *Journal of GeoArabia*, Special Publication, 2: 1-371.
- Tucker, M. E (1991) Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: Wright VP (Ed.), *Sedimentology Review*, Blackwells, Oxford, 51-72.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication, London, 260p.
- Van Buchem, F. S P., Gaumet, F., Vedrenne, V., Vincent, B (2006) MiddleEast Cretaceous sequence stratigraphy study, part1- SW Iran, National Iranian Oil Company (NIOC) internal report.
- Wanless, H. R (1979) Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization, *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 437-462.
- Warren, J (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Journal of Earth Science Reviews*, 52: 1-81.
- Warren, J. K (2006) *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Springer Verlag, Brunei, 1035 p.
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer - Verlag, 471p.
- Wertz, M. L (2009) Paleoenvironmental reconstruction of coral caverns, Bedford County. Pennsylvania, NCS, 43rd Annual Meeting 9(6): 210-217.
- Ziegler, M. A (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences, *Journal of GeoArabia*, 6: 445-504.