محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در میدان نفتی دارخوین

فروتن هاشمی قندعلی [۱] و محسن آل‌علی [۲*]

۱- دانشجوی دکترا، گروه علوم‌زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، تهران، ایران

۲- دانشیار گروه علوم‌زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، تهران، ایران

*aleali.mohsen@gmail.com

دریافت: ۱۴۰۲/۵/۲۲ پذیرش: ۱۴۰۲/۷/۱۹ نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

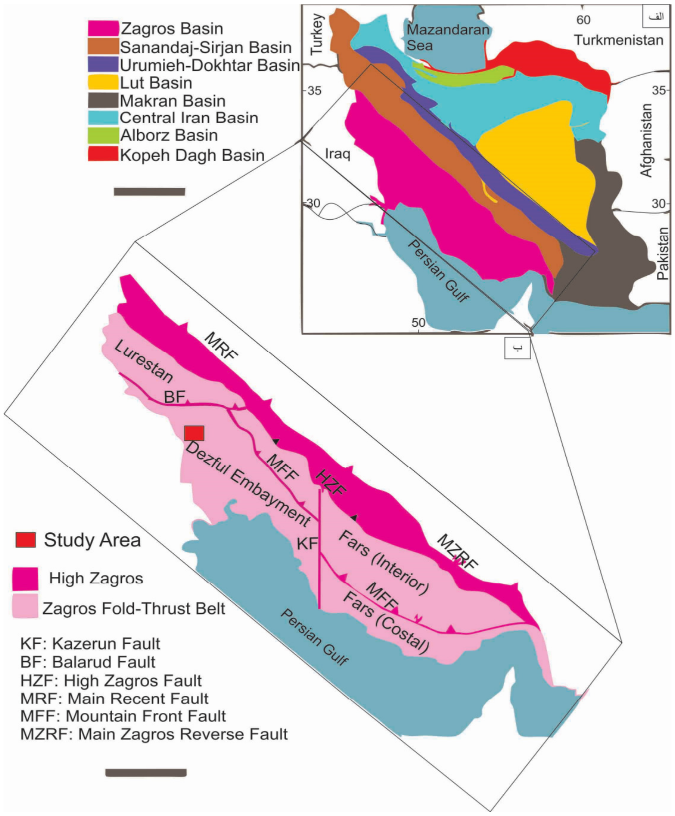
سازند فهلیان واقع در میدان نفتی دارخوین با تنوع سنگ‌شناسی کم، در بخش‌های پایینی مخزن از سنگ‌آهک و در بخش‌های بالایی از سنگ‌آهک دولومیتی تشکیل شده است. سازند فهلیان در چاه دارخوین ۳۳ در ناحیه مورد مطالعه (میدان دارخوین) به صورت همساز سازند گرو را پوشانیده و توسط سازند گدوان به صورت همساز پوشیده شده است. در این پژوهش سازند فهلیان در چاه دارخوین ۳۳ به منظور شناسایی ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی، و چینه‌نگاری سکانسی مورد مطالعه سنگ‌شناسی قرار گرفت. مطالعات سنگ‌شناسی به شناسایی ۱۳ رخساره (شامل ۱۲ ریزرخساره کربناته و ۱ پتروفاسیس شیلی) در قالب چهار کمربند رخساره‌ای شامل پهنه کشندی، تالاب، سد و دریای باز انجامید. نبود ریف‌های سدی (که خاص شلف‌های لبه‌دار هستند)، تبدیل تدریجی ریزرخساره‌ها به‌هم و وجود پهنه‌های وسیع کشندی و همچنین نبود ریزرخساره‌های کربناته توربیدیتی نشان می‌دهد که توالی کربناته چاه دارخوین ۳۳ در یک سکوی کربناته رمپ با شیب یکنواخت نهشته شده است. بر پایه بررسی ریزرخساره‌ها و نگاره گاما و مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی، سه سکانس رسوبی رده سوم در سازند فهلیان شناسایی شد. بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان می‌تواند در بازسازی جغرافیای قدیمی منطقه مورد پژوهش در زمان کرتاسه مفید باشد.

واژه‌های کلیدی: سازند فهلیان، میدان نفتی دارخوین، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی

۱- پیشگفتار

حوضه‌های رسوبی، مناطقی فرونشست‌یافته از سطح زمین هستند که برهم‌کنش فاکتورهای مختلف چینه‌نگاری سکانسی در مقیاس‌های زمانی و مکانی، پاسخی بر ساختار چینه‌شناسی آن‌هاست (لی و همکاران، ۲۰۱۸؛ ۲۰۱۹). یکی از اهداف شناسایی ریزرخساره‌ها، بررسی تغییرات و نحوه توزیع عمودی و جانبی مجموعه‌های رخساره‌ای است. نحوه جایگیری مجموعه‌های رخساره‌ای می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات کوچک و بزرگ در الگوهای محیطی مانند آب و هوا، شدت جریان آب و تغییرات نسبی سطح تراز آب دریا باشد (واله و همکاران، ۲۰۱۹). کمربند چین‌خورده ـ رورانده زاگرس بخشی از رشته کوه آلپ- هیمالیا بوده که با وسعتی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر روندی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی داشته و از شرق گسل آناتولی (واقع در شرق ترکیه) تا گسل مان در بخش جنوبی ایران گسترش پیدا کرده است (علوی، ۲۰۰۷). این کمربند محصول پیچیده‌ای از جدایش ایران از سرزمین گندوانا است که به دنبال آن فرورانش پوسته اقیانوسی تازه ایجاد شده نئوتتیس با شیبی به سمت شمال شرقی به زیر خرده بلوک ایران رفته است که در نتیجه برخورد بین صفحات عربستان و ایران است. طی دوره کرتاسه، در پهنه زاگرس چین‌خورده و فروافتادگی دزفول مخازن نفتی متعدد و مهمی از جمله سازند فهلیان نهشته شده است (زیگلر، ۲۰۰۱). سازند فهلیان یکی از مهم‌ترین سنگ‌های مخزن در حوضه زاگرس و میدان نفتی دارخوین است که از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک دولومیتی، مارن و شیل تشکیل شده است. سازند فهلیان به علت داشتن درز و شکاف و تخلخل فراوان، یکی از مخازن مهم پهنه زاگرس شناخته می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۴). چاه دارخوین ۳۳ (شکل ۱) در ۴۵ کیلومتری شمال خرمشهر و ۸۵ کیلومتری جنوب غربی اهواز قرار دارد. ساختمان این میدان بر روی مخزن فهلیان به شکل تاقدیسی کشیده و نامتقارن با طول محوری ۶۳

کیلومتر در جهت شمال غرب-جنوب شرق است. مخزن فهلیان در این میدان در قسمت‌های زیرین از سنگ‌آهک و در بخش‌های میانی و فوقانی از سنگ‌آهک دولومیتی تشکیل شده است (شکل ۲). این چاه تاکنون از دید محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی مورد بررسی قرار نگرفته است؛ بنابراین، هدف از انجام این بررسی، شناسایی و تفکیک ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در میدان دارخوین در جنوب پهنه زاگرس است.



شکل ۱. الف) نقشه کلی ایران که زون‌های ساختمانی مختلف بر روی آن نشان داده شده است (مباشر و بابایی، ۲۰۰۸). ب) بخش‌های مختلف حوضه زاگرس که موقعیت میدان دارخوین با مربع قرمز رنگ مشخص شده است (اقتباس با تغییراتی از مطیعی، ۱۳۷۴).

Fig. 1. A) general map of Iran showing different construction zones (Mobasher and Babaei, 2008). B) Different parts of the Zagros basin, where the location of the Darquain field is marked with a red square (adapted with changes from Matiei, 2014).

۲- مواد و روش‌ها

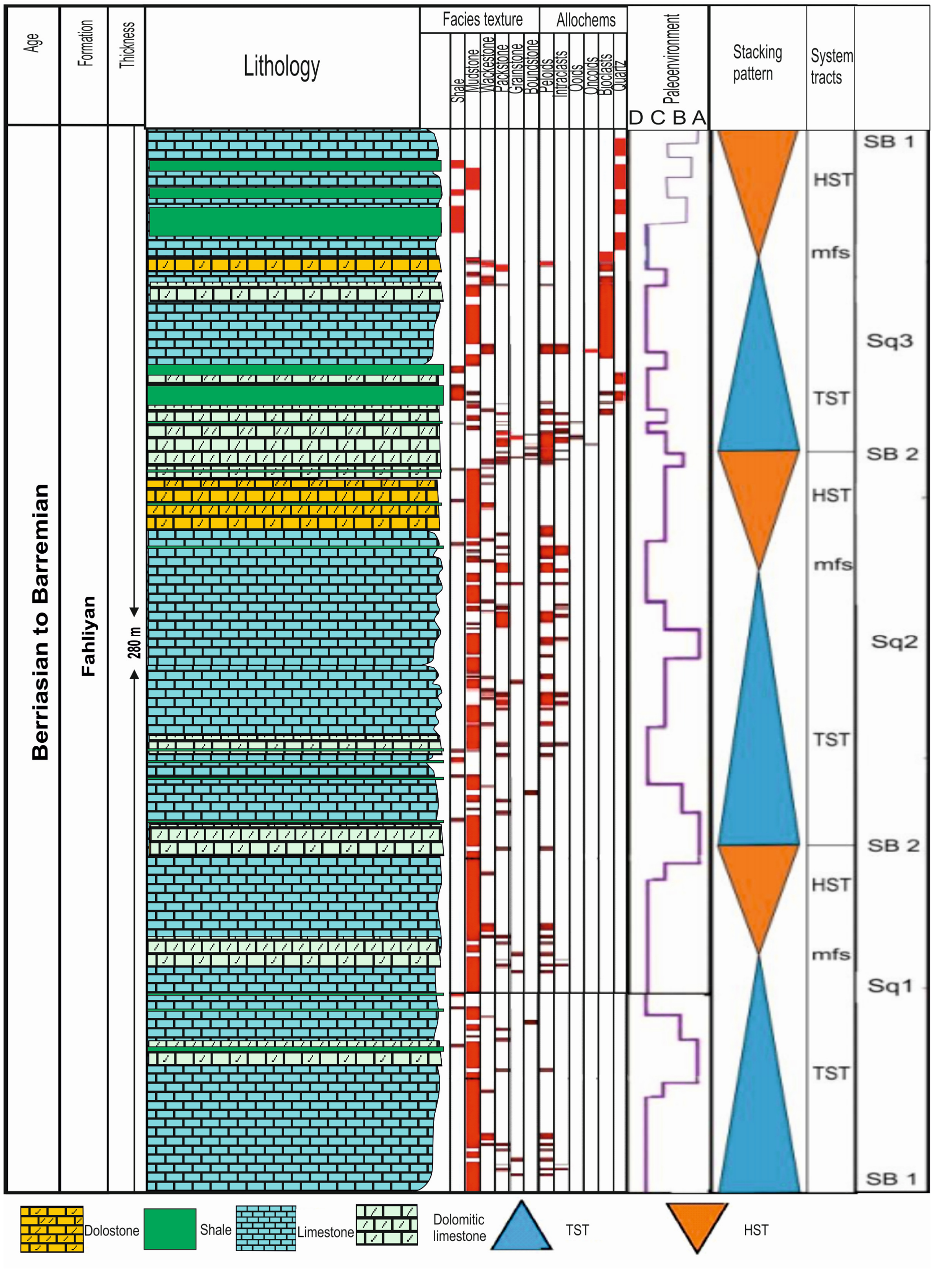
به منظور تعیین بررسی محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در چاه دارخوین ۳۳ در میدان دارخوین، تعداد ۱۷۸ مقطع نازک تهیه شده از مغزه‌ها استفاده شد. نهشته‌های کربناته به روش دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلون (۱۹۷۱) نام‌گذاری شده‌اند. دسته‌بندی ریزرخساره‌ها بر مبنای طبقه‌بندی ویلسون (۱۹۷۵)، کاروزی (۱۹۸۹) و فلوگل (۲۰۱۰) انجام شده است. با استفاده از داده‌های دسته ریزرخساره‌ای و با استفاده از مدل رمپ استاندارد ویلسون (۱۹۷۵) و رخساره‌های میکروسکوپی فلوگل (۲۰۱۰)، مدل رسوب‌گذاری سازند فهلیان در منطقه مورد مطالعه طراحی شده است که از این داده‌ها جهت مطالعه چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان به روش کاتینو (۲۰۱۹) در ناحیه مورد مطالعه استفاده شده است.

۳- بحث

۳-۱- دسته ریزرخساره‌ها

بررسی دسته ریزرخساره‌های میکروسکوپی اطلاعاتی جهت بررسی روند تکاملی محیط دیرینه و نوسان سطح آب دریا ارائه می‌کند (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸؛ ونت، ۲۰۲۰).

همچنین کمربندهای رخساره‌ای توسط ویژگی‌های سنگ‌شناسی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و بافت مشخص شده و نشان‌دهنده شرایط حاکم بر محیط رسوب‌گذاری است (تسج و همکاران، ۲۰۱۸). تغییر جانبی و عمودی در کمربندهای رخساره‌ای به‌علت اختلاف در الگوهای محیطی، تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی، ورود رسوبات آواری و تغییرات سطح آب دریا صورت می‌گیرد. تجزیه و تحلیل میکروسکوپی نهشته‌های برش مورد بررسی، منجر به شناسایی ۱۳ رخساره (شامل ۱۲ ریزرخساره کربناته و ۱ پتروفاسیس شیلی) در ۴ کمربند یا پهنه رخساره‌ای (زیرمحیط) شده است که از سمت ساحل به سوی حوضه، شرح داده می‌شوند.

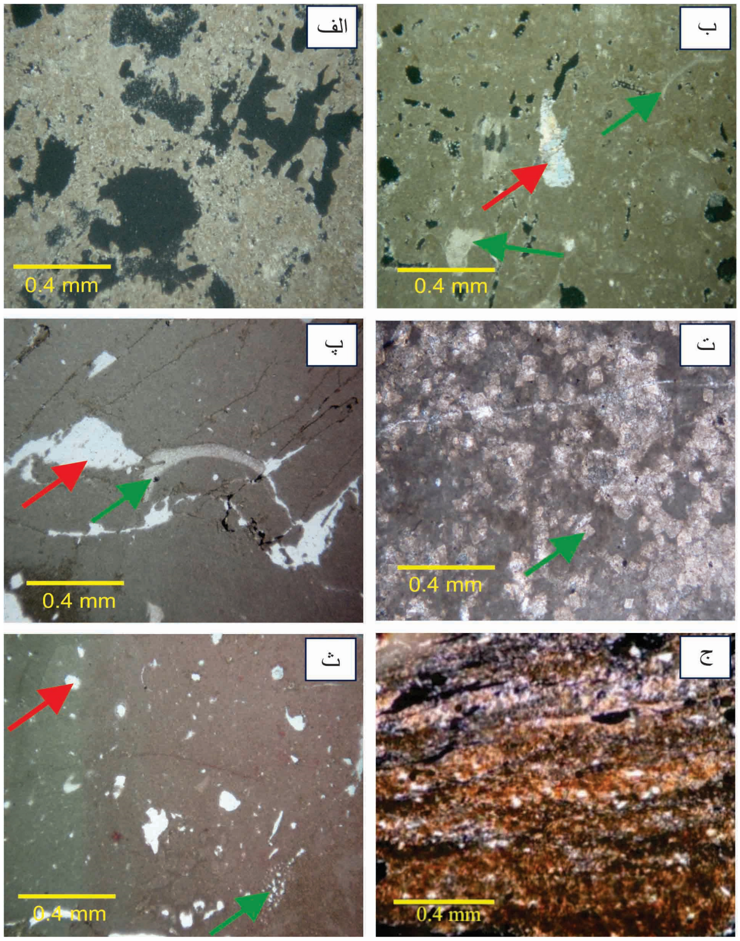


شکل ۲. ستون چینه‌شناسی سازند فهلیان در میدان دارخوین ۳۳. نمودار چاه‌پیمایی گاما که تا حد زیادی با ریزرخساره‌ها و سکانس‌ها قابل انطباق است در ستون چینه‌شناسی مشخص است.

Fig. 2. Stratigraphic column of Fahliyan formation in Darquain field 33. Gamma well log, which is compatible with microfacies and sequences to a large extent, is clear in the stratigraphic column.

الف) دسته ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی یا زیرمحیط کشندی[1] یا گروه A

ریزرخساره مادستون تا دولومادستون (A1): بخش‌هایی از این ریزرخساره، دارای دولومیت‌های ریز و متوسط بلور نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و اجزای اسکلتی در آن دیده نمی‌شود (شکل ۳ الف-ت). در این ریزرخساره، ساخت‌های پنجره‌ای[2] و چشم پرنده‌ای و قالب‌های تبخیری دیده می‌شوند (شکل ۳ ب، پ). این ریزرخساره دارای ۲ درصد دوکفه‌ای با اندازه ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر است. در این ریزرخساره، ۶ درصد ذرات دانه‌ریز آواری هستندکه بیشتر دربرگیرنده کوارتزهای در اندازه ماسه ریز با جورشدگی ضعیف و زاویه‌دار می‌باشند (شکل ۳ ت).



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از ریزرخساره‌های محیط پهنه جزرومدی سازند فهلیان در میدان دارخوین، الف-ت) ریزرخساره مادستون تا دولومادستون (عمق ۴۲۸۰ متری)، ب) فلش قرمز رنگ قالب تبخیری، فلش سبز رنگ خرده های دوکفه‌ای و اکینوئید (ژرفای ۴۲۸۵ متری)، پ) فلش قرمز رنگ فابریک فنسترال، فلش نارنجی رنگ دوکفه‌ای (ژرفای ۴۲۹۰ متری)، ت) فلش سبز رنگ دولومیت (XPL). ث) ریزرخساره مادستون کوارتزی (XPL) (ژرفای ۴۳۰۰ متری)، ج) پتروفاسیس شیل (ژرفای ۴۳۴۰ متری).

Fig. 3. Microscopic images of the Tidal flat microfacies of the Fahliyan formation in Darquain field. a- t: mudstone to dolomadstone microfacies (4280 meters depth), b- red arrow of evaporite mold, green arrow of bivalve and echinoid fragments (4285 meters depth), p- red arrow of fenestral fabric, orange arrow of bivalve (depth of 4290 meters), t- green arrow of Dolomite (XPL). c: quartz mudstone microfacies (XPL) (4300 meters deep), j: shale petrofacies (4340 meters deep).

ریزرخساره مادستون کوارتزدار A2: این ریزرخساره از سنگ‌آهک ریزبلور تشکیل شده است که در آن دانه‌های کوارتز با فراوانی ۱۲-۵ درصد در اندازه ماسه با جورشدگی ضعیف و زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار در زمینه‌ای میکرایتی پراکنده‌اند (شکل ۳ ث). این ریزرخساره دارای فرامینیفر بنتیک با فراوانی ۴ تا ۶ درصد و با اندازه ۰/۱ تا ۰/۲ میلی-متر است.

[1] Tidal Flat

[2] Fenestral

لیتوفاسیس شیل A3: زمینه اصلی این ریزرخساره میکرایتی است که دارای مقدار زیادی رس است که جهت یافتگی رس‌ها، سیمای لایه‌لایه به این ریزرخساره داده است. دانه‌های کوارتز زاویه‌دار در حد و اندازه سیلت و ماسه خیلی ریز از اجزای فرعی این ریزرخساره هستند (شکل ۳ ج).

تفسیر: آمیزه‌ای از سنگ‌های آواری و سنگ‌های کربناته در پی آمیختگی جانبی ریزرخساره‌ها، نوسان سطح آب دریا و یا تغییر در نرخ تامین رسوب پدید می‌آید که پیامد آن گوناگونی لایه‌ها در راستای ستونی توالی چینه‌شناسی است (جمالیان و همکاران، ۲۰۱۱؛ بربیر و همکاران، ۲۰۱۲؛ آورجانی و همکاران، ۲۰۱۵). حضور دسته ریزرخساره مادستون تا دولومادستون در این گروه رخساره‌ای می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل در یک زیرمحیط کم‌ژرفا که در آن شرایط تبخیر حکم فرماست، باشد. کمبود یا نبود سنگواره در این گروه رخساره‌ای، نشان‌دهنده عدم شرایط زیست مناسب و چرخش محدود آب است (جمالیان و آدابی، ۲۰۱۴). شواهدی از قبیل گسترش دولومیت‌های ریزبلور، مقدار اندک دانه‌های اسکلتی، وجود ساخت چشم پرنده‌ای و حفره‌ای، غالب بودن گل‌آهکی در ریزرخساره‌های این مجموعه می‌تواند بیانگر پیدایش این گروه رخساره‌ای در زیرمحیط‌های کشندی بالایی تا روکشندی[1] باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). با وجود اندک موجودات جانوری، حضور پراکنده دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت و ماسه ریز، داشتن ارتباط عمودی با رخساره‌های لاگونی و نبود شواهد خروج از آب، رسوب‌گذاری در بخش‌های پایین زون بین جزرومدی و یا بخش‌های ابتدایی بسیار کم‌عمق لاگون زیر جزرومدی را نشان می‌دهد (بربیر و همکاران، ۲۰۱۲).

ب) دسته ریزرخساره‌های زیرمحیط کولابی یا لاگون یا گروه B: این مجموعه از ۴ ریزرخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

ریزرخساره وکستون بایوکلاستی B1: در این ریزرخساره گاستروپود فراوان‌ترین آلوکم بوده و ۷ تا ۱۰ درصد نمونه را تشکیل می‌دهد. از دیگر اجزا موجود در این ریزرخساره می‌توان به فرامینیفر بنتیک با فراوانی ۴ تا ۶ درصد و با اندازه ۰/۴ تا ۰/۹ میلی‌متر، جلبک‌های سبز با فراوانی ۱ تا ۳ درصد در اندازه ۰/۷۵ تا ۱ میلی‌متر، خرده‌های دوکفه‌ای در حدود ۲ درصد و در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر اشاره کرد. اینتراکلست نیز با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۱/۲۵ تا ۱/۷۵ میلی‌متر در این ریزرخساره دیده می‌شود. فضای بین آلوکم‌ها توسط گل آهکی پر شده است (شکل ۴ الف، ب).

ریزرخساره پکستون-وکستون بایوکلاستی B2: در این ریزرخساره غالبا قطعات سالم و شکسته شده فرامینیفرهای بنتیک در اندازه ۰/۵ میلی‌متر و فراوانی ۴۲ درصد، جلبک‌های سبز به اندازه ۰/۷ میلی‌متر و فراوانی ۵ درصد، مقادیری پلوئید و اینتراکلست به فراوانی ۵ درصد نیز قابل رویت است. همچنین قطعات شکسته شده دوکفه‌ای وگاستروپود به فراوانی مجموع ۱۰ درصد و اندازه ۰/۸ میلی‌متر نیز قابل مشاهده است (شکل ۴ پ، ت).

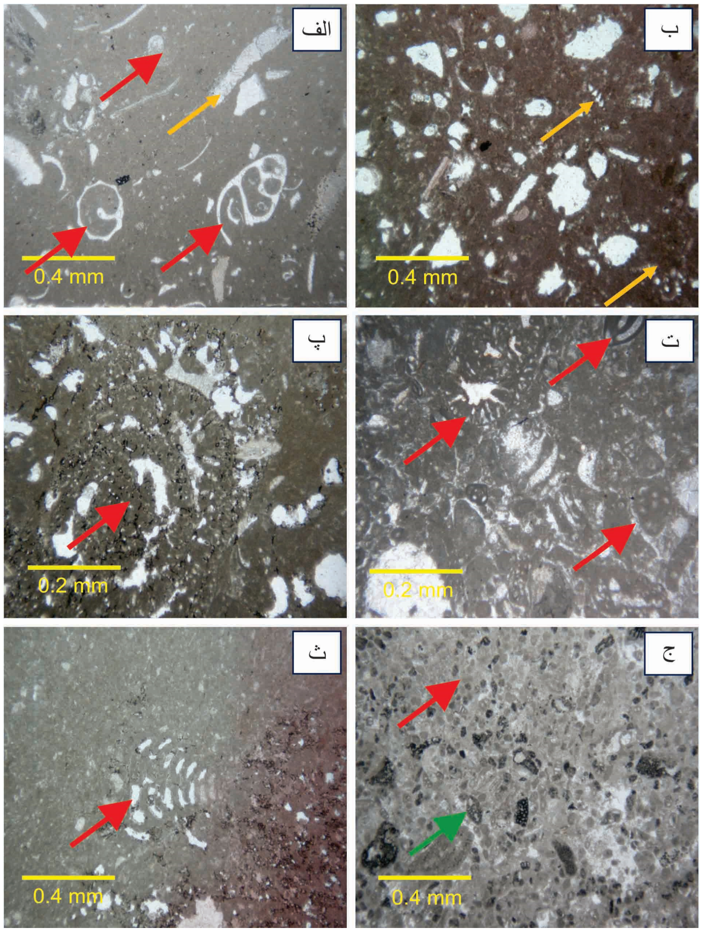
ریزرخساره مادستونB3 : این ریزرخساره به طور عمده از گل‌آهکی حاوی دوکفه‌ای و فرامینیفر بنتیک در اندازه ۰/۵ میلی‌متر و فراوانی ۵ درصد تشکیل شده است (شکل ۴ ث). این ریزرخساره فاقد و یا دارای کمتر از ۱۰ درصد آلوکم است.

ریزرخساره پکستون پلوئیدی B4: مهم‌ترین اجزای این ریزرخساره پلوئید است. پلوئیدها دارای فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد در اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر می‌باشد. اجزای اسکلتی این ریزرخساره شامل گاستروپود، دوکفه‌ای، جلبک سبز و فرامینیفر بنتیک به عنوان اجزای فرعی (۶ تا ۱۴ درصد) می‌باشند. آلوکم‌ها در زمینه‌ای میکرایتی و در تماس با یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۴ ج).

تفسیر: زمینه گل‌آهکی در مجموعه رخساره‌ای B که در بعضی ریزرخساره‌ها نئومورف شده است، نشان‌دهنده شرایط کم انرژی محیط تشکیل آن‌ها می‌باشد. پراکندگی فرامینیفرهای بنتیک در محیط‌های عهد حاضر توسط عوامل مختلفی نظیر درجه حرارت، درجه شوری، آشفتگی آب، نفوذ نور، نرخ رسوب‌گذاری مواد غذایی بستر و عمق آب کنترل می‌شود (دیل و همکاران، ۲۰۰۷). این فرامینیفرها در محیط‌های کم‌عمق و کم انرژی نظیر لاگون، پشت ریف و محیط‌های ساحلی کم عمق و نیز پائین‌تر از عمق خط اثر امواج توفانی زیست می‌کنند (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸؛ اسکوارو و همکاران، ۲۰۱۹). وجود فرامینیفرهایی از قبیل میلیولیده که از موجودات تیپیک محیط‌های کم‌عمق و محصور دریایی با انرژی پائین‌اند،

[1] Upper Intertidal-Supratidal

نشان‌دهنده تشکیل این مجموعه رخساره‌ای در شرایط کم‌عمق و کم‌انرژی در محیط لاگون است (لی و همکاران، ۲۰۱۹؛ واله و همکاران، ۲۰۱۸، ۲۰۱۹). همچنین حضور جلبک‌های سبز نیز تشکیل این مجموعه رخساره را در محیط لاگونی تایید می‌نماید (بچمن و هیروش، ۲۰۰۶). حضور گاستروپودها نیز در این مجموعه رخساره، خود نشان‌دهنده شرایط چرخش محدود آب دریا می‌باشند.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از ریزرخساره‌های محیط لاگون سازند فهلیان در میدان دارخوین، الف، ب) ریزرخساره وکستون بایوکلستی فلش قرمز رنگ گاستروپود، فلش سبز فرامینیفر بنتیک و خرده دوکفه‌ای (XPL) (ژرفای ۴۰۴۴متر)، پ، ت) وکستون پکستون بایوکلستی فلش قرمز رنگ فرامینیفر بنتیک (XPL) (ژرفای ۴۰۶۵متر)، ث) ریزرخساره مادستون فلش قرمز رنگ فرامینیفر بنتیک (XPL) (ژرفای ۴۳۱۰ متر)، ج) ریزرخساره پکستون پلوییدی فلش قرمز رنگ پلویید، فلش سبز رنگ فرامینیفر بنتیک (XPL) (ژرفای ۴۳۲۰ متر).

Fig. 4. Microscopic images of the lagoon microfacies of the Fahliyan Formation in Darquain field. a, b) Bioclastic Wackestone microfacies, gastropod red arrow, benthic foraminifer and bivalve fragments green arrow (XPL) (4044m depth), p, t) Bioclastic Wackestone to Packstone, Red arrow of benthic foraminifera (XPL) (4065m depth) c: Mudstone microfacies, Red arrow of benthic foraminifera (XPL) (4310m depth) g: Peloid Packstone microfacies, Peloid Red arrow, green arrow of benthic foraminifera (XPL) (4320m depth) Meter).

در این مجموعه رخساره علاوه بر خرده‌های اسکلتی آلوکم‌هایی نظیر پلویید نیز دیده می‌شود که تقریباً دارای جورشدگی خوبی هستند. پلوییدها مؤید آب‌های کم‌انرژی، گرم و فوق‌اشباع از کربنات کلسیم با چرخش محدود می‌باشد (لی و همکاران، ۲۰۱۸؛ واله و همکاران، ۲۰۱۹؛ هانمن و همکاران، ۲۰۲۱). فراوانی بالای پلوئیدها حاکی از کم عمق‌تر و محدودتر شدن محیط با شرایط انرژی کم در محیط‌های لاگونی است. تنوع جانوری کم در محیط‌های لاگون منعکس کننده رسوب‌گذاری تحت شرایط شوری بالا و چرخش محدود آب و ارتباط کم با محیط‌های دریایی است. در این مجموعه رخساره‌ای علاوه بر موجودات مناطق چرخش آب محدود، فسیل‌های دریای باز مانند اکینودرم دیده می‌شود که گاهی فراوانی آن ها به ۵ تا ۱۰ درصد نیز می‌رسد. به طور کلی محیط لاگون با تنوع پایین موجودات

استنوهالین مشخص می‌شود (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸؛ اسکوارو و همکاران، ۲۰۱۹) و حضور این فسیل‌ها در محیط‌های لاگون احتمالاً بر اثر حمل و نقل توسط فعالیت‌های توفانی می‌باشد (تاکر، ۲۰۰۱). همراهی بیوکلست‌های دریایی و فسیل‌های لاگونی با اینتراکلست‌ها، رسوب‌گذاری در محیط‌های لاگون و در انتهای حاشیه پلت‌فورم را نشان می‌دهد.

ج) دسته ریزرخسارهای زیرمحیط پشته‌های سدی یا تپه‌های زیردریایی[1] یا گروه C

رخساره گرینستون- رودستون بایوکلاستی C1: در این ریزرخساره انواع دانه‌های اسکلتی وجود دارند که توسط سیمان کلسیت‌اسپاری به هم متصل شده‌اند. عمده اجزا را خرده‌های براکیوپود، دوکفه‌ای و بریوزوئر تشکیل می‌دهند. علاوه بر این دانه‌های غیراسکلتی نظیر پلویید و اینتراکلست در این ریزرخساره وجود دارند. اجزای اصلی در این ریزرخساره خرده‌های براکیوپود در اندازه ۱ تا ۴ میلی‌متر با فراوانی ۱۵ تا ۳۰ درصد فراوانی، دوکفه‌ای در اندازه ۰/۶ تا ۱ میلی‌متر با فراوانی ۸ تا ۱۲ درصد، بریوزوئر در اندازه ۲ تا ۴ میلی‌متر با فراوانی ۷ تا ۲۵ درصد را تشکیل می‌دهد. همچنین در این ریزرخساره آلوکم‌های غیراسکلتی همچون پلوییدها در اندازه ۰/۰۵ میلی‌متر با فراوانی ۱۰ درصد به همراه اینتراکلاست‌ها و اائیدها با اندازه ۲ و ۰/۵ میلی‌متر و فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد دیده می‌شود (شکل ۵ الف، ب).

ریزرخساره گرینستون پلوئیدی C2: این ریزرخساره دارای پلوئید به اندازه ۰/۳ تا ۰/۶ میلی‌متر با فراوانی ۳۵ تا ۵۵ درصد است. خرده‌های اسکلتی دیگری نظیر براکیوپود و دوکفه‌ای نیز در حدود ۷ تا ۱۰ درصد و به صورت خردشده در اندازه ۱/۵ تا ۱ میلی‌متر در بین سایر اجزا دیده می‌شود. ۲ تا ۳ درصد فرامینیفر بنتیک در اندازه ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر در این ریزرخساره دیده می‌شود که بیشتر حالت خردشده دارند. آلوکم‌های غیراسکلتی همچون اائیدها در اندازه ۰/۰۵ میلی‌متر با فراوانی ۲ درصد به همراه اینتراکلاست‌ها با اندازه ۲ میلی‌متر و فراوانی ۴ تا ۶ درصد دیده می‌شود. فضای بین دانه‌ها توسط سیمان اسپاریتی اشغال شده است (شکل ۵ پ، ت).

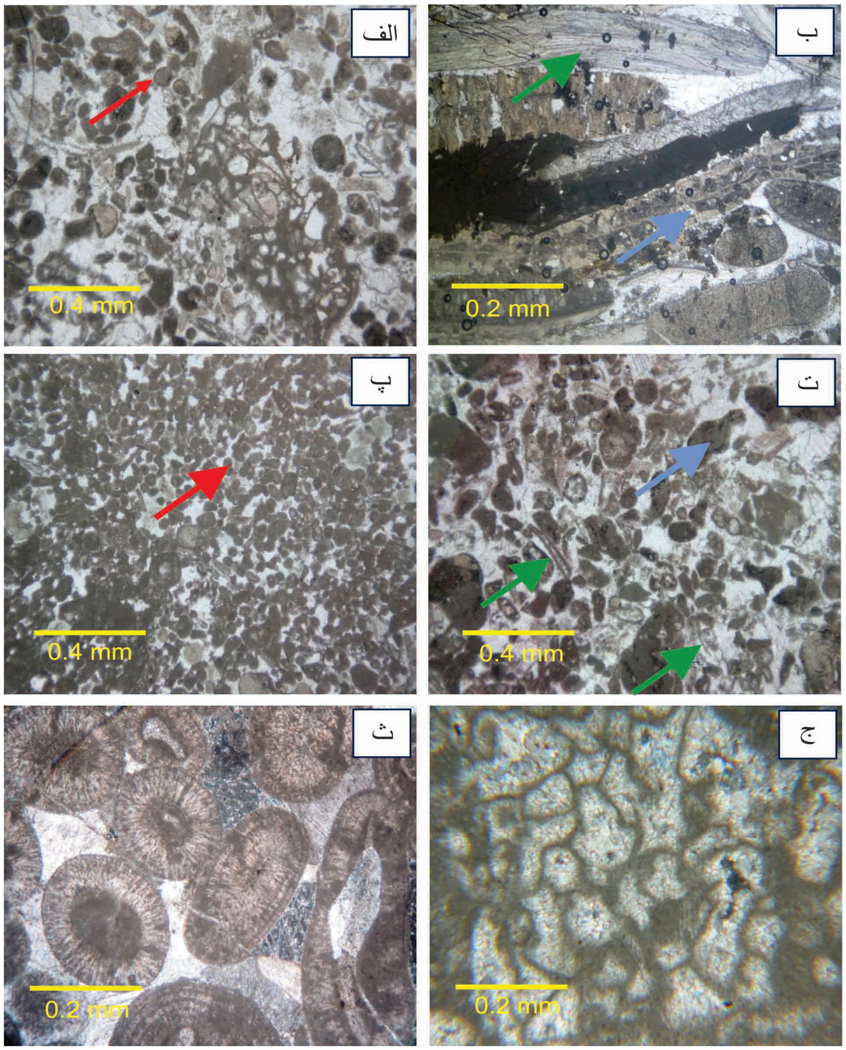
ریزرخساره گرینستون اائیدی C3: آلوکم اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره اائیدها می‌باشند. اائیدها در اندازه بین ۰/۵ تا ۱/۷ میلی‌متر بوده و ۶۵ درصد این ریزرخساره را به خود اختصاص داده است. فابریک اائیدها به صورت شعاعی، مماسی و یا ترکیبی از هر دو می‌باشد، ولی فراوانی بیشتر مربوط به اائیدهای با فابریک مماسی است. هسته اائیدها از دانه‌های مختلفی تشکیل شده است که مهمترین آن‌ها اکینویید هستند. اائیدها اکثرا یک هسته دارند و اائید با هسته مرکب به ندرت در نمونه‌ها دیده می‌شود. فضای بین دانه را کلسیت‌اسپاری متوسط بلور پرکرده است (شکل ۵ ث).

رخساره باندستون C4: اجزاء اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره مرجان شاخه‌ای و مرجان تجمعی (۵۰ درصد) است. براکیوپود، دوکفه‌ای، بریوزوئر و مقادیر کمتر از فرامینیفرهای بنتیک (۱۰درصد) از فونای همراه این ریزرخساره هستند. اجزا اسکلتی دارای جورشدگی و گردشدگی خوب تا متوسط است. زمینه این ریزرخساره از سیمان آهکی و مقادیر کمتر گل‌آهکی تشکیل شده است. فضای بین حجرات مرجان‌ها توسط کلسیت و به میزان کمتر گل‌آهکی پرشده‌است (شکل ۵ ج).

تفسیر: سیمان اسپاری نشان‌دهنده انرژی بالای محیط در زیر محیط سدی است که باعث شسته‌شدن میکرایت از زمینه این مجموعه رخساره‌ای و تشکیل سیمان اسپاری در میان آلوکم‌های کربناته می‌باشد. وجود مقداری اندکی میکرایت در محیط سدی می‌تواند بر اثرکم‌شدن انرژی در محیط یا له و خرد شدن پلت‌های میکرایتی در نتیجه تاثیر عوامل گوناگون دیاژنزی مانند فشردگی باشد (جمالیان و همکاران، ۲۰۱۱). وجود خرده‌های اسکلتی حمل‌شده از محیط لاگون نشان از جابجایی از محیط لاگون و نزدیکی محیط رسوب‌گذاری این نهشته‌ها به محیط لاگونی و شرایط نسبتا کم ژرف و تاثیر امواج دریا دارد. همچنین وجود مقدار بالای پلوئیدهای گردشده با آثار حمل شدگی که محل نخست تشکیل آن‌ها در زیر محیط لاگون بوده نیز نشانگر شرایط رسوب‌گذاری این ریزرخساره در محیط سدی و تحت تاثیر انرژی زیاد امواج است (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸؛ اسکوارو و همکاران، ۲۰۱۹). خصوصیات اصلی این مجموعه رخساره‌ای نبود ماتریکس گل‌آهکی است. حضور گرینستون‌ها نشان‌دهنده حضور محیط های پر انرژی مانند

[1] Shoal/Bar

پشته‌ها می‌باشد. در برخی ریزرخساره‌ها حضور مقادیر فراوان اائید نشان‌دهنده رسوب‌گذاری تحت شرایط کم‌عمق و پرانرژی همانند پشته‌ها و سدها است (فلوگل، ۲۰۱۰). وجود فسیل‌های مربوط به بخش‌های بالای منطقه نفوذ نور به همراه موقعیت این مجموعه رخساره‌ای، بر روی رخساره‌های دریای باز، می‌توان نتیجه گرفت که این مجموعه رخساره‌ای در سمت رو به دریای باز محیط سدی نهشته شده است (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸؛ اسکوارو و همکاران، ۲۰۱۹). ریزرخساره‌های اائیددار نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در آب‌های گرم، کم‌عمق، آشفته، اشباع یا فوق‌اشباع نسبت به کربنات کلسیم است. اائیدها و سایر بیوکلست‌ها در سدهای با انرژی بالای جزرومد تشکیل می‌شوند (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸؛ اسکوارو و همکاران، ۲۰۱۹). این شرایط در محیط‌های امروزی نظیر خلیج‌فارس و باهاما وجود دارد (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸) و نشان‌دهنده محیط‌های پرانرژی سد می‌باشد. فقدان گل آهکی، فراوانی اائیدهای مماسی رسوبگذاری یک محیط پرانرژی و کم عمق نظیر پشته را نشان می‌دهد (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸؛ اسکوارو و همکاران، ۲۰۱۹).



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از ریزرخساره‌های محیط سد سازند فهلیان در میدان دارخوین، الف، ب) ریزرخساره گرینستون رودستون بایوکلستی فلش قرمز رنگ پلویید، فلش سبز رنگ براکیوپود، فلش آبی رنگ بریوزوئر (XPL) (ژرفای ۴۴۶۰ متر)، پ، ت) ریزرخساره گرینستون پلوییدی فلش قرمز رنگ پلویید، فلش سبز رنگ خرده دوکفه‌ای و براکیوپود، فلش آبی رنگ اینتراکلست (ژرفای ۴۴۷۰ متر)، (XPL) ث) ریزرخساره گرینستون اائیدی (XPL) (ژرفای ۴۴۷۰ متر)، ج) ریزرخساره باندستون گرینستون (XPL) (ژرفای ۴۴۸۰ متر).

Fig. 5. Microscopic images of the shoal microfacies of the Fahliyan Formation in Darquain field. A, B: Bioclastic grainstone rudstone microfacies, peloid red arrow, brachiopod green arrow, bryozoan blue arrow (XPL) (4460 m depth). P, T: Peloidal grainstone microfacies, peloid red arrow, bivalve and brachiopod fragments green arrow, intraclast blue arrow (4470 m depth). (XPL) c: Ooidal grainstone microfacies (XPL) (depth 4470 meters). g: grainstone bundstone microfacies (XPL) (depth 4480 meters).

حضور موجودات استنوهالین نظیر اکینودرم، بریوزوئر، براکیوپود و دوکفه‌ای در محیط سد به سمت دریا نشان دهنده تشکیل آن‌ها در محیط‌های با انرژی بالاست که توسط جریانات جزرومدی به این محیط وارد شده‌اند (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸). همچنین اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده این مجموعه رخساره‌ای بیانگر بالا بودن میزان انرژی در زمان تشکیل این ریزرخساره بوده که می‌توان محیط تشکیل آن را به عنوان یک محیط سدی یا پشته‌ای تفسیر کرد (اسکوارو و همکاران، ۲۰۱۹). ریزرخساره C4 که آلوکم اصلی آن را مرجان تشکیل می‌دهد بدلیل وجود دیس اپیمنت ضخیم، اندازه‌ی متوسط تا بزرگ مرجان‌ها یک ساختار تطابقی برای مواجهه با جریان‌های آشفته با سطح نسبتاً بالا و فشارهای جانبی حاصل از برخورد آب متلاطم، با پیکره مرجان است. مرجان‌هایی با این ساختار درونی در محیطی با انرژی متوسط تا نسبتاً بالا قادر به زیست بوده‌اند. این محیط به لحاظ دارا بودن اکسیژن کافی، جریان‌های تغذیه‌ای، شوری مناسب و نور فراوان، شرایط زیستی به دلیل وجود ساخت‌های رسوبی نظیر لایه‌بندی مورب مربوط به محیط سدی می‌باشد (تسچ و همکاران، ۲۰۱۸؛ اسکوارو و همکاران، ۲۰۱۹).

د) دسته ریزرخساره‌های زیرمحیط دریای باز کم‌ژرفا در رمپ میانی یا گروه D

ریزرخساره وکستون پکستون (فلوتستون-رودستون) بایوکلاستی D1 : این ریزرخساره عمدتا شامل براکیوپود و اکینودرم و به مقدار کمتری خرده‌های پوسته خارپوست، پوسته دوکفه‌ای در زمینه‌ای متشکل از میکرایت و سیمان می‌باشد (شکل ۶ الف، ب). اجزای اصلی در این ریزرخساره خرده‌های براکیوپود در اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر با فراوانی ۱۵ تا ۳۰ درصد فراوانی، اکینویید در اندازه ۰/۸ تا ۱ میلی‌متر با فراوانی ۱۴ تا ۳۵ درصد، بریوزوئر در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر با فراوانی ۷ تا ۱۲ درصد را تشکیل می‌دهد. همچنین در زمینه این ریزرخساره ماده آلی و پیریت نیز مشاهده می‌شود.

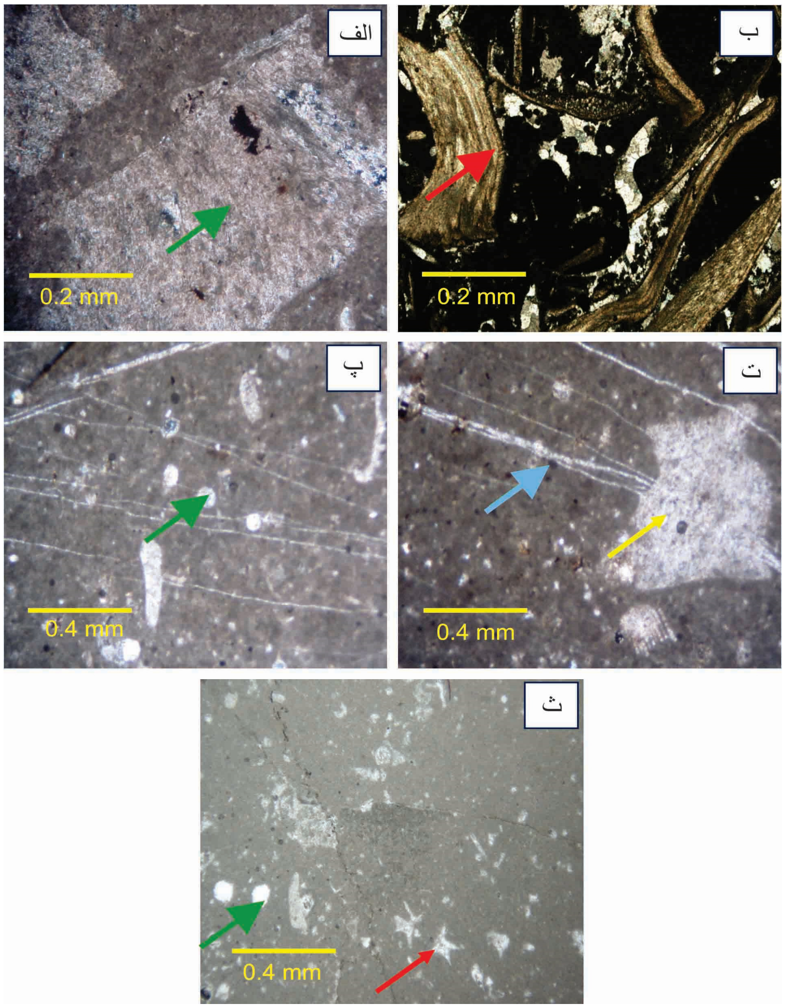
مادستون وکستون بیوکلاستی دارای سوزن اسفنج D2
اجزاء تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل ۵ تا ۱۰ درصد سوزن اسفنج، کلسی‌اسفر، و خرده‌های اکینودرم با اندازه ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر است (شکل ۶ پ-ث). قالب‌های سوزن‌های اسفنج به طور عمده توسط کلسیت‌اسپاری پرشده‌اند که وجود سیمان اسپارایتی در این قالب‌ها بیانگر سیلیسی بودن ساختار اولیه آن‌ها است (فلوگل، ۲۰۱۰).

تفسیر: بر اساس مطالعه انجام شده بررسی ریزرخساره‌ها با توجه به حضور پیریت و ماده آلی و نیز رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز زمینه، نشانه رسوب‌گذاری در محیطی آرام و نسبتاً عمیق است و بدلیل عدم فعالیت موجودات، زیست آشفتگی در رسوبات روی نداده است. عدم مشاهده آثار مربوط به جلبک‌های سبز داسیکلاد و فرامینیفرای بنتیک نشان می‌دهد که در رمپ بیرونی (زیر سطح تأثیر امواج در شرایط توفانی) نهشته شده است (جمالیان و همکاران، ۲۰۱۱). ریزرخساره‌های اسفنج‌دار در تمام فانروزوئیک و تقریبا در همه محیط‌های رسوبی از پهنه‌های کشندی تا آب‌های ژرف حضور دارند (فلوگل، ۲۰۱۰). نبودن فرامینیفرهای پلانکتون و نبود گونه‌های بزرگ هم‌زیست نشانه نهشته‌شدن رسوبات در محیطی پایین‌تر از منطقه‌ی نوری دریای باز است.

۳-۲- مدل رسوبی

اصولاً با توجه به مقایسه محیط‌های عهد حاضر و قدیمه فلوگل (۲۰۱۰) و نیز مدل‌های مختلف رسوبی که توسط افراد مختلفی از جمله ویلسون (۱۹۷۵)، کاروزی (۱۹۸۹)، تاکر و رایت (۱۹۹۰) و اینسل (۲۰۰۰)، ارائه شده، می‌توان رسوبات ناحیه مورد بررسی را توصیف و تفسیر نموده و مدل رسوبی آن را پیشنهاد نمود. در این بخش با توجه به بررسی‌های آزمایشگاهی و دسته ریزرخساره‌های شناسایی شده و همچنین با مقایسه تغییرات عمودی و جانبی دسته ریزرخساره‌های مختلف در توالی بررسی شده، مدل رسوبی آن ارائه شده است. دسته ریزرخساره‌های تشکیل شده در بخش‌های سنگ‌آهک و سنگ‌آهک مارنی و همچنین زیرمحیط‌های تشخیص داده شده در بخش‌های مارنی، نشان‌دهنده بازه‌هایی با ویژگی‌های محیطی مختلف است که می‌توان آن‌ها را در قالب کمربندهای رخساره‌ای رمپ درونی، رمپ میانی تا رمپ بیرونی کم‌ژرفا تقسیم کرد. گروه رخساره‌ای رمپ بیرونی کم انرژی با رسوب دانه‌ریز، زیا (فونا) اندک و مواد آلی، یک زیرمحیط را در زیر سطح امواج توفانی در بخش‌های کم ژرف دریای باز نشان می‌دهد. گروه رخساره رمپ میانی با انرژِی متوسط تا زیاد، مرتبط با پهنه بین سطح امواج عادی و توفانی است. این گروه شامل لایه‌های دربرگیرنده از خرده‌های اسکلتی درشت‌دانه و

نوردوست است. لبه رمپ درونی، محل مناسبی برای تشکیل مرجان‌ها به گونه پچ ریف است و با توجه به اینکه در دسته ریزرخساره بررسی شده مرجان‌ها، پیوستگی کناری ندارند، این گروه رخساره‌ای به‌صورت ریف کومه‌ای می‌باشد. رمپ درونی پرانرژی (پشته) شامل دسته ریزرخساره‌های گرینستونی با جورشدگی خوب است که بیانگر کارکرد طولانی امواج روی دانه‌هاست. ویژگی‌های بافتی و فراوانی میلیولید، دوکفه‌ای، شکم‌پایان، خرده‌های جلبکی و حضور دانه‌های میکریتی بیانگر زیرمحیط دریایی کم ژرفا کولاب نیمه محصور در کنار پهنه جزرومدی با جریان‌های کمابیش کم می‌باشد که دارای نوسان زیاد درجه شوری و حرارت است (واله و همکاران، ۲۰۱۹؛ مهماندوستی و همکاران ۲۰۱۷؛ جمیلپور و همکاران، ۲۰۲۱).

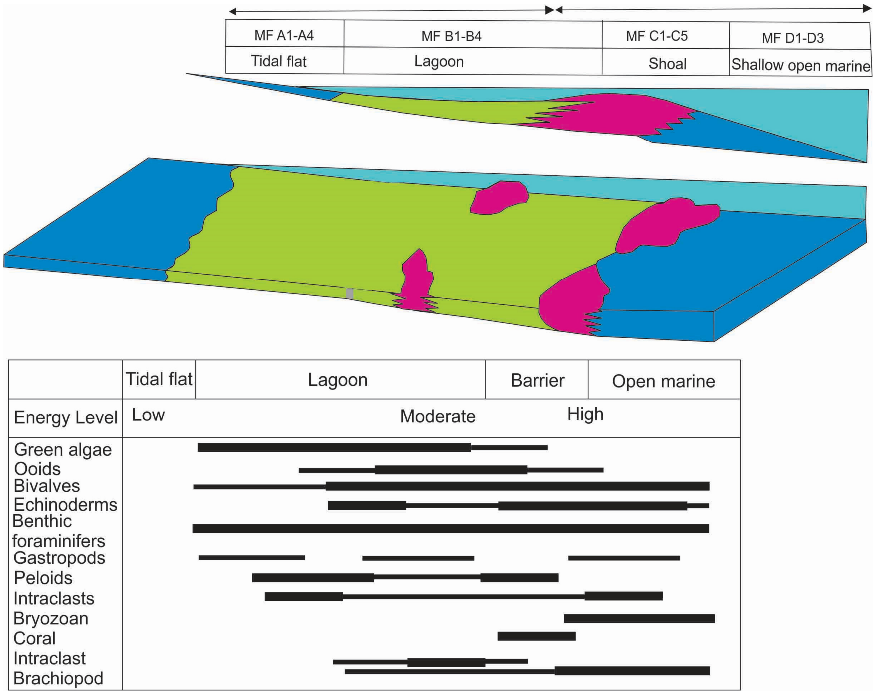


شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از ریزرخساره‌های دریای باز سازند فهلیان در میدان دارخوین، الف، ب) ریزرخساره وکستون پکستون (فلوتستون-رودستون) بایوکلاستی فلش سبز رنگ اکینویید، فلش قرمز رنگ براکیوپود (XPL) (ژرفای ۴۵۰۰ متر)، پ) ریزرخساره مادستون وکستون بیوکلاستی دارای سوزن اسفنج، فلش سبز رنگ کلسی اسفر، فلش قرمز رنگ اسفنج، فلش زرد رنگ اکینویید، فلش آبی رنگ پیریت (XPL) (ژرفای ۴۵۲۰ متر).

Fig. 6. Microscopic images of the open marine microfacies of the Fahliyan Formation in Darquain field A, B: Wackestone Packstone (flotstone-roadstone) bioclastic microfacies, echinoid green arrow, brachiopod red arrow (XPL) (4500 m depth). P-c: Microfacies of mudstone and wackestone bioclastic with sponge needles, calcisphere green arrow, sponge red arrow, echinoid yellow arrow, pyrite blue arrow (Depth 4520 meters).

گروه رخساره‌ای پهنه جزرومدی نیز شامل مادستون، مادستون دولومیتی با ساختهای پنجره‌ای است. ساخت‌های پنجره‌ای، بلورهای تبخیری، فراوانی کم آلوکم‌ها، برجسته‌ترین نشانه‌ها برای شرایط جزرومدی هستند. در نتیجه با توجه به شواهد موجود، مانند نبود ریزش‌ها، برش‌ها، جریان‌های خرده‌دار و توربیدایت‌ها در بخش‌های ژرف و همچنین تبدیل تدریجی دسته ریزرخساره‌ها به همدیگر و وجود دسته ریزرخساره‌های

آب‌های کم ژرفا می‌توان محیط رسوب‌گذاری رسوبات کربناته سازند فهلیان را در ناحیه مورد مطالعه به شکل یک سکوی کربناته از گونه رمپ با شیب یکنواخت[1] در نظر گرفت (تاکر و رایت، ۱۹۹۰) که دارای بخش درونی و میانی گسترده و بخش بیرونی باریک است که در شکل ۷ به نمایش در آمده است.



شکل ۷. مدل رسوبی فرضی رمپ کربناته و توزیع ریزرخساره‌ها، اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در کمربندهای رخساره‌ای در چاه شماره ۳۳ سازند فهلیان در میدان نفتی دارخوین.

Fig. 7. Hypothetical carbonate ramp sedimentary model and distribution of microfacies, skeletal and non-skeletal components in facies belts in well No. 33 of Fahliyan formation in Darquain oil field.

۳-۳- چینه‌نگاری سکانسی

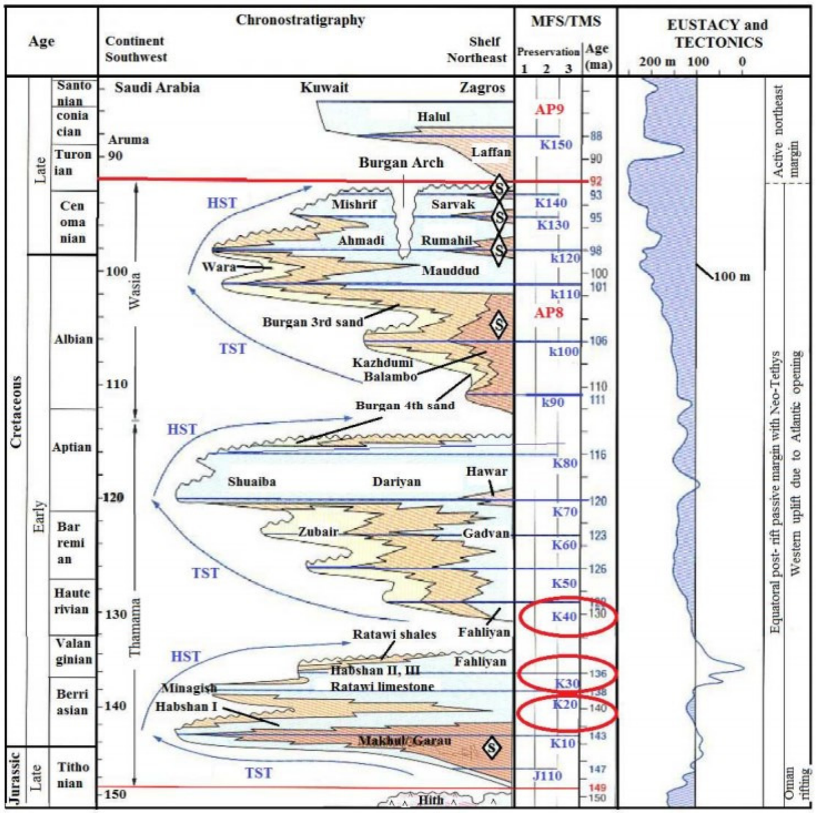
جهت آنالیز چینه‌نگاری سکانسی از تلفیقی از روش‌های مختلف که توسط محققین مختلف معرفی شده‌اند، استفاده شده است. در این مطالعه بر مبنای تغییرات دسته ریزرخساره‌ای و لاگ گاما، تغییرات سطح آب دریا در زمان کرتاسه تفسیر شده است. قبل از توضیح سکانس‌های رسوبی چاه دارخوین ۳۳، لازم است یادآور شویم که ضخامت سکانس‌های معرفی شده از بخش پایین به سمت بالای برش افزایش می‌یابد؛ زیرا به سمت بالای برش تغییرات سنگ‌شناسی و ریزرخساره‌ای کمتر مشاهده می‌شود.

چینه‌نگاری سکانسی چاه دارخوین ۳۳

سکانس رسوبی ۱ (DS1): سکانس رسوبی اول با ضخامت ۹۵ متر از سنگ‌آهک‌های توده‌ای تا متوسط لایه و سنگ‌آهک مارنی تشکیل شده است. مرز زیرین این سکانس در نگاره پرتو گاما با افزایش ناگهانی در پرتو گاما آشکار می‌شود (شکل ۲). که نشانگر شروع سازند گرو یا زون گذر فهلیان/ گرو است. در بالای این مرز رسوبات TST با ستبرای ۶۰ متر به ترتیب از پایین به بالا با رسوب‌گذاری گروه ریزرخساره‌های پهنه کشندی همانند مادستون کوارتزدار، مادستون دولومیتی آغاز شده و در ادامه وکستون بایوکلاستی، پکستون پلوییدی زیر محیط تالاب و مادستون وکستون بیوکلاستی دارای سوزن اسفنج پلاتفرم باز ته‌نشین شده است. در ادامه رسوبات TST به سطح بیشینه گسترش آب دریا (MFS1) ختم می‌شوند. این بیشینه گسترش آب دریا با ریزرخساره‌ی مادستون وکستون بیوکلاستی دارای سوزن اسفنج دریای باز شناسایی می‌شود. این MFS1 هم‌ارز با MFS K20 با سن بریازین پسین (شکل ۸) و سنگواره شاخص آن در سازند

[1] Homoklinal Ramp

زنگورا در عراق کالپیونلا و سودوسیکلامینا کلریا (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱) می‌باشد. این MFS1 در فهلیان زیرین قرار دارد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ شکیب، ۱۹۹۴). این سطح همچنین با افزایش میزان نگاره پرتو گاما در ژرفاهای یاد شده به دلیل وجود مادستون‌های آهکی دارای رس، مواد آلی و پیریت شناسایی می‌گردد. سیستم تراکت تراز بالای آب این سکانس در چاه دارخوین ۳۳ با ستبرای ۳۵ متر با انباشته شدن ریزرخساره وکستون پکستون (فلوتستون-رودستون) بایوکلاستی مربوط به زیرمحیط پلاتفرم باز و سپس باندستون و گرینستون اائیدی زیر محیط سدی و سرانجام مادستون‌های زیر محیط پهنه کشندی تشکیل شده است. مرز بالای (SB2) این سکانس با توجه به الگوی برانباشت ریزرخساره‌ها و تغییر در روند و میزان نگاره پرتو گاما در چاه‌های دارخوین ۳۳ یک مرز سکانسی نوع دوم می‌باشد



شکل ۸. نمودار کرونواستراتیگرافی سازندهای تشکیل شده در پلاتفرم عربی در زمان کرتاسه به همراه سطوح بیشینه پیشروی دریا در کرتاسه (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱).

Fig. 8. Chronostratigraphic diagram of the formations formed in the Arabian platform during the Cretaceous period along with the maximum levels of sea advance in the Cretaceous period (Sharland et al., 2001).

سکانس رسوبی ۲ (DS2): این سکانس در چاه دارخوین ۳۳ با ستبرای ۱۰۰ متر و با مرز سکانسی نوع دوم در زیر و بالا محدود می‌شود. MFS2 شناسایی شده در سکانس دوم هم ارز MFS K30 به سن والانژینین است (حق و همکاران، ۱۹۹۸؛ شارلند و همکاران، ۲۰۰۱). این MFS2 در درون سازند فهلیان بالایی قرار دارد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ شکیب، ۱۹۹۴). در نگاره پرتو گاما با افزایش میزان پرتو گاما قابل شناسایی است. این سکانس رسوبی با سطح پیشروی (TS) منطبق بر مرز سکانسی SBII آغاز شده است و سیستم ترکت تراز پیش‌رونده (TST) اولین سیستم ترکت آن می‌باشد که با رخساره کولابی وکستون- پکستون بایوکلاستی و مادستون شروع می‌شود. در این سیستم ترکت به‌تدریج دسته ریزرخساره‌های پشته گرینستون پلوییدی و باندستون، و دسته ریزرخساره‌های دریای باز مانند مادستون وکستون بیوکلاستی دارای سوزن اسفنج ظاهر می‌شوند. سیستم ترکت تراز پیش‌رونده (TST) به ضخامت ۶۵ متر می‌باشند. در این سکانس بعد از MFS2 در سیستم ترکت تراز بالا (HST) ریزرخساره‌های وکستون

بایوکلاستی و پلوییدی زیر محیط تالاب ته‌نشین شده و این ریزرخساره‌ها در این سیستم تراکت تقریبا غالب هستند که می‌توانند نشان‌دهنده تغییر اندک سطح نسبی آب دریا باشد. در ادامه ریزرخساره‌های زیر محیط پهنه کشندی همانند مادستون‌های بدون سنگواره و دولومیتی شده ته‌نشین شده‌اند که بیانگر پایین افتادن سطح نسبی آب دریا است. مرز بالایی این سکانس (SB3) از نوع مرز دوم است .

سکانس رسوبی ۳ (DS3): این سکانس در چاه دارخوین ۳۳ با ستبرای ۸۵ متر شامل سیستم ترکت پیشرونده (TST) سطح بیشینه پیشروی سطح نسبی آب دریا (MFS3) و سیستم ترکت تراز بالای آب (HST) می‌باشد. سیستم ترکت TST با ستبرای ۵۰ متر از ریزرخساره‌های زیر محیط پهنه‌کشندی همانند مادستون بدون سنگواره دولومیتی شده و لیتوفاسیس شیل آغاز شده و در ادامه ریزرخساره‌های وکستون بایوکلاستی و پکستون پلوییدی مربوط به زیر محیط تالاب و ریزرخساره‌های زیرمحیط سد مانند باندستون و گرینستون‌های پلوییدی اابیددار که بیانگر ژرف‌تر شدن حوضه می‌باشند بر روی ریزرخساره‌های پهنه کشندی ته‌نشین شده‌اند. سطح بیشینه گسترش آب دریا (MFS3) توسط لیتوفاسیس شیل در برش‌های نازک و افزایش در میزان نگاره پرتو گاما قابل شناسایی است. این MFS3 هم‌ارز MFS K40 به سن هوتریوین پسین است (حق و همکاران، ۱۹۹۸؛ شارلند و همکاران، ۲۰۰۱). (شکل ۸). بنابه گفته شکیب در سال ۱۹۹۴ این MFS3 در فهلیان بالایی قرار دارد و در برش الگو برای آن سنگواره شاخصی وجود ندارد. بعد از این سطح بیشینه گسترش آب دریا شرایط حوضه از تالاب به پهنه کشندی تغییر کرده و رسوبات سیستم ترکت تراز بالا با ریزرخساره‌های مادستون بدون سنگواره و دولومیتی شده زیر محیط تالاب ته‌نشین شده است. این سیستم ترکت با ستبرای ۳۵ متر است. پس از ته‌نشینی سیستم ترکت تراز بالا و با کاهش ژرفای حوضه مرز سکانسی (SB4) از نوع یک بوده و توسط تغییر در روند و میزان نگاره پرتو گاما و در برش‌های نازک با پتروفاسیس شیل قابل شناسایی است.

مقایسه مرزهای سکانسی نهشته‌های سازند فهلیان با نمودار جهانی سطح آب دریاها: تحلیل تغییرات دینامیکی یک حوضه رسوبی و بررسی تأثیر فاکتور تکتونیک محلی در برابر ائوستازی در تکوین یک حوضه رسوبی از اهداف چینه‌نگاری سکانسی می‌باشد که با مقایسه سکانس‌های شناسایی شده در یک حوضه رسوبی با سکانس‌های هم‌ارز در حوضه‌های مجاور و سایر نقاط جهان (نمودارهای مرجع تغییرات نسبی سطح آب دریا) به‌دست می‌آید. در واقع، اولین قدم اساسی در مقایسه سکانس‌های تشکیل شده در نقاط مختلف یک حوضه رسوبی و سایر حوضه‌های مجاور، داشتن یک چارچوب زمانی دقیق در بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که بیشترین بررسی‌های انجام شده، بر روی محیط رسوبی نهشته‌های سازند فهلیان متمرکز بوده و بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی معدودی صورت گرفته است. سکانس‌های شناسایی شده در سازند فهلیان در مقایسه با سکانس‌های جهانی، وابسته به سوپرسکانس Lower zuni I و بخش بالایی سوپر سکانس Upper zuni II می‌باشد (حیدری، ۲۰۰۸). سوپر سکانس‌های جهانی یاد شده هم ارز سوپرسکانس مهرداد متعلق به کرتاسه زیرین است، نام این سوپرسکانس از مهرداد پنجمین شاه اشکانی گرفته شده است (حیدری، ۲۰۰۸). در قسمت جنوب باختری کوه‌های زاگرس توالی رسوبی با چینه‌های دریای باز که نشان‌دهنده بالا آمدن اصلی در سطح نسبی آب دریا در کرتاسه است ته‌نشینی سوپر سکانس مهرداد را آغاز کردند. چینه‌های غنی از مواد آلی سازندهای گدوان و گرو در طی بالا آمدن اصلی سطح نسبی آب دریا (آبهای ژرف) ته‌نشین شدند. چینه‌های سنگواره‌دار سازند فهلیان متعلق به نئوکومین و سازند داریان متعلق به آبتین این تفسیر را تقویت می‌کنند. افت اندک سطح نسبی آب دریا در انتهای سازند داریان رخ داده و موجب رخنمون اندک پلاتفرم گردید (حیدری، ۲۰۰۸). بالا آمدن دوباره سطح نسبی آب دریا موجب ته‌نشینی فاز دوم رسوبات دریایی غنی از مواد آلی، سازند کژدمی متعلق به آبتین- سنومانین و سازند هم‌ارز زمانی آن یعنی سروک گردید. ناپیوستگی اصلی ته‌نشینی سوپر سکانس مهرداد را پایان داد و منجر به تشکیل خاک‌های دیرینه در این بازه گردید. فعالیت‌های تکتونیکی باعث پدید آمدن حوضه میان شلفی در شمال باختری زاگرس شد که پیامد آن گسترش و تثبیت روند NW-SE در رخساره‌های سنگی گوناگون در طی ته‌نشینی سوپر سکانس مهرداد می‌باشد (حیدری، ۲۰۰۸).

۴- نتیجه‌گیری

در این پژوهش سازند فهلیان در میدان نفتی دارخوین مورد مطالعه قرار گرفت. بر پایه مطالعات سنگ‌شناسی، تفسیر نگاره‌های ژئوفیزیکی بویژه نگاره پرتو گاما و بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی، نتایج به‌دست آمده به شرح زیر است. ۱۳ رخساره در سازند فهلیان شناسایی گردید که متعلق به چهار کمربند رخساره‌ای شامل پهنه کشندی، تالاب، سد و دریای باز می‌باشد. پس از بررسی گروه‌های ریزرخساره‌های سازند فهلیان در میدان دارخوین و مقایسه این رخساره‌ها با کمربندهای رخساره‌ای، آشکار شد که این توالی کربناته در یک رمپ کربناته ته‌نشین شده‌است. همچنین تغییرات عمودی و جانبی ریزرخساره‌ها و نبود ریف‌های سدی، آنکوئید و دانه‌های آگرگات (که خاص شلف‌های لبه‌دار هستند) و از طرفی تبدیل تدریجی ریزرخساره‌ها به هم و نبود ریزرخساره‌های توربیدیتی نشان‌دهنده ته‌نشست سازند فهلیان در چاه مورد مطالعه بر روی یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ است. ریزرخساره‌های پلاتفرم داخلی (پهنه‌کشندی، تالاب و سد) بیشتر در بخش بالایی سازند فهلیان نهشته شده‌اند، و ریزرخساره‌های پلاتفرم دریای باز بیشتر در قسمت‌های پایینی فهلیان زیرین قابل شناسایی می‌باشند. تغییرات ستونی ریزرخساره‌های سازند فهلیان در میدان یاد شده نشانگر این است که رسوبات این سازند به صورت یک توالی کم‌ژرف شونده به سمت بالا نهشته شده‌اند. با توجه به بررسی ریزرخساره‌ها و نگاره پرتو گاما در سازند فهلیان، سه سکانس رسوبی رده سوم شناسایی گردید که سطوح اصلی چینه‌ای آن‌ها شامل چهار مرز سکانسی نوع اول و دوم و سه سطح بیشینه گسترش آب دریا است. سیستم ترکت‌های اصلی تشکیل دهنده این سکانس‌ها شامل سیستم ترکت پیشرونده (TST) و سیستم ترکت تراز بالای آب دریا (HST) می‌باشد.

References

Alavi, M (2007) Stracture of the Zagros fold-thrust belt of Iran. American Journal of Science, 307: 1064–1095.

Asadi Mehmandosti, E., Abdolmaleki, S., Ghalavand, H (2017) Microfacies, sedimentary environment and diagenesis of the Ilam Formation in an Oilfield of the Abadan plain. Applied Sedimentology, 5(9): 21-39. 10.22084/psj.2017.1871. (in persian).

Avarjani, S., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Amiri-Bakhtiari, H., Brenner, R. L (2015) Facies, depositional sequences, and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun oilfield, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran. Palaeoworld, 24: 336–358.

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

Berbier, M., Hamon, Y., Callot, J. P., Floquet, M., Daniel, J. M (2012) Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of carbonate reservoir: The Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). Marine and Petroleum Geology, 29: 50-67.

Carozzi, A. V (1989) Carbonate Rock Depositional Modle: A Microfacies Approach. Prentice-Hall, 604p.

Catuneanu, O (2019) Model-independent sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, 188: 312–388.

Dill, H. G., Khishigsuren, S., Melcher, F., Bulgamaa, J., Bolorma, K., Botz, R., Schwarz-Schampera, U (2007) Facies related diagenetic alteration in acustrinedeltaic red beds of the Paleogene Ergeliin Zoo Formation (Erdene Sum area, S. Gobi, Mongolia). Journal of Sedimentary Geology, 181: 1–24.

Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E., (Eds.) Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Members, 1: 108-121.

Einsele, G (2000) Sedimentary Basin Evolution, Facies, and Sediment Budget (2 ndedition): Springer-Verlag, 292 p.

Embry, A. F., Kloven, J. E (1971) A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories, Bulletin Canadian Petroleum Geology, 19: 730-781.

Flugel, E (2010) Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 984p.

Hanneman, D., Lofgren, D., Hasiotis, S. T., Mclntosh, W (2021) Priabonian, late Eocene chronostratigraphy, depositional environment, and paleosol-trace fossil associations, Pipestone Springs, southwest Montana, USA. Acta Palaeontologica Polonica, 67: 5-20.

Haq, B., Hardenhol, J., Vail, P. R (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level chang *in:* Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.C.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., & Van wagoner, J.C., (Eds.), Sea-Level changes: An integrated approach, SEPM Special Publication, 42: 71-108.

Shakib, S. S (1994) Palaeoenvironment and Biostratigraphic significance of Foraminiferal Associations from the Early Cretaceous sedimnts of SW Iran *In:* Simmons, M. D., (Ed.), Micropalaeonotology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Chapman and Hall, 127-158.

Sharland, P. R., Archer. R., Casy, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Hcward, A. P., Horbury. A. D., Simmons, M (2001) Arabian Plate Sequence stratigraphy. Geo Arabia Special Publication, 2: 490 p.

Tesch, P., Reece, R. S., Pope, M. C., Markello, J. R (2018) Quantification of architectural variability and controls in an Upper Oligocene to Lower Miocene carbonate ramp, Browse Basin, Australia. Marine and Petroleum Geology, 91: 432–454.

Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell, 482 p.

Tucker, M. E (2001) Sedimentary Petrology: an introduction to the origion of sedimentary rocks. Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.

Valle, B., Bó, P. F. D., Mendes, M., Favoreto, J., Rigueti, A. L., Borghi, L., Silva, R (2019) Stratigraphic evolution of a Brazilian carbonate platform during the Cretaceous: the late Albian–early Turonian of the Sergipe–Alagoas Bas, Facies.

Went, D (2020) Lower Cambrian facies architecture and sequence stratigraphy, NW France: framework for evaluation of basin-wide processes of sedimentation. Geological Magazine, 158: 1-18.

Wilson, J. L (1975) Carbonate facies in geologic history. New York Springer, 411 p.

Ziegler, M. A (2001) Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. GeoArabia, 6(3): 445-504.

Yosefirad, M., Norozpor, H., 2017. Analysis of the sedimentary basin of the Permutrias sequence with a perspective on microfacies in Shurjastan area of Fars province. New Finding in Applied Geology. 11(22), 11-18. 10.22084/nfag.2017.2104. (in persian).

Heydari, E (2008) Tectonics versus eustatic control on supersequence of the Zagros Mountains of Iran. Tectonophysics, 451: 56–70.

Jamalian, M., Adabi, M. H (2014) Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran). Carbonates Evaporites, doi: 10.1007/s13146-014-0211-8.

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. Facies, 57: 101–122.

James, G. A., Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranin Oil Consortium Agreement Area, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49 (12): 2182-2245.

Jamilpour, M., Mahboubi, A., Moussavi-harami, R., Khanehbad, M., Hooshmand Koochi, H (2021) Distribution of reservoir electrofacieses in Asmari Formation sedimentary facieses-Qale Nar oilfield. Applied Sedimentology, 9 (18): 1-20. (in persian).

Li, M., Song, H. J., Tian, L., Woods, A. D., Dai, X., Song, H. Y (2018) Lower Triassic deep sea carbonate precipitates from South Tibet, China. Sedimentary Geology, 376: 60–71.

Li, M., Song, H. J., Tian, L., Woods, A. D., Dai, X., Wignall, P. B (2019) Facies and evolution of the carbonate factory during the Permian–Triassic crisis in South Tibet, China. Sedimentology, doi.org/10.1111/sed.12619.

Mirzaee, R., Armon, A (2023) Petrography, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Tele Zang formation in Lab Sefid oil field in southwestern Iran. New Finding in Applied Geology. 10.22084/nfag.2023.28059.1569. (in persian).

Mobasher, K., Babaie, H. A (2008) Kinematic significance of fold- and fault-related fracture systems in the Zagros Mountains, southern Iran. Tectonophysics, 451: 156–169.

Motiee, H., 1995. Geology of Iran, Stratigraphy of Zagros. Publications of the Geological Organization of Iran. 536 pp (in persian).

Parvanenejad Shirazi, M., Yazdandost, L., Moradi, Z., 2014. Microfacies and sedimentary environment of Asmari formation in Dashtak anticline (northwest of Kazerun). New Finding in Applied Geology, 8(16): 1-14. (in persian).

Sequero, C., Bádenas, B., Aurell, M (2018) Facies mosaic in the inner areas of a shallow carbonate ramp (Upper Jurassic, Higueruelas Fm, NE Spain). Facies, doi.org/10.1007/s10347-018-0521-8.

Depositional environment abd sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation in Darquain Oil Field

F. Hashemi Ghandali[1] and M. Aleali*[2]

1- Ph. D. student, Dept., of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran
2- Assoc. Prof., Dept., of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

* **aleali.mohsen@gmail.com**

Recieved: 2023.8.13 Accepted: 2023.10.11

Abstract
The Fahliyan Formation located in Darquain oil field with low lithological diversity, is composed of limestone in the lower parts of the reservoir and dolomitic-limestone in the upper parts. In the study area the Fahliyan Formation in the Darquain 33 well (in Darquain oil field) has overlain conformably the Garu Formation and overlaid by Gadvan Formation. In this research, Fahlian Formation in Darquain 33 well was studied lithologically in order to identify microfacies, sedimentary environment, and sequence stratigraphy. Lithological studies led to the identification of 13 facies (including 12 microfacies as well as one lithofacies (shale)) belong to 4 facies belts, including tidal flat, lagoon, shoal and open marine. The absence of barrier reefs (which are characteristic of rimmed shelves), the gradual conversion of microfacies to each other, and the presence of vast areas of tidal flat as well as the absence of calciturbidite represent the carbonate sequences of the Darquain 33 well deposited on a carbonate ramp platform. Base on the microfacies, gama ray and sequence stratigraphy concepts, three 3rd sequence in Darquain 33 well was recognized. The investigation of sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation could be useful in the reconstruction of paleogeography of the study area in Cretaceous time.

Keywords: Fahliyan Formation, Darquain Oil Field, Depositional environment, Sequence stratigraphy

Introduction
The NW–SE trending Zagros orogenic belt, which extends for about 2000 km from Turkey to south-eastern Iran, with its numerous supergiant hydrocarbon fields, is the most resource-prolific fold–thrust belt of the world, and it represents a large segment of the Alpine–Himalayan collisional system. The Zagros Fold– Thrust Belt is an imbricated and simply folded belt that lies on the northeastern margin of the Arabian Plate and has been subdivided into NW–SE trending structural zones parallel to the plate margin separated by major fault zones such as the High Zagros and mountain front faults. The Zagros Basin is filled by rocks ranging from the Cambrian to Holocene, which exhibit significant thickness and facies variations both along and across the belt. The Zagros region was part of a passive continental margin, which was rifted between the Permo-Triassic and the Late Cenozoic collision. According to Alavi, (2007) the Zagros Fold–Thrust Belt is a result of the structural deformation of the Zagros (peripheral) proforeland system, whose present-day expression is the marine Persian Gulf basins (Baltzer and Purser, 1990) and underlying pre-proforeland, mostly shelf deposits. Following the Permo-Triassic rifting episode, the Zagros Basin was sub-divided into two main basins: the Lurestan Basin to the NW and the Fars Basin to the SE, with very different sedimentary successions. Our study is restricted to the succession of the Fahliyan Formation in Darquain Oil Field. The lower contact with the Garu Formation is conformably; the upper contact is followed by the Gadvan Formation. In the present study, one new subsurface well have been studied, including the Darquain33 well. The objectives of this study are facies analysis, depositional model and sequential stratigraphy of the Fahliyan Formation in the study area.

Materials and methods
In this study, 1 subsurface well from the Fahliyan Formation, was studied. Over 178 thin sections from core were made. Carbonates were classified using the Dunham (1962) scheme. Using the facies data, the sedimentary

environment was identified and using the standard ramp model of Wilson (1975) and the microscopic facies of Flugel (2010), the sedimentary model of the Fahliyan Formation in the study area was designed. From this data have been used to study the sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation in the study area by the method of Catuneanu (2019).

Results, Discussion & Conclusions

Based on the characteristics of petrographic studies, as well as the abundance and distribution of foraminifera and other components and characterization of texture and facies, 13 carbonate facies have been identified, which deposited in 4 facies belts including tidal flat, lagoon, bar and shallow open marine. According to the field observations, petrographic studies, and comparison of vertical and lateral changes of the facies, the carbonate facies assemblage were deposited in a homoclinal carbonate ramp. The absence of barrier reefs, intraclast, ancoid and grain aggregate charging become facies together and the existence of vast areas of tidal this sequence deposited on a carbonate ramp platform. It also shows that the absence of calciturbidite shows that carbonate sequence has been deposited on a carbonate ramp platform. 3 sequence in Darquain33 well was recognized. The investigation of sedimentary environment and sequence stratigraphy could be useful in the reconstruction of paleogeography of the study area.