

شواهد چین‌نگاری و رسوبی گسترش حوضه بین‌شلفی آپتین در زون ساختاری زاگرس، شمال منطقه فارس

ندا خوش‌فام، دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات تهران،

ایران

حسین رحیم‌پور بناب، استاد دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، ایران*

داود جهانی، دانشیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ایران

داود مرسل‌نژاد، کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی، شرکت ملی نفت ایران

چکیده

شرایط خاص رسوبی-تکتونیکی صفحه عربی در کرتاسه پیشین (آپتین) به تشکیل، گسترش و تکامل حوضه‌های بین‌شلفی منجر شده است. علاوه بر دو حوضه باب در شرق و کژدمی در شمال شرق صفحه عربی، حوضه‌های بین‌شلفی کوچک‌تری به صورت محلی در نقاط مختلف این صفحه گسترش پیدا کرده‌اند. نتایج مطالعه حاضر در بخش شمالی منطقه فارس واقع در شمال شرق صفحه عربی نیز موید این مطلب است. این پژوهش به بررسی سازند داریان در دو چاه سروستان و احمدی واقع در شمال منطقه فارس (شمال غرب کمربند چین خورده زاگرس) برای بررسی و تفسیر شرایط رسوبی حاکم بر این منطقه در بازه زمانی آپتین اختصاص دارد. در منطقه مورد مطالعه، سازند داریان دارای نهشته‌های کم‌عمق تا عمیق کربناته است. این نهشته‌ها در قالب هشت رخساره رسوبی متعلق به چهار زیرمحیط لاگون، پشته سدی، دریای باز و حوضه تقسیم‌بندی شده‌اند. در چاه سروستان، بخش بالایی این سازند شامل سنگ آهک‌های اربیتولینی است که توسط یک بخش پلاژیک (تناوبی از سنگ آهک و شیل‌های عمیق) از واحد کم‌عمق‌تر پایینی جدا می‌شود. بخش عمیق و پلاژیک به سمت چاه احمدی (غرب منطقه مورد مطالعه) ناپدید می‌شود. تغییرات ناگهانی عمودی و جانبی از رخساره‌های کم‌عمق اربیتولینی تا رخساره‌های عمیق و پلاژیک در منطقه مورد مطالعه مشهود است. مقایسه تغییرات رخساره در مقاطع مورد مطالعه با دیگر مقاطع مجاور آن‌ها، به ارایه مدل رسوبی کربناته از نوع رمپ کربناته کم‌شیب تا حوضه بین‌شلفی محلی برای سازند داریان در شمال منطقه فارس منجر شده است. در این مطالعه، نام «ایتراشلف سروستان» برای حوضه مذکور انتخاب شده است. محدوده گسترش حوضه بین‌شلفی سروستان با پی‌جویی تغییرات جانبی رخساره‌ای سازند داریان در منطقه مورد مطالعه امکان‌پذیر است.

کلیدواژه: آپتین، حوضه بین‌شلفی، رخساره، سازند داریان، صفحه عربی

مقدمه

مجموعه رسوبات کرتاسه صفحه عربی، به دلیل میزبانی مخازن هیدروکربوری مهم دنیا و خاورمیانه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (Setudehnia 1978; Al-Sharhan and Nairn 1993; Hollis 2011). صفحه عربی در این زمان شرایط رسوبی ویژه‌ای را متحمل شده است به طوری که شکل حوضه رسوبی شدیداً تحت تأثیر دیابیرهای نمکی و حرکت بلوک‌های پی‌سنگی قرار گرفته و این امر موجب تشکیل بالآمدگی‌ها و حوضه‌های بین‌شلفی^۱ پراکنده در این ناحیه شده است (Sepehr and Cosgrove 2005; Adabi et al. 2010; Van Buchem et al. 2011; Hollis 2011; Casini et al. 2011; Mehrabi and Rahimpour-Bonab 2014). دو حوضه بین‌شلفی بزرگ و شناخته شده کژدومی^۲ و باب^۳ به ترتیب در شمال شرق و شرق صفحه عربی جای دارند (Sharland et al. 2001). تازه‌ترین مطالعات در رسوبات کرتاسه حوضه زاگرس بر حضور و چگونگی گسترش رسوبات بین‌شلفی کژدومی اشاره دارد (Van Buchem et al., 2010a; Moosavizadeh et al., 2015). حتی در عمیق‌ترین بخش این حوضه رسوبات پلاژیک غنی از مواد آلی شناسایی شده است که مرتبط با پدیده بی‌اکسیژنی در کرتاسه پیشین (آپتین) است (Moosavizadeh et al. 2014). فعالیت‌های تکتونیکی نقش مهمی در به وجود آمدن این گونه حوضه‌ها در زمان کرتاسه پیشین (آپتین) داشته‌اند. برخی از پژوهشگران (al. 2010a; Van Buchem et al. 2001; Sharland et al. 2001) براین باورند که فعالیت گسل کازرون و هنديجان از عوامل مؤثر در شکل‌گیری حوضه بین‌شلفی آپتین در بخش ایرانی صفحه عربی است. اگرچه می‌توان فعالیت گسل کازرون را به عنوان یکی از عوامل تشکیل حوضه‌های بین‌شلفی در نظر گرفت، اما گسترش این حوضه‌ها در فواصل دورتر از گسل کازرون، احتمال تأثیر دیگر عوامل نظیر وجود سیستم‌های گسلی کششی در شرق گسل کازرون، حرکت نمک‌های هرمز و رسوب‌گذاری تفریقی را تقویت می‌کند.

¹ Intrashelf basins² Kazhdumi basin³ Bab basin

(موسوی‌زاده ۱۳۹۲؛ خوش‌فام ۱۳۹۴). زون ساختاری زاگرس متشکل از واحدهای ریخت زمین‌ساختی متعددی است که حاصل عملکرد گسل‌های پی‌سنگی طولی (مانند گسل معکوس اصلی زاگرس، گسل زاگرس مرتفع، گسل پیشانی کوهستانی زاگرس، گسل فروافتادگی دزفول و گسل پیش‌گودال زاگرس) و عرضی (مانند گسل‌های کره‌بس، سروستان، سبزپوشان و کازرون) است (Berberian 1995). اما این‌که نقش گسل‌های پی‌سنگی مذکور در گسترش حوضه‌های بین‌شلفی آپتین چگونه بوده است، نیازمند پژوهش‌های گسترده تکتونیکی است.

مطالعات در بخش ایرانی صفحه عربی حاکی از وجود شرایط بین‌شلفی به طور محدود و محلی در این مناطق است (خوش‌فام ۱۳۹۴؛ موسوی‌زاده ۱۳۹۲؛ Van Buchem et al. 2010a). مطالعات اخیر رسوبی و چینه‌نگاری، در شرقی‌ترین بخش فارس ساحلی (هیتزلند بندرعباس)، به شناسایی حوضه بین‌شلفی محلی گنو منجر شده است (Khoshfam et al. 2015). حضور رودیست‌های آپتین پسین در روی بخش پلاژیک میانی سازند داریان از جمله مهم‌ترین شواهد رسوبی دال بر حضور حوضه بین‌شلفی آپتین است که در منطقه مذکور تاکنون مورد توجه نبوده است. به همین دلیل در گذشته، این بخش از پلت‌فرم فارس به طور یکدست کم‌عمق معرفی می‌شود. هدف اصلی در این پژوهش، معرفی شرایط رسوبی مذکور و محدوده گسترش آن با استفاده از شواهد رسوبی و چینه‌نگاری رسوبات سازند داریان در شمال منطقه فارس است.

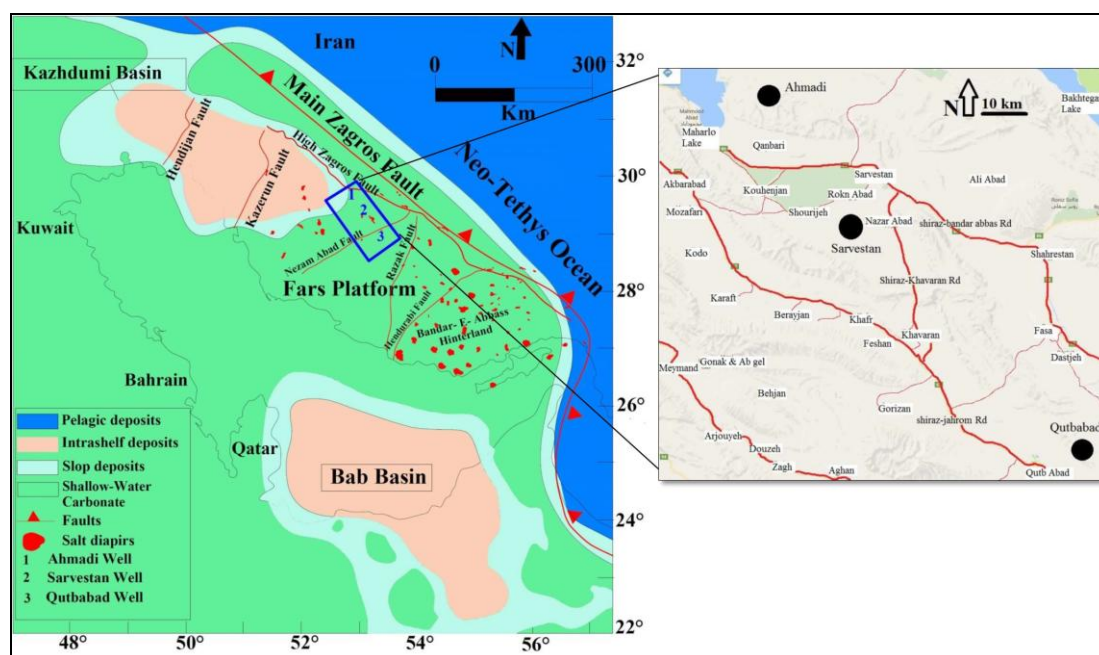
موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و چینه‌نگاری سازند

داریان

صفحه عربی بخش گسترده‌ای از خاورمیانه را شامل می‌شود. این صفحه را باید متشکل از بخش جنوب غربی ایران و کشورهای سوریه، اردن، عراق، کویت، بحرین، قطر، امارات متحده عربی، عمان، یمن، عربستان سعودی دانست.

کازرون و در شرق محدود به گسل میناب است. مرز شمالی منطقه یاد شده را زون تراستی زاگرس می‌سازد و مرز جنوبی آن منطبق با ساحل شمالی خلیج فارس است (آقاباتی ۱۳۸۳). جایگاه ساختمانی و جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و موقعیت آن نسبت به صفحه عربی در نقشه پالئوژئوگرافی آپتین پیشین، در شکل ۱ نشان داده شده است.

کمر بند چین‌خورده و تراستی زاگرس واقع در شمال شرق صفحه عربی است و بخش شرقی آن در طول مزوزوئیک تشکیل یک پلت‌فرم را داده است که با عنوان «پلت‌فرم فارس» شناخته می‌شود (آقاباتی ۱۳۸۳). توالی‌های رسوبی آپتین در شمال پلت‌فرم فارس، هدف مطالعه در این تحقیق قرار گرفته‌اند. منطقه فارس در غرب محدود به گسل



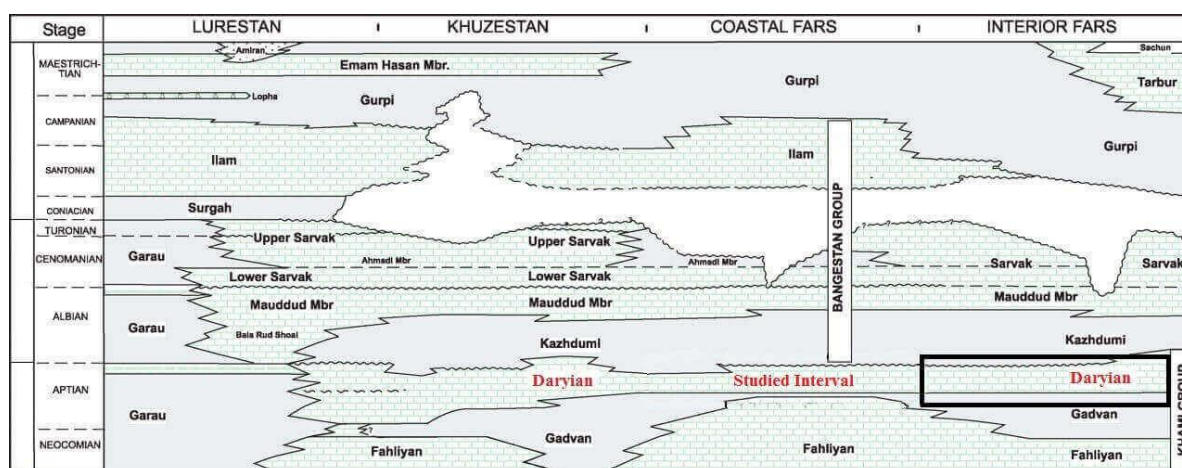
شکل ۱- a- موقعیت منطقه مورد مطالعه (مستطیل آبی رنگ) در صفحه عربی، اعداد یک تا سه نمایانگر دو مقطع مورد مطالعه به ترتیب چاه‌های احمدی، سروستان و همچنین مقطع کمکی چاه قطب‌آباد، نقشه پالئوژئوگرافیک صفحه عربی در زمان آپتین پیشین (شکل برگرفته از Van Buchem et al. 2010a). b: موقعیت جغرافیایی، راه‌های اصلی و فرعی دسترسی به برش‌های مورد مطالعه در شمال منطقه فارس، حد فاصل شیراز و فسا (شکل برگرفته از Google Map)

جدید نظیر چین‌نگاری سکانشی و با استفاده از روش‌های نوین ژئوشیمیایی صورت گرفته است از آن جمله می‌توان به مطالعات شارلند و همکاران (Sharland et al. 2001) اشاره کرد. مطالعات ون‌باخم و همکاران (Van Buchem et al. 2010a) بر روی کرتاسه زیرین (سازند گدوان، داریان و کزدمی) اطلاعات ارزشمندی در خصوص محیط رسوبی دیرینه در کرتاسه پیشین ارائه داده است. کرتاسه پیشین در ناحیه فارس شامل رسوبات عمدتاً سکویی سازندهای فهلیان، گدوان و

تاکنون مطالعات گوناگون چین‌نگاری بر روی رسوبات کرتاسه صورت گرفته است. به طور مثال ستوده‌نیا (Setudehnia 1978) چین‌شناسی مزوزوئیک حوضه زاگرس را بر اساس داده‌های سطح‌الارضی و تحت‌الارضی مورد بررسی و بازنگری قرار داد. در این مطالعات سیستم کرتاسه در جنوب غرب ایران به سه قسمت کرتاسه پیشین (نئوکومین-آپسین)، کرتاسه میانی (آلین - تورنین)، کرتاسه پسین (کنیانسین-مایستریختین) تقسیم شده است. مطالعات اخیر بر پایه علوم

داریان است. سازند داریان به طور عمده دربردارنده دو واحد کربنات شلف (داریان زیرین و زیرین) است که توسط واحدهای شیلی در فارس و شرق خوزستان از هم تفکیک می‌شوند. این سازند به سن آپتین، جوانترین عضو گروه خامی است که در گذشته با عنوان «آهک اربیتولین‌دار» و یا «آهک آپتین-آلبین» شناخته می‌شد (Kent et al. 1951). با اندازه‌گیری برش الگوی این سازند در کوه گدوان در شمال دهکده داریان، شمال خاوری شیراز، نام سازند داریان برای آن انتخاب شد (James and Wynd 1965). در محل برش الگو این سازند شامل ۲۸۶/۵ متر سنگ آهک قهوه‌ای و خاکستری ستبرالایه تا توده‌ای خشن و صخره‌ساز است که به داشتن اربیتولین فراوان به سن آپتین شاخص است. مرز زیرین داریان

با گدوان تدریجی و از نظر زمانی یک مرز پیوسته و تک زمان در تمام حوضه زاگرس است ولی مرز زیرین آن با سازند کزدمی به عنوان یک مرز چند زمانه، در منطقه فارس به شدت فرسایش یافته است و لایه‌هایی اوولیتی و گلوکونیتی آن را از سازند کزدمی جدا می‌کند (مطیعی ۱۳۷۲؛ James and Wynd 1965; Schroeder et al. 2010). این مرز فرسایشی به سمت منطقه مورد مطالعه (فارس داخلی) ناپدید می‌گردد. شکل (۲) به صورت شماتیک جایگاه چینه‌نگاری سازند داریان و همچنین تغییرات جانبی سنگ‌شناسی این سازند را در منطقه زاگرس (فارس، خوزستان و لرستان) نشان می‌دهد. در چینه‌نگاری نهشته‌های زاگرس، تقسیمات بیوزونی وایند (Wynd 1965)، متداول است.



شکل ۲- جایگاه سازند داریان در ستون چینه‌نگاری سنگ‌های کرتاسه زاگرس (شکل برگرفته از James and Wynd 1965).

محدوده بیوزونی این سازند شامل بیوزون‌های ۱۶، ۱۷ و ۱۸ است. معادل‌های زمانی این بیوزون‌ها با محتوای فسیلی مشابه در سازند شعیبا (Hughes 2000) نیز تشخیص داده شده‌اند. در مورد بیوزون ۱۷، از آن جایی که محدوده سنی بیوزون ۱۷ وایند بر اساس محدوده سنی یک گونه خاص صورت نگرفته است، این بیوزون ارزش زیست چینه‌ای ندارد (Bolz 1977)، اما به لحاظ محیط رسوبی تعیین‌کننده است و نشانه رسوب‌گذاری در محیط‌های عمیق دور از ساحل است. بر این اساس در مطالعه حاضر نیز بیوزون مذکور صرفاً تأییدی

بر عمیق‌شوندگی محیط رسوبی است.

در چاه احمدی سازند داریان دارای معادل ۳۴۵ متر ستبرا است و رسوبات این سازند به صورت یک توالی آهکی کم‌عمق بر روی سنگ‌آهک‌های شیلی سازند گدوان مشاهده می‌شود. بخش پایینی این سازند (واحد ۱) شامل سنگ‌آهک‌های کم‌عمق با فون‌های فسیلی نظیر اربیتولین مخروطی، گاستروپود و پلسی پود و فرامینفرهای ریز بتتیک است. رسوبات این بخش دارای لایه‌بندی ضخیم تا بسیار ضخیم و لاگ گامای تمیز است. درحالی‌که در بخش بالایی

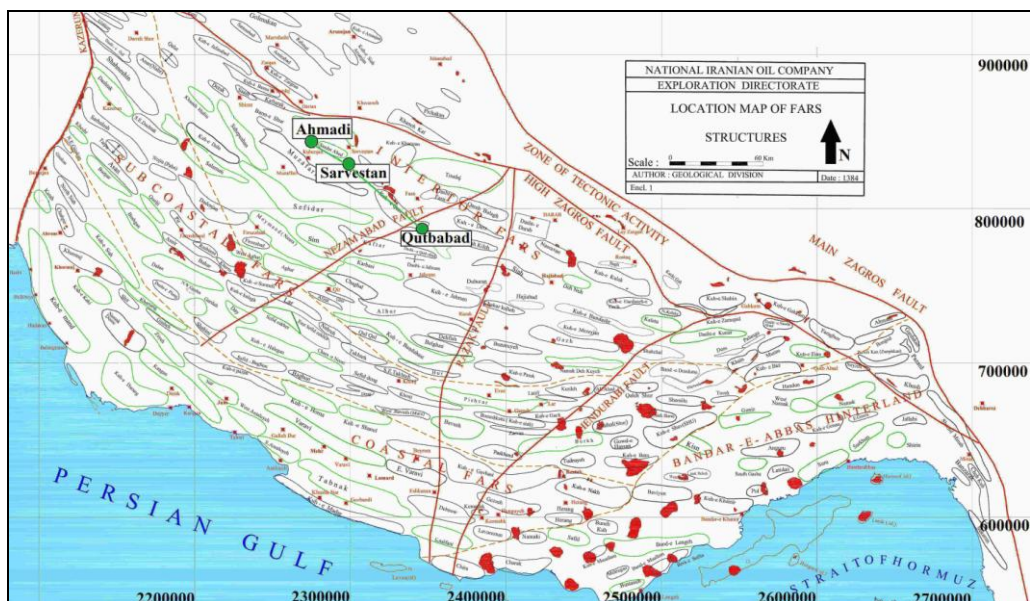
این بخش شامل انواع فرامینیفراهای پلانکتونیک، کلسی اسفرها و سوزن اسفنج است. در این چاه نیز داریان بالایی عمیق‌تر از داریان پایینی به نظر می‌رسد. داریان بالایی با فون‌های فسیلی نظیر اربیتولین کشیده، اکینودرم، گاستروپودهای کوچک مشخص می‌گردد که دارای لایه‌بندی نازک‌تری نسبت به داریان پایینی است.

روش مطالعه

در این مطالعه بیش از ۳۰۰ مقطع نازک از دو برش زیر سطحی (احمدی و سروستان) در شمال منطقه فارس در شرق گسل کازرون به طور دقیق مورد مطالعات پتروگرافی قرار گرفته‌اند.

(واحد ۲) اربیتولین‌های کشیده فراوان‌تر و قطعات اکینودرم و سوزن اسفنج نیز مشاهده می‌شوند، به علاوه لایه‌بندی نازک‌تر و لاگ گاما نیز در رسوبات بخش بالایی بیشتر می‌شود. لذا بخش پایینی سازند داریان نسبت به بخش بالایی آن کم‌عمق‌تر است. در مرز بالایی این سازند با سازند کژدمی شواهدی از ناپیوستگی مشاهده نشده است.

در چاه سروستان این سازند دارای ۲۵۰ متر ستیرا است. سازند داریان در این چاه به سه قسمت قابل تقسیم است. داریان پایینی با محتوای فسیلی مشابه واحد ۱ در چاه احمدی، شامل لایه‌های ضخیم سنگ‌آهک‌های تمیز و کم‌عمقی است که به صورت پیوسته بر روی سنگ‌آهک‌های شیلی سازند گدون قرار گرفته است. بخش میانی سازند داریان با افزایش ناگهانی پیک اشعه گاما و همچنین لایه‌های نازک و بسیار نازک سنگ‌آهکی و شیل مشخص می‌گردد. محتوای فسیلی



شکل ۳- دایره‌های سبز رنگ: موقعیت جغرافیایی مقاطع مورد مطالعه (چاه‌های احمدی و سروستان) و همچنین مقطع کمکی (چاه قطب‌آباد) و خط سبز رنگ: مقطع عرضی AA' در منطقه فارس (شکل برگرفته از مدیریت اکتشاف، اداره زمین شناسی ۱۳۸۴).

است و برای تفسیر بهتر داده‌ها، نتایج برش‌های مورد مطالعه با اطلاعات این چاه تطبیق داده شده است. برای توصیف و

همچنین از داده‌های چاه قطب‌آباد (فرجی ۱۳۵۹؛ حسینی و بهرامی ۱۳۸۴) به عنوان اطلاعات تکمیلی و کمکی استفاده شده

دانه‌های غیر اسکلتی در این رخساره مشاهده نشده‌اند (شکل ۴a). در تناوب با دیگر رخساره‌های مناطق کم‌عمق پلت‌فرم، عمدتاً در رسوبات داریان زیرین برش‌های مورد مطالعه مشاهده شده است.

• F_2 ; *Orbitolina Hensonella* Wackestone

این رخساره به صورت گل‌پشتیان دارای دانه‌های اسکلتی و به ندرت غیر اسکلتی است که در یک زمینه میکریستی با فراوانی ۱۵ تا ۴۵ درصد در افق‌های مختلف سازند داریان در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود. درصد دانه‌ها در افق‌های مختلف، بر اساس انرژی محیط متفاوت است. زمینه میکریستی است که گاهی دچار نئومورفیسم شده و درشت‌تر از حد معمول به نظر می‌رسد. فرامینفرهای بتتیک با فراوانی کم‌تر (بین ۵٪ تا ۱۰٪) به همراه دانه‌های اسکلتی فراوان‌تر (گاهی تا ۴۰٪ دانه‌ها) شامل اربیتولین مخروطی و جلبک هنسونا در این رخساره دیده می‌شوند. اربیتولین‌های مخروطی و جلبک هنسونا به عنوان اصلی‌ترین دانه‌ها، حدوداً با فراوانی یکسان در این رخساره دیده می‌شوند اما در برخی افق‌ها فراوانی جلبک هنسونا بر اربیتولین‌ها پیشی می‌گیرد (شکل ۴b).

• F_3 ; Bioclast Peloid Wackestone to Packstone

دانه‌ها در این رخساره نسبت به رخساره قبلی بسیار فراوان‌تر (بین ۴۰٪ تا ۷۰٪) هستند. این رخساره علاوه بر دانه‌های اسکلتی با داشتن دانه‌های غیر اسکلتی فراوان پلوئید (۳۰٪ تا ۴۰٪ در اندازه حدوداً ۱۰۰ میکرومتر) و به مقدار کم‌تر کورتوئید (۵٪ در سایزهای مختلف)، از رخساره قبلی متمایز می‌شود. دانه‌های اسکلتی مناطق کم‌عمق نظیر فرامینفرهای بتتیک کوچک (۳٪) به همراه جلبک (۲٪) و اربیتولین (۱۰٪ تا ۱۵٪) وجود دارند. قطعات دیگر نظیر اکینودرم و مرجان نیز با فراوانی کم‌تر (در حدود ۵٪) در این رخساره مشاهده شده است. در برخی افق‌ها میزان ماتریکس این رخساره به حداقل رسیده است و دانه‌های اسکلتی در کنار پلوئیدها به عنوان تنها

نام‌گذاری رخساره‌های سنگ‌های کربناته از تقسیم‌بندی دانهام (Dunham 1962) استفاده شده است. انواع رخساره‌ها و مجموعه‌های رسوبی بر اساس محتوای دانه و زمینه، ویژگی‌های بافتی، محتوای فسیلی، شاخص انرژی و داده‌های رسوبی در قیاس با محیط‌های امروزی و قدیمه تفسیر شده‌اند (Wilson 1975; Tucker and Wright 1990; Wright and Burchette 1996; Flügel 2010). بر اساس تفسیر مجموعه‌های رخساره‌ای در مقاطع مورد مطالعه، مدل رسوبی مناسب برای سازند داریان در زمان آپتین پیشنهاد می‌شود. بر اساس تغییرات لاگ گاما و محتوای فسیلی در مقاطع مورد مطالعه، داده‌ها و اطلاعات رخساره‌ای و رسوبی مقایسه و مطابقت داده شده‌اند. برای تعیین چگونگی تغییرات شرایط رسوبی در منطقه مورد مطالعه، یک مقطع جنوب شرق-شمال غرب (شکل ۳، مقطع AA')، به ترتیب شامل چاه‌های قطب‌آباد، سروستان و احمدی در منطقه در نظر گرفته شده است. بدین گونه مقایسه روند تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی در منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی آپتین امکان پذیر می‌شود.

مجموعه‌های رخساره‌ای سازند داریان در منطقه مورد مطالعه

بررسی‌های گسترده آزمایشگاهی به شناسایی هشت رخساره رسوبی در قالب چهار مجموعه رخساره‌ای لاگون، پشته سدی، دریای باز و حوضه به شرح زیر منجر شد:

مجموعه رخساره لاگون

مجموعه رخساره‌ای لاگون، بر اساس محتوای اسکلتی و غیر اسکلتی، شامل ۳ رخساره رسوبی زیر است.

• F_1 ; Bioclast Mudstone

این رخساره شامل گل‌های کربناته کم‌عمق عمدتاً به رنگ قهوه‌ای تا سیاه است. فراوانی دانه‌ها در حدود ۱۰ درصد و در افق‌های مختلف شامل دانه‌های اسکلتی مناطق کم‌عمق نظیر فرامینفرهای بتتیک کوچک (با فراوانی ۴٪)، جلبک هنسونا و اربیتولین مخروطی (فراوانی هر کدام در حدود ۳٪) است.

دانه‌های غیر اسکلتی این رخساره به صورت به هم فشرده و در تماس با هم دیده شده است. پلوئیدها گرد و جور شده نشان از دفعی بودن آن‌ها دارد، اما پلوئیدهایی با گردش‌دگی و جورشدگی کم نیز وجود دارند که احتمالاً بیوکلست‌هایی هستند که تحت میکریتی شدن شدید به پلوئید تبدیل شده‌اند (شکل ۴c).

در این مجموعه رخساره‌ای به طور کلی حضور حجم زیادی از گل کربناته به رنگ قهوه‌ای تا سیاه، فراوانی بالای پلوئیدها به ویژه پلوئیدهای دفعی، فرامینفرهای بتتیک، جلبک سبز و یک زمینه گلی از ویژگی‌های شاخص این رخساره‌ها هستند. این ویژگی‌ها نشانه محیط کم انرژی و آرام برای این مجموعه رخساره‌ای است (Adachi et al. 2004). حضور و فراوانی موجودات شوردوست مانند میلیولید، تروکولینا بیانگر محیط با چرخش آب کم همانند محیط‌های لاگونی پشت سد است (Masse et al. 2003). فراوانی اربیتولین‌های مخروطی شکل نیز نشان از محیط کم‌عمق دارد (Pittet et al. 2002). مقادیر بالایی از فرامینفرهای کوچک با پوسته پورسلانوز نظیر میلیولید، تکستولارید و همچنین جلبک سبز *Hensonella* که همگی خاص محیط‌های لاگونی هستند (Bachman and Hirsch 2006)، تأییدی بر شرایط لاگون برای این مجموعه رخساره‌ای است. مشابه این مجموعه رخساره‌ای در منطقه فارس توسط دیگر محققان نیز (لاسمی و سیاهی ۱۳۸۷؛ برزگرزندی ۱۳۸۵؛ پیمان ۱۳۹۰) گزارش شده است. معادل این رخساره‌ها در سازند شعبیا (پکستون پلوئیدی اسکلتی ریز دانه و مادستون/ وکستون آهکی)، توسط القمدی و رید (Al-Ghamdi and Read 2010) معرفی شده است. به علاوه رخساره‌های این بخش قابل انطباق با رخساره‌های استاندارد SMF_{18} ویلسون (Wilson 1975) و RMF_{17} فلوگل (Flügel 2010) است.

مجموعه رخساره پشته سدی

• F_4 ; *Orbitolina* Bioclast Peloid Grainstone

این مجموعه رخساره‌ای پر انرژی (شامل رخساره F_4)، دانه پشتیبان با بافت گرینستونی و میزان ماتریکس بسیار کم است، و دانه‌ها ۵۵ درصد رخساره را تشکیل داده‌اند به طوری که دانه‌ها با هم تماس پیدا می‌کنند و گاهی در هم فرو می‌روند. این رخساره عاری از گل کربناته و دارای سیمان‌های نسل اول در محیط‌های پر انرژی سدی نهشته شده‌اند. دانه‌های غیر اسکلتی پلوئید نیز در آن به وفور (در حدود ۳۰٪ و در اندازه ۱۰۰ میکرومتر) دیده می‌شوند و حضور دانه‌های بیوکلستی مناطق کم‌عمق نظیر اربیتولین‌های مخروطی شکل (با فراوانی ۱۰٪ و در اندازه ۵۰۰ میکرومتر تا ۱ میلی‌متر)، دیگر بیوکلست‌ها مانند: گاستروپود، نرم‌تنان، فرامینفرهای ریز بتتیک و غیره (با فراوانی ۱۵٪) نشان از محیط‌های پر انرژی در مناطق داخلی تر پلت‌فرم کربناته دارد (شکل ۴d). پلوئیدها جورشدگی و گردش‌دگی نسبتاً خوب را نشان می‌دهند و دیگر دانه‌های بیوکلستی دارای پوشش میکریتی هستند که نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در سدهای کوچک مقیاس و پراکنده (Shoal) در طول پلت‌فرم داخلی است (Cluff 1984). این رخساره قابل مقایسه با رخساره شماره ۱۶ ویلسون (Wilson 1975) و رخساره استاندارد RMF_8 فلوگل (Flügel 2010) است.

مجموعه رخساره دریای باز

این مجموعه رخساره‌ای گل پشتیبان، بر اساس محتوای فسیلی به دو رخساره زیر قابل تقسیم است.

• F_5 ; *Discoidal Orbitolina* Bioclast Wackestone

این رخساره با بافت وکستونی (حدوداً ۳۵٪ دانه) دارای براکیوپود، گاستروپود، پلسی پودها (جمعاً در حدود ۲۰٪) و همچنین اربیتولین‌های کشیده (با فراوانی ۱۵٪) است. صدف آن‌ها معمولاً سالم و با کلسیت جانشین شده است. گاستروپودها در بخش‌هایی از انواع عمیق‌تر با صدف‌های نازک‌تر و کوچک‌تر دیده می‌شوند. سالم بودن نسبی این صدف‌ها حاکی از تشکیل آن‌ها در بخش‌های میانی پلت‌فرم و

فارس توسط لاسمی و سیاهی ۱۳۸۴؛ پیمان ۱۳۹۰ نیز معرفی شده است.

مجموعه رخساره‌ای حوضه

این مجموعه رخساره شامل رخساره‌های F_7 و F_8 است.

• F_7 ; Shale/Bioclast Mudstone

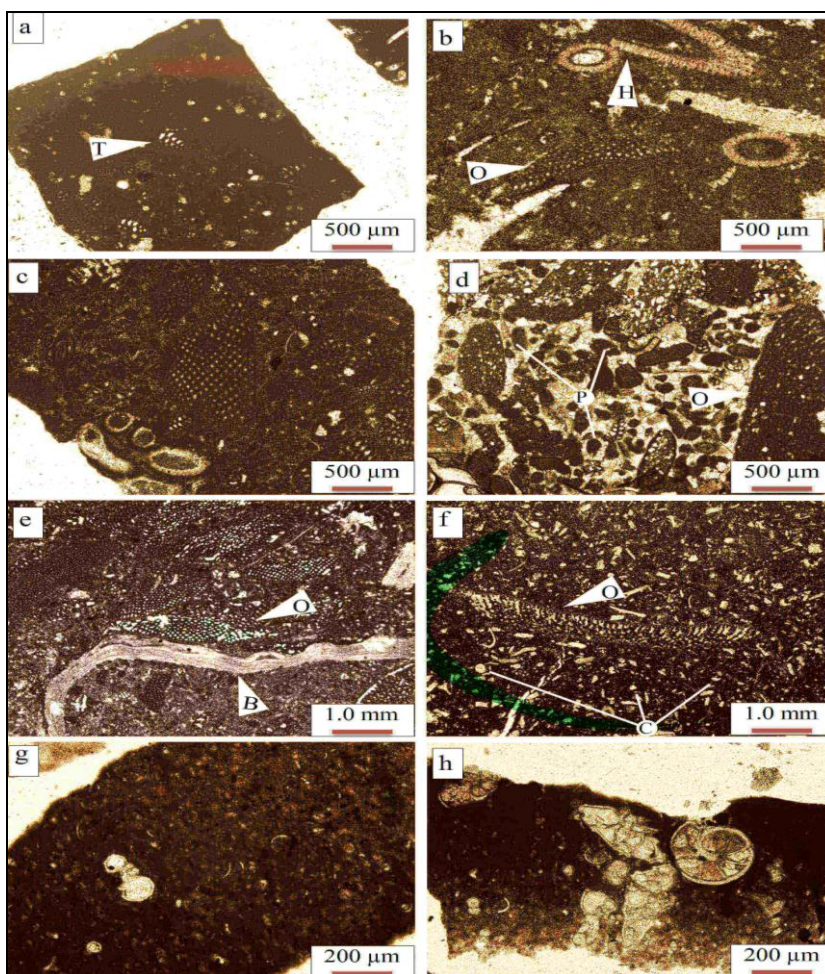
• F_8 ; Planktonic Foram, Bioclast Wackestone

این رخساره‌ها با بافت مادستون و وکستون (شکل‌های g و h)، دارای فرامینفرهای پلانکتونیک، کلسی‌اسفر و سوزن اسفنج در برخی افق‌ها دارای رادیولر است که گاهی به صورت لامینه‌ای دیده می‌شوند که حاکی از محیط آرام و عمیق حوضه‌ای است. این مجموعه رخساره‌ای در برخی افق‌ها آرژیلی می‌شوند و معمولاً آغشتگی به مواد آلی و آهن دارند که نشان از نشست آن‌ها در محیط‌هایی با انرژی پایین است (Flügel 2010). عدم وجود جانوران کفزی و نوردوست دلیل بر نهشت این رسوبات در منطقه زیر سطح امواج و طوفان و دور از منطقه نوری است (Cosovic et al. 2004; Van Bachum et al. 2010a). این دو رخساره معادل با رخساره شماره ۳ ویلسون (Wilson 1975) است و همچنین مشابه آن‌ها در سازند شعبیا توسط القمدی و رید (Al-Ghamdi and Read 2010) و ون‌باخم و همکاران (Van Buchem et al. 2010a) گزارش شده است. این رخساره‌ها در تناوب با یکدیگر به وفور در بخش میانی سازند داریان در چاه سروستان مشاهده می‌شوند، درحالی‌که در برش احمدی شناسایی نشده‌اند.

زیر حد اثر امواج است. این رخساره در چاه سروستان و با فراوانی بیشتر در چاه احمدی، در افق‌هایی از سازند داریان مشاهده شده است (شکل ۴e).

• F_6 ; Calcisphere Bioclast Mudstone to Wackestone
این رخساره، یک رخساره گل پش‌تیبان دارای دانه‌های اسکلتی نظیر استراکود، گاستروپودهای کوچک (با دیواره نازک) متعلق به مناطق عمیق‌تر پلت‌فرم، اकिनودرم، سوزن اسفنج، کلسی‌اسفر، فیلامنت و بریوزوئر است. این رخساره در افق‌های میانی سازند داریان در چاه احمدی به وفور مشاهده می‌شود (شکل ۴f).

از آن جایی که حضور موجوداتی مانند براکیوپود، دوکفه‌ای‌ها و اकिनودرم‌ها نشان‌دهنده شوری نرمال (Flügel 2010) و اربیتولین کشیده بیانگر شرایط محیطی دریای باز کم‌عمق است (Pittet et al. 2002) لذا رخساره F_5 ، با ویژگی‌های یاد شده در دریای باز کم‌عمق رسوب‌گذاری شده است. با افزایش عمق محیط رسوبی فراوانی کلسی‌اسفرها، سوزن اسفنج بیشتر می‌شود (Flügel 2010)، به علاوه انواع عمیق‌تر دوکفه‌ای‌ها (فیلامنت)، جلبک‌های رشته‌ای، بریوزوئر ظاهر می‌شوند و شکم‌پایان در این بخش، از انواع عمیق‌تر با صدف‌های نازک‌تر و کوچک‌تر هستند. نوع و فراوانی دانه‌های اسکلتی یاد شده نشانه عمق بیشتر رخساره F_6 نسبت به رخساره F_5 است. این مجموعه رخساره‌ای مشابه رخساره استاندارد SMF_8 ویلسون (Wilson 1975)، رخساره استاندارد RMF_1 فلوگل (Flügel 2010) و همچنین رخساره پکستون/وکستون اربیتولینی توسط ون‌باخم و همکاران (Van Buchem et al. 2010a) هستند. به علاوه مشابه این رخساره‌ها در منطقه



شکل ۴- a - رخساره مادستون بیوکلستی لاگون (F₁) - چاه احمدی، فسیل تکستولاریا (T)، در زمینه میکریتی، (b) رخساره وکستون اربیتولین و هسنولادار (F₂) - چاه احمدی، فسیل اربیتولین مخروطی شکل (O)، به همراه برش‌های مختلف از جلبک هسنولا (H)، در عکس مشخص هستند، (c) رخساره وکستون تا پکستون پلوییدی - بیوکلستی (F₃) - چاه احمدی، (d) رخساره گرینستون پلوییدی - بیوکلستی اربیتولین دار (F₄) - چاه احمدی، اربیتولین‌های مخروطی شکل (O)، به همراه دیگر فرامینفرهای بنتیک کوچک، و پلویید (P)، در یک زمینه سیمانی شفاف مشاهده می‌شوند، (e) رخساره وکستون بیوکلستی دارای اربیتولین کشیده متعلق به دریای باز (F₅) - چاه سروستان، فسیل اربیتولین کشیده (O)، و صدف براکیوپود (B)، در زمینه میکریتی دیده می‌شوند، (f) رخساره مادستون تا وکستون بیوکلستی کلسی‌اسفردار متعلق به دریای باز (F₆) - چاه سروستان، فسیل اربیتولین کشیده (O)، و کلسی‌اسفرها (C)، (g) مادستون بیوکلستی حوضه‌ای (F₇) - چاه سروستان و (h) رخساره وکستون بیوکلستی با فرامینفر پلانکتون (F₈) - چاه سروستان، دانه‌های اسکلتی پلاژیک نظیر گلوپیژرینا، و رادیولر، در زمینه میکریتی به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه مشاهده می‌شوند.

نحوه توزیع رخساره‌ها در منطقه مورد مطالعه

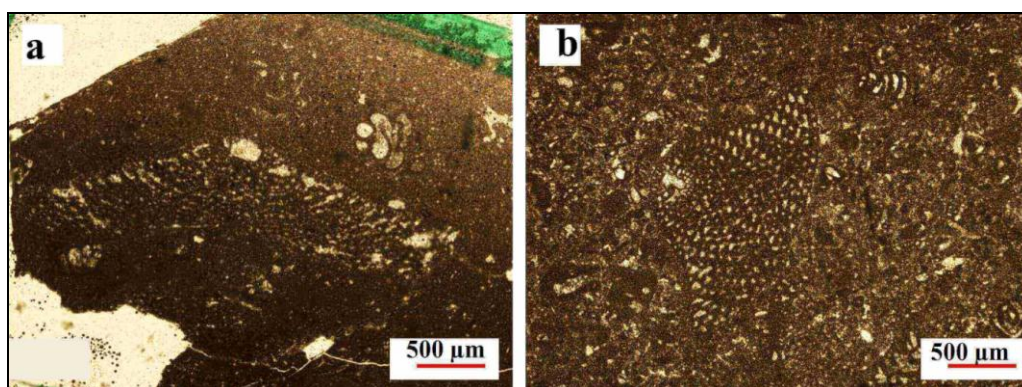
تغییرات محتوای فسیلی در سازند داریان کمک شایانی به تشخیص محدوده سه بیوزون (۱۶، ۱۷ و ۱۸) وایند (Wynd 1965) در این رسوبات می‌کند. بر اساس مشاهدات فسیلی و

تشخیص مجموعه‌های فسیلی بیوزون‌های مذکور در نمونه‌های مورد مطالعه، سازند داریان قابل تقسیم به دو بخش در چاه احمدی و سه بخش در چاه سروستان است. در هر دو برش، حضور فسیل *Palorbitolina* (آپتین پیشین، بیوزون ۱۶،

پلوئیدی بیوکستی تشکیل شده است. واحد ۲ سازند داریان (بیوزون ۱۸) در این چاه شامل رخساره‌های گرینستون پلوئیدی/بیوکستی اربیتولین دار در تناوب با رخساره‌های وکستون/مادستونی دریای باز است. اگرچه رسوبات سازند داریان در چاه احمدی به صورت یک توالی کربناته کم‌عمق ظاهر شده است و لاگ گامای نسبتاً تمیزی را نیز نشان می‌دهد، اما این رسوبات در افق‌های بالایی (واحد ۲) آثار عمیق‌شوندگی نسبی نظیر افزایش پیک‌های ضعیفی از لاگ گاما، نازک‌تر شدن لایه‌بندی رسوبات و افزایش میزان اکینوئیدها را نشان می‌دهند (شکل ۶a). این مطلب با توجه به نزدیکی چاه احمدی به برش عمیق‌تر سروستان، چندان غیر منتظره به نظر نمی‌رسد.

شکل ۵a) به همراه دیگر فون‌های فسیلی بیوزون ۱۶ نظیر *Hensonella* و *Lithocodium aggregatum* در توالی‌های داریان پایینی و ظهور *Mesorbitolina* (آپتین پسین، بیوزون ۱۸، شکل ۵b) به همراه *conical Orbitolina* و فرامینیفرهای بتیک کوچک نظیر *textularids*, *miliolids* و *Lithocodium aggregatum* در داریان بالایی منجر به تفکیک این دو بخش در سازند داریان می‌گردد.

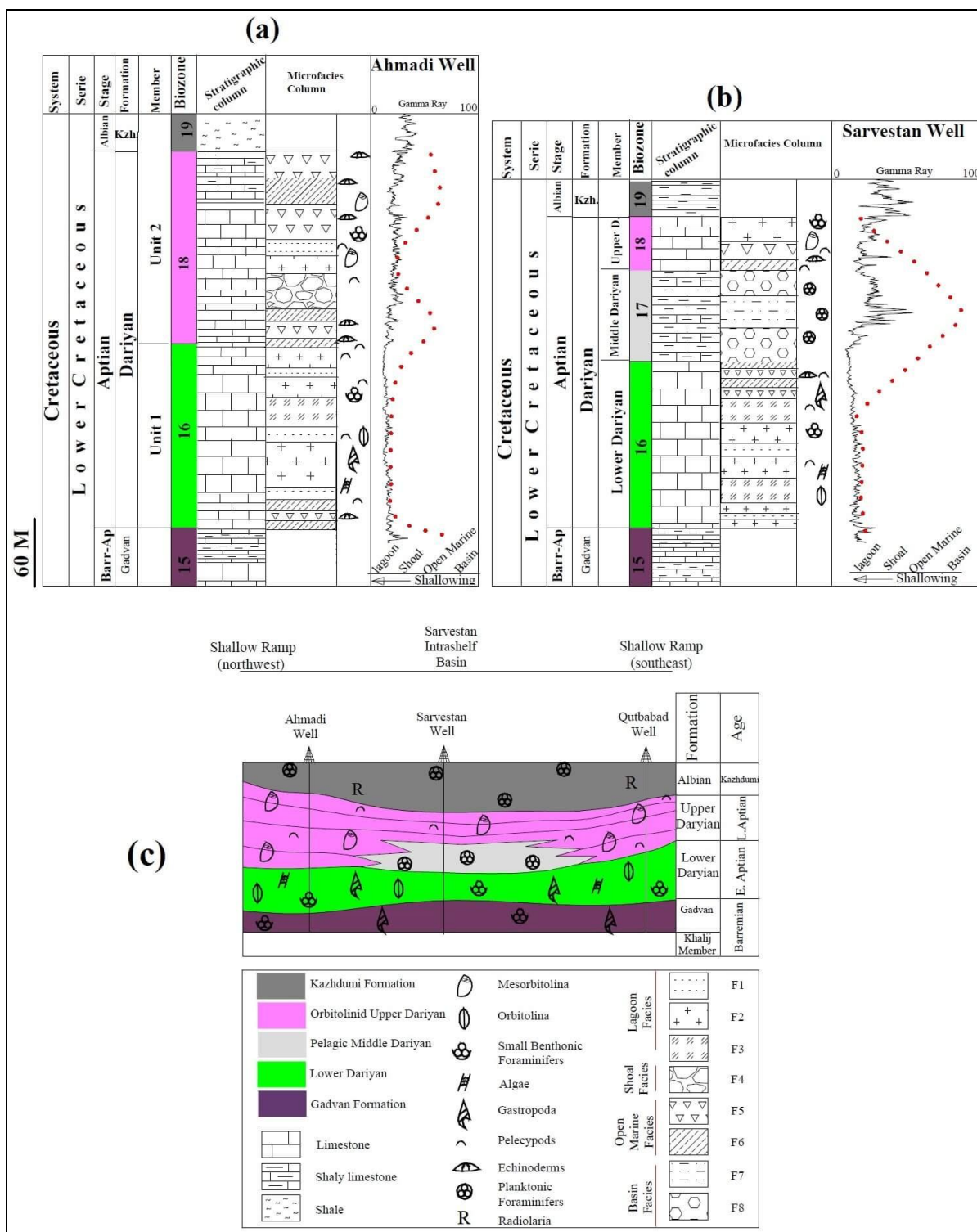
در چاه احمدی واحدهای سنگی ۱، رسوبات متعلق به بیوزون ۱۶، با توالی‌هایی از رخساره‌های مادستون تا وکستون دریای باز شروع می‌شود و به دنبال کم‌عمق‌تر شدن محیط، توالی‌های ضخیم‌لایه شامل رخساره‌های وکستون هنسولا و اربیتولین دار، مادستون بیوکستی و وکستون/پکستون‌های



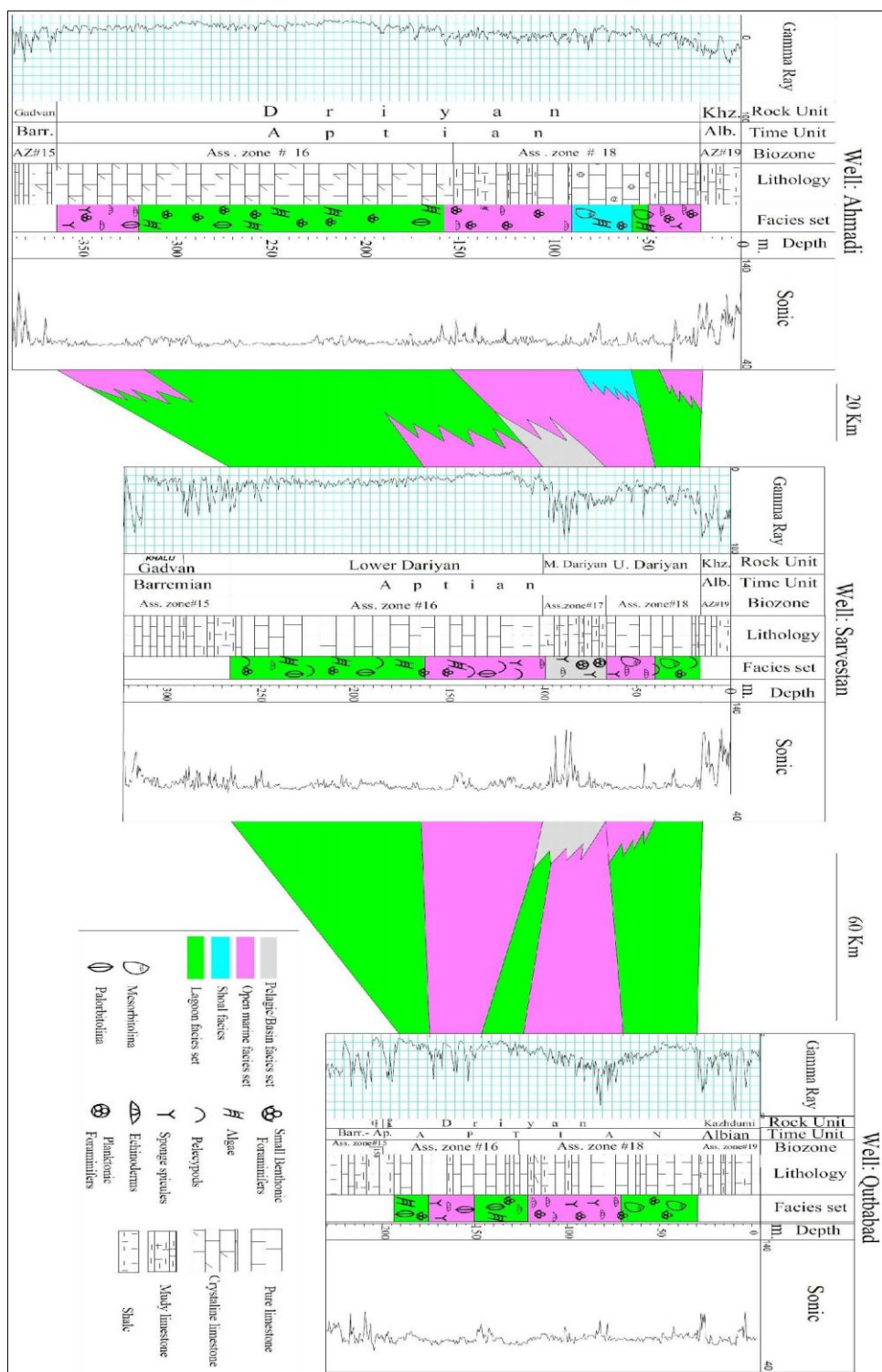
شکل ۵- a: نمای نزدیک از فسیل *Palorbitolina*. شاخص آپتین پیشین (نمونه خرده حفاری از چاه احمدی). b: نمای نزدیک از فسیل *Mesorbitolina*. شاخص آپتین پسین (نمونه مغزه از چاه سروستان)

ایران حاکی از حضور بیوزون ۱۷ (به سمت شرق) در برش کوه قاضی (پیریایی ۱۳۸۶) و ناپدید شدن آن در چاه قطب‌آباد (حسینی و بهرامی ۱۳۸۴) است (شکل‌های ۶c و ۷). مقطع عرضی AA' در شکل ۷، به ترتیب از جنوب شرق به شمال غرب، شامل چاه‌های قطب‌آباد، سروستان، احمدی است. ترسیم این مقطع عرضی به درک بهتر چگونگی تغییرات جانبی رخساره‌ای در منطقه مورد مطالعه کمک می‌کند. بخش عمیق سازند داریان (بیوزون ۱۷) به تدریج به سمت شرق و غرب از بین می‌رود و جای آن را رخساره‌های کم عمق اربیتولینی می‌گیرد.

در چاه سروستان داریان پایینی متشکل از رسوبات بیوزون ۱۶ و دارای رخساره‌هایی مشابه واحد ۱ در چاه احمدی است. توالی‌ای از مادستون و وکستون/پکستون‌های تالاب (F_1 , F_2 و F_3) است که به طور ناگهانی به رخساره‌های عمیق و پلاژیک (بیوزون ۱۷)، در داریان میانی تغییر رخساره می‌دهد. مشابه واحد ۲ در چاه احمدی، داریان بالایی در این چاه نیز متشکل از رسوبات بیوزون ۱۸، توالی‌هایی از رخساره‌های نسبتاً عمیق‌تر دریای باز (رخساره‌های F_1 تا F_6) که با رخساره وکستون هنسولا و اربیتولین دار تالاب خاتمه می‌یابد. (شکل ۶b). داده‌های فسیل‌شناسی شرکت ملی نفت



شکل ۶- منحنی تغییرات عمق محیط رسوبی (نقطه چین قرمز رنگ)، لاگ گاما، ستون چینه‌نگاری به همراه ستون رخساره‌ای در چاه احمدی (a) و سروستان (b)- تغییرات جانبی رخساره‌ای در منطقه مورد مطالعه (C، بدون مقیاس) جهت تکمیل اطلاعات این شکل، از داده‌های چاه قطب‌آباد (حسینی و بهرامی ۱۳۸۴) استفاده شده است.

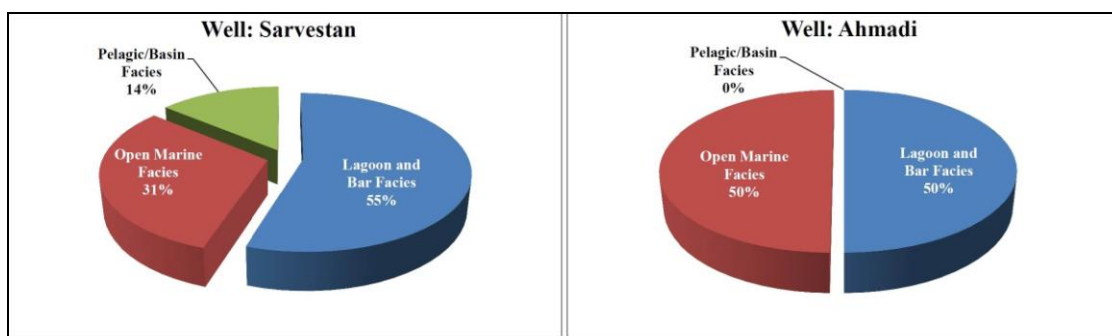


شکل ۷- نمایش مقطع 'AA'، روند تغییرات رخساره‌ای سازند داریان از قسمت پلت فرمی (جنوب شرق) در چاه قطب‌آباد تا قسمت بین شلفی سروستان (به سمت شمال غرب) و ظهور رسوبات پلاژیک (بیوزون ۱۷) در این مقطع مشخص شده است. رسوبات عمیق و پلاژیک به سمت محل چاه احمدی (غرب منطقه) ناپدید می‌شوند و رسوبات اریتولینی و پلت فرمی سازند داریان بار دیگر به صورت یکدست ظاهر می‌شوند. در این مقطع عرضی داده‌های چاه قطب‌آباد (حسینی و بهرامی ۱۳۸۴)، به عنوان اطلاعات تکمیلی استفاده شده‌اند.

محیط رسوبی سازند داریان در منطقه مورد مطالعه

با توجه به فراوانی بسیار کم رخساره‌های پرانرژی، کم‌عمق و دانه غالب گرینستونی و پکستونی، همچنین عدم حضور ریف‌ها، موجودات ریف‌ساز و رسوبات توریدایتی و عدم

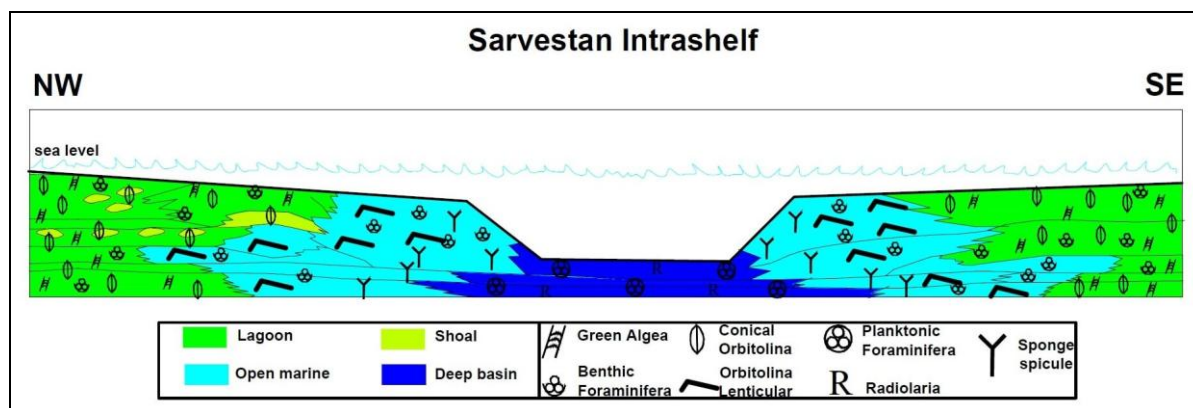
وجود ساخت‌های رسوبی مانند اسلاید، اسلامپ، لغزش و جریان‌های خرده‌دار در برش‌های مورد مطالعه می‌توان این‌طور استنتاج کرد که شواهد کافی برای نسبت دادن محیط رسوبی شلف کربناته لبه‌دار به سازند داریان وجود ندارد.



شکل ۸- نمودار دایره‌ای فراوانی رخساره‌ای در برش‌های احمدی و سروستان.

کم‌شیب در نظر گرفت که در محل برش سروستان احتمالاً به دلیل عملکرد تکنیک پی‌سنگی، دچار شکست ناگهانی در بستر خود شده است و شلف درون حوضه‌ای به طور محلی در حاشیه آن شکل گرفته است (شکل ۹). بدین ترتیب در این حوضه عمیق ایجاد شده فرصت برای نهشت رسوبات عمیق و پلاژیک بخش میانی سازند داریان فراهم شده است. آنچنان که در جنوب صفحه عربی (Sharland et al. 2001; Ziegler 2001; Al-Ghamdi 2006, Al-Ghamdi and Read 2010; Van Buchem et al. 2010b; Vincent et al. 2010) نیز مشابه این وضعیت به تشکیل عضو شیلی و عمیق باب در سازند شعیبا منجر شده است. شلف‌های درون حوضه‌ای بهترین مدل رسوبی برای توجیه تشکیل مجموعه رسوبات سازند داریان در شمال منطقه فارس است که بر خلاف شلف‌های واقعی وسعت کمی دارند و نیاز به حضور سدهای عظیم‌الجثه بیوکستی و یا ریفی ندارند و تنها با شکستن بستر حوضه به هر دلیلی (نظیر تکنیک پی‌سنگ و یا حرکت دیپ‌های نمکی) تشکیل می‌شوند. در این مطالعه نام ایتراشلف سروستان برای این شلف درون حوضه‌ای آپتین در منطقه مورد مطالعه انتخاب شده است.

با توجه به نمودار دایره‌ای فراوانی رخساره‌ای در برش‌های مورد مطالعه (شکل ۸)، این‌طور استنباط می‌شود که سازند داریان در برش احمدی کم‌عمق بوده و به طور جانبی به سمت برش سروستان (شرق منطقه)، بخش میانی و عمیق سازند داریان ظاهر می‌شود. با توجه به این‌که در منطقه مورد مطالعه شواهد کافی برای حضور شلف‌های واقعی وجود ندارد، باید مدل رسوبی مناسب دیگری برای توجیه چگونگی تشکیل این رسوبات پلاژیک در برش سروستان وجود داشته باشد. در این برش‌ها روند تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ای از پلت‌فرم کم‌عمق تا محیط‌های عمیق و پلاژیک نسبتاً سریع و ناگهانی بوده است. به علاوه در منطقه مورد مطالعه، به دلیل عملکرد گسل‌های پی‌سنگی و تأثیر گنبد‌های نمکی، بستر حوضه رسوبی در محل برش سروستان تا محل کوه قاضی (پیرایی ۱۳۸۶) دچار شکست و عمیق‌شوندگی ناگهانی شده است. بر این اساس و نظر به شرایط رسوبی حاکم بر بازه زمانی کرتاسه و به خصوص دوره آپتین (Murriss 1980; Koop and Stoneley 1982; Read 1985; Burchette and Wright 1992; Van Buchem et al. 2010a) می‌توان رژیم رسوبی حاکم بر منطقه فارس در زمان آپتین را به‌صورت رمپ

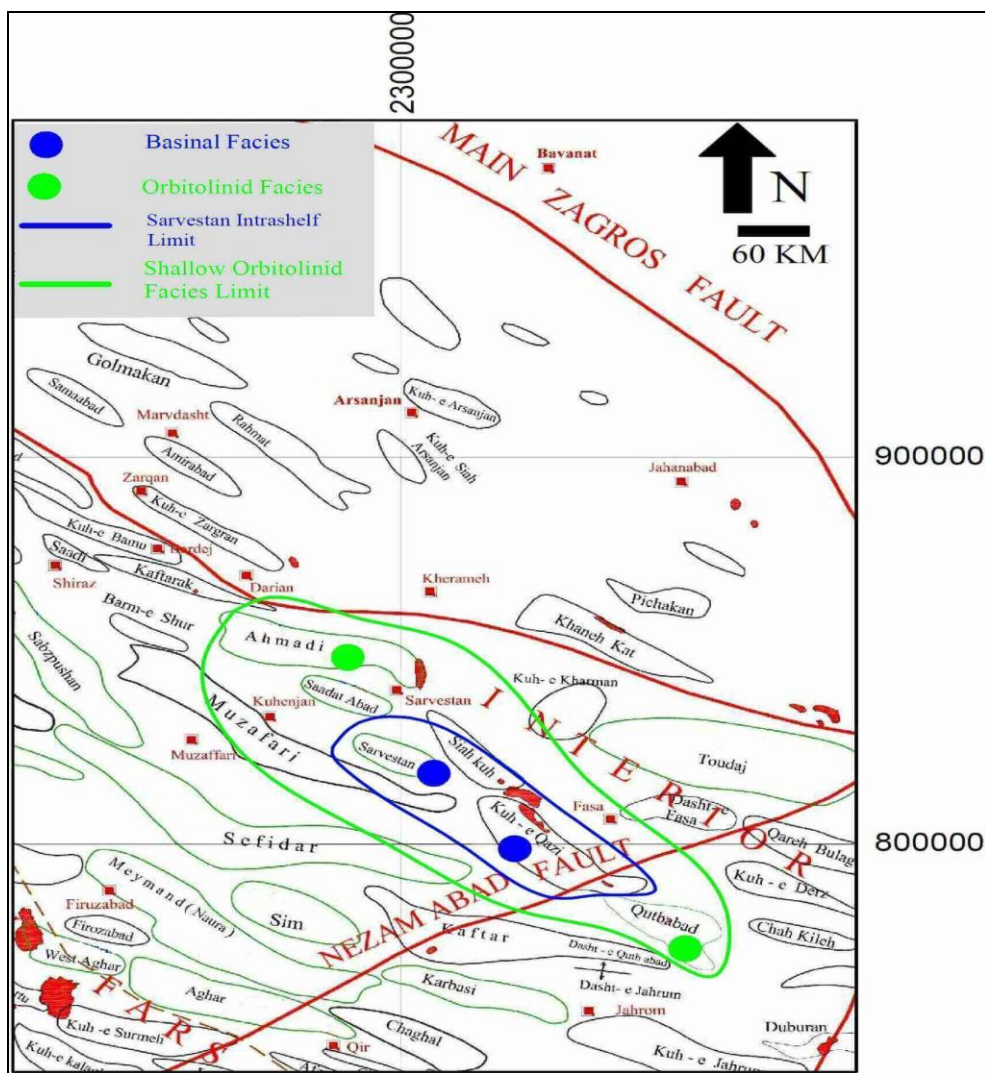


شکل ۹- مدل رسوبی اینتراشلف سروستان در منطقه مورد مطالعه. در غیاب سدهای بیوکستی و یا ریف‌ها، در اثر یک شکست ناگهانی در امتداد رمپ کم‌شیب، اختلاف عمق در کف حوضه رسوبی سازند داریان ایجاد می‌شود. در زیر حوضه عمیق شکل گرفته، فرصت برای رسوب‌گذاری بخش پلاژیک سازند داریان ایجاد می‌شود.

بخشی از صفحه عربی تحت تأثیر همین شرایط رسوبی بوده است. بر اساس داده‌های موجود، در این مطالعه برای اولین بار حوضه بین‌شلفی محلی دیگری (اینتراشلف سروستان) در شمال منطقه فارس معرفی شد. با پی‌جویی و دنبال کردن تغییرات رخساره‌ای این سازند، تعیین محدوده گسترش اینتراشلف سروستان امکان‌پذیر است. بر اساس داده‌های منتشر نشده شرکت نفت ایران، رسوبات عمیق و پلاژیک بخش میانی سازند داریان (در محل چاه سروستان) تا کوه قاضی (پربایی ۱۳۸۶) نیز گسترش پیدا کرده‌اند.

این رسوبات توسط رسوبات کم‌عمق و پلت‌فرمی در چاه‌های احمدی و قطب‌آباد احاطه شده‌اند. بنابراین مرز غربی اینتراشلف سروستان محدود به محل چاه احمدی و مرز شرقی آن محدود به چاه قطب‌آباد است (شکل ۱۰). با توجه به وجود شرایطی مشابه در شرق منطقه فارس (Khoshfam et al. 2015) می‌توان گفت، برخلاف تصور پیشین، پلت‌فرم فارس در زمان آپتین به طور یک‌دست کم‌عمق نبوده و به غیر از اینتراشلف کژدمی، حوضه‌های عمیق دیگری نیز به صورت محلی و در مقیاس کوچک‌تر در منطقه گسترش داشته‌اند.

مطالعاتی که تاکنون در منطقه فارس انجام شده، به شناسایی تنها یک حوضه بین‌شلفی محلی با عنوان «اینتراشلف کژدمی» در غرب این منطقه منجر شده است. گسترش و تکامل این حوضه بین‌شلفی تاکنون توسط بسیاری از محققان (امیری ۱۳۸۸؛ Van Buchem; et al. 2010a)، مورد توجه و بررسی قرار گرفته است. با این‌حال در مورد مدل رسوبی سازند داریان اتفاق نظر وجود ندارد، چنان‌که علی‌رغم گزارش رسوبات پلاژیک از شمال منطقه فارس (برزگرزندی و همکاران ۱۳۸۵)، همچنان مدل رسوبی رمپ کم‌شیب برای سازند داریان پیشنهاد شده است که با توجه به ضخامت (بیش از ۳۵ متر) رسوبات مذکور و شرایط رسوبی بازه زمانی آپتین، مبنی بر حضور حوضه‌های بین‌شلفی محلی، چندان منطقی به نظر نمی‌رسد. به علاوه برخی محققان بخش پلاژیک میانی سازند داریان را حاصل نه یک پیشروی سریع آب، بلکه حضور شرایط بین‌شلفی می‌دانند (James and Wynd 1965; Van Buchem et al. 2010a). در زمان آپتین، حوضه‌های بین‌شلفی محلی در رمپ کربناته صفحه عربی تشکیل و گسترش یافته‌اند (Murris 1980; Fischer et al. 1995; Grabowski and Norton 1995; Hooper et al. 1995)، لذا منطقه فارس به عنوان



شکل ۱۰- محدوده گسترش حوضه بین‌شلفی سروستان در شمال منطقه فارس.

نتیجه

سازند در دو چاه مذکور با چاه قطب‌آباد در مجاورت آن‌ها، در منطقه مورد مطالعه پی‌جویی شد.

نظر به نوع رخساره‌های سازند داریان و چگونگی توزیع و تغییرات عمودی و جانبی آن‌ها در منطقه مورد مطالعه، با توجه به تغییرات ناگهانی رخساره‌ای از پلت‌فرم کم‌عمق تا محیط‌های عمیق و پلاژیک، رژیم رسوبی از نوع حوضه بین‌شلفی نسبتاً عمیق در حاشیه یک رمپ کم‌شیب برای این سازند، در زمان آپتین معرفی و نام ایتراشلف سروستان برای حوضه مذکور در شمال منطقه فارس پیشنهاد شد. رسوبات پلاژیک این حوضه علاوه بر محل چاه سروستان تا برش

در این مطالعه بیش از سیصد مقطع نازک مربوط داده‌های خرده‌های حفاری و مغزه‌ها در دو چاه سروستان و احمدی، مورد بررسی پتروگرافی قرار گرفت. این بررسی‌ها به شناسایی هشت رخساره رسوبی در قالب چهار مجموعه رخساره‌ای لاگون، پشته سدی، دریای باز و حوضه منجر شد. سازند داریان قابل تقسیم به دو بخش در چاه احمدی (دارای بیوزون ۱۶ و ۱۸) و سه بخش در چاه سروستان (دارای بیوزون‌های ۱۶، ۱۷ و ۱۸) است. بخش‌های مختلف سازند داریان، با توجه به محتوای فسیلی و همچنین مقایسه رخساره‌ای این

گدوان و داریان (بارمین-آپتین) در تاق‌دیس دشت گل، جنوب خاوری نورآباد ممسنی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۸۳ ص.

حسینی، آ. و ح. بهرامی، ۱۳۸۴، پالئولاگ چاه قطب‌آباد: شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، اداره تحت‌الارضی، No 652.

خوش‌فام، ن.، ۱۳۹۴، محیط رسوبی و چینه‌نگاری ترادفی نهشته‌های آپتین (سازند داریان) در حوضه زاگرس (ناحیه فارس): رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۲۰۸ ص.

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

فرجی، م.، ۱۳۵۹، گزارش تکمیلی چاه قطب‌آباد: شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، اداره تحت‌الارضی، گزارش C.R.No. 98.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، چینه‌شناسی زاگرس: طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.

موسوی‌زاده، م. ع.، ۱۳۹۲، تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند داریان (کرتاسه پایینی) در زون ساختاری زاگرس (فارس داخلی): رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۵۳ ص.

Adabi, M.H., M. A. Salehi, and A. Ghabeishavi, 2010, Depositional Environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous (Fahliyan Formation), south-west Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 39(3), p. 148-160.

Adachi, N., Y. Ezaki, and J. Liu, 2004, The origins of

سطحی کوه قاضی نیز گزارش شده‌اند. ایتراشلف سروستان توسط پلت‌فرم کم‌عمق در شمال غرب (چاه احمدی) و جنوب شرق (چاه قطب‌آباد) منطقه مورد مطالعه احاطه شده است. نتایج به دست‌آمده از این مطالعه نشان می‌دهد که برخلاف تصور پیشین، حوضه بین‌شلفی آپتین در بخش شمالی صفحه عربی محدود تنها به حوضه کژدمی نیست. در این منطقه شلف‌های درون حوضه‌ای اگرچه در مقیاسی کوچک‌تر از حوضه کژدمی (مانند ایتراشلف سروستان) وجود دارند و نمی‌توان پلت‌فرم فارس را در زمان آپتین به طور یک‌دست کم‌عمق در نظر گرفت.

سیاسگزاری

از مسؤولان محترم شرکت ملی نفت ایران (مدیریت اکتشاف) به دلیل در اختیار گذاشتن داده‌ها و امکانات مورد نیاز در جهت پیشبرد اهداف این مطالعه سپاس‌گزاریم.

منابع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ ص.

امیری، م.، ۱۳۸۸، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی و تعیین سن سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۲۰۰ ص.

برزگرزندی، م.، ر. موسوی‌حرمی، ا. محبوبی، م. نجفی و ع. رحمانی، ۱۳۸۵، چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در ناحیه فارس داخلی: چکیده مقالات بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

پیریایی، آ.، ۱۳۸۶، ستون چینه‌نگاری سطح‌الارضی کوه کلاه قاضی، شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، اداره سطح‌الارضی، G12-98.

پیمان، م.، ۱۳۹۰، تحلیل رخساره‌ها و محیط رسوبی سازندهای

- Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, v. 50, p. 61-75.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association Petroleum Geology*, v. 1, p. 108-121.
- Fischer, K.L., U. Moeller, and R. Marschall, 1995, Development of an exploration concept for the Shuaiba Formation (Thamama Group) using seismic sequence and facies analysis in combination with forward modeling, In: M.I. Al-Husseini, (Ed.), *Middle East Petroleum Geosciences Conference, GEO'94. Bahrain: Gulf Petrolink*, p. 377-386.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application* (2nd edition): Berlin, Germany: Springer, p. 984.
- Grabowski, G.J., and I.O. Norton, 1995, Tectonic controls of the stratigraphic architecture and hydrocarbon systems of the Arabian Plate, In: M.I. Al-Husseini, (Ed.), *Middle East Petroleum Geosciences Conference, GEO'94. Bahrain, Gulf Petrolink*, p. 413-430.
- Hughes, G.W., 2000, Biostratigraphy of the Shu'aiba Formation, Shaybah field, Saudi Arabia: *GeoArabia*, v. 5. P. 545-578.
- Hollis, C., 2011, Diagenetic controls on reservoirs properties of carbonate successions within the Albian-Turonian of the Arabian Plate: *Petroleum Geoscience*, v. 17, p. 223-241.
- Hooper, R.J., I.R. Baron, S. Agah, and R.D. Hatcher, 1995, The Cenomanian to Recent development of the Southern Tethyan Margin in Iran, In: M.I. Al-Husseini, (Ed.), *Middle East Petroleum Geosciences Conference, GEO'94. Bahrain, Gulf Petrolink*, p. 505-516.
- James, G.A., and J.G. Wynd, 1965, Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: *American Association Petrology Geology*, v. 49, p. 2182-2245.
- Kent, P.E., F.C.P. Slinger, and A.N. Thomas, 1951, Stratigraphical exploration surveys in south-west Persia, In: *Proceedings of the 3rd World Petroleum Congress, The Hague, Sect. v. 1*, p. 141-161.
- Khoshfam, N., H. Rahimpour-Bonab, D. Jahani and D. Morsalnezhad, 2015, Stratigraphic evidence for development of Aptian intrashelf basin in the Zagros area, eastern Fars Province, SW Iran: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 145-162.
- peloids immediately after the end Permian extinction, Guizhou Province, South China: *Sedimentary Geology*, v. 164, p. 161-178.
- Al-Ghamdi, N.M., 2006, Facies, Sequence Framework, and Evolution of Rudist Buildups, Shu'aiba Formation, Saudi Arabia: MSc, Virginia Polytechnic Institute and State university, Blacksburg, VA, USA.
- Al-Ghamdi, N.M., and F.J. Read, 2010, Facies-based sequence-stratigraphic frame work of the Lower Cretaceous rudist platform, Shu'aiba Formation, Saudi Arabia, In: Van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.L., F. Maurer, and H.J. Droste, (Eds.), *Barremian- Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate: Bahrain: GeoArabia, Gulf Petrolink*, v. 2, p. 367-410.
- Al-Sharhan, A.S., and A.E.M. Nairn, 1993, Carbonate Platform Models of Arabian Cretaceous reservoirs: the American Association of Petroleum Geologists, v. 56, p. 173-184.
- Bachman, M., and F. Hirsch, 2006, Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern levant (Galilee and Golan Heights), stratigraphy and second order sea level change: *Cretaceous Research*, v. 27, p. 487-512.
- Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros fold, Active basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, v. 241, p. 193-224.
- Bolz, H., 1977, Reappraisal of biozonation of Bangestan group (late Aptian-early Campanian) of southwest Iran: *NIOC Geological Report No. 1252*.
- Burchette, T.P., and V.P. Wright, 1992, Carbonate Ramp Depositional systems: *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.
- Casini, G., P.A. Gillespi, J. Verge's, I. Romaine, N. Ferna'ndez, E. Casciello, E. Saura, C. Mehl, S. Homke, J.C. Embry, L. Aghajari, and D.W. Hunt, 2011, Sub-seismic fractures in foreland fold and thrust belts: insight from the Lurestan Province, Zagros Mountains, Iran: *Petroleum Geosciences*, v. 17, p. 263-282.
- Cluff, R.M., 1984, Carbonate sand shoals in the Middle Mississippian (Valmeyeran) Salem-st. louisste. Genevieve Limestone, Illinois Basin, In: P.M. Harris, (Ed.), *Carbonate sands: A core workshop: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. 5, p. 464.
- Cosovic, V., K. Drobne, and A. Moro, 2004,

- biostratigraphic zonation for the Barremian-Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations, In: Van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.L., F. Maurer, and H.J. Droste, (Eds.), Barremian- Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate: Bahrain, GeoArabia, Gulf Petrolink, v. 1, p. 49-96.
- Sepehr, M., and J.W. Cosgrove, 2005, Role of the Kazerun fault zone in the formation and deformation of the Zagros fold thrust belt, Iran: Tectonics, v. 24, TC5005.
- Setudehnia, A., 1978, The Mesozoic Sequence in South West Iran and adjacent areas: Journal of Petroleum Geology, v. 1, p. 3-42.
- Sharland, P.R., R. Archer, D.M. Casey, R.B. Davies, S.H. Hall, A.P. Heward, A.D. Horbury, and M.D. Simmons, 2001, Arabian Plate Sequence Stratigraphy: GeoArabia, Special Publication 2. Bahrain, Gulf Petrolink, p. 371.
- Tucker, M.E., and V.P. Wright, 1990, Carbonate sedimentology: Oxford, UK: Blackwell Scientific.
- Van Bachem, F.S.P., D. Baghbani, L.G. Bulot, M. Caron, F. Gaumet, A. Hosseini, F. Keyvani, R. Schroeder, R. Swennen, V. Vedrenne, and B. Vincent, 2010a, Barremian-Lower Albian Sequence Stratigraphy of Southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates, In: Van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.L., F. Maurer, and H.J. Droste, (Eds.), Barremian- Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate: GeoArabia, Special Publication 4. Bahrain: Gulf Petrolink, v. 2, p. 503-548.
- Van Buchem, F.S.P., M.I. Al-Husseini, F. Maurer, H.J. Droste, and L.A. Yose, 2010b, Sequence-stratigraphic synthesis of the Barremian-Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat, In: Van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.L., F. Maurer, and H.J. Droste, (Eds.), Barremian-Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate: GeoArabia, Special Publication 4. Bahrain, Gulf Petrolink, v. 1, p. 9-48.
- Van Bachem, F.S.P., M.D. Simmons, H.J. Droste, and R.B. Davies, 2011, Late Aptian to Turonian stratigraphy of eastern Arabian plate depositional sequences and lithostratigraphic nomenclature: Petroleum Geoscience, v. 3, p. 211-222.
- Vincent, B., F.S.P. Van Buchem, L.G. Bulot, A. Koop, W.J., and R. Stoneley, 1982, Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent: Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series A 305, p. 149-168.
- Masse, J., M. Fenerci, and E. Pernarcic, 2003, Paleobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France): Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 200, p. 65-81.
- Mehrabi, H., and H. Rahimpour-Bonab, 2014, Paleoclimate and tectonic controls on the depositional and diagenetic history of the Cenomanian-early Turonian carbonate reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran: Facies, v. 60, p. 147-167.
- Moosavizadeh, M.A., A. Mahboubi, R. Moussavi-Harami, and M.A. Kavooosi, 2014, Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a) in Northeastern Arabian Plate setting: an example from Dariyan Formation in Zagros fold-trust belt, SE Iran: Arabian Journal of Geosciences, v. 7(11), p. 4745-4756.
- Moosavizadeh, M.A., A. Mahboubi, R. Moussavi-Harami, M.A. Kavooosi, and F. Schlagintweit, 2015, Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Platform, Zagros fold-trust belt, Iran): Bulletin of Geosciences, v. 90(1), p. 145-172.
- Murris, R.J., 1980, Middle East stratigraphic Evolution and Oil Habitat: American Association of Petroleum Geologist, v. 64, p. 597-618.
- Pittet, B., F.S.P. Van Buchem, H. Hillgartner, P. Razin, J. Grotsghe, and H.J. Droste, 2002, Ecological succession, palaeoenvironmental change, Ecological succession, palaeoenvironmental change of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman: Sedimentology, v. 49, p. 555-581.
- Read, J.F., 1995, Overview of carbonate platform sequence, cycle stratigraphy and reservoirs in green house and ice house worlds, In: Read, J.F., Kernos, C., Weber, L.J., J.F. Sarg, and F.M. Wright, (Eds.), Milankovitch sea-level changes, cycles and reservoirs on carbonate platforms in green house and ice house worlds: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, short course, v. 35, p. 1-102.
- Schroeder, R., F.S.P. Van Buchem, A. Cherchi, D. Baghbani, B. Vincent, A. Immenhauser, and B. Granier, 2010, Revised orbitolinid

- p. 471.
- Wright, V.P., and T.P. Burchette, 1996, Shallow-water carbonate environments, In: H.L. Reading, (Ed.), *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd editions). Oxford, UK: Blackwell Science, p. 325-394.
- Wynd, J.G., 1965, *Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area: Report 1082*, Iranian Oil Operating Companies. Tehran, Iran, Geological and Exploration Division.
- Ziegler, M.A., 2001, Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences: *GeoArabia*, Gulf Petrolink, Bahrain, v. 6(3), p. 445-504.
- Immenhauser, M. Caron, D. Baghbani, and A.Y. Huc, 2010, Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian_ Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations), In: Van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.L., F. Maurer, and H.J. Droste, (Eds.), *Barremian- Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate: GeoArabia*, Special Publication 4. Bahrain, Gulf Petrolink, v. 1, p. 139-197.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History*: Berlin, Germany: Springer-Verlag,

