

مطالعه ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در میادین نفتی دشت آبادان

عباس رضانی اکبری^۱، حسین رحیم‌پور بناب^{۲*}، محمدرضا کمالی^۳، سید رضا موسوی حرمی^۴ و علی کدخدایی^۵

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

۲- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

۳- پردیس پژوهش و توسعه صنایع بالادستی نفت، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

۵- گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۳/۲/۶ تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۱/۱

چکیده

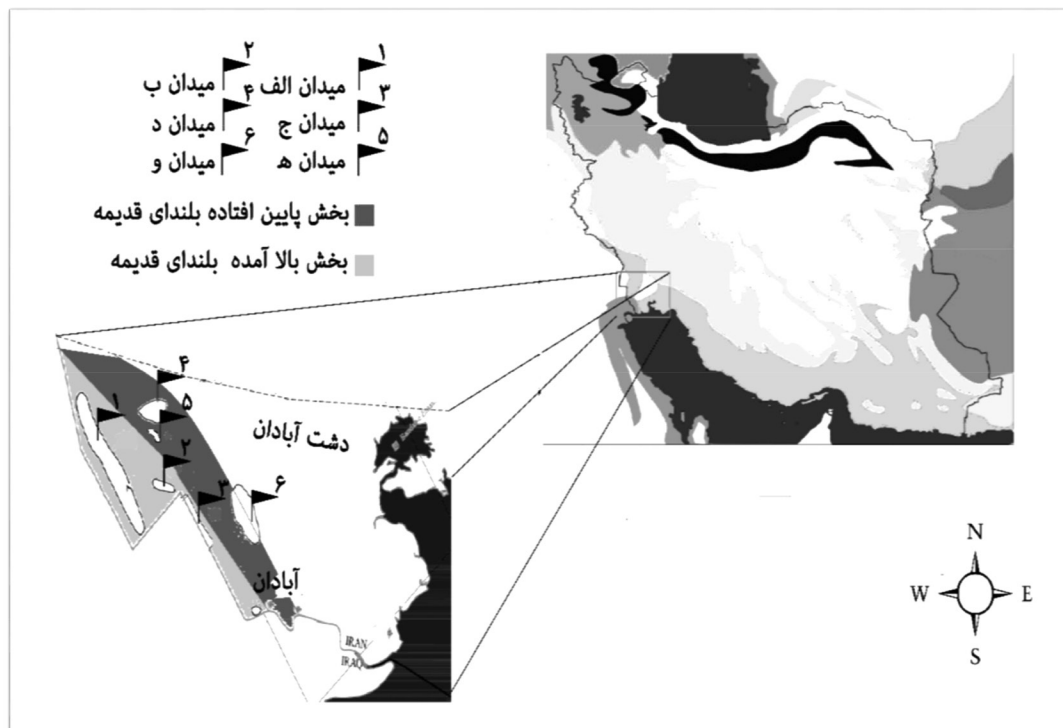
اهداف اصلی این مطالعه بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی است که بر مبنای داده‌های پتروگرافی حاصل از خرده‌ها و مغزه حفاری پایه‌گذاری شده است. سازند فهلیان یکی از سازندهای گروه خامی با سن نئوکومین و سنگ مخزن‌های شناخته شده در میادین نفتی دشت آبادان می‌باشد. ستبرای این سازند در چاه‌های مطالعه شده در دشت آبادان به‌طور متوسط ۴۴۰ متر است. فصل مشترک زیرین سازند فهلیان در دشت آبادان با آهک‌های رسی سازند گرو به‌صورت تدریجی بوده و در راس نیز تدریجاً به آهک‌های رسی و مارن‌های سازند گدوان ختم می‌شود. مطالعه مقاطع نازک تهیه شده از خرده‌ها و مغزه حفاری منجر به شناسایی ۱۴ ریزرخساره و ۲ لیتوفاسیس گردیده است. محیط رسوبی سازند فهلیان از دو بخش کربناته و مخلوط کربناته-تخریبی تشکیل شده است. بخش کربناته شامل زیر محیط‌های دریای باز، رمپ خارجی/میانی و داخلی می‌باشد. محیط کربناته-تخریبی از سه بخش رسی، لایه‌های ماسه‌ای و آهک‌های رسی تشکیل می‌شود. توالی رسوبی در بخش کربناته نشان‌دهنده رمپ با شیب یکنواخت می‌باشد، که توسعه پشته‌های سدی موجب تشکیل لاگون در پشت آن شده است. در بخش کربناته-تخریبی، توالی رسوبی ترکیبی از رسوبات کربناته کم عمق دریایی، گل آهکی (محیط لاگون) و لایه‌های ماسه‌سنگ نازک است. سازند فهلیان از لحاظ چینه‌شناسی سکانسی شامل ۳ سکانس با مرز نوع دوم بوده و انتهای سکانس سوم در بخش کربناته-تخریبی به مرز سکانسی نوع یک در ابتدای سازند گدوان ختم می‌شود.

کلمات کلیدی: سازند فهلیان، محیط رسوبی، رمپ با شیب یکنواخت، محیط کربناته-تخریبی، چینه‌نگاری سکانسی

مقدمه

در زمان کرتاسه فعالیت قابل توجهی داشته‌اند که نتیجه آن به‌صورت تغییرات رخساره، تغییرات ستبرا و فرسایش ظاهر شده است [۱]. شکل شماره ۱ موقعیت دشت آبادان و میداین نفتی را نشان می‌دهد. قسمتی از دشت آبادان بر روی یک بلندای قدیمه قرار دارد که میداین الف، ب، ج بر روی بلندای قدیمه و میداین‌های د، ه و و در پایین بلندای قدیمه قرار دارند [۱]. سازند فهلیان با ستبرای ۳۶۵ متر اولین بار توسط جیمز و واینند در سال ۱۹۶۵ در مقطع تیپ (پال جنوبی کوه دال) در نزدیکی دهکده فهلیان مورد مطالعه قرار گرفت است [۲]. بایوزوناسیون ارائه شده توسط گلستانه [۳] به زمان نئوکومین در توالی‌های رسوبی اشاره می‌کند، از این‌رو تفکیک آشکوب‌های نئوکومین در توالی کربناته سازند فهلیان امکان‌پذیر نیست، در نتیجه توالی‌های رسوبی با توجه به خصوصیات سنگ‌شناسی از یکدیگر تفکیک می‌شوند.

حوضه دزفول بخشی از کمربند چین‌خورده و تراست شده زاگرس است که در تقسیم‌بندی ناحیه‌ای به دو بخش الف: کوهستانی و ب: کوه پایه و دشت تقسیم می‌شود. بخش کوه پایه و دشت (دزفول فراافتاده^۱) به دزفول شمالی، دزفول جنوبی و دشت آبادان تقسیم‌بندی می‌شود. قسمتی از دشت آبادان بر روی یک بلندای قدیمه^۲ قرار دارد. حضور این بلندای قدیمه سبب شده ساختمان‌ها موجود در دشت آبادان از دو روند کلی تبعیت کنند. روند اول مربوط به ساختمان‌هایی با هسته پی‌سنگی معروف به بلندای‌های عربی می‌باشد. این ساختمان‌ها با روند کلی شمالی جنوبی تا شمال شرق-جنوب غرب (میداین الف، ب و ج شکل ۱) در مقاطع لرزه‌ای شناسایی می‌شوند. روند دوم تاقدیس‌های با روند شمال غرب-جنوب شرق می‌باشند که به کوه‌زایی زاگرس مربوط است. ساختمان‌های روند نوع اول



شکل ۱ موقعیت دشت آبادان و میداین مطالعه شده، اطلاع شده توسط شرکتی [۱۲].

سازند فهلیان در تاقدیس گچساران در محیط شلف کربناته با تغییرات شدید سطح آب دریا نهشته شده است و توالی سکانشی آن در مقطع زیرزمینی از سه سکانشی رده سوم تشکیل شده است [۹]. توالی رسوبی نئوکومین-آلبین در تاقدیس کوه سیاه محیط رسوبی کربناته غنی از جلبک سبز می باشد که در بخش کم عمق رمپ با شیب کم نهشته شده است [۱۰]. موسسه نفت فرانسه با همکاری شرکت ملی نفت ایران در زاگرس مطالعاتی در خصوص چینه نگاری سکانشی در سال های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۶ رخمون های سازند فهلیان به انجام رسانده است که یکی از نتایج آن معرفی دو سکانشی درجه سه در ناحیه بندرعباس می باشد [۱۱].

روش مطالعه

در این مطالعه جهت بررسی محیط رسوبی و چینه شناسی سکانشی سازند فهلیان در دشت آبادان تعداد شش میدان و هفت حلقه چاه مورد بررسی قرار گرفته است. تعداد ۲۴۵۰ عدد مقاطع نازک تهیه شده از خرده های حفاری (به فاصله ۲ الی ۱ متر) و تعداد ۷۸۰ عدد مقاطع نازک تهیه شده از مغزه های حفاری (به فاصله ۳۰ سانتیمتر) مورد مطالعه قرار گرفته است. پس از تطابق مغزه های حفاری در چاه ها مشخص گردید که مغزه ها بخش کربناته فهلیان پایینی را پوشش می دهند. تصحیح عمق مغزه ها توسط نمودار گاما صورت گرفت و مشخص گردید که مغزه های تهیه شده دارای هم پوشانی در بخش هایی از فهلیان پایینی می باشد. عدم گسترش سنگ مخزن در بخش بالایی سازند فهلیان سبب شده مغزه حفاری از این بخش تهیه نگردد. در بخش بالایی سازند فهلیان فقط خرده های حفاری برای مطالعات پتروگرافی در دسترس می باشد. نام گذاری نمونه های کربناته

سازند فهلیان براساس ویژگی های سنگ چینه ای در ناحیه دشت آبادان (چاه های اکتشافی و توسعه ای) به بخش های غیر رسمی فهلیان پایینی و فهلیان بالایی تقسیم می شود. در چاه های توصیفی پس از تشخیص سطح آب/نفت حفاری خاتمه یافته و مرز پایینی سازند فهلیان در اکثر چاه ها قابل تشخیص نمی باشد. بخش فهلیان پایینی سنگ مخزن بوده و تولید کننده نفت خام است. در چاه های الف ۱ و ج ۲ حفاری با اهداف اکتشافی تا سازنده های ژوراسیک ادامه یافته و میانگین ستبرای بخش پایینی فهلیان ۳۰۹ متر می باشد. خصوصیات سنگ چینه ای بخش پایینی عبارتند از: آهک های قهوه ای روشن تا سفید چرکی، سنگ آهک خاکستری روشن (بلوری و بیتومین دار) و لایه های نازک آهک رسی و رس سنگ [۲ و ۴]. بخش بالایی سازند فهلیان سنگ مخزن نبوده و عموماً به همراه بخشی از سازند گدوان نقش پوش سنگ را بازی می کند. مرز بالایی در تمامی چاه ها قابل تشخیص است و به علت تدریجی بودن، براساس ویژگی های زیست چینه ای مشخص می گردد. ستبرای بخش بالایی فهلیان بین ۸۵ تا ۱۹۴ متر متغیر است. فهلیان بالایی شامل تناوبی از آهک های رسی خاکستری تیره تا روشن، مارن های خاکستری و رس سنگ همراه با لایه های ماسه سنگ (با ستبرای متفاوت در میادین نفتی) می باشد [۴]. معادل سنی سازند فهلیان در کشور عراق توالی آهکی سازند مینقاش^۱ و توالی شیلی/سیلتستونی با میان لایه های آهک سازند رتاوی^۲ است، و در کشور کویت سازنده های آهکی سولای^۳ و یاماما^۴ می باشد [۵]. توالی آهکی سازند یاماما (شمال عراق) با سن بریازین-والانژنین در محیط کم عمق، شلف کربناته نهشته شده است [۶]. البته براساس مطالعات صورت گرفته در جنوب شرقی عراق (نزدیک به محدوده مورد مطالعه)، محیط رسوبی سازند یاماما رمپ کربناته گزارش شده است [۷]. محیط رسوبی سازند مینقاش در کشور کویت از نوع رمپ کربناته است [۸].

1. Minaghish
2. Ratawi
3. Sulaiy
4. Yamama

پُر شده است. فاقد تخلخل و دارای شکستگی‌های ریزی است که توسط سیمان تدفینی پر شده‌اند. در نمونه‌های دستی (نمودار ترسیمی چاه^۲) بخشی از آن به‌علت رس بالا، مارن نام‌گذاری شده است. این ریزرخساره به‌صورت بین لایه‌ای با ریزرخساره الف ۲ مشاهده می‌شود و با رخساره ۲ فلوگل (RMF 2) قابل مقایسه است (شکل ۲-۲A).

ریزرخساره (الف ۲)، وکستون رادیولرادر

(A2: Radiolarian Wackestone)

ریزرخساره فوق دارای زمینه میکرایت قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره است. ۲۰-۱۰٪ روزنبر پلاژیک رادیولر (با اندازه متوسط ۰/۳ میلیمتر) و به میزان کمتر از ۵٪ خرده‌های زیستی (برخی از خرده‌های زیستی پیریتی شده‌اند) شامل خارپوست و سوزن اسفنج (با اندازه متوسط ۰/۲ میلیمتر) در مقاطع نازک می‌باشد. شکستگی‌های موجود در آن توسط سیمان رگه‌ای پر شده است. عدم حضور خرده‌های فسیلی و پلوئید می‌تواند عمیق‌ترین بخش دریایی باز (زیر سطح اثر امواج) را برای ریزرخساره الف ۲ به‌همراه ریزرخساره الف ۱ ترسیم کند. این ریزرخساره از لحاظ تخلخل ضعیف بوده و با رخساره پنج فلوگل (RMF 5) قابل مقایسه است (شکل ۲-۲B).

ریزرخساره (الف ۳)، وکستون دارای سوزن اسفنج

(A3: Sponge spicule Wackestone)

ریز رخساره دارای زمینه میکرایت به رنگ قهوه‌ای روشن می‌باشد. مشتمل بر ۱۰٪ خرده‌های سوزن اسفنج (با اندازه متوسط ۰/۵ میلیمتر) و کمتر از ۱۰٪ روزنبر پلاژیک رادیولر (با اندازه متوسط ۰/۳ میلیمتر) است. غالباً سوزن‌های اسفنج سودومورف شده‌اند (جایگزینی سیلیس توسط کلسیت). این ریزرخساره در قسمت قاعده توالی رسوبی فهلیان گسترش بیشتری دارد. خرده‌های خارپوست (با اندازه متوسط ۰/۵ میلیمتر) کمتر از ۵٪ مقطع نازک را تشکیل می‌دهد.

براساس امبری و کلوان [۱۳] و دانهام [۱۴] صورت گرفته و برای نام‌گذاری سنگ‌های تخریبی-آواری از طبقه‌بندی فولک [۱۵] استفاده شده است. نام‌گذاری ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نیز براساس روش فلوگل [۱۶] صورت گرفته است. به‌علت عدم حضور بایوزون‌های شاخص (آشکوب‌های نئوکومین) از مطالعات شارلند [۱۷] و دیویس [۱۸] جهت معادل‌سازی سکانس‌های رسوبی استفاده گردید. در این مطالعه تمامی سکانس‌های شناسایی شده در فهلیان از مدل وان واگنر [۱۹] الگو برداری شده‌اند (البته در سکانس دوم شواهدی مبنی بر وجود سطح FSST وجود دارد که با مدل هانت و تاکر [۲۰] هم‌خوانی می‌کند). برای شناسایی پیشروی و پسروی در سکانس‌ها هم‌سطح‌سازی در مرز فهلیان بالایی و پایینی صورت گرفته و تمامی چاه‌ها بر روی یک نمودار شناور شده‌اند.

ریزرخساره‌ها

دسته ریزرخساره‌های شناسایی شده در زیر محیط‌های دریای باز، رمپ‌میانی/خارجی و رمپ داخلی (پشته‌های سدی^۱، لاگون^۲ و پهنه جزرومدی) دسته‌بندی شده‌اند. ریزرخساره کربناته در بخش فهلیان پایینی تکرار شده و لیتوفاسیس‌ها اکثراً در بخش بالایی فهلیان گسترش دارند. ریزرخساره‌های رمپ داخلی بیشترین ستبرای بخش کربناته را تشکیل می‌دهد و ریزرخساره‌های دریای باز کمترین ستبرای را دارند. بیشترین ستبرای پشته‌های سدی در بخش ابتدایی سازند فهلیان قرار داشته و در میادین مختلف میزان ستبرای آن متفاوت است.

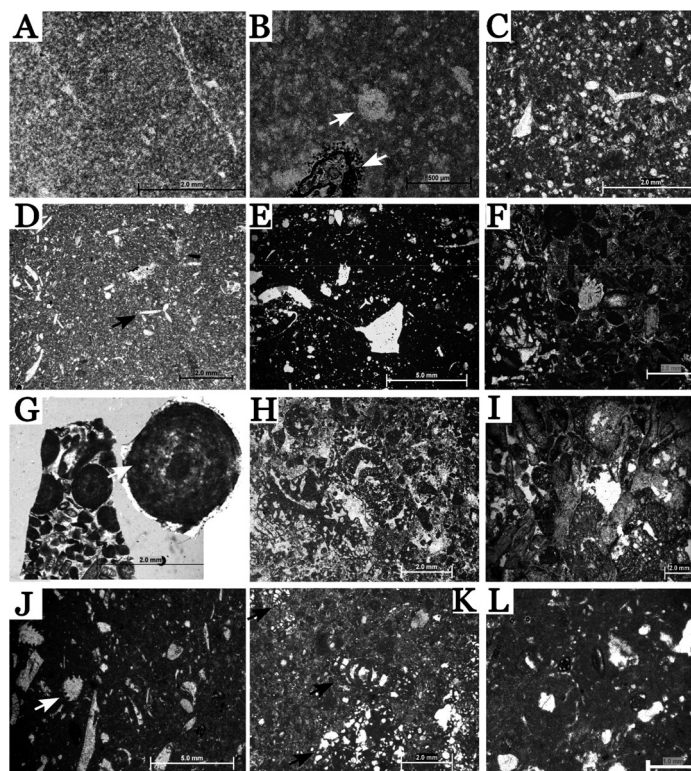
ریزرخساره‌های بخش پایینی فهلیان

مجموعه ریزرخساره‌های دریای باز

ریزرخساره (الف ۱)، مادستون (A1: Mudstone)

کمتر از ۵٪ بیوکلاست شامل خرده‌های سوزن اسفنج و خارپوست (با اندازه متوسط ۰/۲ میلیمتر) می‌باشد. این ریزرخساره در بعضی مقاطع نازک دارای لایه‌بندی کاذب است که توسط آثار نفت مرده

1. Shoal
2. Lagoon
3. Graphic Well Log



شکل ۲ ریزرخساره‌های مطالعه شده در مقاطع نازک. A- عمق ۴۴۳۱٫۵ متری، چاه ۱، ریزرخساره الف ۱؛ B- عمق ۴۱۹۱ متری، چاه ۱، ریزرخساره الف ۲؛ C- عمق ۴۱۰۱ متری، چاه ج ۱، ریزرخساره الف ۳؛ D- عمق ۴۱۰۸ متری، چاه ج ۱، ریزرخساره الف ۳؛ E- عمق ۴۳۱۰ متری، چاه ۱، ریزرخساره ب ۱؛ F- عمق ۴۱۵۹ متری، چاه ب ۲، ریزرخساره ج ۱؛ G- عمق ۴۱۸۹ متری، چاه الف ۲، ریزرخساره ج ۲؛ H- عمق ۴۲۴۳ متری، چاه ب ۲، ریزرخساره ج ۳؛ I- عمق ۴۱۸۷ متری، چاه ب ۲، ریزرخساره ج ۳؛ J- عمق ۴۳۲۸٫۵ متری، چاه ۱، ریزرخساره د ۱؛ K- عمق ۴۳۰۴ متری، چاه ۱، ریزرخساره د ۲؛ L- عمق ۴۲۴۶ متری، چاه ۱، ریزرخساره د ۳.

۱۰٪ (با اندازه متوسط ۰/۳ میلی‌متر) و ۲۰٪ خرده‌های خارپوست (با اندازه متوسط ۰/۷۵ میلی‌متر) است. خرده‌های دوکفه‌ای (با اندازه متوسط ۰/۵ میلی‌متر) و مرجان‌های منفرد (با اندازه متوسط ۳ میلی‌متر)، کمتر از ۲۰٪ مقاطع نازک را تشکیل می‌دهند. به نظر می‌رسد که مجموعه ریزرخساره‌ای مربوط به رمپ خارجی و میانی به‌طور کامل توسط مغزه‌های حفاری پوشش داده نمی‌شوند. تشخیص این مجموعه ریزرخساره‌ای در کنده‌های حفاری نیز مشکل است. همان‌طور که در شکل ۲ (E) مشاهده می‌شود اندازه آلوکم‌های تشکیل‌دهنده ریزرخساره ب ۱ عموماً بیشتر از ۰/۵ میلی‌متر است. حال آن‌که متوسط کنده‌های حفاری (که از آنها مقطع نازک تهیه شده) کمتر از ۳ میلی‌متر است. در نتیجه بررسی این ریزرخساره در خرده‌های حفاری مشکل است. این ریزرخساره با رخساره ۷ فلوگل (۷ RMF) قابل مقایسه می‌باشد (شکل ۲-E).

خرده‌های انواع جلبک سبز (با اندازه متوسط ۰/۲ میلی‌متر) به میزان ۱ تا ۲٪ در مقاطع نازک مشاهده می‌شود. میزان بسیار جزئی پلوئید (با اندازه متوسط ۰/۲ میلی‌متر) در برخی از مقاطع نازک قابل توصیف است. با توجه به نمودار گاما ستبرای آن به ۵۵ متر (به‌همراه ریزرخساره الف ۲) می‌رسد که در پایان توالی رسوبات سازند فهلیان ستبرای آن کمتر از یک متر و به‌صورت بین لایه‌ای مشاهده می‌شود. این ریزرخساره از لحاظ تخلخل ضعیف بوده و با رخساره پنج فلوگل (۵ RMF) قابل مقایسه است (شکل ۲- C و D).

ریزرخساره رمپ خارجی / میانی

ریزرخساره (ب ۱)، پکستون / وکستون بیوکلاست‌دار

(B1: Bioclast Packstone/Wackestone)

مقاطع نازک این ریزرخساره شامل: ۱۰٪ خرده‌های زیستی که غالباً جلبک *Sapinoporella annulata* (با اندازه متوسط ۰/۷۵ میلی‌متر)، سوزن اسفنج کمتر از

مجموعه ریزرخساره‌های رمپ داخلی

دسته ریزرخساره پشته‌های سدی

ریزرخساره (ج ۱)، گرین استون/یکستون پلتی اینتراکلاست‌دار

(Intraclast Peloid Grainstone/Packstone: C1)

بیشتر از ۵۰٪ پلوئید (با متوسط اندازه ۰/۴ میلیمتر) و ۲۰-۱۰٪ خرده‌های اینتراکلاستی (با اندازه متوسط ۰/۷۵ میلیمتر) می‌باشد. کمتر از ۱۰٪ مقاطع نازک از خرده‌های بیوکلاستی شامل خرده‌های خارپوست، صدف دوکفه‌ای و جلبک قرمز (با اندازه متوسط ۰/۵ mm) تشکیل شده است. روزنبر کفزی این ریزرخساره *Lenticulina sp.* و بلورسلا *Belorussiella* است. همچنین سیمان هم‌محور در حاشیه خرده‌های خارپوست دیده می‌شود (شکل ۲-F). کنتاکت بین دانه‌ها بیشتر از نوع نقطه‌ای و مماسی است که نشان‌دهنده سیمان‌شدگی قبل از فشردگی مکانیکی می‌باشد. این ریزرخساره با رخساره ۲۷ فلوگل (RMF ۲۷) قابل مقایسه است (شکل ۲-F).

ریزرخساره (ج ۲)، گرین استون پلتی اوئیددار

(C2: Ooid Peloid Grainstone)

دارای بیشتر از ۴۰٪ پلوئید (با متوسط اندازه ۰/۳ میلیمتر) با جورشدگی و گردشدگی خوب و در حدود ۳۰٪ اوئید (با اندازه متوسط ۱ میلیمتر) می‌باشد. میکراتی شدن در اکثر دانه‌های این ریزرخساره گسترش یافته و تشخیص نوع اوئید را مشکل می‌سازد. فقط در چاه شماره الف ۲ اوئیدهای هم‌مرکز قابل تشخیص است و هسته اوئیدها عمدتاً خرده‌های پلوئید می‌باشد. ارتباط نقطه‌ای-مماسی و محدب-معر در بین دانه‌های اوئید قابل تشخیص است. سیمان هم‌ضامت آراگونیتی از سیمان‌های اولیه است که در اطراف خرده‌های اوئید قابل شناسایی است (شکل ۲-G). این ریزرخساره با رخساره ۲۹ فلوگل (RMF ۲۹) قابل مقایسه است.

ریزرخساره (ج ۳)، گرین استون/یکستون بیوکلاست‌دار

(C3: Bioclast Grainstone/Packstone)

زمینه از انواع سیمان‌های شفاف تشکیل می‌شود.

در مقاطع نازک روزنبران کفزی با گوناگونی فراوان در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند. دارای ۲۰٪ استروماتوپرید (با اندازه متوسط ۲/۵ mm)، ۱۵٪ پلوئید (با اندازه متوسط ۰/۳ mm)، ۱۰٪ اینتراکلاست (با اندازه متوسط ۰/۵ mm) و کمتر از ۱۰٪ مرجان منفرد (با اندازه متوسط ۱ تا ۲ mm) است. در برخی از مقاطع میزان مرجان، جلبک

Lithocodium aggregatum و استروماتوپرید زیادتر (گاه تا ۴۰٪ مقطع نازک را تشکیل می‌دهند ولی گسترش آن کمتر از ۰/۵ متر می‌باشد شکل ۲-I) است و می‌توان نام رودستون را با بخش کوچکی از این ریزرخساره در ارتباط دانست. روزنبر کفزی *Pseudocyclammina lituus* در اکثر مقاطع نازک آن مشاهده می‌شود. با رخساره ۲۶ فلوگل (RMF ۲۶) قابل مقایسه است (شکل ۲-H).

دسته ریزرخساره لاگون

ریزرخساره (د ۱)، وکستون/یکستون تروکلینادار

(D1: Trocholina Wackestone/Packstone)

اکثر مقاطع نازک شامل ۳۰-۲۰٪ روزنبر کفزی *Trocholina elongate* (با اندازه متوسط ۰/۵ میلیمتر) است که توسط سیمان کلسیت اسپاری جایگزین شده‌اند.

کمتر از ۱۰٪ جلبک *Sapingoporella annulata* (با اندازه متوسط ۰/۵ میلیمتر) و خرده‌های اسکلتی شامل کمتر از ۵٪ سوزن اسفنج و خارپوست (با اندازه متوسط ۰/۳ میلیمتر) است. علاوه بر *Trocho-* *lina elongata* دارای روزنبران کفزی *Lenticulina sp.* و *miliolids* به میزان کمتر از ۵٪ می‌باشد.

تخلخل ریزرخساره عموماً انحلالی و یا انتخابی می‌باشد به طوری که اکثر جلبک‌ها انحلال پیدا کرد و قالب آنها برجای مانده‌اند. ندرتاً به همراه این ریزرخساره مادستون با لایه‌بندی کاذب که دارای قالب جلبک سبز می‌باشد در مقاطع نازک مشاهده می‌شود. در امتداد لایه‌بندی کاذب آثار نفت مشهود است. این ریزرخساره با رخساره ۲۰ فلوگل (RMF ۲۰) قابل مقایسه می‌باشد (شکل ۲-J).

(A,B). همچنین کمتر از ۵٪ لوله‌های کرم، گاستروپود و استروماتوپرید (شکل ۳-H، انحلال انتخابی و پرشدگی آن توسط دولومیت ثانویه دانه شکر) وجود دارد. خرده‌های زیستی دارای پوشش میکرایتی می‌باشند. درزه‌های انحلالی موجود در این رخساره با آثار هیدروکربوری پر شده‌اند. در امتداد درزه‌های انحلالی بلورهای دولومیت (با اندازه متوسط ۰/۱ میلی‌متر) به صورت ثانویه متبلور شده‌اند. برخی از درزه‌های انحلالی با آثار نفت مرده پر شده‌اند. با رخساره ۱۷ فلوگل (۱۷ RMF) قابل مقایسه می‌باشد (شکل ۳-C).

رخساره (۵د)، وکستون لیتوکودیمی

(D5: Lithocodium Wackestone)

در مقاطع نازک دارای رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای روشن می‌باشد و شامل ۳۰-۱۰٪ جلبک *Lithocodium aggregatum* و کمتر از ۵٪ خرده‌های سوزن اسفنج و شکم پایان است. با رخساره ۱۷ فلوگل (۱۷ RMF) قابل مقایسه است (شکل ۳-D).

ریزر رخساره‌های محیط جزرومدی

ریزر رخساره (۱۵ه)، پکستون اینتراکلاستی پلتدار

(E1: Peloid intraclast Wackestone/Packstone)

دارای کمتر از ۲۰٪ پلوئید (با اندازه متوسط ۰/۲ mm) و بیشتر از ۴۰٪ اینتراکلاست (با اندازه متوسط ۰/۵ mm) می‌باشد. به علت هوازدگی خرده‌های زیستی قابل شناسایی نبوده و تقریباً فاقد خرده‌های زیستی است (شکل ۳-E).

میکراتی شدن در این ریزرخساره مشهود بوده و دانه‌های اینتراکلاست به شدت هوازده شده‌اند. در امتداد درزه‌های انحلالی دولومیت‌های ثانویه (که احتمالاً از نوع تدفینی است با اندازه متوسط ۰/۲ mm) متبلور شده‌اند (شکل ۳-F).

در این ریزرخساره تخلخل چشم پرنده‌ای و انحلالی تا ۳۰٪ نیز گسترش دارد (شکل ۳-G) و با رخساره ۲۲ فلوگل (۲۲ RMF) قابل مقایسه است.

ریزر رخساره (۲د)، فلوت استون بیوکلاستی سودوسیکلامینادار

(D2: Pseudocyclammina Bioclast Floatstone)

اجزای اصلی ریزرخساره عبارتند از: کمتر از ۵٪ مرجان منفرد، جلبک *Lithocodium aggregatum* (با اندازه متوسط ۲/۵ میلی‌متر) و کمتر از ۵٪ روزنبران کفزی (با اندازه متوسط ۲ میلی‌متر) که عمدتاً *Pseudochrysalidina conica*، *Pseudocyclammina lituus* و *Trocholina* می‌باشد. خرده‌های بیوکلاستی شامل پوسته دوکفه‌ای، شکم پایان و خارپوست می‌باشد کمتر از ۵٪ (با اندازه متوسط ۰/۵ میلی‌متر) مقاطع نازک را تشکیل می‌دهند. آثار پیریتی شدن در این ریزرخساره وجود دارد و پوشش میکراتی در سطح دانه‌ها قابل تشخیص است. این ریزرخساره از لحاظ ستبراً گسترش زیادی نداشته و فقط در مقاطع تهیه شده از مغزه حفاری قابل شناسایی است. با رخساره ۱۳ فلوگل (۱۳ RMF) قابل مقایسه می‌باشد (شکل ۲-K).

ریزر رخساره (۳د)، مادستون/وکستون بیوکلاستی میلیولیددار

(D3: Miliolid Bioclast Mudstone/Wackestone)

این ریزرخساره شامل ۱۵٪ خرده‌های جلبک سبز *Salingoporella*، کمتر از ۱۰٪ روزنبر کفزی *Miliolid* و کمتر از ۵٪ خرده‌های زیستی است. جلبک‌ها انحلال پیدا کرده و قالب آنها توسط سیمان هم‌بعد موزاییک دروزی پر شده‌اند.

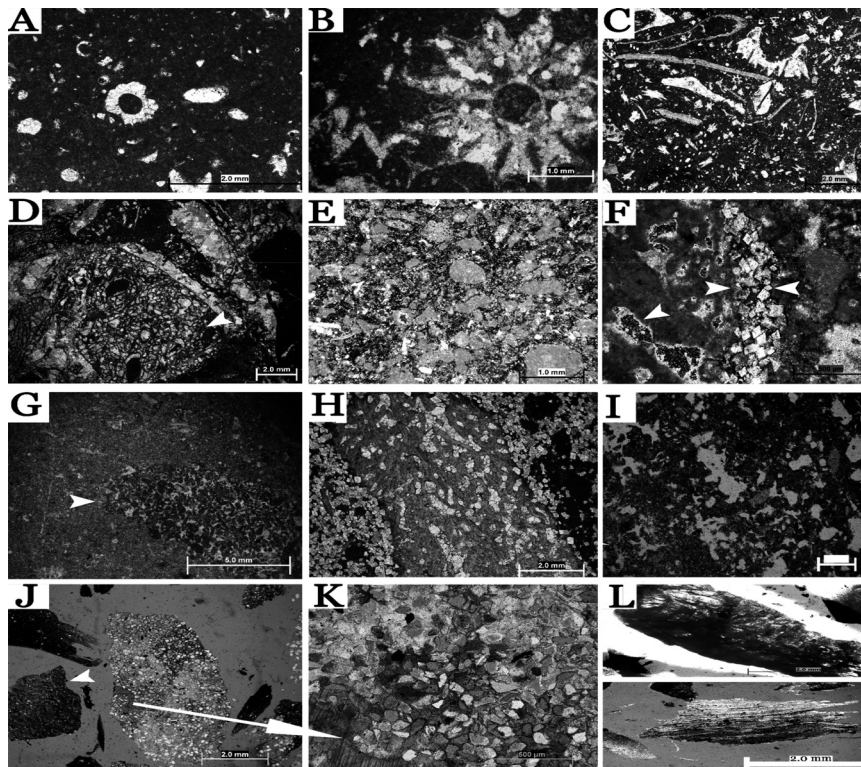
گسترش این ریزرخساره که تخلخل ضعیفی دارد، محدود بوده و در چاه‌هایی که مغزه ندارند، قابل شناسایی نیست. این ریزرخساره با رخساره ۱۶ فلوگل (۱۶ RMF) قابل مقایسه است (شکل ۲-L).

ریزر رخساره (۴د)، پکستون/وکستون بیوکلاستی سالپینگوپولادار

(D4: Salingoporella Bioclast Packstone/Wackestone)

دارای ۳۰-۴۰٪ انواع جلبک سبز شامل:

Salingoporella dinarica, *Salpingoporella muhlbergi*, *Munieria baconica*, *Clypeina jurassica* کفزی غالب آن *Pseudocyclammina* می‌باشد که کمتر از ۵٪ مقاطع نازک را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۳).



شکل ۳ ریزرخساره‌های مطالعه شده در مقاطع نازک. A- عمق ۴۴۴۴/۵ متری، چاه ۱، ریزرخساره ۴؛ B- عمق ۴۴۱۵/۳ متری، چاه ۱، ریزرخساره ۴؛ C- عمق ۴۱۹۵ متری، چاه ۱، ریزرخساره ۴؛ D- عمق ۴۲۱۱ متری، چاه ۱، ریزرخساره ۵؛ E- عمق ۴۳۰۳ متری، چاه ۱، ریزرخساره ۱۰؛ F- عمق ۴۲۹۹ متری، چاه ۱، ریزرخساره ۱۰؛ G- عمق ۴۱۷۱ متری، چاه ۲، ریزرخساره ۱۰؛ H- عمق ۴۲۹۱ متری، چاه ۱، ریزرخساره لاگون؛ I- خرده حفاری عمق ۴۰۹۴ متری، چاه الف ۲، ریزرخساره ۱؛ J و K- عمق ۳۸۵۵ متری، چاه ب ۱، لیتوفاسیس و ۲؛ L- عمق ۴۱۸۶ متری، چاه الف ۱ (بافت سنگ در هر دو تصویر I و L به علت حفاری با مته تیغه ثابت مشخص نیست).

لیتوفاسیس‌های بخش بالایی فهلیان (کربناته-تخریبی)

ریزرخساره (۱): مادستون ماسه‌ای (F1: Sandy Mudstone)

به علت حفاری با مته تیغه ثابت (غالباً حفاری این بخش از سازند با مته‌های تیغه ثابت صورت می‌گیرد. لذا شناسایی اجزای تشکیل دهنده مشکل یا غیر ممکن می‌گردد (شکل ۳-I). بنابراین، اطلاعات دقیقی از این بخش در دسترس نیست. اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره به طور کامل قابل شناسایی نیست. ریزرخساره کربناته حاوی ۵٪ تا ۲۰٪ ماسه است که ماسه‌ها دارای جورشدگی خوب و گردشدگی بد می‌باشد. محدوده اندازه دانه‌های ماسه از ماسه ریز تا درشت می‌باشد که در زمینه میکرایتی غوطه‌ور است. در برخی نمونه‌های دستی (خرده‌های خشک شده حاصل از حفاری) مقدار رس زیاد است و عمق‌های مربوط به این ریزرخساره در نمودار ترسیمی چاه گاه‌ها آهک رسی نام‌گذاری شده‌اند.

لیتوفاسیس (۲): ماسه‌ای / سیلتی (F2: Sandstone/Siltstone)

جنس دانه‌های ماسه کوارتزی است و ماسه‌های آن از نوع دانه‌ریز تا دانه متوسط می‌باشد. اندازه اکثر دانه‌ها ۰/۱ تا ۰/۲ mm با جورشدگی متوسط و گردشدگی بد می‌باشد که از نظر کانی‌شناسی مچور می‌باشد. دانه‌های کوارتز عموماً منو کریستالین بوده و خاموشی موجی دارند در طبقه‌بندی فولک [۱۵] در محدوده کوارتز آرنایت قرار می‌گیرند. برخی از خرده‌های حفاری دارای سیمان آهکی یا دولومیتی می‌باشند. حداکثر ستبرای لیتوفاسیس ماسه‌ای / سیلتی در باختر دشت آبادان به ۶ متر (در چاه الف ۲) می‌رسد و در چاه ۱ (در خاور) کمتر از ۲ متر ستبرای دارد (شکل ۳- J و K).

لیتوفاسیس (۳): رس سنگ آهکی (F3: Calcareous Claystone)

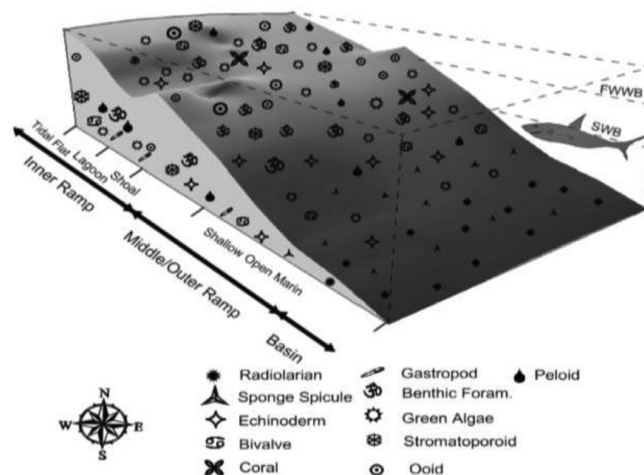
به علت حفاری با مته تیغه ثابت آثار جانوری، گیاهی و لامیناسیون ظریف در مقاطع نازک قابل شناسایی نیست (لایه‌بندی موازی در شکل ۳-L حاصل

حداصل بین بخش دریای باز و رمپ داخلی می‌باشد. یکی از فاکتورهای مهم در رمپ‌های کربناته حضور پشته‌های سدی است [۲۱]. حضور پلت در مجموعه ریزرخساره‌ای پشته‌های سدی بیان کننده انتقال آنها از نواحی کم انرژی به بخش‌های پر انرژی است [۲۲]. ریزرخساره‌های ج ۱ تا ج ۳، زیر محیط پشته‌های سدی را نشان می‌دهند. یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های بارز محیط لاگون، حضور پوسته‌های آراگونیتی مانند Trocholina است که قالب آنها توسط سیمان کلسیت اسپاری پر شده است [۲۳]. استروماتوپرید در محیطی با انرژی زیاد رشد می‌کند (به ستبرای چند متر) و اکثراً در پهنه‌های جزومدی و ریف گسترش دارد و به‌صورت پراکنده در محیط لاگون حضور دارند [۲۴]. وجود miliolids و شکم‌پایان که به‌عنوان شاخص آب‌های آرام کم عمق با شوری متوسط تا فوق‌العاده شور به‌همراه گونه‌های متفاوت جلبک‌های سبز که موید محیط لاگون می‌باشند [۲۵] تایید کننده محیط کربناتی لاگون برای دسته رخساره‌ای لاگون (د) می‌باشد. معمولاً انحلال و تخلخل حفره‌ای در سازند فهلیان در رخساره لاگون در نواحی نزدیک به پهنه جزومدی دیده می‌شود [۱۰]. حضور استروماتوپرید در ریزرخساره محیط لاگون از نزدیکی آن ریزرخساره (به‌طور مثال ریزرخساره ۴د) با پهنه جزومدی حکایت می‌کند.

حفری با مته تیغه ثابت می‌باشد). مقدار آهک بالایی دارد و در نمودار ترسیمی چاه‌ها مارن نام‌گذاری شده است. در هیچ یک از نمودارهای ترسیمی رس سنگ قرمز یا مارن قرمز گزارش نشده است. بعد از تطابق و تصحیح عمق بین واحدهای سنگی و نتایج پتروفیزیکی مشخص گردید، نمودار گاما بیشترین درصد شیل (API) را در این پتروفاسیس نشان می‌دهد. ستبرای پتروفاسیس رس سنگ آهکی با توجه به توصیف نمونه‌های دستی خشک شده ۸۰ متر است.

محیط رسوبی

سازند فهلیان در دو محیط رسوبی کربناته و کربناته-تخریبی نهشته شده است. ریزرخساره‌های موجود در بخش کربناته نشان‌دهنده محیط رمپ کربناته می‌باشد. شکل ۴ مدل مفهومی از محیط رسوبی سازند فهلیان در دشت آبادان ارائه می‌کند. دسته ریزرخساره الف مربوط به محیط دریای باز می‌باشد. ژرفای محیط رسوبی دریای باز از ریزرخساره الف ۱ تا الف ۳ کمتر می‌شود. عدم حضور سد زیستی سبب می‌شود تا خرده‌های جلبک موجود در ناحیه لاگون به بخش‌های عمیق‌تر انتقال پیدا کنند [۱۶]. این ویژگی پتروگرافی در ریزرخساره‌های الف ۳ و مخصوصاً ریزرخساره ب ۱ قابل تشخیص است. ریزرخساره ب ۱ دارای ویژگی‌های پتروگرافی



شکل ۴ مدل مفهومی رسوبی پیشنهادی برای سازند فهلیان در حوضه دشت آبادان (نیمرخ محیط رسوبی و نحوه پراکنده‌گی ریزرخساره‌ها).

رتاوی و کربناته‌های سازند یاماما در عراق [۱۷] و با لحاظ نمودن فونای کفزی، یک توالی رسوبی حدفاصل محیط کربناته و تخریبی (با غالب بودن گل سنگ به ماسه) را می‌وان تصور نمود که تا انتهای بخش فلهیان بالایی به صورت دو سیکل رسوبی تکرار شده است. توالی رسوبی این سیکل‌ها عبارت است از: لیتوفاسیس رس سنگ آهکی (و ۳) که لایه‌های ماسه‌ای لیتوفاسیس (و ۲) به صورت بین لایه در آن دیده می‌شود، که در قسمت بالایی آن، لایه‌های مادستون ماسه‌ای (و ۱) و ریزرخساره‌های لاگون به صورت بین انگشتی قرار می‌گیرند. این شواهد نشان می‌دهند منشأ رسوبات رس سنگ و ماسه احتمالاً از قسمت باختری دشت آبادان تأمین شده است (وجود بخش‌های ماسه‌سنگی سازند رتاوی در عراق). کلیه این شواهد نشان می‌دهند که، با دور شدن از منشأ رسوبات تخریبی، در خاور شرایط لازم جهت نهشته شدن توالی کربناته فراهم شده است (شکل ۵).

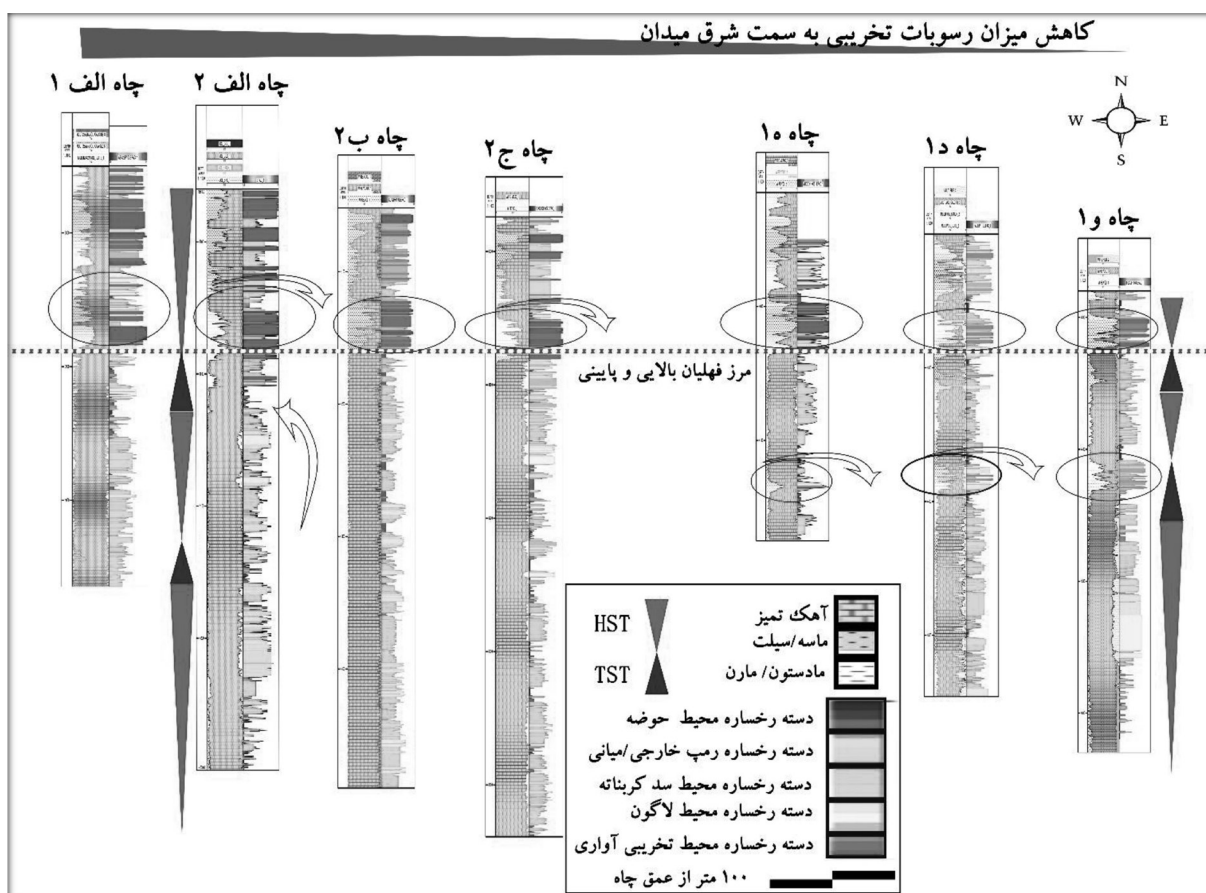
چینه‌نگاری سکانسی

در مطالعات شارلند [۱۷] و دیویس [۱۸] ویژگی‌های چینه‌شناسی توالی رسوبی (نئوکومین) در صفحه عربی بررسی شده است. در طی این دو مطالعه سه سطح حداکثر غرقاب در نئوکومین ارائه گردیده است. مطالعات مذکور حضور ناپیوستگی در والانژنین پایانی^۱ را نشان می‌دهند. از شواهد پتروگرافی در بخش محیط رسوبی این گونه استنباط می‌شود که سکانس‌های سازند فلهیان با ریزرخساره‌های ژرف شونده به سمت بالا (TST) شروع و با رسیدن به سطح حداکثر پیشروی آب (MFS) ادامه یافته و در نهایت با ریزرخساره‌های کم عمق شونده (HST) خاتمه پیدا می‌کند. بر این اساس مجموعاً ۳ سکانس رده سوم برای رسوبات نئوکومین در دشت آبادان معرفی می‌گردد.

معمولاً انحلال و تخلخل حفره‌ای در ریزرخساره لاگون در نواحی نزدیک به پهنه جزومدی دیده می‌شوند [۱۰]. با این تفاسیر ریزرخساره‌های ۱۵ تا ۵ نشان‌دهنده محیط لاگون می‌باشد. از ویژگی‌های بارز محیط پهنه جزومدی انحلال شدید دانه‌ای، تخلخل حفره‌ای، لامیناسیون، گسترش تخلخل چشم پرنده‌ای و حضور خرده‌های سیلت می‌باشد [۹]. عدم تنوع در فونای جانوری در طبقات رسوبی، می‌تواند بیان‌کننده شوری بالای محیط دیرینه باشد. حضور مجموع این عوامل با یکدیگر نشان‌دهنده زیر محیط پری‌تایدال است [۹]. با توجه به مشخصات بافتی فوق، ریزرخساره ۱۰ (وکستون/پکستون اینتراکلاستی پلت‌دار) نشان‌دهنده پهنه جزومدی می‌باشند. مجموعه عوامل فوق به خصوص پراکندگی خرده فسیلی لاگون در سایر زیر محیط‌ها نشان‌دهنده محیط رمپ کربناته با شیب یکنواخت می‌باشد.

از نحوه تشکیل رسوبات مخلوط تخریبی-کربناته در سازند فلهیان، اطلاعاتی در دست نیست. در کشورهای حاشیه خلیج فارس مانند کویت، عراق و عربستان توالی رسوبات کرتاسه پایینی از طبقات آهکی همراه با میان لایه‌های مارن و ماسه (که نشان‌دهنده محیط رسوبی کربناته-تخریبی است). تشکیل شده است [۱۷ و ۱۸]. بر مبنای مطالعات شارلند [۱۷]، دیویس [۱۸] و شواهد موجود در لیتوفاسیس‌های بخش بالایی سازند فلهیان در محیط کربناته-تخریبی نهشته شده است. شواهد این محیط در سازند فلهیان عبارتند از: رسوبات رس سنگی با لایه‌های ماسه‌ای در چند ده متر ابتدایی بخش بالایی سازند فلهیان که از باختر به سمت خاور از ستبرای آن کاسته می‌شود. کاهش ستبرای توالی تخریبی توسط لایه‌های آهکی در خاور (حوضه مورد مطالعه) جبران می‌شود. همان‌طور که در شکل ۵ مشخص است، تعادلی بین ستبرای محیط کربناته و تخریبی برقرار است. با قراردادن این شواهد در کنار عواملی مانند بلندای قدیمه و بخش‌های ماسه‌سنگی سازند

1. Late Valanginian Unconformity (LVU)



شکل ۵ سه چاه سمت راست تصویر، پایین بلندای قدیمه و چاه‌های سمت چپ مربوط به بالای بلندای قدیمه می‌باشند. مرز خط چین حد فاصل بین فلهیان پایینی و بالایی را نشان می‌دهد که چاه‌ها نسبت به آن شناور شده‌اند.

دسته ریزرخساره‌ای رمپ داخلی را نشان می‌دهد و سرانجام با رسیدن به ریزرخساره محیط لاگون پایان می‌پذیرد. با کاهش پلانکتون رادیولاریا و سوزن اسفنج، و افزایش خرده‌های زیستی مانند جلبک سبز و روزنبران کفزی (ریزرخساره ب ۱)، روند کاهش ژرفا در بخش HST تایید می‌شود. این سکانس بیشترین ستبرای را در بین سکانس‌های موجود دارد. مهم‌ترین پدیده دیانرژی سکانس اول تخلخل انحلالی است که به همراه تخلخل‌های درون دانه‌ای و قالبی (ریزرخساره‌های پشته‌های سدی و پهنه جزرومدی)، می‌تواند طبقات مستعد سنگ مخزن ایجاد نماید. البته در اکثر مواقع این سکانس زیر سطح آب/نفت قرار دارد.

سکانس دوم

این سکانس در حداکثر سطح غرقاب (MFS) خود، با حداکثر سطح غرقاب K30 شارلند و دیویس [۱۷ و ۱۸]

سکانس اول

این سکانس در حداکثر سطح غرقاب خود، با حداکثر سطح غرقاب K20 شارلند و دیویس [۱۷ و ۱۸] قابل مقایسه است. سکانس اول با سن احتمالی بریازین پایانی به استثنای چاه‌های الف ۱ و ج ۲، در سایر چاه‌های مورد مطالعه (به علت عدم حفاری کامل سازند فلهیان) قابل تفکیک و شناسایی نیست و فقط بخشی از توالی HST این سکانس قابل مطالعه است. مرز زیرین این سکانس منطبق با راس سازند گرو از نوع ۲ می‌باشد. بخش TST سکانس اول با در بر گرفتن ریزرخساره‌های دریای باز (چاه ب ۱) و پشته‌های سدی (ریزرخساره ج ۱) شروع شده و با رسیدن به بیشترین سطح پیش‌روی (با افزایش حضور رادیولر در چاه ۱، ریزرخساره الف ۳ و ۲) شناسایی می‌شود، که این تغییر ریزرخساره با نمودار گاما قابل بررسی است. بخش HST

فهلپیان/گدوان شاخص بسیار خوبی برای شناسایی سکانس‌های رسوبی موجود در نئوکومین می‌باشد. از آنجایی که مغزه‌ای از این بخش تهیه نشده، شناسایی سکانس را با مشکل مواجه می‌کند. بخش TST با ریزرخساره کربناته ب ۱ شروع شده و حداکثر عمیق‌شدگی این سکانس با آثار جزئی از رادیولر و سوزن اسفنج (اکثراً ریزرخساره الف ۱) که با ستبرای کمی گسترش پیدا کرده، قابل شناسایی است. این بخش به خوبی با دو پیک گاما با API بالا که نزدیک به هم می‌باشند (عمق ۳۹۰۰ متری در چاه الف ۱ شکل ۵) قابل شناسایی است. بخش HST در این سکانس از دو پاراسکانس (جایگزینی ریزرخساره تخریبی توسط آهک‌های محیط کربناته دریایی) تشکیل شده است. بیضوی‌های بالای شکل ۵، از چپ به راست ستبرای خود را از دست داده‌اند که با دور شدن از منشأ رسوبات تخریبی و کاهش انرژی محیط رابطه مستقیم دارد. حضور ریزرخساره‌هایی با غالب بودن میزان رس سبب شده تا این سکانس به همراه بخش‌هایی از سازند گدوان، نقش پوش سنگ را برای سکانس دوم بازی کند.

نتیجه‌گیری

مجموعاً ۱۴ ریزرخساره مرتبط با محیط دریای باز، رمپ خارجی/میانی و رمپ داخلی (پشته‌های سدی و لاگون) شناسایی شده است. دو لیتوفاسیس در بخش بالایی سازند فهلپیان شناسایی شده که گسترش ناحیه‌ای داشته و احتمالاً منشأ آنها با سازندهای رتاوی و یاماما مرتبط است. با توجه به مطالعات پتروگرافی حاصل از مغزه‌های حفاری در بخش پایینی سازند فهلپیان، هیچ‌گونه شاهدهی مبنی بر وجود ریف و یا ریف‌های تکه‌ای در ناحیه دشت آبادان یافت نشده. وجود درصد بالای پلوئید در ریزرخساره پکستون/وکستون بیو کلاست‌دار (ب ۱) بیان‌کننده عدم حضور سد زیستی (ریف) می‌باشد. پشته‌های سدی بیشتر توسط پلوئید، اوئید و خرده‌های زیستی تشکیل شده‌اند. با توجه به روند تدریجی

با سن بریازین بالایی قابل مقایسه است. سکانس دوم با سایر سکانس‌ها در میزان ستبرا و نوع گسترش متفاوت است و تنها سکانسی است که در آن بخش FSST به صورت منطقه‌ای گسترش دارد. در قسمت پایین افتاده بلندای قدیمه ستبرای واحد FSST به سمت درون حوضه افزایش پیدا می‌کند و در بخش‌های داخلی‌تر حوضه لایه‌بندی ظریفی از ماسه با دانه‌های آزاد، وجود دارد (چاه ۱۵ سه بیضوی پایین شکل ۵، موقعیت FSST در سکانس دوم را نشان می‌دهند که به سمت داخل حوضه (خاوری) ضخیم‌تر شده‌اند و امتداد آن در بالای بلندای قدیمه قابل شناسایی نیست). بخش TST در این سکانس با دسته ریزرخساره کربناته-تخریبی (قسمت پایین افتاده بلندای قدیمه) شروع می‌شود و حداکثر سطح غرقاب با آهک رادیولردار که دارای رس سنگ بیشتر است، قابل تشخیص است (حداکثر میزان قرائت نمودار گاما در بخش پایین افتاده بلندای قدیمه مشخص است). بخش HST به صورت کم عمق شونده به سمت بالا گسترش دارد و عموماً با دسته ریزرخساره ب ۱ شروع شده و پس از تبدیل به پشته‌های سدی (دسته ریزرخساره ج ۱ و ج ۳) در نهایت با دسته ریزرخساره‌های پهنه جزومدی شناسایی می‌شود. بخش HST دارای خصوصیات مخزنی است و بیشترین میزان نفت ذخیره شده را دارد.

سکانس سوم

این سکانس در حداکثر سطح غرقاب خود، با حداکثر سطح غرقاب K40 شارلند و دیویس [۱۷] و [۱۸] با سن والائزینین پایینی قابل مقایسه است. مرز این سکانس در قسمت پایینی از نوع دو بوده و یک توالی کم عمق شونده به سمت بالا را نشان می‌دهد. حد بالایی آن، سازند گدوان و مرز بالایی سکانس از نوع یک است. مرز سکانسی تشخیص داده شده منطبق بر ناپیوستگی رسوبی در مرز سازند گدوان می‌باشد [۴]. وجود ناپیوستگی درجه یک در مرز K40 سازند رتاوی و ناپیوستگی

سکانسی به جز مرز بالایی با سازند گدوان (نوع یک) نوع دو تشخیص داده شده‌اند. متخلخل‌ترین بخش سکانس‌ها مربوط به زیر محیط‌های پشت‌های سدی و پهنه جزرومدی با تخلخل قالبی و فابریک چشم‌پرنده‌ای و همچنین تخلخل انحلالی حاصل از جلبک‌های سبز محیط لاگون می‌باشد که اکثراً در سکانس دوم گسترش دارند. پیش‌روی رسوبات تخریبی-آواری و پرشدن فضای رسوب‌گذاری توسط رسوبات آواری، باعث شده بخش بالایی سازند فهلیان، نقش پوش سنگ را برای بخش پایینی بازی کند.

تشکر و قدردانی

این پژوهش با همکاری مهندسین مدیریت اکتشاف وزارت نفت جمهوری اسلامی ایران و اساتید محترم دانشگاه آزاد اسلامی (واحد علوم و تحقیقات تهران) محقق شده است. لذا از همکاری آنان تشکر و قدردانی می‌گردد.

در تغییرات ریزرخساره و حضور جلبک‌های سبز در نواحی عمیق‌تر دریای باز، محیط رسوبی سازند فهلیان در یک رمپ با شیب یکنواخت نهشته شده است. بخش بالایی سازند فهلیان شامل نهشته‌های رس‌سنگی، کربناته و ماسه‌های بین لایه‌ای است، که در محیط کم عمق‌تر از زیر محیط‌های رمپ نهشته شده‌اند. این رسوبات به‌صورت بین‌انگشتی مرتبط با ریزرخساره‌های رمپ می‌باشند. این شواهد بیان‌کننده محیط رسوبی کربناته-تخریبی در بخش بالایی فهلیان است. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که لیتوفاسیس‌های بخش کربناته-تخریبی به‌صورت بین‌انگشتی با رسوبات کم عمق محیط رمپ در ارتباط می‌باشند. در ریزرخساره کربناته(بخش کربناته-تخریبی) روزنبران کفزی محیط لاگون شناسایی شده‌اند، در نتیجه محیط کم عمق برای رسوبات تخریبی در نظر گرفته می‌شود. سازند فهلیان به سه سکانس رده سوم تقسیم‌بندی می‌شود. تمامی مرزهای

مراجع

- [1]. Abdollahie Fard I., Braathen A., Mokhtari M. and Alavi S. A., "Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment," SW Iran. Petroleum Geoscience, No. 12, pp. 347-362, 2006.
- [2]. James G. A. and Wynd J.G., "Stratigraphic nomenclature of the Iranian oil consortium Agreement Area," Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., No. 49, pp.2182- 2285 (also company Report NIOCEXP 1072), 1965.
- [3]. Golestaneh A., "Micropaleontological study of Kkami Group and the Jurassic-Cretaceous in Fars Province (Southern Iran)," A Thesis Represented for the Degree of Doctor of Philosophy in the University of London, p. 630, 1965.
- [4]. Kheradpir A., "Stratigraphy of Khami group in Southwest Iran," O.S.C.I., Report 1235, 1975.
- [5]. Christian L., "Cretaceous subsurface geology of the Middle East region," GeoArabia No. 2, pp. 239-256, 1997.
- [6]. Ziegler M. A., "Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences," GeoArabia, No. 6, pp. 445-504, 2001.
- [7]. Sadooni F. N., "Stratigraphy and petroleum prospects of Upper Jurassic carbonates in Iraq," Petrol Geosci., No. 3, pp. 233-243, 1997.
- [8]. Davis R. B., Bishop C. D., Hollis C. E., Gaur R. S. and Haider A. A., "Architecture of the minagish oolite reservoir in the umm gudair field, Kuwait, jurassic/cretaceous carbonate platform-basinsystems: Middle East models conference abstract," GeoArabia, No. 2, pp. 476-496, 1997.
- [9]. Adabi M. H., Salehi M. A. and Ghabeishavi A., "Depositional environment, sequence stratigraphy and

- geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran,* Asian Earth Sci., No. 39, pp.148–160, 2010.
- [10]. Jamalian M., Adabi M. H., Moussavi M. R., Sadeghi A. and Ariyafar B., "*Facies characterization and paloenvironmental reconstruction of the Fahliyan formation, lower cretaceous, in the Kuh-e Siah area, Zagros Basin, southern Iran,*" Springer, No. 57, pp. 101-122, 2011.
- [11]. Van Buchem F. S. P., Gaumet F., Baghbani D., Ashrafzadeh R., Assilian H. and Keyvani F., "*Middle and upper cretaceous sedimentation patterns in the Dezful embayment, SW Iran,*" 5th Middle East Petroleum Geosciences Conference, GEO 2002, Abstracts. GeoArabia, Vol. 7, No. 2, pp. 313–314, 2002b.
- [12]. Sherkati S. and Letouzey J., "*Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran,*" Marine and Petroleum Geology, No. 21, pp.535–554, 2004.
- [13]. Embry A. F. and Klovan J. E., "*A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories,*" Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19, pp. 730-781, 1971.
- [14]. Dunham R., J., "Classification of Carbonate Rocks according to depositional texture," *men. AAPG*, 1:108-121, 1962.
- [15]. Folk R. L., "*Petrology of sedimentary rock,*" Hemphill Publishing Company, Austine, Texas, 78703, p. 185, 1974.
- [16]. Flugel E., "*Microfacies of carbonate rocks,*" Springer, Berlin Heidelberg New York, p. 976, 2010.
- [17]. Sharland P. R., Archer R., Casey D. M., Davies B.R., Hall S., Heward A., Horbury A. and Simmons D. M., "*Arabian plate sequence stratigraph,*" GeoArabia Special Publication 2, Gulf Petrolink, Bahrain, p. 371, 2001. [18]. Davies R. B., Casey D. M., Horbury A. D., Sharland P. R and Simmons M. D., "*Early to mid-Cretaceous mixed carbonate-clastic shelfal systems: examples,*" Issues and Models from the Arabian Plate, Geoarabia, Vol. 7, No. 3, pp. 541-598, 2002.
- [19]. Van Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R. and Sary J., "*An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions,*" SEPM Special Publication No. 42, pp. 39-45, 1988.
- [20]. Hunt D. and Tucker M. E., "*Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall,*" Sedimentary Geology, Vol. 81, pp. 1–9, 1992.
- [21]. Elrick M. and Read J. F., "*Cyclic ramp-to basin carbonate deposits, lower mississippian, wyoming and mon-tana: a combined field and computer modelling study,*" Sediment Petrol No. 61, pp. 1194–1224, 1991.
- [22]. Tucker M. E. and Wright V. P., "*Carbonate sedimentology,*" Blackwell, Oxford, p. 482, 1990.
- [23]. Booler J. and Tucker M. E., "*Distribution and geometry of facies and early diagenesis: the key to accommodation space variation and sequence stratigraphy: Upper Cretaceous Congost carbonate platform,*" Spanish Pyrenees. Sediment Geo, No. 146, pp. 225–247, 2002.
- [24]. Wertz M. L., "*Paleoenvironmental reconstruction of coral caverns,*" Bedford County, Pennsylvania, NCS, 43rd Annual Meeting, Paper No. 9-6, pp. 210-217, 2009.
- [25]. Bachmann M. and Hirsch F., "*Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change,*" Cretaceous Research 27: 487-512, 2006.