

محیط رسوبی، دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی بخش دالان زیرین در میدان گازی گلشن، خلیج فارس

جواد عبدالملکی، دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه تهران*

حسین رحیم‌پوربناب، استاد دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

وحید توکلی، استادیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

اشکان اسدی - اسکندر، شرکت نفت و گاز پارس

چکیده

در این مطالعه برای اولین بار قسمت بالایی عضو دالان زیرین در میدان گلشن، در قسمت‌های مرکزی خلیج فارس مورد بررسی قرار گرفته است. برای تعیین محیط رسوبی، دیاژنز و چینه‌نگاری سکانسی بخش بالایی دالان زیرین در این میدان، در ابتدا با مطالعه مغزه و برش‌های آن، مشخصات ماکروسکوپی مطالعه شده است. در مرحله بعد ریز رخساره‌ها با استفاده از مشخصات میکروسکوپی تعیین گردیده و سپس با ریز رخساره‌های استاندارد مقایسه شده است. با ادغام مشخصات میکروسکوپی و ماکروسکوپی، ۱۳ رخساره برای بخش مورد مطالعه از دالان زیرین تعیین شده است، که غالب این رخساره‌ها متعلق به قسمت‌های کم عمق محیط رسوبی یک رمپ کم شیب می‌باشند. با مطالعه محیط‌های دیرینه و عصر حاضر مدل رسوبی ترسیم شده است. فرایندهای دیاژنزی در توالی مذکور به مقدار قابل توجهی به جایگاه رخساره‌ها در محیط و سکانس‌ها بستگی دارد. غالبترین فرایند دیاژنزی در توالی مورد بررسی دولومیتی شدن می‌باشد، که تقریباً بیش از ۸۰ درصد رخساره‌ها را تحت تأثیر قرار داده است و شدت آن در رخساره‌های مختلف، متفاوت می‌باشد. توالی مورد بررسی از یک سکانس مرتبه سوم تشکیل شده است، که بیشترین مطابقت را با سکانس KS6 در صفحه عربی دارد. روش مورد استفاده در چینه‌نگاری سکانسی در این مطالعه، روش سکانس پیشرونده - پسرونده است. سطح حداکثر غرقابی از روی گسترش رخساره‌های رسوبی رو به دریا، که اغلب شامل گرینستون‌های متعلق به گروه رخساره‌ای سد ماسه‌ای (شول) می‌باشند، تعیین شده است. همچنین مرز سکانسی با گسترش رخساره‌های انیدریت با ساخت قفس مرغی و فنسترال دولومادستون دارای ترک‌های گلی، برای رده‌های مختلف سکانسی مشخص شده است. سکانس‌های تعیین شده در این توالی را می‌توان به رده‌های سه، چهار و پنج تقسیم نمود.

واژه‌های کلیدی: دالان زیرین، سکانس استراتیگرافی، محیط رسوبی، دیاژنز، پرمین بالایی، میدان گلشن، خلیج فارس

مقدمه

نکته دیگر که تأکید بر ضرورت این مطالعه دارد این است که، همچنان که در مطالعات دیگر بخش‌های صفحه عربی نشان داده شده است، از یک طرف، قسمت‌های عمیق محیط رسوب‌گذاری توالی‌های پرمین ویژگی‌های بسیار متفاوتی با بخش‌های کم عمق دارد (Khalifa 2005; Sharland et al. 2001; Koehrer et al. 2010; Ziegler 2001) و از طرف دیگر بخش دالان زیرین یا همان خوف زیرین (Lower Dalan or Lower Khuff) حالت کیک لایه‌ای (Layer-cake) را ندارد (Bendias et al. 2012; Walz and Aigner 2012). بنابراین، نه تنها از قسمت‌های عمیق، بلکه استفاده از مطالعات محدود انجام گرفته بر روی بخش‌های کم عمق پلاتفرم برای تفسیر همه بخش‌های کم عمق این عضو از سازند دالان، معقول به نظر نمی‌رسد. لازم به ذکر است که محیط رسوب‌گذاری پرمین در صفحه عربی، در بخش‌هایی از عمان و همچنین رخنمون‌های ایران به عنوان قسمت‌های عمیق پلاتفرم، و در خلیج فارس و قسمت سواحل کشورهای عربی به عنوان بخش‌های کم عمق در نظر گرفته شده است (Al-Jallal 1995; Ziegler 2001; Strohmenger et al. 2002; Vaslet et al. 2005; Insalaco et al. 2006; Maurer et al. 2009).

روش مطالعه

در این مطالعه حدود ۱۴۵ متر مغزه کامل و ۷۰۰ مقطع نازک (با فواصل نمونه برداری حدود ۲۰ سانتیمتر) از یکی از چاه‌های میدان گلشن، در خلیج فارس مورد بررسی قرار گرفته است. مغزه‌های موجود به صورت پیوسته بوده و شامل قسمت بالایی عضو دالان زیرین است. مقاطع نازک تهیه شده با روش دیکسون (Dickson 1965)، با استفاده از آلزارین قرمز (alizarin red-s) به منظور تعیین کانی شناسی کلسیت از دولومیت، رنگ‌آمیزی شده است.

توالی‌های پرمین و تریاس در خاورمیانه به عنوان یکی از غنی‌ترین توالی‌های جهان از لحاظ وجود ذخایر هیدروکربوری، مورد مطالعه بسیاری از محققان قرار گرفته است (Kashfi 1992). اگرچه مطالعات انجام گرفته تاکنون به جز موارد نادری که در ادامه به آن پرداخته خواهد شد، بیشتر قسمت‌های بالایی سازند دالان و همچنین سازند کنگان را شامل شده است، اما مطالعه قسمت‌های زیرین سازند دالان نیز برای بسیاری از تحلیل‌ها در مقیاس پلاتفرمی، همچنین بررسی توان دارا بودن هیدروکربن لازم است، که اخیراً بخش‌های معادل آن یعنی خوف زیرین نیز مورد توجه قرار گرفته است (Bendias et al. 2012; Forke et al. 2012; Walz and Aigner 2012).

سازند دالان برای نخستین بار در سال ۱۹۷۸ توسط زابو و خردپیر (Zabo and Kheradpir 1978) در چندین رخنمون و چاه‌های ساحلی خلیج فارس مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعه، سازند دالان به سه بخش دالان زیرین، دالان بالایی و نار تقسیم شده است. در سال‌های بعد این سازند توسط محققین مختلفی مورد مطالعه قرار گرفت (همانند مطالعات مخزنی در خلیج فارس و سواحل آن مانند، Insalaco et al. 2006; Esrafil-Dizaji and Rahimpour-Bonab 2007; Rahimpour-Bonab 2009; Rahimpour-Bonab et al. 2010)، اما در این مطالعات به علت عدم حفاری این بخش از سازند دالان و یا عدم مغزه‌گیری در چاه‌های مختلف، فقط بخش بالایی سازند دالان مورد بررسی قرار گرفته است. عمده اطلاعات از بخش زیرین سازند دالان مربوط به مطالعات در نواحی دور از خلیج فارس در رخنمون‌هاست (مانند، Johnson 1981) که اغلب به بررسی جنبه‌های چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی این توالی‌ها پرداخته شده است.

به بخش نار که بیشتر شامل رخساره‌های تبخیری می‌باشد ختم می‌شود (Zabo and Kheradpir 1978; Kashfi 1992). برش الگوی سازند دالان با ۷۴۸ متر ضخامت، در چاه شماره (۱) کوه سیاه تعیین شده است (Zabo and Kheradpir 1978). در این برش عضو کربناتی پایینی (Lower Carbonate Member)، با ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر ستبراً، شامل سنگ‌آهک‌های دولومیتی و دولومیت با روزنه‌داران کوچک، جلبک و بندرت فوزولینید می‌باشد (Zabo and Kheradpir 1978).

میدان گازی گلشن در فاصله حدود ۱۸۰ کیلومتری جنوب شرقی بوشهر و میان میادین پارس جنوبی، پارس شمالی و میدان فردوسی و در فاصله ۵۰ کیلومتر به سمت غرب از میدان پارس جنوبی و ۲۵ کیلومتری شمال مرز آبی ایران قرار گرفته است (شکل ۱). تنها چاهی که در قسمت‌های دور از ساحل خلیج فارس متعلق به ایران، که در آن بخش زیرین سازند دالان دارای مغزه می‌باشد، در این میدان قرار دارد. در این چاه ضخامت بخش دالان زیرین ۳۰۰ متر بوده که ۱۴۵ متر از آن مغزه‌گیری شده است. بنابراین در این مطالعه در حدود ۱۴۵ متر بخش بالایی عضو زیرین سازند دالان که دارای مغزه می‌باشد، مورد بررسی قرار گرفته است.

به طور کلی در این مطالعه با بررسی مغزه‌های کامل و برش‌های مغزه و همچنین مقاطع نازک، رخساره‌های رسوبی تعریف شده و سپس گروه‌های رخساره‌ای تعیین و در نهایت محیط رسوبی دیرینه بازسازی شده است. همچنین تأثیر عوامل دیاژنزی بر روی این رخساره‌ها با استفاده از مقاطع نازک مورد ارزیابی قرار گرفته است. در گام بعدی با استفاده از توالی رخساره‌ها و متعاقباً گروه‌های رخساره‌ای و همچنین به کارگیری فرایندهای دیاژنزی، تغییرات نسبی سطح آب دریا تا حد امکان در رده‌های مختلف تعیین شده است. در قسمت پایانی، سکانس تعیین شده با بخش‌های معادل در قسمت‌های دیگر پلاتفرم مقایسه و تعیین سن شده است.

در تقسیم‌بندی انواع رخساره‌ها از طبقه‌بندی‌های موجود (مانند Wilson 1975; Bouxon Flugel 2010 and Pedley; 1989)، و از طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962) نیز برای مطالعه بافت‌های رسوبی استفاده شده است.

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی

دالان زیرین بخشی از سازند دالان می‌باشد که در زیر با سازند فراقون دارای مرز ناپیوسته است و مرز بالایی آن

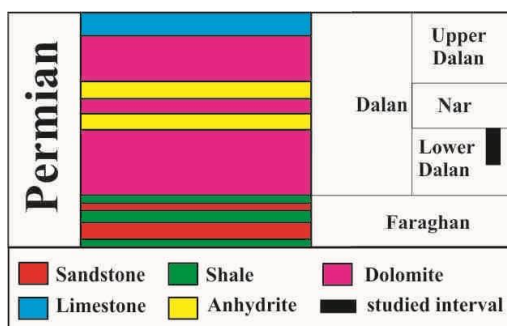


شکل ۱- موقعیت میدان مورد مطالعه (فلش سیاه)

زمان پرمین در بخش‌های کم عمق پلاتفرم نئوتتیس قرار داشته است، که رسوبات کربناته و تبخیری نهشته شده

با توجه به نقشه‌های رخساره‌ای دیرینه (Zeigler 2001)، موقعیت فعلی میدان و بخش مرکزی خلیج فارس، در

است و به طرف سواحل کشورهای عربی محیط رسوبی این سازند دارای عمق کمتری بوده است.



شکل ۲- موقعیت چینه‌شناسی توالی مورد مطالعه

(Kendall and Skipwith 1969).

این رخساره معادل کمر بند رخساره‌ای ۹ ویلسون (Wilson 1975) و ۱ باکستون و پدلی در محیط رمپ درونی می‌باشد (Bouxon and Pedley 1989). این رخساره در عهد حاضر نیز در سواحل خلیج فارس در حال رسوب‌گذاری است (Warren 2006).

رخساره دولومادستون دارای بافت چشم پرنده ای یا فنسترال دولومادستون (Fenestral dolomudstone): F2 این رخساره که در برخی از موارد همراه رخساره انیدریتی دیده می‌شود، دارای ساخت چشم پرنده^۳ ای بوده که با ترک‌های گلی و گاهی با برش (با سیمان انیدریتی) همراه است (شکل ۳- B و I). در بیشتر موارد این رخساره دارای بلورهای نیمه شکلدار تا بی شکل دولومیت است.

ساخت فنسترال و ترک‌های گلی مشخصه معتبری از رسوب‌گذاری در محیط اینتر تایدال تا سوپراتایدال است (Shinn 1983; Tucker and Wright 1990). این رخساره قابل مقایسه با RMF23 فلوگل (Flugel 2010) می‌باشد.

محیط رسوبی

رخساره‌های رسوبی

در این مطالعه به دلیل محدودیت‌های مغزه، برخی مشخصات رخساره، قابل تشخیص نیست اما تلاش شده است بیشتر مشخصه‌ها ارزیابی شوند. بعضی از رخساره‌ها در چند جایگاه محیطی^۱ وجود دارند و در این مطالعه سعی شده است برای جلوگیری از پیچیدگی و تکثر رخساره‌ها، تفاوت‌هایی که هر کدام از رخساره‌ها (از لحاظ ویژگی‌های بافتی و دیاژنزی) در موقعیت‌های متفاوت دارند در قالب یک رخساره بررسی شود.

رخساره انیدریت با ساخت قفس مرغی (Chicken wire)

F1 : Anhydrite

در مقیاس میکروسکوپی در این رخساره بلورهای انیدریت به صورت فیبری، سوزنی و تیغه‌ای که گاهی به صورت شعاعی و گاهی به صورت موازی قرار دارند، دیده می‌شود. در این رخساره فسیل و آثار فسیلی وجود ندارد. این رخساره در بیشتر موارد دارای ساخت قفس مرغی^۲ بوده و متعلق به پهنه بالای جزر و مدی است

¹ Environment Setting

² Chicken wire

³ Fenestral

شدن به سطح سابخا و یا ایزوله شدن لاگون) تغییر کرده و فاصله بین آنها کمتر می‌شود (Warren 2006). در بیشتر موارد که اندازه بلورها کمی بزرگتر است، تشخیص این رخساره از روی مغزه نیز امکان‌پذیر است. این رخساره معمولاً فاقد تخلخل قابل رویت است.

این رخساره تقریباً معادل میکروفاسیس‌های RMF23 فلوگل (Flugel 2010) است، البته با این تفاوت که این رخساره در بسیاری از موارد دارای ندول‌های انیدریتی است.

رخساره استروماتولیت باندستون (Stromatolite Boundstone): F4

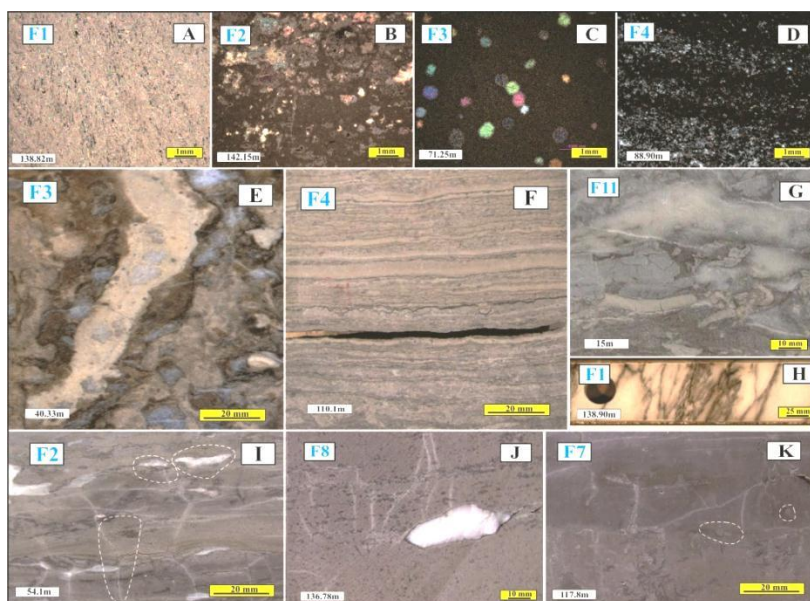
این رخساره در مغزه و مقطع نازک دارای لایه‌بندی بوده و در بسیاری از موارد دارای قالب‌هایی از ندول‌های انیدریت می‌باشد (شکل ۳- D و F). ساخت فنسترال و ترک گلی نیز در این رخساره دیده می‌شود. در بیشتر توالی مورد بررسی، این رخساره دولومیتی شده است.

رخساره استروماتولیت باندستون در بسیاری از محیط‌های اینترتایدال عهد حاضر و دیرینه توصیف شده است (برای مثال، Shinn 1983). با توجه به ساخت‌های موجود و رخساره‌های همراه، این رخساره به موقعیت اینترتایدال نسبت داده می‌شود (Tucker 2001; Warren 2006; Flugel 2010) و معادل RFM25 فلوگل (Flugel 2010) می‌باشد.

رخساره دولومادستون اغلب دارای ندول (Dolomudstone nodular): F3

این رخساره که دولومیت آن از نوع بسیار دانه‌ریز است و همزمان با رسوب‌گذاری تشکیل شده است (Warren 2000)، در مواردی دارای ندول‌های پراکنده انیدریتی می‌باشد.

رخساره مذکور هم در قسمت جزر و مدی و هم در لاگون دیده می‌شود. وجود این رخساره با شواهدی همچون ندول‌های انیدریتی و عدم وجود (یا فراوانی بسیار کم) فسیل‌ها دلالت بر وجود شورابه‌های با غلظت بالای سولفات دارد (Shearman 1966; Butler 1969; Kendall and Skipwith 1969; Flugel 2010). در حالت ندولار، این رخساره بیشتر در حوضچه‌های کوچک تبخیری بین جزر و مدی (سالینا) و در لاگون (زیر جزر و مدی)، در شرایط خاص با شوری بالا تشکیل می‌شود (Warren 2006). در حالت لاگونی این رخساره در مقیاس مغزه و در مقطع نازک، تیره‌تر به نظر می‌رسد. این رخساره بندرت دارای فسیل می‌باشد. لامیناسیون به عنوان ساخت رسوبی غیر زیستی در شرایط آرام و در مواردی نیز به ندرت آثار گیاهان (شکل ۳- E) به عنوان ساخت رسوبی زیستی در آن، مشاهده می‌شود. شکل، اندازه و آرایش بلورها در صورت وجود، دارای تنوع زیادی است که با افزایش تبخیر (با نزدیکتر



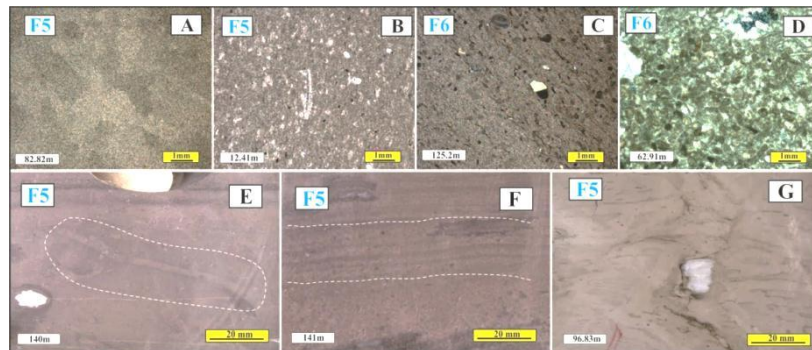
شکل ۳- تصاویر مقاطع نازک و برش مغزه از رخساره‌های موجود در کمربندهای رخساره‌ای بین جزر و مدی و بالای جزر و مدی. A و H: رخساره‌های انیدریتی، B و I: دولومادستون دارای بافت چشم پرنده‌ای (در این دو تصویر ترک گلی نیز قابل مشاهده است)، D و F: استروماتولیت باندستون، G: گرینستون دانه درشت اینتراکستی تا برش (با اجزای بزرگتر از یک سانتیمتر و سیمان انیدریتی)، J: گرینستون اووئیدی، پلوئیدی (دارای حفرات کی‌استون پر شده با انیدریت)، K: گرینستون پلوئیدی، بایوکستی (که آثار فسیلی پلانولیتس در آن قابل رویت می‌باشد).

آلوم‌ها امکان‌پذیر است. بیشتر ذرات بایوکلاستی این رخساره شامل خرده‌های دوکفه‌ای و استراکد می‌باشند که اندازه کمتر از یک میلی‌متر دارند.

فونای محدود و ساخت‌های مذکور بیان‌کننده یک محیط محدود شده دریایی (لاگون) برای رخساره فوق است (Carozzi 1989; Tucker and Wright 1990; Flugel 2010) و معادل RMF16 می‌باشد (Flugel 2010).

رخساره مادستون تا وکستون بایوکلاستی، پلوئیدی
F5 : (Peloidal, Bioclastic Mudstone to Wackestone)

این رخساره دارای دو تفاوت اساسی با رخساره شماره ۳ (F3) می‌باشد. اول این که دارای فراوانی بسیار کمتری از ندول‌های انیدریتی است. دوم اینکه در بیشتر موارد این رخساره دارای بایوتوربیشن بوده که اثر فسیلی زئوفیکوس (شکل ۴- A و E) فراوانی بیشتری دارد. به هر حال در مواردی که F3 دارای ندول‌های انیدریتی نباشد تفاوت این رخساره از روی آثار فسیلی و فراوانی



شکل ۴- تصاویر مقاطع نازک و برش مغزه از رخساره‌های غالب لاگون شامل رخساره مادستون تا وکستون بایوکلستی، پلوئیدی (A و G دارای بایوتوربیشن زیاد B دارای خرده‌های بایوکلستی و پلوئید، E نشان‌دهنده آثار فسیلی خاص (ژئوفیکوس) و F نیز نشان‌دهنده عدم وجود بایوتوربیشن و ایجاد لایه‌بندی نازک است) و رخساره وکستون تا پکستون بایوکلستی، پلوئیدی (C و D با اجزای متفاوت)

محدود و همچنین میکرایتی شدن گسترده، این رخساره را می‌توان به محیط لاگون نسبت داد (Flügel 2010). همچنین این رخساره معادل RFM20 و SMF16 می‌باشد (Flügel 2010).

رخساره گرینستون پلوئیدی، بایوکلستی (Peloidal,

F7 : Bioclastic Grainstone)

این رخساره در روی مغزه با دارا بودن چینه‌بندی مورب^۱، در برخی موارد با مشخص بودن آلوکم‌ها (البته اندازه آنها به ندرت بیشتر از یک میلی‌متر می‌رسد) و رنگ روشن قابل تشخیص است. اما در هر صورت، در روی مغزه صفات مذکور فقط متعلق به این رخساره نیستند. جلبک سبز، فورام بتیک حمل شده، فیلامنت‌های جلبکی، خرده‌های استراکد و دوکفه‌ای از ذرات غالب اسکلتی آن هستند. همچنین بندرت دارای خرده‌های اکینودرم و براکیوپود است. معمولاً اندازه ذرات تشکیل‌دهنده کمتر از یک میلی‌متر است.

رخساره وکستون تا پکستون بایوکلستی، پلوئیدی

F6 : (Bioclastic, Peloidal Wackestone to Packstone)

این رخساره با فراوانی کمتری نسبت به بقیه رخساره‌های لاگون دیده شده است. ساخت رسوبی به مقدار کمی در آن مشاهده می‌شود. در بعضی موارد ذرات بایوکلستی به اندازه‌ای بزرگ هستند که با چشم غیرمسلح نیز دیده می‌شوند اما در بیشتر موارد اندازه‌ای بین نیم تا یک میلی‌متر دارند. جلبک سبز، استراکد، گاستروپودا و خرده‌های دوکفه‌ای از فسیل‌های رایج آن هستند.

به نظر می‌رسد این رخساره در زمان‌هایی که در لاگون شرایط پراورزی تری حاکم بوده است (همزمان با گسترش کانال جزر و مدی) از فراوانی بیشتری برخوردار است. مرز این رخساره با دیگر رخساره‌های لاگون بسیار تدریجی و گاهی نامحسوس می‌باشد. غالبترین فعالیت دیاژنزی در این رخساره، میکرایتی شدن است. با توجه به وجود بایوتوربیشن خاص (ژئوفیکوس)، فونای

¹ Cross Stratification

اووئید در آن بیشتر می‌باشد و دولومیتی شدن کمتری بر روی آن اثر کرده است. یک تفاوت بارز که در موقعیت‌های نزدیک به ساحل در این رخساره (و گاهی در رخساره قبلی) دیده می‌شود وجود حفرات کی‌استون^۱ در آنها است که هم در مقیاس مقطع نازک (شکل ۵-C) و هم در مغزه (شکل ۳-J) قابل مشاهده بوده و دلیل خوبی برای جایگاه محیطی آنها است. حفرات کی‌استون بیشتر در قسمت‌های بین جزر و مدی و بالای بین جزر و مدی دیده می‌شود. لازم به ذکر است این رخساره بیشتر در سنگ ساحل^۲ دیده می‌شود (Tucker 2001) اما با توجه به عدم وجود سایر مشخصات سنگ ساحل، آن را می‌توان به لبه‌های ساحلی^۳ و یا رخساره‌های پر انرژی ساحلی نسبت داد (Dunham 1987; Tucker 2001).

رخساره گریستون اووئیدی (Oolitic Grainstone) : F9

در این رخساره می‌توان شاهد وجود اووئیدهای بزرگی بود (حدود دو میلیمتر) که در بیشتر موارد دارای سیمان هم ضخامت^۴ می‌باشند. البته در موارد زیادی نیز توسط سیالات دیاژنزی، قسمت اعظم این سیمان و همچنین خود اووئید انحلال یافته است. آنچه مسلم است، تفاوت واضح اووئیدهای این رخساره با دو رخساره گریستونی قبلی است که اگر چه نه در همه موارد، بلکه در بیشتر موارد، اووئیدها در صورت انحلال نیافتن کامل، دارای ساخت داخلی بوده و فرایندهای دولومیتی شدن و میکرایتی شدن نسبت به رخساره‌های قبلی در آنها کمتر اثر کرده است (شکل ۵-E و F). همچنین این رخساره با وجود علائم شرایط پر انرژی مانند چینه بندی مورب

ویژگی‌های بافتی از جمله ماهیت فاقد یا کمبود گل در این رخساره از ویژگی‌های محیط‌های پر انرژی است (Tucker and Wright 199; Tucker et al. 1993). این رخساره شباهت زیادی به RMF30 دارد (Flügel 2010). همان گونه که در شکل (۷) دیده می‌شود این رخساره در دو موقعیت محیطی دیده می‌شود، که دارای اندکی تفاوت می‌باشد. در حالتی که در تپه‌های حاشیه‌ای یا شول (Shoal Complex) تشکیل می‌شود ذرات اسکلتی دارای فونای بیشتری از دریای باز مانند بریوزوا و اکینودرم است. همچنین در قسمت‌های نزدیک ساحلی، دولومیتی شدن با شدت بیشتری بر روی این رخساره اثر کرده و دارای سیمان انیدریتی بیشتری است و در برخی موارد نیز دارای آثار فسیلی خاصی می‌باشد (شکل ۳-K).

رخساره گریستون اووئیدی، پلوئیدی (Peloidal, Oolitic Grainstone) : F8

در این رخساره ذرات اووئیدی دارای اندازه‌های کوچکتری نسبت به رخساره بعدی (F9) می‌باشند (حدود یک میلیمتر) به همین دلیل در بسیاری از اوقات به علت از بین رفتن ساخت داخلی اووئید به وسیله فرایند دولومیتی شدن بیش از اندازه و یا میکرایتی شدن، تشخیص آنها از پلوئید بسیار مشکل است. همچنین بندرت در آن خرده‌های اسکلتی دیده می‌شود. در روی مغزه در بعضی موارد چینه‌بندی مورب قابل تشخیص می‌باشد.

عدم وجود گل، جورشدگی خوب و همراهی با چینه‌بندی مورب دلالت بر محیط پر انرژی محل تشکیل این رخساره دارند (Flügel 2010). در این رخساره نیز در حالت‌هایی که نماینده یک رخساره شول است، مقدار

¹ Keystone

² Beach Rock

³ Beach Ridge

⁴ Isopachous

که در شکل (۵) دیده می‌شود، این رخساره را می‌توان در محیط اینترتایدال (طرف دریای باز) تا حداکثر عمق تأثیر امواج در شرایط عادی^۱ مشاهده کرد (قسمت تدریجی بین رمپ داخلی - میانی و همچنین بیشتر رمپ میانی (Flugel 2010)) اما فراوانی آن از قسمت اینترتایدال به سمت اعماق بیشتر، تغییر کرده و به تدریج با رخساره‌های طوفانی با تنوع فسیلی بیشتر، قطعات اسکلتی حمل شده و با بلوغ بافتی کمتر تبدیل می‌شود.

گرنیستون دانه درشت اینتراکلتی تا برش (Coarse

F11: Intraclastic Grainstone to Breccia)

این رخساره با وجود خرده‌های اینتراکلتی بسیار درشت و گاهی در حد پیل (در حد چند سانتیمتر) در توالی مورد بررسی فقط در مغزه قابل تشخیص است (به علت اندازه بزرگتر اجزاء از حد مقطع نازک) (شکل ۳-G و ۵-O). این رخساره دارای سیمان انیدریتی و یا کلسیتی با جنس دانه‌های متفاوت و گرد شدگی و جورشدگی بسیار بد است.

به صورت معمول این رخساره در دو جایگاه دیده می‌شود: بالای پهنه بین جزر و مدی تا بالای جزر و مدی و همچنین در موقعیت بین حداکثر عمق تأثیر امواج در شرایط طوفانی تا حداکثر عمق تأثیر امواج در شرایط عادی (رمپ میانی). در شرایط بالای پهنه بین جزر و مدی تا بالای جزر و مدی سیمان بیشتر از نوع انیدریتی بوده (شکل ۳-G)، اما در موقعیت رمپ میانی این رخساره دارای سیمان کلسیتی می‌باشد (شکل ۵-O). همچنین روش دیگر تعیین جایگاه این رخساره، در نظر گرفتن رخساره‌های مجاور می‌باشد. به این نکته نیز باید

(شکل ۵-P) از روی مغزه قابل تشخیص است. در مواردی که اوئیدها به صورت انتخابی انحلال یافته‌اند با چشم غیر مسلح نیز حفرات حاصل را می‌توان دید. به هر حال، در این رخساره نیز مقدار کمی ذرات بیوکلاستی وجود دارد که از فراوانی قابل ملاحظه‌ای برخوردار نیست (شکل ۵-E و F).

توده‌های اوئیدی با جورشدگی خوب با ساخت‌های جریان‌ی از ویژگی‌های شاخص شول‌های فعال می‌باشد که یک محیط پرانرژی مکرراً در حال مهاجرت محسوب می‌شود (Wilson 1975; Flugel 2010). این رخساره را می‌توان معادل RMF29 در نظر گرفت (Flugel 2010).

گرنیستون دانه درشت اوئیدی، بایوکلاستی (Coarse

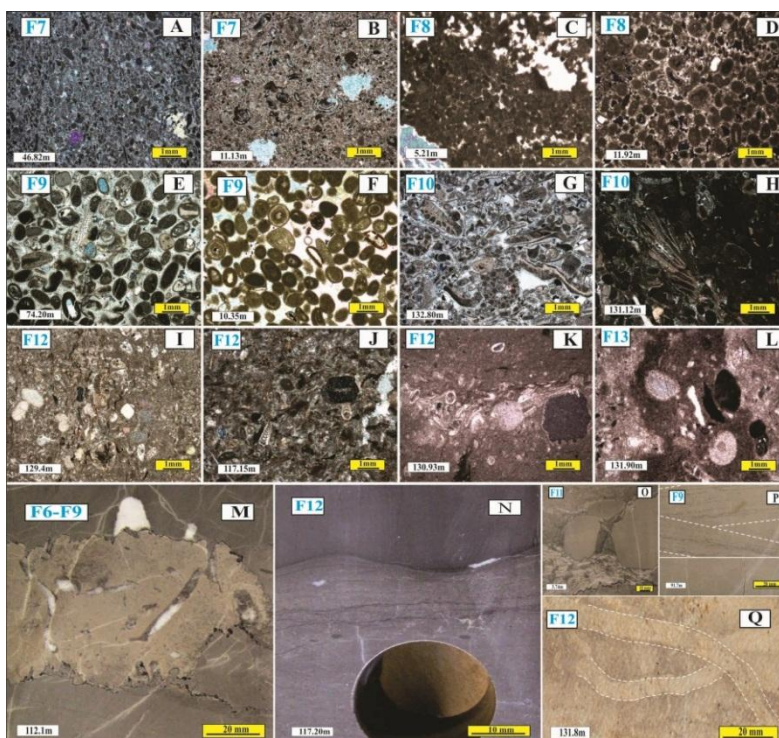
F10 Bioclastic, Oolitic Grainstone)

در مقطع نازک این رخساره با دانه‌های درشت اسکلتی (اندازه بزرگتر از دو میلیمتر) متعلق به شرایط نرمال دریایی همانند اकिनودرم، بریوزوا و براکیوپودا و مقدار کمتری اوئید مشاهده می‌شود (شکل ۵-G و H). در بیشتر موارد اینتراکلت نیز در این رخساره دیده می‌شود. علاوه بر آلوکم‌های خاص این رخساره، دارا بودن مقدار زیادی سیمان دریایی هم ضخامت از ویژگی‌های دیگر این رخساره می‌باشد. در بیشتر موارد در مغزه خرده‌های اسکلتی قابل رویت بوده و ساخت جریان‌ی نیز به تشخیص این رخساره کمک می‌کند. در این رخساره از اسکولایتوس، به عنوان فراوان‌ترین اثر فسیلی می‌توان نام برد. نظیر این رخساره در قسمت جلوی تپه‌های ماسه‌ای از لبه شلف‌های کربناته گزارش شده است و می‌تواند تحت تأثیر جریان‌ها و طوفان‌ها در محیط جلوی سدها ماسه‌ای و قسمت رو به دریای آنها تشکیل شود (Tucker and Wright 1990; Flugel 2010). همان گونه

¹ FWWB: Fair Weather Wave Base

توجه نمود که این رخساره ممکن است در هنگام شروع بالا آمدن سطح نسبی آب دریا نیز تشکیل شود (Transgressive lags) (Catuneanu 2006)، که در این صورت باید بیشتر از روی روندهای رخساره‌ای آن را تشخیص داد. این رخساره تقریباً معادل RFM10 در موقعیت رمپ میانی می‌باشد (Flugel 2010).

شکل ۵- تصاویر مقاطع نازک و برش مغزه از رخساره‌های مختلف. A و B رخساره گرینستون پلوئیدی، بایوکلستی (تصویر A، موقعیت لبه ساحلی پر انرژی را نشان می‌دهد اما در B با وجود برخی بایوکلست دریای باز نشان‌دهنده موقعیت پشت شول می‌باشد)، C و D رخساره گرینستون اووئیدی، پلوئیدی (در تصویر C با دارا بودن مقادیر بیشتری از پلوئید و همچنین حفرات کی استون نشان‌دهنده موقعیت لبه ساحلی پر انرژی است). E، F، M و P رخساره گرینستون اووئیدی (در تصویر M اثر فسیلی اسکولایتوس و در P ساخت رسوبی غیر بایوژنیک طبقه‌بندی مورب، نشان داده شده است). G و H گرینستون دانه درشت اووئیدی، بایوکلستی (دارای فونای دریای باز مثل اکیسودرم و بریزوزا)، I، J، K، N و Q رخساره وکستون تا پکستون بایوکلستی (I و J نشان دهنده خرده‌های فسیلی بخش‌های کم عمق و عمیقتر در کنار یکدیگر، تصویر Q اثر فسیلی کروزیانا و N ساخت رسوبی غیر بایوژنیک طبقه‌بندی مورب پشته‌ای را نشان می‌دهند)، در تصویر L رخساره مادستون تا وکستون دارای آشفته‌گی زیستی، تصویر O نشان‌دهنده گرینستون دانه درشت ایتراکلستی تا برش می‌باشد.



همراهی فسیل‌های قسمت‌های عمیق‌تر با فسیل‌های بخش‌های کم عمق‌تر دارای علایم حمل شدگی، جورشدگی، گردشدگی بد و با اندازه‌های متغیر، نازک

رخساره وکستون تا پکستون بایوکلستی (Bioclastic
F12 : Packstone to Wackestone)

اثر امواج در شرایط عادی و حد اکثر اثر امواج در شرایط طوفانی تفسیر می‌شود (Selley 2000).

رخساره مادستون تا وکستون دارای آشفته‌گی زیستی

F13 : (Bioturbated Mudstone to Wackestone)

این رخساره با محتوای گلی بالا و وجود خرده‌های اسکلتی کم همچون خرده‌های ریز براکیوپود و اکینودرم با اندازه‌های متغیر (اغلب ریزتر از یک میلیمتر) در زیر میکروسکوپ قابل تشخیص است. در مواردی که این رخساره دارای بایوتوربیشن نیست لایه‌بندی ظریفی نشان می‌دهد که هم در مغزه و هم مقطع نازک دیده می‌شود. در بیشتر موارد به دلیل غنی بودن این رخساره از مواد آلی و کانه‌های رسی در مغزه ظاهری تیره دارد. برای این رخساره موقعیت رمپ خارجی در نظر گرفته می‌شود (Calvet and Tucker 1988; Flugel 2010). این رخساره معادل RMF1 می‌باشد (Flugel 2010). لازم به ذکر است این رخساره در قسمت‌هایی از لاگون که با دریای باز ارتباط دارد نیز قابل مشاهده است و این به علت عدم وجود شول یا تپه‌های حاشیه‌ای و یا پیوسته نبودن آنها است، که فسیل‌های دریای باز توسط جریان‌های دریایی به قسمت‌های کم عمق آورده می‌شود (شکل 9، اواخر سکانس تعیین شده).

لایه بودن و همچنین در بسیاری از موارد وجود سطح فرسایشی از شواهد قابل تشخیص در مقطع نازک برای این رخساره است. اثر فسیلی غالب در این رخساره، کروزیانا بوده (شکل ۵-Q) که فراوانی کمی دارد. خرده‌های اسکلتی شامل قطعات حمل شده اکینودرم، بریوزوا و براکیوپود همراه خرده‌های استراکود، دوکفه‌ای و فورام‌های غالب قسمت‌های کم عمق‌تر مانند *Hemigordius sp.* (Insalaco et al. 2006)، از اجزای غالب این رخساره هستند. از ساخت‌های رسوبی غیرزیستی قابل تشخیص در مغزه برای این رخساره میتوان به طبقه بندی مورب پشته‌ای^۱ اشاره کرد (شکل ۵-N) که البته تشخیص آن در مغزه کمی دشوار است.

کلیه شواهد مذکور حاکی از تشکیل این رخساره در شرایط بین حداکثر تأثیر امواج در شرایط عادی و حداکثر تأثیر امواج در شرایط طوفانی (در موقعیت رمپ میانی) می‌باشند (Demico and Haride 1994; Selley 2000). رخساره F12 بیشتر در حالت‌های بعد از اثر امواج طوفانی تشکیل می‌شود، که به وسیله طوفان قبلی خرده‌های فسیلی بخش‌های عمیق و کم عمق مخلوط شده و دارای جورشدگی و گردشدگی پایینی هستند (Aigner 1985). گاهی سطح فرسایشی و تناوب شرایط آرام و آشفته، حتی در مقیاس مقطع نازک هم دیده می‌شود (شکل ۵-K). این رخساره را می‌توان تا حدودی معادل RMF8 و RMF6 در نظر گرفت (Flugel 2010). البته این رخساره ممکن است در شرایط طوفانی در بخش رمپ درونی نیز تشکیل شود (Flugel 2010) اما به هر حال ساخت طبقه‌بندی مورب پشته‌ای به عنوان ساخت موجود در موقعیت بین حداکثر

¹ Hummocky cross stratification

جدول ۱- گروه‌های رخساره‌ای و برخی از مشخصات آنها. در این جدول فقط ساخت‌های رسوبی غالب ذکر شده است و منظور از شرایط نرمال نیز شرایطی است که شوری در حد نرمال است و موجودات فراوانی بیشتری دارند

Facies association /Depositional environment	Facies	Dominant non-biogenic sedimentary structure	Dominant biogenic sedimentary structure (trace fossil)
Sabkha (upper intertidal)	F1,F2,F11	F1: Chickenwire F2: Fenestral and mud crack	-
Intertidal	F2, F11: exposure feature F3: muddy flat Nodular: hypersaline condition (salina) F4: critical condition F7 , F8 : sandy flat, beach ridge	F7 , F8 : Cross Stratification	F3: plant roots (normal condition) F4: Stromatolite F6 , F7: Skolithos and Planolites
Lagoon (subtidal)	hypersaline :F3 (Nodular) and normal condition F5: normal condition and low energy F6: higher energy	Bioturbation (normal), Laminated	Zoophycos
Shoal complex	F7 , F8 : Leeward shoal F9 : Central shoal F10 : Sea ward shoal	Cross Stratification	F7 , F8 : plant roots F9 , F10 : Skolithos
Mid ramp	F11 : high energy F12: low energy	Cross Stratification and HCS	Cruziana
Outer ramp	F13	Lamination (rarely)	Zoophycos

Selley 1996; Tucker 2001; Warren 2006; Miller (2007; Flugel 2010) صورت گرفته است.

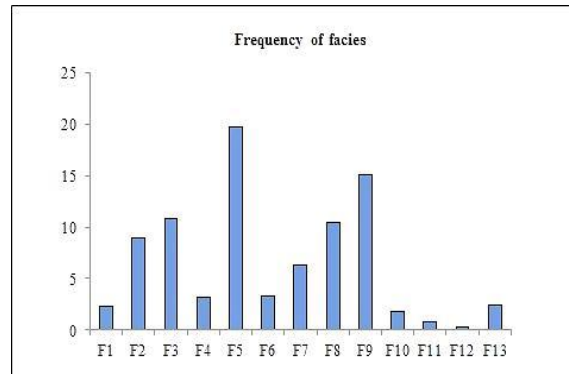
گروه‌های رخساره‌ای سابخا (بالای جزر و مدی) رخساره‌های موجود در گروه رخساره‌ای سابخا شامل F1، F2 و F11 می‌باشند. شاخص‌ترین رخساره این بخش رخساره انیدریت با بافت قفس مرغی است. این محیط به عنوان محیطی که در آن دولومیت ریز بلور

گروه‌های رخساره‌ای

در این بخش گروه بندی رخساره‌های موجود در جایگاه‌های محیطی مختلف، که شرایط متفاوت محیطی باعث ایجاد این زیر محیط‌ها شده است، با مطالعه منابع مرجع و همچنین مقایسه با محیط‌های امروزی (Shinn et al. 1965; Butler 1969; Wilson 1975; Read 1985; Shinn 1986; Kendall and Skipwith 1969; Carozzi 1989; Burchette and Wright 1992; Reading 1996;

(رفرانس‌های اشاره شده).

(دولومیکرایت) به صورت اولیه تشکیل می‌شود در محیط‌های عهد حاضر نیز مورد مطالعه قرار گرفته است



شکل ۶- فراوانی رخساره‌های تعیین شده در توالی مورد بررسی

استروماتولیت جزو آثار فسیلی یا ساخت‌های رسوبی زیستی در نظر گرفته می‌شوند (Shapiro 2007; MacEachern et al. 2007; Knaust 2009).

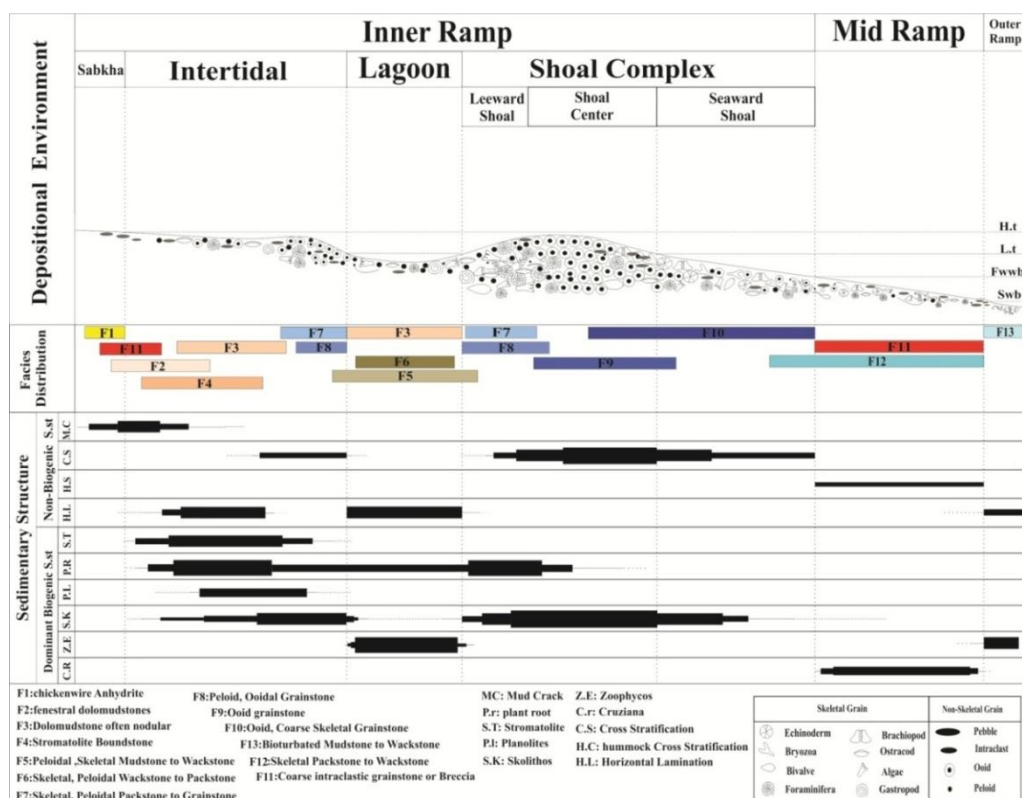
گروه‌های رخساره‌ای لاگون

در گروه رخساره‌ای لاگون نیز، رخساره‌هایی همچون F3، F5 و F6 دیده می‌شوند. تنوع رخساره‌ای مشاهده شده نشان‌دهنده تغییر در شرایط محیطی لاگون در قسمت‌های مختلف آن و نیز مراحل مختلف تغییرات نسبی سطح آب دریا است.

رخساره F3 در شرایط با شوری زیاد، رخساره F5 در شرایط نرمال تر که موجودات توانایی زندگی کردن داشته و بایوتوربیشن بیشتری دارند، دیده می‌شود. رخساره F6 در شرایط پر انرژی و وجود کانال‌های جزر و مدی گسترش داشته است. به هر حال فراوانی رخساره‌ها (شکل ۶) نشان‌دهنده این است که شرایط لاگون در بیشتر توالی دارای شوری قابل تحمل برای موجودات و از طرف دیگر نیز کم انرژی بوده است.

گروه‌های رخساره‌ای بین جزر و مدی (اینترتایدال)

با وجود اینکه رخساره‌های پر انرژی ترین بخش رمپ، در شول‌ها یافت می‌شود (Tucker and Wright 1990; Flugel 2010) اما در طرف ساحل نیز لنزهای ماسه‌ای همراه رخساره‌های استروماتولیتی و دیگر رخساره‌های اینترتایدال نشان‌دهنده وجود زون پر انرژی در این بخش از محیط رسوبی نیز می‌باشد (Shinn 1983,1986; Tucker and Wright 1990; Tucker 2001; Flugel 2010). رخساره‌های F2، F3، F4 را در قسمت بالایی پهنه اینترتایدال (نزدیک به سابخا) و رخساره‌های F7 و F8 را در قسمت‌های پر انرژی تر و پائینی پهنه اینترتایدال که در این مطالعه از آن به لبه ساحلی تعبیر شده است، می‌توان مشاهده کرد. از ساخت‌های متداول رسوبی غیرزیستی می‌توان به طبقه‌بندی مورب کوچک مقیاس و حفرات کی‌استون در رخساره‌های دانه غالب، ترک‌های گلی، حفرات فنسترال و لامیناسیون افقی در رخساره‌های دیگر، و از ساخت‌های متداول زیستی آثار فسیلی همچون اسکولایتوس، آثار ریشه گیاهان و استروماتولیت را نام برد. (آثار ریشه گیاهان و



شکل ۷- مدل رسوبی پیشنهادی برای قسمت‌های بالایی بخش دالان زیرین در میدان گلشن، خلیج فارس

گیاهان، در قسمت مرکزی شول^۲ و رو به دریای شول^۳ نیز اثر فسیلی غالب اسکولایتوس است.

گروه‌های رخساره‌ای رمپ میانی

رخساره F11 با بافت دانه غالب و دانه‌های درشت (در حد سانتیمتر) و رخساره F12 با بافت گل غالب و دانه‌های با اندازه ریزتر (معمولاً کمتر از یک میلیمتر) رخساره‌های شاخص این بخش از محیط می‌باشند.

گروه‌های رخساره‌ای رمپ خارجی

این بخش از محیط ضخامت کمی از توالی را شامل شده است و با رخساره F13 با بایوکلست‌های دریای باز و اغلب دارای بایوتوریشن مشخص می‌شود.

گروه‌های رخساره‌ای شول (سدهای حاشیه‌ای)

پرانرژی‌ترین زون که بدنه اصلی سد حاشیه‌ای یا گروه رخساره‌ای کمپلکس شول را می‌سازد و در بخش اینتر تایدال واقع است از رخساره‌های F7، F8، F9 و F10 تشکیل شده است و زیر این قسمت که شامل رمپ میانی و خارجی می‌باشد در موقعیت سابتایدال قرار داشته که از آن به عنوان زون کم انرژی‌تری نام برده می‌شود (Selley 1969, 2000; Wilson; 1975; Shinn 1983; Burchette and Wright 1992; Tucker 2001; Flugel 2010).

به هر حال بعضی از مطالعات، جایگاه اصلی گسترش این گروه رخساره را در موقعیت زیر جزر و مدی در نظر گرفته‌اند (برای مثال، Insalaco et al. 2006). در قسمت رو به لاگون یا پشت شول^۱ اثر فسیلی غالب ریشه

² Central Shoal

³ Seaward Shoal

¹ Leeward shoal

فرایندهای دیاژنزی

در این قسمت بیشتر در مورد فرایندهای دیاژنزی که نقش محیط‌رسوبی در ایجاد آنها بیشتر بوده است و شامل دیاژنز همزمان با رسوب‌گذاری و یا انواع نزدیک به سطح (تا دفن کم عمق) می‌باشد بیشتر بحث می‌شود، زیرا بحث در مورد سکانس و محیط بدون در نظر گرفتن فرایندهای دیاژنزی، معقول به نظر نمی‌رسد (Mazzullo 1994; Moore 2001). اما به هر حال به سایر فرایندهای دیاژنزی که به مقدار بیشتری در توالی مورد مطالعه، دیده می‌شوند، نیز پرداخته می‌شود.

فرایندهای دیاژنزی اولیه

از اولین فرایندهای دیاژنزی (قبل از دفن عمیق یا دیاژنز اولیه) می‌توان به فرایندهای دولومیتی شدن، میکرایتی شدن، سیمانی شدن دریایی، سیمان‌انیدریتی و انحلال اشاره کرد (Moore 2001). در توالی مورد مطالعه میکرایتی شدن در بیشتر شرایط لاگون یعنی حالاتی با شرایط مناسب برای زیست، فرایند غالب است. بیشترین فراوانی سیمان دریایی در سدهای ماسه‌ای به خصوص طرف رو به دریای آنها مشاهده می‌شود (Tucker and Wright 1990; Moore 2001).

نکته قابل توجه این است که در رخساره‌های گرینستونی که در موقعیت شول قرار دارند در مقایسه با رخساره‌های گرینستونی ساحلی (لبه ساحلی) به صورت مشخصی، مقدار سیمان دریایی (به ویژه سیمان هم ضخامت) فراوانی بیشتری دارد و این کمک مؤثری در تفکیک این دو از یکدیگر می‌کند. دولومیت به عنوان لیتولوژی غالب توالی مطرح است که بخشی متعلق به محیط بالای جزر و مدی (دیاژنز همزمان با

رسوب‌گذاری)، بخشی در طی دیاژنز کم عمق (مدل نشتی _ برگشتی^۱) و احتمالاً بخشی نیز در طی تدفین عمیق تشکیل شده است (البته گاهی از دولومیت محیط بالای جزر و مدی به عنوان دولومیت اولیه نیز تعبیر می‌شود). در این مدل‌ها منشأ شورابه دولومیتی کننده (که باید غنی از عناصری همچون Mg باشد)، از سیالی که به دلیل تبخیر دارای شوری بسیار بالایی (فوق اشباع) است نشأت می‌گیرد. دولومیت همزمان با رسوب‌گذاری در موقعیت محیطی خاص خود با دولومیت ریز بلور و تخلخل غیر قابل رویت مشخص می‌شود (McKenzie 1981). نهشت دولومیت از آب دریای تغییر یافته در اعماق بسیار نزدیک سطح، بلافاصله بعد از رسوب‌گذاری رخ می‌دهد که در محیط‌های امروزی نیز قابل مشاهده می‌باشد (Butler 1965; Shinn et al. 1969; Purser 1973; Purser and Evans 1973; McKenzie 1981). مدل‌های دولومیتی برگشتی و سابخیایی معمولاً با یکدیگر همراهی دارند و به لحاظ هیدرولوژیکی و هیدروشیمیایی با یکدیگر ارتباط دارند (Purser et al. 1974; Warren 2006). در توالی مذکور لیتولوژی دولومیتی نشان داده شده، بیان کننده لیتولوژی غالب دولومیتی می‌باشد، اما باید توجه داشت در این توالی حتی در قسمت‌هایی با لیتولوژی غالب دولومیتی، دولومیتی شدن به یک اندازه نیست. در این قسمت از دو فاکتور شدت دولومیتی شدن و اندازه بلورهای دولومیت در تعیین موقعیت رخساره‌ها استفاده شده است.

بخشی از رخساره‌ها که شدیدترین حالت دولومیتی شدن را تحمل کرده‌اند، به صورت دولومیت‌های ریز بلور، بی‌شکل و بدون تخلخل بوده و همان

¹ Seepage-Reflux

منشأ شورابه به محیط‌های مجاور و سکانس‌های زیرین نیست) به خوبی این روند مشاهده می‌شود. این دو فاکتور (درصد دولومیتی شدن و اندازه بلورها) در بیشتر موارد می‌تواند در مورد تفکیک بین اووئیدهای پهنه ماسه‌ای یا همان گرینستون‌های لبه ساحلی و کمپلکس سد اووئیدی مورد استفاده قرار گیرند (شکل ۲). در مورد محتوای انیدریتی نیز در رخساره‌های نزدیک به منشأ شورابه به طور متوسط مقدار بیشتری از سیمان انیدریتی مشاهده می‌شود.

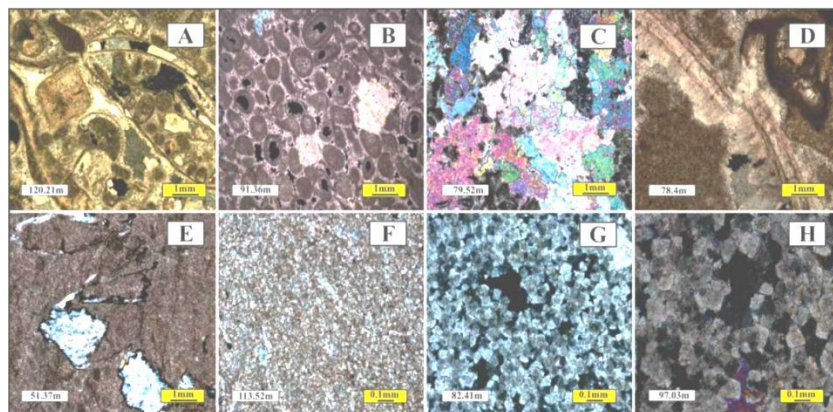
این فرایند (دولومیتی شدن) همچنین در مورد تشخیص موقعیت رخساره‌های دیگر نیز می‌تواند مورد استفاده قرار داد. برای مثال در قسمت‌های زیرین سکانس، رخساره‌های F12 و F13 دارای لیتولوژی غالب کلسیتی می‌باشد، این در حالی است که در قسمت‌های انتهایی سکانس در این دو رخساره لیتولوژی غالب دولومیت است. بنابراین احتمالاً در قسمت انتهایی سکانس همان رخساره‌ها در موقعیت لاگون قرار گرفته‌اند. این نتیجه را از توالی رخساره‌ای نیز می‌توان گرفت. این حالت (قرارگیری رخساره‌های با فونا و علائم دریای باز و یا به طور کلی رخساره‌های قسمت‌های دورتر از ساحل در بخش‌های لاگونی به دلیل پیوسته نبودن سدهای حاشیه‌ای و در نتیجه وجود جریان‌های پیوسته از اعماق بیشتر، در بخش‌های دیگر پلاتفرم، در سازند خوف نیز گزارش شده است (Knaust 2009; Maurer 2009)، که از آن به لاگون دریای باز^۱ تعبیر می‌شود. البته با وجود نهایت دقت در مورد استفاده از این کاربرد، باید به این واقعیت نیز واقف بود که به خاطر پیچیدگی‌های موجود در شرایط دیاژنز هیپر سالین، همان‌گونه که قسمت‌های دیگر این سازند نیز به آن اشاره شده است (Rahimpour-Bonab 2007;

دولومیکرایت‌هایی هستند که بیشتر به صورت اولیه تشکیل می‌شود (در شکل 8 نمونه‌هایی نشان داده شده است که مقایسه‌اندازه بلورها و مقدار تخلخل حتی در مقیاس مقطع نازک نیز امکان‌پذیر است). جایگاه ویژه این رخساره‌ها (بالای محیط بین جزر و مدی و بالای جزر و مدی) می‌باشد. اما در مورد دولومیت‌های تشکیل شده در طی دیاژنز اولیه (در اثر فرایند نشئی بازگشتی، همان‌گونه که در مطالعات قبلی نشان داده شده است هر چه رخساره‌ها از منشأ شورابه (لاگون فوق اشباع و یا پهنه بالای جزر و مدی) دورتر باشند علاوه بر اینکه دولومیتی شدن کمتر رخ داده، اندازه بلورهای دولومیت نیز بزرگترند (البته در صورت دولومیتی شدن) (شکل ۸)، که در قسمت دالان بالایی و سازند کنگان نیز این حالت گزارش شده است (Esrafil-Dizaji and Rahimpour-Bonab 2009; Rahimpour-Bonab et al. 2010; Tavakoli et al. 2010). در حالت اخیر بلورهای دولومیت شکل دار و مسطح‌تر بوده و دارای حفرات قابل رؤیت است. دلیل به وجود آمدن این حالت این است که با دور بودن رخساره‌ها از منشأ شورابه، به علت غلظت کمتر منیزیم در اثر دولومیتی شدن رخساره‌های نزدیک به منشأ شورابه، با دولومیتی شدن، افزایش چگالی و کاهش حجم مقداری از رسوبات، فضای لازم برای رشد آزادانه بلورهای دولومیت در بخش‌های دورتر از منشأ شورابه فراهم می‌شود (ایجاد دولومیت شکل دار و مسطح و همچنین تخلخل قابل رویت) و دولومیتی شدن بیش از اندازه در این رخساره‌ها رخ نمی‌دهد (Warren 2000; Esrafil-Dizaji and Rahimpour-Bonab 2009). در شرایطی که لاگون دارای شوری نرمال است و بایوتوربیشن در آن وجود دارد (لاگون

¹ Open Marine Lagoon

انحلال که در بیشتر موارد یکی از آثار دیاژنز جوی است (Mazzullo 1994; Moore 2001)، در این بخش از سازند دالان نسبت به بخش دالان بالایی (Tavakoli et al. 2010)، به طور قابل ملاحظه‌ای از فراوانی کمتری برخوردار است. به هر حال در توالی، این فرایند در رخساره‌های دانه غالب فراوانی بیشتری دارد.

(Rahimpour- Bonab et al. 2010)، در بخش‌هایی ممکن است روند مورد بحث مشاهده نشود، برای مثال نه تنها شورابه‌ها در بعد افقی حرکت کرده، بلکه ممکن است در جهت قائم، در بین سکانس‌ها نیز حرکت کرده که باعث بروز دشواری‌هایی در تشخیص روند و الگوی دولومیتی شدن (همچنین سیمان انیدریتی) شده است. از طرفی، تفاوت نفوذپذیری رخساره‌های مختلف می‌تواند حرکت سیالات دیاژنزی را کنترل کند.



شکل ۸- فرایندهای دیاژنزی غالب در توالی مورد مطالعه. A سیمان دریایی، B انحلال، C سیمان انیدریتی، D شکستگی و سیمانی شدن تدفینی، E استیلولیت، F، G و H دولومیتی شدن (F نشان‌دهنده دولومیتی شدن بیش از اندازه در محیط سابخا و G و H دولومیتی شدن دور تر از ساحل با بلورهای درشت و تخلخل قابل رویت در مقطع نازک را نشان می‌دهند (قسمت سیاه تخلخل را نشان می‌دهد))

در مواردی نیز به خوبی می‌توان آن را به شکل در برگیرنده اجزاء شکسته شده، تشخیص داد (شکل ۸- D). در مواردی نیز بر اثر سیمانی شدن انیدریتی زیاد به وسیله سیالات فوق اشباع، تشخیص اجزای اولیه دشوار است. همان‌گونه که در ستون لیتولوژی دیده می‌شود حدود نیم‌متر از توالی در نزدیکی سطح حداکثر غرقابی دارای لیتولوژی غالب انیدریتی می‌باشد (شکل 7) و این در حالی است بیشتر ضخامت مذکور از رخساره F8

فرایندهای دیاژنزی تاخیری

فشردگی مکانیکی به دلیل دولومیتی شدن زودرس و مستحکم شدن چارچوب اولیه، به مقدار زیادی دیده نمی‌شود. فشردگی شیمیایی که باعث تشکیل استیلولیت می‌شود (Moore 2001) در بسیاری از موارد به عنوان انتقال‌دهنده سیال فوق اشباع عمل کرده و سیمان انیدریتی نیز ایجاد می‌کند (شکل ۸- E). همچنین سیمان دفنی در قسمت‌های زیادی از توالی قابل مشاهده است.

تشکیل شده است (شکل ۸- C) و می‌توان آثار اجزای اولیه را مشاهده کرد. دولومیتی شدن به عنوان مهمترین فرایند دیاژنزی در توالی مورد بررسی، طی دیاژنز دفنی نیز ادامه داشته است. وجود چند مرحله رشد دولومیت را به سختی می‌توان از روی مقاطع نازک تشخیص داد. برای اینکه بتوان با اطمینان در این مورد بحث کرد به ابزار بیشتری همچون داده‌های ژئوشیمیایی و تصاویر کاتدولومینسانس نیاز است (Warren 2006). به هر حال در رخساره‌های دورتر از منشأ شورابه که در آنها دولومیتی شده کمتر اثر کرده است، به نظر می‌رسد به علت وجود فضای لازم برای رشد بلورهای دولومیت، اندازه بلورهای دولومیت، بعد از تدفین، درشت‌تر شده است. برای مثال رخساره‌های شول و یا لاگون (در شرایط خاص) در اثر دور بودن از منشأ شورابه و به دلیل دولومیتی نشدن بیش از اندازه، در بیشتر موارد دارای فضای لازم برای رشد آزادانه‌تر بلورهای دولومیتی بوده‌اند (شکل ۳- D و شکل ۸- G و H) و این در حالی است که رخساره‌های بین و بالای جزر و مدی که به محیط سابخا نزدیکتر هستند در اثر دولومیتی شدن بیش از اندازه فضای لازم برای رشد آزادانه بلورهای دولومیت وجود نداشته است (شکل ۸- F).

چینه‌نگاری سکانسی

توزیع جانبی رخساره‌های رسوبی به محیط رسوبی بستگی دارد، در حالی که برهم انبارش قائم رخساره‌ها توسط چینه‌نگاری سکانسی توضیح داده می‌شود (Schlager 2005). روش‌های متعددی برای بررسی مجموعه رسوباتی که به طور زایشی به یکدیگر ارتباط دارند و به وسیله ناپیوستگی یا پیوستگی معادل از هم

جدا می‌شوند (سکانس)، وجود دارند (Catuneanu et al. 2011). تعیین مجموعه رسوبات مربوط به هر مرحله از تغییرات نسبی سطح آب دریا به ابزارهای زیادی نیاز داشته که از جمله آنها می‌توان داده لرزه‌ای، لاگ و وجود چند مقطع مورد مطالعه را نام برد (Catuneanu 2006). اما همان گونه که قبلاً ذکر شد در این مطالعه محدودیت‌هایی وجود دارد که نمی‌توان با جزئیات زیاد این تغییرات را نشان داد. در صورت بررسی دقیق، می‌توان روند تغییرات رخساره‌ای و متعاقباً روند تغییرات نسبی آب دریا را با استفاده از مغزه نیز بررسی کرد (Catuneanu 2006). برای کامل کرده مدل اکسون چهار دسته رخساره معرفی شده است (Hunt and Tucker 1992). هر کدام از این دسته رخساره‌ها دارای مجموعه رسوبات با طرح برانبارش متفاوت می‌باشند که ابزارهای دقیقی برای این کار لازم است. در این مطالعه به دلیل وجود محدودیت‌هایی که پیش‌تر ذکر شد، از روش سکانس‌های پیشروی-پسروی (Embry and Johannessen 1992) استفاده می‌شود که به مدل T-R sequence معروف است (Catuneanu 2011). استفاده از این روش به این دلیل آسانتر است که از بین سطوح چینه‌ای یا همان سطوح جدا کننده دسته رخساره‌ها (Catuneanu 2011) نیاز به تشخیص دو نوع اصلی آن یعنی مرز سکانسی (SB) و حداکثر گسترش آب دریا در خشکی (MFS) است، که تشخیص این سطوح نسبت به بقیه سطوح آسانتر است.

در تعیین مرزهای دسته رخساره‌ها در مراتب مختلف سکانسی از ساخت‌های رسوبی بایوژنیک و غیر بایوژنیک، رخساره‌ها، طرح بر انبارش، مرزها و فرایندهای دیاژنزی با مطالعه منابع معتبر مورد استفاده

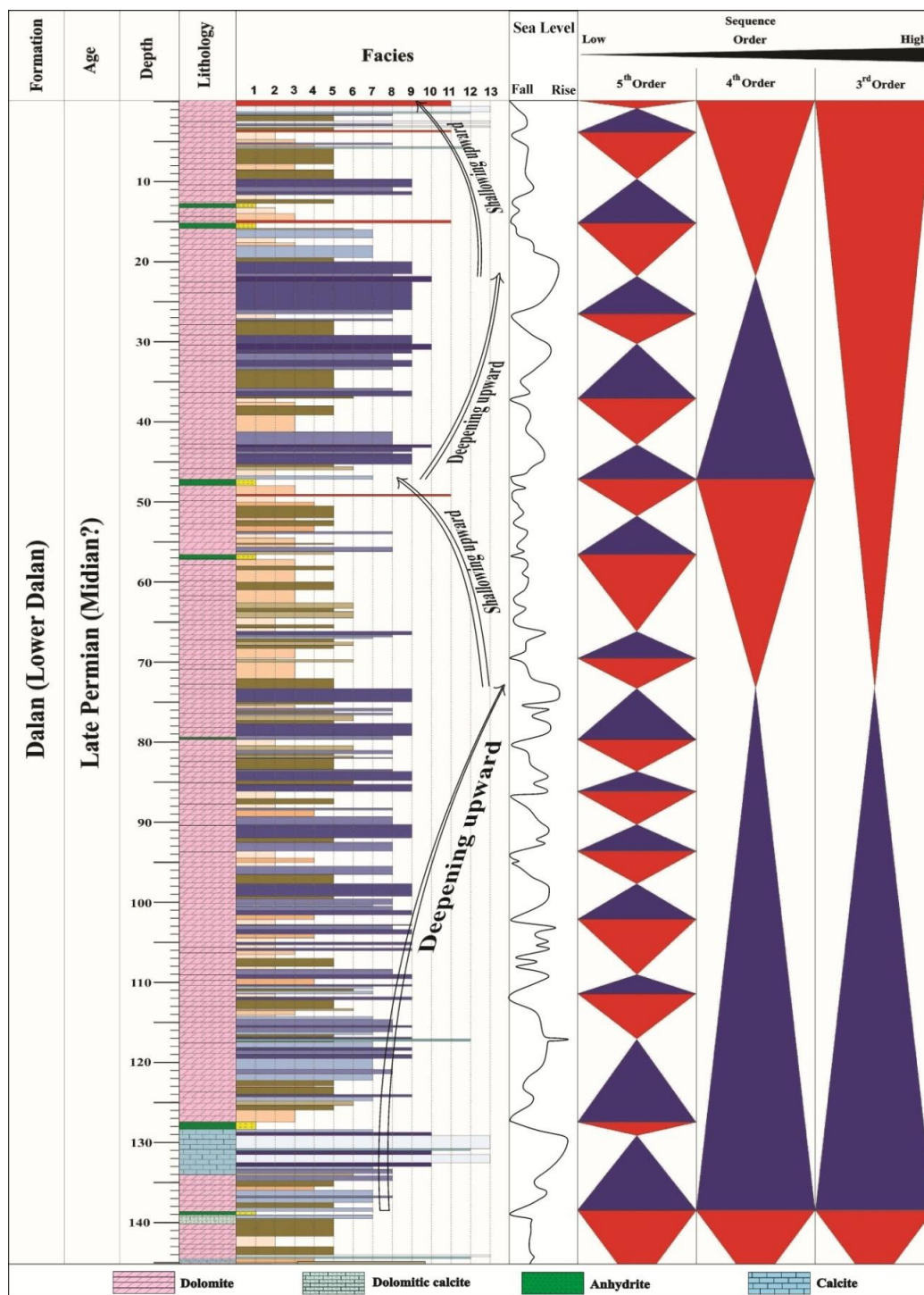
همچون نازک لایه بودن و عمیق شونده‌گی در مقیاس F12 سکانس رده سوم، می‌باشد (شکل ۹). رخساره‌های F12 و F13 در دو جایگاه سکانسی قرار دارند. در اوایل TST، وجود این دو رخساره بیانگر بخش‌های عمیق پلاتفرم می‌باشد که علاوه بر ویژگی‌های خود رخساره، علایم دیاژنزی (عدم دولومیتی شدن) و رخساره‌های مجاور و همچنین توالی رخساره‌ها (شکل 9) تأییدی بر این واقعیت می‌باشند. اما در این بخش از توالی این دو رخساره را نمی‌توان به عنوان سطح حداکثر غرقابی برای سکانس رده سوم و چهارم در نظر گرفت، زیرا که این رخساره‌ها در بین دو لایه انیدریتی با ساخت قفس مرغی مربوط به کم عمق‌ترین بخش حوضه قرار دارند و بنابراین هم از نظر سنی (در درجه اول اهمیت) و هم از نظر ضخامت (در درجه دوم اهمیت) نمی‌توان این دو لایه انیدریتی را با عنوان مرز سکانسی رده سوم و چهارم در نظر گرفت که رخساره‌های F12 و F13 به عنوان سطح حداکثر غرقابی سکانس رده‌های سه و یا چهار معرفی شوند. به هر حال سطح بالایی ضخیم‌ترین لایه تشکیل شده از رخساره F13 به عنوان سطح حداکثر غرقابی سکانس رده پنجم معرفی شده است. در اواخر HST نیز این دو رخساره مشاهده شده است که از رخساره‌های مجاور (به ویژه برش‌های متعلق به پهنه‌های بالای جزر و مدی) و علایم دیاژنزی (همان گونه که در بخش‌های قبل امکان آن بررسی شد) می‌توان نتیجه گرفت این دو رخساره به احتمال زیاد در موقعیت لاگونی و به علت پیوسته نبودن شول تشکیل شده‌اند. بنابراین در این قسمت از سکانس نیز نمی‌توان سطوح حداکثر غرقابی سکانس رده سوم و یا چهارم را منطبق بر گسترش این رخساره‌ها دانست.

قرار گرفته است (Shinn 1983, 1986; Selley 1996; Tucker 1991; Hunt and Tucker 1992; Tucker et al. 1993; Mazzullo 1994; Demicco and Haride 1994; Moore 2001; Schlager 2005; Catuneanu 2006; Warren 2006; Miller 2007; Flugel 2010; Catuneanu et al. 2011).

سکانس مورد مطالعه از بخش دالان زیرین در میدان گلشن
در مطالعات گذشته مشخص شده است که بخش دالان زیرین را می‌توان به دو قسمت تقسیم کرد: واحدهای زیرین آن که در آنها خرده‌های بایوکلستی جزو ذرات آلومنی غالب می‌باشند و این در حالی است که در واحدهای بالایی ذرات غیر اسکلتی غالب‌اند (Zabo and Kheradpir 1987)، که در توالی مورد بررسی نیز ذرات غیر اسکلتی فراوانی بیشتری دارند.

به جز ۵ متر زیرین توالی مورد بررسی، بقیه آن را می‌توان به عنوان یک سکانس بزرگ مقیاس که احتمالاً رده سوم می‌باشد (در مورد رده سکانس‌ها و تعیین سن در ادامه بحث خواهد شد) در نظر گرفت.

مرز زیرین این سکانس در بالای حدود نیم متر انیدریت با ساخت قفس مرغی قرار دارد که منطبق بر حداکثر پسروری آب دریا و شروع پسروری آن می‌باشد. مرز بالایی این سکانس نیز که منطبق با مرز زیرین بخش نار می‌باشد، دارای مغزه نیست (حدود ۵ متر زیر بخش نار مغزه ندارد)، اما به هر حال با پدید آمدن رخساره برشی متعلق به پهنه بالای جزر و مدی (رخساره F11 با سیمان انیدریتی (شکل ۳-G))، علائم مرز سکانسی را نشان می‌دهد. سطح حداکثر غرقابی (MFS) در این سکانس منطبق بر مرز بالایی لایه گرینستونی متعلق به شول (رخساره F9) و پایان یافتن TST با علایمی



شکل ۹- چینه نگاری سکansı قسمت بالایی بخش دالان زیرین در میدان گلشن، خلیج فارس. این توالی که از یک سکانس رده ۳، دو سکانس رده ۴ و ۱۴ سکانس رده ۵ تشکیل شده است. همچنین روند کم عمق و عمیق شوندگی در مقیاس سکانس رده چهارم رسم شده است.

مواردی نیز با وجود رخساره‌های انیدریتی و برشی مشخص می‌شوند (به ویژه در اواخر دسته رخساره) (شکل 9).

لازم به ذکر است که الگوی برانبارش در رده‌های مختلف سکansı شباهت زیادی به یکدیگر دارند (برای مثال در بیشتر موارد، عمیق‌ترین بخش در هر رده سکansı با پیدایش رخساره‌های شول همراه است و یا کم عمق‌ترین رخساره‌ها، رخساره برش، انیدریت سابخایی و یا فنسترال دولومادستون می‌باشند)، اما مقیاس برانبارش در هر کدام از رده‌های سکansı متفاوت است. به هر حال مرز سکانس‌های رده سه و چهار که پسروی بیشتر آب دریا (رخنمون جوی رخساره‌ها برای زمان بیشتر) را نشان می‌دهند با ظهور لایه انیدریتی مشخص شده‌اند. مرزهای سکانس‌های رده پنج نیز که بیانگر مدت زمان کمتر رخنمون جوی می‌باشند، در بیشتر موارد با رخساره فنسترال دولومادستون مشخص می‌شوند.

تعیین سن و مقایسه سکانس مورد مطالعه در مقیاس پلانفرمی

برای تعیین رده سکانس‌ها به تعیین سن نیاز است (Tucker 1991). بررسی فسیل‌ها در توالی مورد مطالعه به علت دولومیتی شدن زیاد به سختی ممکن است. در این مطالعه با بررسی فسیل‌ها (به ویژه فرامنیفرا و جلبک)، به دلیل نبودن فسیل‌های شاخص، امکان تعیین سن دقیق وجود ندارد و فقط می‌توان سن گوادالوپین را برای توالی مورد بررسی در نظر گرفت. از طرفی به علت نبود داده‌های ایزوتوپی نمی‌توان تعیین سن را از این طریق نیز انجام داد. به هر حال در این مطالعه با بررسی

دسته رخساره پیشرونده (TST) که در این سکانس مطابق با دسته رخساره پیشرونده سکانس رده چهار نیز می‌باشد، با تناوب رخساره‌های لاگون و شول شروع می‌شود و در ادامه با رخساره‌های قسمت‌های عمیق‌تر ادامه می‌یابد. بعد از تشکیل حدود نیم‌متر لایه انیدریتی، تکرار چرخه یا سیکل‌های لاگون و شول و تا حدودی پهنه جزر و مدی را نشان می‌دهد. سطوح حداکثر غرقابی در سکانس‌های رده ۵ در این دسته رخساره در بیشتر موارد مطابق با گسترش رخساره‌های شول و مرز سکansı آنها نیز در بیشتر موارد منطبق با گسترش رخساره دولومادستون با ساخت فنسترال می‌باشد. به هر حال سیکل‌های لاگون - شول، سیکل رسوبی غالب در این دسته رخساره می‌باشد.

دسته رخساره پسرونده (HST) در این سکانس از یک سکانس، و یک دسته رخساره سکانس رده چهار تشکیل شده است. این دسته رخساره در قسمت‌های زیرین با تناوب رخساره‌های لاگونی و ضخامت کمتری شول و اینترتایدال و به ندرت سوپراتایدال مشخص می‌شود. در بخش TST سکانس رده چهار رخساره‌های شول فراوانی بیشتری نسبت به رخساره‌های دیگر دارند. در اواخر HST سکانس رده سوم، در HST سکانس رده چهار، از فراوانی رخساره‌های شول کاسته شده و رخساره‌های لاگونی ضخامت بیشتری را تشکیل می‌دهند. در HST این سکانس، در سکانس‌های رده پایین‌تر سطوح حداکثر غرقابی در بیشتر موارد منطبق با سطح بالایی لایه‌های حاوی رخساره‌های شول و در مواردی نیز با گسترش رخساره‌های لاگونی (به ویژه در اوایل و اواخر دسته رخساره) و مرز سکansı نیز بیشتر با وجود رخساره‌های دولومادستون با ساخت فنسترال و در

در داخل انیدریت نار در نظر گرفته شده است (Strohmenger et al. 2002)، بنابراین سکانس تشخیص داده شده در این مطالعه، معادل یکی از دو سکانس زیرین، KS6 یا KS7 می‌باشد. از طرفی با توجه به سن دالان زیرین (همان گونه که قبلاً اشاره شد) که وردین تا کاپیتانین می‌باشد، این سکانس معادل KS6 می‌باشد (چون سکانس KS7 دارای سن روادین نیز می‌شود).

لازم به ذکر است که ضخامت مورد مطالعه تقریباً نصف بخش دالان زیرین می‌باشد بنابراین می‌توان بیان داشت که احتمالاً بقیه بخش دالان زیرین معادل KS7 و یا قسمتی از آن می‌باشد (شکل ۱۰) و با توجه به اینکه سن سکانس KS6 در مطالعه استرومنجر و همکاران (Strohmenger et al. 2002) اوایل کاپیتانین در نظر گرفته شده است، می‌توان چنین نتیجه گرفت که احتمالاً سن سکانس تشخیص داده شده نیز اوایل کاپیتانین می‌باشد. به علت نبود اطلاعات کافی نمی‌توان در مورد مرز زیرین سازند دالان نظر داد، اما شروع نهشته‌های سازند دالان و یا همان شروع نهشته‌های سازند خوف در همه جای پلاتفرم همزمان نبوده است (Al-Jallal 1995; Al-Aswad 1997; Sharland et al. 2001; Strohmenger et al. 2002; Alsharhan 2006; Vaslet et al. 2005; Koehrer et al. 2010). به نظر نمی‌رسد که P20 شارلند و همکاران (Sharland et al. 2001) همان سطح حداکثر غرقایی سکانس تعیین شده در این مطالعه باشد، زیرا سن آن اواخر وردین در نظر گرفته شده است و برای خوف زیرین فقط یک سکانس معرفی کرده است (Sharland et al. 2001). سکانس تعیین شده در این مطالعه با سکانس تعیین شده توسط کورر و همکاران (Koehrer et al. 2010) مطابقت خوبی ندارد. لازم به ذکر است که، اولاً ماهیت رخساره‌ها در مطالعه کورر و همکاران (Koehrer et al. 2010) با رخساره‌های مشخص شده در این مطالعه بسیار متفاوت است، ثانیاً،

فسیل‌های توالی مورد مطالعه و به علت نبود فسیل‌های شاخص، با بررسی مطالعات صورت گرفته در دیگر بخش‌های پلاتفرم (سکانس استراتیگرافی و بایو استراتیگرافی)، سن کاپیتانین (Capitanian) برای سکانس تعیین شده، پیشنهاد می‌شود.

جانسون (Johnson 1981) سن دالان زیرین را کاپیتانین در نظر گرفته است. بررسی شارلند و همکاران (Sharland et al. 2001) در مقطع کوه سورمه سن وردین (Wordian) را برای این توالی پیشنهاد می‌کند. اینسالاکو و همکاران (Insalaco et al. 2006) نیز با اشاره به گونه *Dunbarula nana* سن حداقل تا کاپیتانین را برای این بخش در نظر می‌گیرد. اما بخش نار طبق مطالعات انجام شده دارای سن کاپیتانین در نظر گرفته شده است (Johnson 1981; Vachard et al. 2002).

بنابراین شواهد موجود تأکید بر سن وردین تا کاپیتانین برای دالان زیرین و کاپیتانین برای بخش نار را دارند، که اینسالاکو و همکاران (Insalaco et al. 2006) نیز بر این باورند.

در چینه‌نگاری سکانسی ناحیه‌ای، برای توالی‌های پرمین و تریاس در پلاتفرم عربی (خوف و یا معادل آن) در مورد تعداد سکانس‌ها و مرزهای آنها اختلاف نظر وجود دارد (شکل ۱۱) (Alsharhan 1993, 2006; Sharland et al. 2001; Strohmenger et al. 2002; Weidlich and Bernecker 2003; Insalaco et al. 2006; Koehrer et al. 2010).

استرومنجر و همکاران (Strohmenger et al. 2002) برای قسمتهایی از خوف که در زیر انیدریت میانی (Middle anhydrite) قرار دارند سه سکانس مرتبه‌سوم معرفی کرده‌اند. با توجه به اینکه سومین سکانس (KS5)

رده‌بندی سکانس‌ها به علت نداشتن سن دقیق نمی‌توان با قطعیت بحث کرد اما در مورد سکانس رده بالا که در مقیاس ناحیه‌ای نیز قابل تطابق است و به دلیل تعیین سن در قسمت‌های دیگر با اطمینان بیشتری می‌توان نظر داد. سکانس‌های کوچکتر نیز نسبت به سکانس رده سه، در رده‌های پایین‌تر در نظر گرفته شده است که در بخش‌های دیگر پلاتفرم عربی نیز از این روش استفاده شده است (Koehrer et al. 2010). اما برای اینکه بتوان با قطعیت در مورد تعیین سن و یا رده‌بندی سکانس‌ها نظر داد به تعیین سن دقیق نیاز است.

در مطالعات دیگر (Weidlich and Bernecker 2003) که بر روی همان سازندها یعنی ساق و ماهیل (Saiq and Mahil) و تقریباً مناطق نزدیک به بخش مورد مطالعه کورر و همکاران (Koehrer et al. 2010) صورت گرفته است، سکانس‌های تعیین شده شباهت زیادی با سکانس‌های استرومنجر و همکاران (Strohmenger et al. 2002) دارد. بنابراین به نظر می‌رسد سکانس تعیین شده، بهترین تطابق را با سکانس KS6 استرومنجر و همکاران (Strohmenger et al. 2002) و SQ3 ویدلیچ و برنکر (Weidlich and Bernecker 2003) در مورد

Age			Strohmenger et al. 2002	Strohmenger et al. 2002	Weidlich and Bernecker 2003	Koehrer et al. 2010	Sharland et al 2004		U. Dalan
Period	Epoch	Stage		KS4	2 nd Order Sequence SQ5	2 nd Order Sequence KS4			
Permian (Late Permian)	Guadalupian	Capitanian	Middle Anhydrite	KS5	SQ4				Nar
				KS6	SQ3	KS5			
	Roadian	Wordian		KS7	SQ2	P2	P20 (MFS)		
					SQ1	KS6			

شکل ۱۰- مقایسه سکانس تعیین شده در این مطالعه با سکانس‌های تعیین شده در صفحه عربی

دولومیتی شدن کمتر اثر کرده و باعث افزایش تخلخل شده است. سایر فرایندهای دیاژنزی نیز، با فراوانی کمتری در بخش مورد مطالعه دیده شده است. توالی مورد بررسی از یک سکانس رده سوم تشکیل شده است که مرز زیرین آن را لایه انیدریتی متعلق به پهنه بالای جزر و مدی و مرز بالایی با لایه برشی تعیین می‌شود. سطح حداکثر غرقابی در این سکانس در بالای لایه حاوی رخساره گرینستونی متعلق به طرف رو به دریای شول، می‌باشد. به طور کلی رخساره‌های گرینستونی شول در دسته رخساره پیشرونده، نازک لایه ولی با درصد فراوانی بالاتر بوده، اما در دسته رخساره پسرونده ضخیم لایه‌تر اما با درصد فراوانی کمتر مشاهده می‌شوند.

نتیجه‌گیری

با بررسی دقیق مقاطع نازک، مغزه کامل و برش‌های آن در بخش بالایی دالان زیرین در میدان گلشن، در خلیج فارس، ۱۳ رخساره رسوبی تعیین شده است که نشان‌دهنده محیط کم عمق در یک رمپ کربناته در اقلیم گرم و خشک با شیب بسیار کم هستند. غالب ذرات رسوبی در این توالی ذرات غیر اسکلتی می‌باشند. دولومیتی شدن به عنوان مهمترین فرایند دیاژنزی در توالی مورد بررسی به مقدار زیادی بر روی رخساره‌ها اثر داشته است. دولومیتی شدن از لحاظ محیطی، بیشتر در رخساره‌های نزدیک منشأ شورابه‌های دولومیت‌زا، فراگیرتر است. در قسمت‌های دور از منشأ، فرایند

- Bahrain, v. 1, p. 103-119.
- Alsharhan, A.S., 1993, Facies and sedimentary environment of the Permian carbonates (Khuff Formation) in the United Arab Emirates: *Sedimentary Geology*, v. 84, p. 89-99.
- Alsharhan, A.S., 2006, Sedimentological character and hydrocarbon parameters of the Middle Permian to Early Triassic Khuff Formation, United Arab Emirates: *GeoArabia*, v. 11, no. 3, p. 121-158.
- Bendias, D., T.Aigner, M. Poppelreiter and B. Kohrer, 2012, Khuff Sequence KS6: Paleorelief-influenced facies and sequence patterns in the Lower Khuff Formation, Sultanate of Oman. In *The Permo-Triassic Sequence of the Arabian Plate: Abstracts of the EAGE's Third Arabian Plate Geology Workshop, Kuwait*. Abstract: *GeoArabia*, v. 17, no. 1, p. 204-206.
- Burchette, T.P., and V.P. Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems: *Sediment. Geol.* v. 79. p. 3-57.
- Butler, G.P., 1969, Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 70-89.
- Buxton, M.W.N., and H.M. Pedley, 1989, A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps: *Journal of the Geological Society of London*, v. 146, p. 746-748.
- Calvet, E., and M.E. Tucker, 1988, Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain: *Sedimentary Geology*, v. 57, p. 785-798.
- Carozzi, A., 1989, Carbonate Rock Depositional Models: A Microfacies Approach: Prentice, Hall-Englewood Cliffs, New Jersey, 604 p.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence

در اثر فرایندهای دیاژنزی به ویژه دولومیتی شدن که تشخیص فسیل‌ها را دشوار کرده است، از یک طرف، و از طرف دیگر به علت انقراض‌های اواخر پرمین و نبود فسیل‌های شاخص تعیین سن دقیق از طریق فسیل‌ها امکان‌پذیر نیست. اما به هر حال با استفاده از بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی و بایو استراتیگرافی در بخش‌های دیگر پلاتفرم و تطابق آنها با سکانس مورد مطالعه، سن کاپیتانین برای توالی مورد بررسی در نظر گرفته شده است.

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم می‌دانیم از ی. ارغوانی که در طی نوشتن مقاله ما را یاری نمودند تشکر کنیم. همچنین از دکتر ا. قاسمی‌نژاد که در شناسایی فسیل‌ها، دکتر ع. ج. امینی در تعیین سکانس‌ها، ب. اسرافیلی دیزجی و ا. ح. عنایتی بیدگلی با نظرات ارزشمند خود، که در جهت ارتقای علمی این مقاله به ما کمک کردند تشکر و قدردانی فراوان نمائیم.

References

- Aigner, T., 1985, Storm depositional systems. In G.M. Friedman, H.J. Neugebauer and A. Seilacher (Eds.), *Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer-Verlag, Berlin, 174 p.
- Al-Aswad, A.A., 1997, Stratigraphy, sedimentary environment and depositional evolution of the Khuff Formation in south-central Saudi Arabia: *Journal of Petroleum Geology*, v. 20, p. 307-326.
- Al-Jallal, I.A., 1995, The Khuff Formation: Its regional reservoir potential in Saudi Arabia and other Gulf countries; depositional and stratigraphic approach. In M.I. Al-Huseini (Ed.), *Middle East Petroleum Geosciences Conference, GEO'94*. Gulf PetroLink,

- America Special Paper, v. 356, p. 363–383.
- Esfarili-Dizaji, B and H. Rahimpour-Bonab, 2009, Effects of depositional and diagenetic characteristics on carbonate reservoir quality: a case study from the South Pars gas field in the Persian Gulf: *Petroleum Geoscience*, v. 15, p. 325–344.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application*: Springer, Berlin Heidelberg New York, 976 p.
- Forke, H., M. Poppelreiter, T. Aigner, B. Koehrer, L. Walz, D. Bendias and M. Haase, 2012, Integrated biostratigraphy of the Saiq Formation (Al Jabal al-Akhdar, Oman Mountains) and its implication for the regional correlation of Khuff time-equivalent deposits. In *The Permo–Triassic Sequence of the Arabian Plate: Abstracts of the EAGE's Third Arabian Plate Geology Workshop*, Kuwait. Abstract, *GeoArabia*, v. 17, no. 1, p. 230-234.
- Hunt D., and M.E. Tucker, 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract. *Deposition during base-level: Sedimentary Geology*, v. 18, p. 1–9.
- Insalaco, E., A. Virgone, B. Courme, J. Gaillot, M. Kamali, A. Moallemi, M. Lotfpour and S. Monibi 2006, Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: Depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture: *GeoArabia*, v. 11, no. 2, p. 75-176.
- Johnson, B., 1981, Microfaunal biostratigraphy of the Dalan Formation (Permian) Zagros Basin, southwest Iran. In, J.W. Neale and M.D. Brasier (Eds.), *Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas*, p. 52-61.
- Stratigraphy: (First Edition)* Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Catuneanu, O., W.E. Galloway, Ch.G.St.C. Kendall, A.D. Miall, H.W. Posamentier, A. Strasser, M.E. Tucker, 2011, *Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature: Newsletters on Stratigraphy*, v. 44, no. 3, p. 173–245.
- Demicco, R.V., and L.A. Haride, 1994, *Sedimentary Structures and Early Diagenetic of Shallow Marine Carbonate Deposits: SEPM*, 265 p.
- Dickson, J. A. D., 1965, a modified staining technique in thin section: *Nature*, v. 205.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1*, p. 108–121.
- Dunham, R. J., 1970, Keystone vugs in carbonate beach deposits [abs.]: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, p.845.
- Embry, A. F., Johannessen, E. P., 1992, T-R sequenc stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T. O., Berg - sager, E., Dahl-Stammes, O. A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T. B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 (Special Publication): *Norwegian Petroleum Society (NPF)*, p. 121–146.
- Erwin, D.H., S.A. Bowring, and J. Yugan, 2002, End-Permian mass extinctions: A review, in Koeberl, C., and K.G. MacLeod, eds., *Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and beyond: Geological Society of*

- Fossils. Concepts, Problems, Prospects: Elsevier, Amsterdam, p. 52–77.
- Maurer, F., R. Martini, R. Rettori, H. Hillgärtner, S. Cirilli, 2009, The geology of Khuff outcrop analogues in the Musandam Peninsula, United Arab Emirates and Oman: *GeoArabia*, v. 14, no. 3, p. 125–158.
- Mazzullo, S.J., 1994, Diagenesis in a sequence-stratigraphic setting: porosity evaluation in periplatform carbonate reservoirs, Permian Basin, Texas and New Mexico: *J. Pet. Sci. Eng.* v. 11, p. 311–22.
- McKenzie, J.A., 1981, Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: a stable isotope study: *J. Geol.* v. 89, p. 185–198.
- Miller, W. III, 2007, Trace fossils: Concepts, problems, prospects: Elsevier, Amsterdam, 632 p.
- Moore, C. H., 2001, Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework: Elsevier, Amsterdam. 444 p.
- Purser, B.H. and G. Evans, 1973, Regional sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf. In: Purser, B.H. (Ed.) *The Persian Gulf*: Springer, Berlin, p. 211–231.
- Purser, B.H., 1973, *The Persian Gulf; Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea*: Berlin, Springer-Verlag, p.471.
- Purser, B.H., M.E. Tucker, and D.H. Zenger, eds, 1994, *Dolomites*: Blackwell, Oxford. 464 p.
- Rahimpour-Bonab, H., 2007, A procedure for appraisal of a hydrocarbon reservoir continuity and quantification of its heterogeneity: *Journal of Petroleum Science and Engineering* v. 58, p. 1–12.
- Kashfi, M.S., 1992, Geology of the Permian ‘supergiant’ gas reservoirs in the greater Persian Gulf area: *Journ. Petrol. Geol.*, v. 15, p. 465–480.
- Kashfi, M.S., 2000, Greater Persian Gulf Permian-Triassic stratigraphic nomenclature requires study: *Oil and Gas Journal*, Tulsa, v. 6, p. 36–44.
- Kendall, C.G. St C., and P.A.D'E. Skipwith, 1969, Holocene shallow water carbonate and evaporate sediments of the Khor al Bassam, Abu Dhabi, SW Persian Gulf: *AAPG Bulletin*, v. 53, p. 841–869.
- Khalifa, M.A., 2005, Lithofacies, diagenesis and cyclicity of the ‘Lower Member’ of the Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 25, p. 719–734.
- Knaust, D., 2009, Ichnology as a tool in carbonate reservoir characterization: A case study from the Permian – Triassic Khuff Formation in the Middle East: *GeoArabia*, v. 14, no. 3, p. 17–38.
- Koehrer, B., M. Zeller, T. Aigner, M. poeppelreiter, p. Milroy, h. Forke and S. al-Kindi 2010, Facies and stratigraphy framework of a khuff outcrop equivalent: siaq and mahil formation, Al jabal al-akhdar, sultanate of Oman: *GeoArabia*, v. 15, no. 2, p. 91–156.
- MacEachern, J.A., S.G. Pemberton, M.K. Gingras, K.L. Bann, 2007, The Ichnofacies Paradigm: A Fifty-Year Retrospective, In: Miller III, W. (Ed.), *Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects*: Elsevier, Amsterdam, p. 52–77.
- MacEachern, J.A., S.G. Pemberton, M.K. Gingras, K.L. Bann, L.T. Dafoe, 2007, Uses of Trace Fossils in Genetic Stratigraphy. In: Miller W. III, (Ed.), *Trace*

- Memoir 33, p. 171-210.
- Shinn, E.A., 1986, Modern carbonate tidal flats: their diagnostic features: Colorado School of Mines Quarterly. v. 81, p. 7-35.
- Strohmenger, C.J., R.H.S. Always, R.W. Broomhall, R.F. Hulstrand, A. Al-Mansoori, A. Abdalla, and A. Al-Aidarous, 2002, Sequence stratigraphy of the Khuff Formation comparing outcrop and subsurface data (Arabian Plate, UAE): Proceedings of the 10th Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference, Paper SPE 78535, p. 558-568.
- Szabo, F., and A. Kheradpir, 1978, Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, southwest Iran: Journal of Petroleum Geology, v. 1, no. 2, p. 57-82.
- Tavakoli, V., H. Rahimpour-Bonab, B. Esrafil-Dizaji, 2010, Diagenetic controlled reservoir quality of South Pars gas field, an integrated approach: C. R. Geoscience, v. 343, p. 55-71.
- Tucker, M.E., 1991, Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and applications to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea: Journal of the Geological Society of London, v. 148, p. 1019-1036.
- Tucker, M.E., 2001, Sedimentology Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.
- Tucker, M. E., F. Calvet, and D. Hunt, 1993, Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain. In Sequence Stratigraphy and Facies Associations (H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq and G. P. Rahimpour-Bonab, H., B. Esrafil-Dizaji, and V. Tavakoli, 2010, Dolomitization and anhydrite precipitation in Permo-Triassic carbonates at the South Pars gas Field, Offshore Iran: controls on reservoir quality: J. Pet. Geol, v. 33, p. 43-66.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models: AAPG Bulletin, v. 69, p. 1-21.
- Reading, H.G., 1996, Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy: Black Well Science, Inc. 688 p.
- Schlager, W., 2005, Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy: SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology, Series 8, 200 p.
- Selley, R.C., 1996, Ancient Sedimentary Environment: Chapman and Hall, 300 p.
- Selley, R.C., 2000, Applied sedimentology. 2nd edn., Academic Press, San Deigo, 446 p.
- Shapiro, R.S., 2007, Stromatolites: A 3.5-Billion-Year Ichnologic Record. In: Miller III, W. (Ed.), Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects: Elsevier, Amsterdam, p. 52-77.
- 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, Gulf PetroLink, Bahrain, 371 p.
- Shinn, E. A., Ginsburg, R. N., and Lloyd, R. M., 1965, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas, in L. C. Pray, and R. C. Murray, eds., Dolomitization and Limestone Diagenesis: Tulsa, OK, SEPM Special Publication no. 13, p. 112-123.
- Shinn, E. A., 1983, Tidal fiat environment, in P. A. Scholle, D. G. Bebout, and C. H. Moore, eds., Carbonate Depositional Environments: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists

- 252.
- Warren, J., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Earth Science Reviews*, v. 52, p. 1-81.
- Warren, J.K., 2006, *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer Verlag, Brunei, 1035 p.
- Weidlich, O., and M. Bernecker, 2003, Supersequence and composite sequence carbonate platform growth: Permian and Triassic outcrop data of the Arabian platform and Neo-Tethys: *Sedimentary Geology*, v. 158, p. 87-116.
- Weidlich, O., and M. Bernecker 2007, Differential severity of Permian–Triassic environmental changes on Tethyan shallow-water carbonate platforms: *Global and Planetary Change*, v. 55, p. 209-235.
- Wilson, B.R., 1975, *Carbonate Facies in Geological History*: Springer, Berlin, 471 p.
- Ziegler, M.A., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences: *GeoArabia*, v. 6, no. 3, p. 445-504.
- Allen, Eds.), p. 397–415.
- Tucker, ME., and V.P. Wright, 1990, *Carbonate Sedimentology*: Blackwell Science, Inc, 482 p.
- Vachard, D., M. Hauser, R. Martini, L. Zaninetti, A. Matter, T. Peters 2002, Middle Permian (Midian) foraminifera assemblages from the Batain Plain (eastern Oman): Their significance to Neo-Tethyan paleogeography: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 32 p. 155-172.
- Vaslet, D., Y. M. Le. Nindre, D. Vachard, J. Broutin, S. Crasquin-Soleau, M. Berthelin, J. Gaillot, M. Halawani and M. Al-Husseini, 2005, The Permian-Triassic Khuff Formation of central Saudi Arabia: *GeoArabia*, v. 10, no. 4, p. 77-134.
- Walz, L. and T. Aigner, 2012, Khuff Sequence 5 (KS5), Oman Mountains: Lateral facies and sequence variability – a record of differential subsidence? In *The Permo–Triassic Sequence of the Arabian Plate: Abstracts of the EAGE’s Third Arabian Plate Geology Workshop*, Kuwait. Abstract: *GeoArabia*, v. 17, no. 1, p. 250-