

بررسی محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سازند دالان در ناحیه زاگرس (نواحی کوه دنا و کوه سورمه)

مسعود لطف پور^۱، محمد حسین آدابی^۱، عباس صادقی^۱، سید علی معلمی^۲

^۱ دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

^۲ پژوهشگاه صنعت نفت، پژوهشکده اکتشاف و تولید

lotfpourm@yahoo.com

(دریافت: ۸۳/۲/۳۱؛ پذیرش: ۸۳/۱۰/۱)

چکیده

سنگهای کربناته سازند دالان به عنوان بزرگترین مخزن گاز دار در منطقه زاگرس و خلیج فارس به شمار می‌رود. این سازند ما بین سازندهای تخریبی فراقان در پائین و کربناته کنگان در بالا قرار گرفته است. مطالعات میکروفاسیس و رسوب‌شناسی نشان می‌دهد که گسترش رخساره‌های مخزنی (به ویژه اوولیتی) این سازند عمدتاً به واحد دالان بالائی محدود می‌شود. ۵ کمر بند رخساره‌ای مربوط به یک پلاتفرم بزرگ کربناته از نوع رمپ (homoclinal ramp with barrier type) در چارچوب ۹ گروه رخساره‌ای مختلف شناسائی شده است که به ترتیب شامل ناحیه سبخایی، پهنه‌های کشندی، محیط‌های بسته لاگونی، تپه‌های سدی اوولیتی تا بیوکلاستی با خصوصیات مخزنی و بخش‌های دریای باز پلاتفرم کربناته (outer ramp) است. رخساره‌های فوق با ویژگی‌های رسوب‌شناسی و دیاژنتیکی متفاوتی در نواحی کوه سورمه و کوه دنا به طور مقایسه‌ای مورد بررسی قرار گرفتند. بطوریکه مطالعات اخیر نشان می‌دهد که گسترش رخساره‌های شناسائی شده در نواحی فوق متفاوت می‌باشد که تحت تاثیر نوسانات حوضه‌ای بوده است. مطالعات چینه‌شناسی سکانسی منجر به شناسایی حداقل شش سکانس رسوبی از نوع دسته سوم و تعداد زیادی سیکلهای کوچک مقیاس یا پاراسکانس گردید. مرزهای بین سکانسی از انواع ناپیوستگیهای درجه اول و دوم می‌باشند که مرزهای زیرین و بالائی سازند دالان در این نواحی بیانگر دو ناپیوستگی از نوع اول می‌باشند. هر یک از سکانسهای رسوبی فوق در شرایط متفاوتی از نوسانات سطح آب دریا تشکیل شده اند، اما در مجموع از فازهای رسوبی پیشروی (TST) و سکون نسبی تا پسروی (HST) تشکیل شده‌اند. سکانسهای رسوبی موجود بیانگر تغییرات سطح آب دریا در مقیاس جهانی (eustatic) و فرونشست تدریجی حوضه در مقیاس ناحیه‌ای می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: محیط‌های رسوبی، میکروفاسیس، پلاتفرم کربناته، چینه‌شناسی سکانسی، سازند دالان،

زاگرس

مقدمه

سازند دالان برای نخستین بار در سال ۱۹۷۸ توسط زاو و خردپیر مورد ارزیابی و مطالعه دقیق قرار گرفت. سپس مطالعات کامل تری توسط کارشناسان شرکت ملی نفت ایران بر روی برخی رخنمونهای آن در نواحی داخلی زاگرس انجام گرفت (باغبانی، ۱۳۶۹ و کلانتری، ۱۳۷۳) که این سری از مطالعات بیشتر دارای جنبه های چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی بوده است. سازند دالان با سن پرمین میانی تا بالائی دارای رخساره‌های کربناته با میان لایه‌های تبخیری است که در نواحی زاگرس چین خورده و بخش های وسیعی از خلیج فارس به عنوان اصلی‌ترین سازند کربناته گازدار به شمار می‌رود (Kashfi, 1992). لازم به ذکر است که میدین مهمی در استان های فارس و بوشهر وجود دارند که از مقاطع تحت الارضی سازند دالان (بخش بالائی) آنها هم اکنون گاز و میعانات گازی تولید می شود.

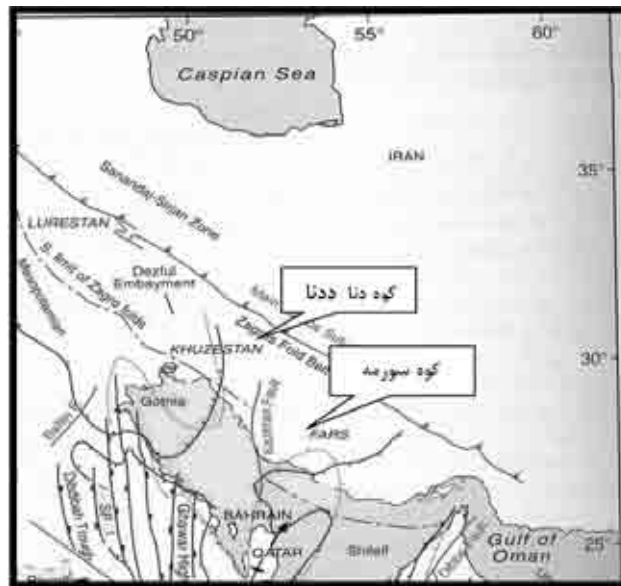
به منظور بررسی هرچه دقیق تر سازند دالان در ناحیه زاگرس دو رخنمون از این سازند در نواحی کوه سورمه (۱۲۰ کیلومتری جنوب شیراز و در مجاورت شهرستان فراهسبند) در استان فارس و کوه دنا (۲۰۰ کیلومتری شمال غربی شیراز و در مجاورت روستای پاتاوه) در استان کهگیلویه و بویر احمد مورد بررسی دقیق چینه شناسی و رسوب شناسی قرار گرفتند (شکل ۱). به نظر می رسد که سازندهای دالان و کنگان از لحاظ نوع رخساره ها، واحد های لیتولوژیکی، نوسانات حوضه رسوبی و زمان تشکیل با سازند خوف (Khuff Formation) به عنوان سنگ مخزن اصلی گاز (Alsharhan, 1993; Al-Jallal, 1995) در کشور های عربی و حواشی جنوبی خلیج فارس هم ارز می باشند. در این مقاله سعی شده است با نگرش ویژه‌ای بر رسوبات کربناته سازند دالان در نواحی کوه سورمه و کوه دنا، تغییرات رخساره ای، نوسانات محیط های رسوبی و سطح آب دریا با استفاده از ویژگی های سنگ شناسی و چینه شناسی سکانسی (sequence stratigraphy) مورد بررسی قرار گیرند.

روش مطالعه

به منظور بررسی رخساره های رسوبی و شرایط حاکم بر محیط رسوبگذاری سازند دالان در دو برش چینه شناسی کوه سورمه و کوه دنا، نمونه برداری کاملی از این دو رخنمون انجام گرفت. در طول مطالعات صحرائی حدود یک هزار نمونه دستی جهت دار برداشت گردید (حداکثر فاصله نمونه ها یک متر و حداقل سی سانتیمتر بوده است) که تمامی نمونه های فوق پس از تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفتند. به منظور تفکیک سنگ های آهکی از دولومیتی و تعیین درصد آنها، کلیه مقاطع نازک با محلول آلزارین رنگ آمیزی شدند. برای

شناسائی میکروفاسیس‌ها و نامگذاری دقیق آنها از روشهای رایج (Flugel, ; Dunham, 1962) استفاده گردید. (1982)

جهت شناسائی و تفسیر رخساره‌های کربناته، تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی و مقایسه آن با رخساره‌های مشابه در سایر نقاط دنیا از منابعی نظیر (Read, 1985; Tucker and Wright, 1990) استفاده شده است. در این روش مطالعه، حداکثر اندازه مجاز برای ارتوکم ماتریکس ۰/۰۴ میلی‌متر در نظر گرفته شده است. مطالعات چینه‌شناسی سکانسی شامل بررسی سکانسهای رسوبی و تشخیص سطوح قابل تطابق با استفاده از تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و نوسانات سطح آب دریا بر مبنای قانون والتر و با استفاده از منابع موجود انجام گرفته است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیائی نواحی مورد مطالعه (کوه سورمه و کوه دنا) در زون زاگرس چین خورده.

مروری بر چینه‌شناسی سازند دالان در نواحی مورد مطالعه

اولین رخنمون مورد مطالعه از سازند دالان در جنوب شهرستان فیروزآباد (مجاور روستای دهرم) و در تاق‌دیس سورمه واقع شده است (شکل ۲). در این ناحیه برش کاملی از سازندهای شیلی سیاهو با سن اردویسین بالائی (قویدل سیوکی، ۱۳۷۳) تا آهک‌های صخره‌ساز داریان با سن کرتاسه زیرین مشاهده می‌شود. مطالعات پالینولوژیکی نشان می‌دهد که رسوبات مربوط به سازند سرچاهان به سن سیلورین در ناحیه مذکور وجود ندارد (Ghavidel-Syooki, 1996).

سازند دالان در ناحیه کوه سورمه با ضخامت ۳۹۰ متر با یک ناپیوستگی هم شیب بر روی ماسه سنگهای فراقان قرار دارد و از سه واحد سنگ چینه‌ای متمایز تشکیل شده است. این واحدها به ترتیب از پائین به بالا شامل واحد سنگ چینه‌ای دالان زیرین با دولومیت‌های ضخیم لایه تا توده‌ای (۱۲۳ متر) که بر روی ماسه سنگها و شیل‌های صورتی رنگ سازند فراقان به طور همشیب قرار گرفته است (این بخش تحت تأثیر فعالیت های کانی‌زایی به شدت دگرسان شده بطوریکه در مواردی بر روی بافت اولیه آن نیز تأثیر گذاشته است)، واحد سنگ چینه‌ای نار با ضخامت ۸۲ متر به طور مستقیم بر روی دولومیت‌های واحد دالان زیرین قرار می‌گیرد. این واحد سنگ چینه‌ای همراه با میان لایه‌های ضخیم انیدریتی که در برخی موارد ضخامت آنها به چندین متر می‌رسد، بر اساس مطالعه برخی محققین این توالی در یک محیط سبخائی نهشته شده است (کاوسی، ۱۳۷۴، لاسمی، ۱۳۷۹). واحد سنگ چینه‌ای دالان بالایی شامل تناوبی از دولومیت‌ها و آهک‌های متوسط لایه بوده که با ضخامت ۱۸۵ متر در انتهای توالی کربناته سازند دالان قرار می‌گیرد. گسترش رخساره‌های اوولیتی از ویژگی‌های مهم این بخش از سازند دالان به شمار می‌رود. بخش رأسی واحد دالان بالایی عمدتاً از آهک‌های متوسط تا نازک لایه تشکیل می‌شود که به وسیله یک ناپیوستگی هم شیب از آهک‌های مارنی و نازک لایه سازند کنگان متمایز می‌گردند. گذرسازند دالان به کنگان در ناحیه کوه سورمه به نظر پیوسته می‌آید، بطوریکه بدون شواهد بیو استراتیگرافی و رسوب‌شناسی نمی‌توان این ناپیوستگی هم شیب را مورد شناسائی قرار داد. با این وجود واحد سنگ چینه‌ای دالان بالائی در نواحی خلیج فارس نیز بیانگر رسوبگذاری آن در زمان جلفین می‌باشد (لطف پور و همکاران، ۱۳۷۹).

دومین رخنمون مورد مطالعه از سازند دالان در دامنه‌های مرتفع کوه دنا قرار دارد. این ناحیه در برگیرنده توالی کربناته ضخیمی از نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین تا کرتاسه می‌باشد (شکل ۳).

سازند دالان در برش کوه دنا با ضخامت کل ۳۱۰ متر از سه واحد سنگ چینه‌ای متمایز تشکیل شده‌است که به ترتیب شامل واحد دالان زیرین با ضخامت ۴۰ متر متشکل از سنگهای آهکی متوسط تا ضخیم لایه فسیل دار (واحد سنگ چینه‌ای دالان زیرین در برش کوه دنا بطور همشیب بر روی ماسه سنگهای سازند فراقان قرار گرفته است)، واحد تخریبی سازند دالان (معادل با واحد نار) با ضخامت ۵۵ متر شامل تناوبی از ماسه سنگ و دولومیت (معادل با واحد سنگ چینه‌ای نار در ناحیه کوه سورمه) و بالاخره واحد دالان بالایی با ضخامت ۲۱۵ متر متشکل از دولومیت‌های متوسط تا ضخیم لایه می‌باشد. سازند دالان در این ناحیه نیز با یک

ناپیوستگی همشیب (در برخی نقاط به صورت یک سطح فرسایشی بارز) از سازند کنگان متمایز می‌گردد (فقدان میکروفسیل‌های شاخص اشکوب دوراشامین).
انقراض ناگهانی میکروفسیل‌های شاخص اشکوب جلفین نظیر گونه‌های *Dagmarita chanackchiensis*, *Ichtyollaria primitiva*, *Paraglobivalvulina mira* سازند دالان (در زیر افق ترومبولیتی) بیانگر فقدان رسوبات اشکوب دوراشامین می‌باشد.



شکل ۲- نمائی از رخنمون سازند دالان در ناحیه کوه سورمه، در این تصویر واحد سنگ چینه‌ای نار (سمت راست) به وسیله خط چین از واحد دالان بالائی (سمت چپ) متمایز شده است.



شکل ۳- نمائی از رخنمون سازندهای لالون، میلا، فراقان، دالان و کنگان در ناحیه کوه دنا، مرز سازندهای دالان و کنگان به وسیله فلش مشخص شده است.

میکروفاسیس و محیطهای رسوبی

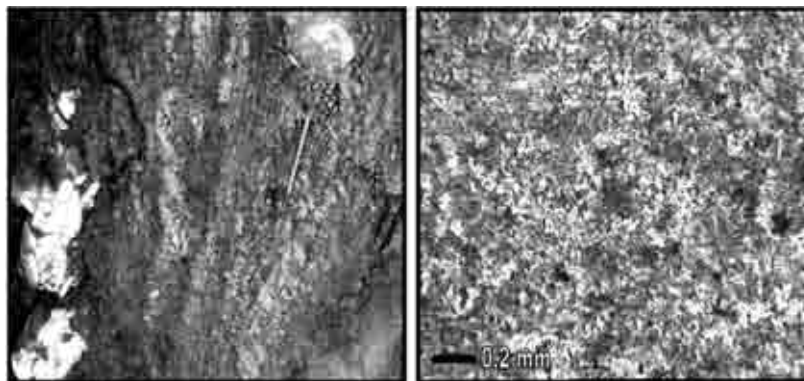
بررسی دقیق میکروفاسیسها و تغییرات عمودی و جانبی آنها در توالیهای کربناته سازند دالان در برشهای کوه سورمه و کوه دنا منجر به شناسائی انواع محیطهای رسوبی کربناته گردید. شناسائی و نامگذاری رخسارههای رسوبی و تعیین کمربندهای رخساره‌ای (facies belt) بر مبنای آلوکم‌های موجود، خرده‌های اسکلتی و فابریک دانه‌ها انجام گرفت. محیطهای رسوبی شناسائی شده با محیطهای کربناته عهد حاضر نظیر پلاتفرم‌های جنوب خلیج فارس، باهاما در دریای کارائیب و خلیج شارک در استرالیا مقایسه شده‌اند (Logan, 1974; Read, 1985; Shinn, 1986; Hardie, 1986; Freidman, 1994, 1995). شواهد میکروسکوپی و ماکروسکوپی نشان می‌دهد که رخساره‌های کربناته سازند دالان به چندین گروه رخساره‌ای شاخص پلاتفرم‌های کربناته از نوع رمپ (homoclinal ramp) قابل تقسیم است، که با توجه به قانون والتر از پنج کمر بند رخساره‌ای مجزا و مرتبطاً یکدیگر تشکیل شده‌اند. این پنج کمر بند رخساره‌ای به ترتیب دور شدن از ساحل عبارتند از: محیطهای سبخائی گرم و خشک با رسوبگذاری وسیع تبخیریها. پهنه‌های کشندی گرم و خشک. لاگون‌های محدود با تبخیر نسبتاً بالا در حواشی پهنه‌های کشندی. تپه‌های سدی اوولیتی تا اسکلتی مربوط به بخش میانی پلاتفرم کربناته. محیطهای دریای باز همراه با آثاری از طوفانهای نواحی نیمه حاره‌ای. بر اساس مطالعات پتروگرافیکی و شواهد صحرائی، ده میکروفاسیس شاخص در قالب پنج کمر بند رخساره‌ای فوق در توالی‌های دالان به ترتیب دور شدن از ساحل به شرح زیر مورد شناسائی قرار گرفتند.

میکروفاسیس ۱ انیدریت لایه ای (Anhydrite layers)

این میکروفاسیس در واحد نار ناحیه کوه سورمه دارای گسترش قابل ملاحظه‌ای است. شواهدی مبنی بر وجود این رخساره در ناحیه کوه دنا تا کنون به دست نیامده است و بجای آن رخساره‌های ماسه سنگی (لیتیک آرنایت تا کوارتز آرنایت) و لاتریتی مشاهده می‌شود. لایه‌های ضخیم انیدریتی واحد نار با درصد انیدریت نسبتاً بالا احتمالاً در مراحل اولیه دیاژنز از رسوبگذاری مستقیم تبخیریهای نظیر ژیبس در لاگونهای خیلی شور (hypersaline lagoon or salinas) تشکیل شده است. اگرچه با گذشت زمان لایه‌های ژیبس دار تغییر شکل می‌دهند و در طی مراحل مختلف دیاژنز تبدیل به انیدریت ثانویه شده‌اند. به نظر می‌رسد که برخی از لایه‌های

کربناته واحد نار تحت تاثیر شدید فرایند جان‌شینی انیدریت با اجزاء اولیه سنگ قرار گرفته‌اند، بطوریکه در اکثر موارد تمام فابریک اولیه سنگ با انیدریت ثانویه جان‌شین شده است، به عنوان مثال برخی از لایه‌های اوولیتی واحد سنگ چینه‌ای نار به طور کامل انیدریتی شده‌اند و به واسطه بقایائی از ساخت چینه بندی مورب مورد شناسائی قرار گرفته اند (شکل ۴).

لایه های ضخیم انیدریتی واحد نار در ناحیه خلیج فارس و بخش های وسیعی از پلاتفرم عربی گسترش قابل ملاحظه ای دارد (Sharland *et al.*, 2001)، اگر چه این رخساره به سمت عرضهای شمالی تر از گسترش بسیار کمتری برخوردار می‌باشد. به عنوان مثال واحد تبخیری نار در برخی از چاههای خلیج فارس دارای ضخامت قابل ملاحظه ای است (در حدود ۲۰۰ متر)، در حالیکه این ضخامت در بخشهای داخلی زاگرس نظیر ناحیه کوه سورمه به ۸۰ متر می رسد و در نواحی شمالی تر مانند کوه دنا هیچگونه اثری از این رخساره مشاهده نمی‌شود، به‌جای آن لایه‌های ماسه سنگی و لاتریتی در تناوب با لایه‌های دولومیتی وجود دارند (کاوسی، ۱۳۷۴، لاسمی، ۱۳۷۹).



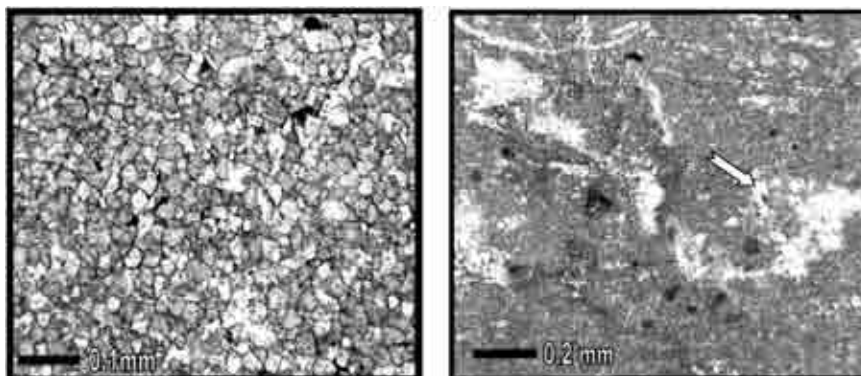
شکل ۴ تصاویری از رخساره انیدریتی واحد نار در ناحیه کوه سورمه. تصویر میکروسکوپی سمت راست نشانگر تداخل بلورهای انیدریت می باشد که به صورت پر مرغی (chicken wire) مشاهده می شوند. تصویر سمت چپ نشانگر جان‌شینی وسیع انیدریت با لایه های گرینستونی همراه با ساخت چینه بندی مورب می باشد. ppl.

میکروفاسیس ۲: فنسترال مادستون دولومیتی (Fenestral dolomitic mudstone)

اشکالی نظیر فابریک فنسترال (Fenestral fabric)، قالبهای تبخیری، فیلامنت‌های میکروبی (جلبک‌های سبز- آبی فیلامنتی)، ترک‌های گلی و ندولهای انیدریتی که در یک زمینه دولومیکریتی، به‌وفور در این رخساره دیده می‌شوند. این میکروفاسیس به ویژه در ناحیه کوه‌دنا به

شدت تحت تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی نظیر دولومیتی شدن ثانویه و انحلال قرار گرفته است (شکل ۵).

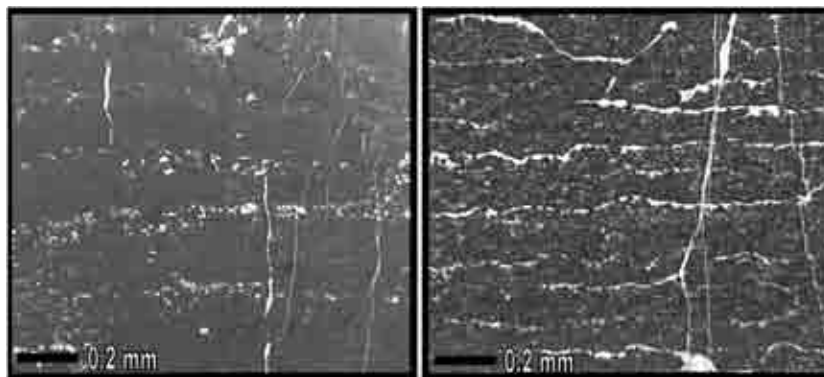
این رخساره در مقایسه با محیطهای کربناته امروزی نظیر خلیج فارس (Friedman, 1995) در بخشهای فوقانی پهنه‌های کشندی از نوع گرم و خشک (Arid upper intertidal) سازند دالان گسترش داشته است. بر اساس شناسائی مورفولوژی دولومیت‌ها (Kinsman, 1964; Land, 1973; Sibley and Gregg, 1987) می‌توان اشکالی نظیر دولومیت‌های مسطح یا پلانار (planar-e, planar-s) و غیر مسطح یا غیر پلانار (non-planar) را مشاهده کرد، که هر یک از آنها شرایط خاص دیاژنتیکی را بازگو می‌نمایند. بدیهی است با افزایش پدیده دولومیتی شدن و رشد بلورهای دولومیت به تدریج فابریک اولیه سنگ از بین رفته و میزان تخلخل بین بلوری (intercrystalline) نیز کاهش چشمگیری می‌یابد. فرایند انیدریتی شدن نیز در برخی نمونه‌های این میکروفاسیس (به ویژه در واحد سنگ چینه ای نار) به دو شکل جانیشینی و پرشدگی فضاهای خالی (anhydrite plugging) مشاهده می‌شود. این رخساره با اشکال خروج از آب در بخشهای مختلف سازند دالان به ویژه در دولومیت‌های واحدهای دالان زیرین و نار مشاهده شده‌اند، اما در مجموع از گسترش چندانی برخوردار نیست. تخلخل‌های نوع فنسترال (fenestral porosity)، حفره‌ای (vuggy porosity) و بین بلوری چنانچه با انیدریت ثانویه پر نشده باشند، در این رخساره کم و بیش مشاهده می‌شوند.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس فنسترال مادستون دولومیتی در ناحیه کوه دنا (تصویر سمت راست) که به صورت توده‌های نامنظم اسپاریتی به همراه فیلامنت‌های میکروبی (فلش) در یک زمینه دولومیتی مشاهده می‌شود. پدیده دولومیتی شدن ثانویه در رخساره مادستونی ناحیه کوه سورمه (تصویر سمت چپ) به همراه رشد فزاینده بلورهای دولومیت منجر به تخریب تمامی فابریک اولیه و تخلخل‌های موجود شده است. ppl.

میکروفاسیس (۳): استروماتولیت باندستون (stromatolite boundstone)

باندستون استروماتولیتی با لامیناسیون‌های موجی تا نواری بیانگر بخشی از رخساره‌های کشندی (به ویژه بخش بالائی پهنه‌های کشندی) سازند دالان به شمار می‌روند. این رخساره در بخش‌های مختلف سازند دالان به ویژه در میان لایه‌های دولومیتی واحدهای نار و دالان بالائی گسترش دارد. وجود آثاری از قبیل ترکهای گلی، فابریک فنسترال و قالبهای تبخیری بیانگر گسترش این رخساره در پهنه‌های کشندی گرم و خشک است. فابریک فنسترال، قالبهای تبخیری، فیلامنت‌های میکروبی (جلبکهای سبز-آبی فیلامنتی)، ترکهای گلی و ندولهای انیدریتی در این رخساره به فراوانی مشاهده می‌شوند (شکل ۶). در برخی موارد آلوکم‌های دیگر نظیر اووئید، پلوئید و برخی خرده‌های اسکلتی که به وسیله جریانات کشندی انتقال یافته‌اند با فراوانی اندک در این رخساره دیده می‌شوند که در این حالت به نام استروماتولیت‌های یوکاریوتیک (Eucariotic) شناخته می‌شوند (Feldman and Mackenzi, 1998). پهنه‌های کشندی در برش کوه سورمه از گسترش بیشتری برخوردار است.

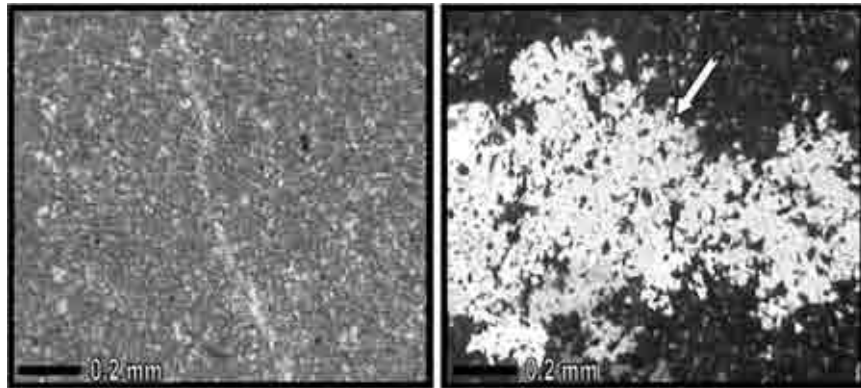


شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از رخساره استروماتولیت باندستون سازند دالان در نواحی کوه دنا (تصویر سمت راست) و کوه سورمه (تصویر سمت چپ). لامیناسیون‌های موجی، ترک‌های گلی، فنسترال‌های لامینه‌ای که در اکثر موارد با کلسیت اسپاری یا انیدریت ثانویه پر شده‌اند، ppl.

میکروفاسیس ۴: مادستون دولومیتی همراه با قالبهای تبخیری (Dolomitic mudstone with evaporite casts)

این میکروفاسیس بر خلاف مادستون‌های پهنه‌های کشندی دارای اشکال مربوط به خروج از آب (subaerial exposure) نمی‌باشد. عدم وجود این نوع آثار نشان می‌دهد که مادستون‌های مذکور در شرایط کاملاً زیر کشندی (subtidal) تشکیل شده‌اند. پدیده دولومیتی شدن یکی از

مهمترین فرآیندهای دیاژنزی این رخساره به شمار می‌رود. این رخساره در کوه سورمه به ویژه در واحدهای سنگ چینه‌ای دالان زیرین و نار دارای قالبهای تبخیری فراوانی بوده و از گسترش نسبی نیز برخوردار است (شکل ۷). با توجه به قرار گرفتن معمول این رخساره در میان رخساره‌های کشندی به عنوان بخشهای کوچکی از محیطهای بسته لاگونی (restricted lagoon) واقع در حواشی پهنه‌های کشندی یا به صورت حوضچه‌های کوچک (pond) تفسیر می‌شوند. امروزه مشابه این رخساره‌های حوضچه‌ای در برخی پلاتفرم‌های کربناته گرم و خشک با میزان تبخیر بالا نظیر خلیج فارس مشاهده می‌شوند (Shimm, 1983, 1986; Tucker and Friedman, 1995; Wright, 1990).

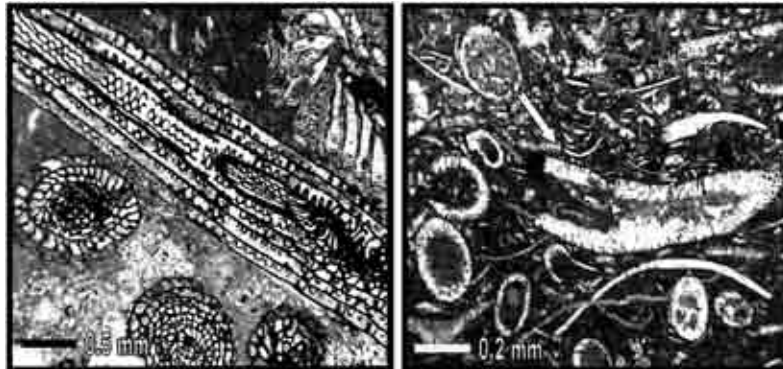


شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس مادستون دولومیتی در نواحی کوه سورمه (تصویر سمت راست) و کوه دنا (تصویر سمت چپ). پدیده انیدریتی شدن (فلش) در این رخساره مشاهده می‌شود. ppl & xpl.

میکروفاسیس ۵: بیوکلاست و کستون تا پکستون لاگونی (Lagoonal skeletal wackestone/ packstone)

این رخساره همراه با خرده‌های اسکلتی مختلف از قبیل فرامینی فرهای بنتیک، خرده‌های جلبک سبز، خرده‌های اسفنج و گاستروپود بیانگر رسوبگذاری در یک محیط زیر کشندی (subtidal) است. خرده‌های اسکلتی مربوط به محیط‌های محدود لاگونی نظیر فرامینی فرهای بنتیک و انواع خرده‌های جلبک سبز بیانگر گسترش رخساره‌های لاگونی در بخش‌های مختلف سازند دالان می‌باشد. در رخساره‌های لاگونی واحد دالان زیرین ناحیه کوه دنا فوزولینیدهای بزرگی از جنسهای شاخصی نظیر پارافوزولینا و پلی دیکسودینا (Parafusulina sp., Polydiexodina sp.) نیز دیده می‌شود (شکل ۸).

تنوع خرده‌های اسکلتی در واحد دالان زیرین ناحیه کوه دنا بسیار زیاد است و قابل مقایسه با واحد هم‌ارز آن در کوه سورمه نمی‌باشد. هرچند این رخساره کم و بیش در واحدهای نار و دالان بالائی هردو ناحیه نیز مشاهده می‌شوند. لازم به ذکر است که رخساره‌های لاگونی واحد دالان بالائی کوه سورمه نسبت به کوه دنا از گسترش و تنوع اسکلتی بیشتری برخوردار می‌باشد. به هر حال تنوع خرده‌های اسکلتی موجود در واحد دالان بالائی قابل مقایسه با تنوع آنها در واحد دالان زیرین نمی‌باشد، بطوریکه رخساره لاگونی واحد دالان بالائی تنها دارای فرامینی فرهای کوچک بنتیک نظیر جنس‌های *Staffella* و *Hemigordius*, *Globivalvulina* به همراه جلبک‌های آهکی و فیلامنت‌های میکروبی است.



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از رخساره‌های بیوکلاست پکستون لاگونی واحد دالان زیرین در ناحیه کوه دنا (تصویر سمت چپ) و واحد دالان بالائی در برش کوه سورمه (تصویر سمت راست)، رخساره لاگونی واحد دالان زیرین دارای فرامینی فرهای شاخصی از خانواده فوزولینید نظیر *Polydeixodina* می‌باشد که معرف سن مورگابین (*Murgabian*) نیز است. اکثر رخساره‌های لاگونی واحد دالان بالائی دارای خرده‌های فراوان جلبک‌های آهکی نظیر *Gymnocodium* (فلش) و سایر جلبک‌های سبز می‌باشند. ppl.

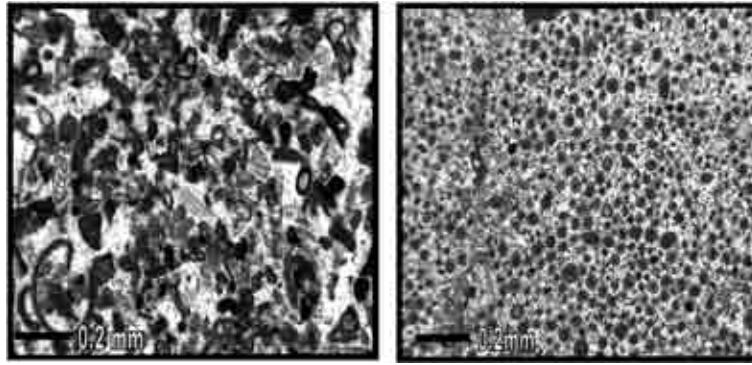
میکروفاسیس ۶: اووئید، پلوئید گرینستون دانه ریز با خرده‌های اسکلتی لاگونی (**Fine-grained ooid, Peloid grainstone with lagoonal skeletal debris**) این رخساره با درصد بالائی از آلوکم‌های پلوئید و اووئیدهای با قطر کوچک (کوچکتر از ۰/۱ میلیمتر) همراه با خرده‌های اسکلتی محیط‌های لاگونی در واحدهای نار و دالان بالائی گسترش دارد. رخساره مذکور بیانگر رسوبگذاری در حواشی لاگونی تپه‌های سدی (*lagoonal shoal margin*) یا *leeward shoal* می‌باشد. خرده‌های اسکلتی، فیلامنت‌های میکروبی و پلوئیدها از اجزا اصلی این رخساره به شمار می‌روند. اکثر اووئیدهای با قطر کوچک

(به ویژه در واحد دالان بالائی) به تدریج میکریتی شده‌اند و در برخی موارد نیز انحلال حاصل کرده‌اند که در نتیجه دارای تخلخل قالبی نیز می‌باشند.

پلوئیدها احتمالاً از خردشدگی مادستونهای لاگونی یا میکریتی شدن اووئیدهای آراگونیتی تشکیل شده‌اند. اووئیدهای این رخساره اکثراً آراگونیتی می‌باشند که در مراحل مختلف دیاژنز انحلال یافته و یا بوسیله سیمان کلسیتی ثانویه یا درموردی با سیمان انیدریتی ثانویه جایگزین شده‌اند. در برخی موارد اووئیدهای مذکور تحت تاثیر میکروارگانیسم‌های موجود در آب دریا به سرعت و پس از رسوبگذاری به طور کامل و یا جزئی میکریتی شده‌اند. در چنین حالتی امکان تمایز پلوئیدها از اووئیدهای میکریتی آسان نخواهد بود (شکل ۹). وجود سیمان‌های حاشیه‌ای از نوع هم ضخامت (isopachous) در پیرامون اووئیدها بیانگر تشکیل آنها در محیط کاملاً دریائی (marine phreatic) است. همچنین پدیده ورود محلول‌های انیدریتی در طی فرایند تدفین باعث پرشدن فضاهای موجود و یا جانشینی اجزا تشکیل دهنده با انیدریت ثانویه می‌گردد که در نتیجه باعث تشکیل سیمان ثانویه انیدریتی شده است. پلوئیدها و اووئیدهای میکریتی معمولاً در برابر پدیده انیدریتی شدن مقاومت بیشتری نشان می‌دهند که در اکثر موارد سالم باقی می‌مانند، اما سیمان کلسیتی بین آنها به سرعت انیدریتی می‌شود. به هر حال پدیده انیدریتی شدن ثانویه باعث کاهش شدید تخلخل به ویژه تخلخل‌های اولیه نظیر تخلخل قالبی می‌گردد. اگرچه در این رخساره برتری نسبی از لحاظ فراوانی با پلوئیدها است (بیش از ۵۰ درصد کل آلوم‌ها) اما منشاء اکثر پلوئیدهای فوق همان اووئیدهای آراگونیتی میکریتی شده و یا خرد شده می‌باشد. دانه‌بندی تدریجی معکوس (به سمت بالا درشت شو) در این رخساره دیده شده است. وجود این‌گونه سیکلها از شواهد اصلی رسوبگذاری در نواحی مختلف تپه‌های سدی به‌شمار می‌رود (Elrick and Read, 1991; Tucker and Wright, 1990).

میکروفاسیس ۷: اووئید گرینستون دانه متوسط با تخلخل قالبی (Medium-grained ooid grainstone with oomoldic porosity)

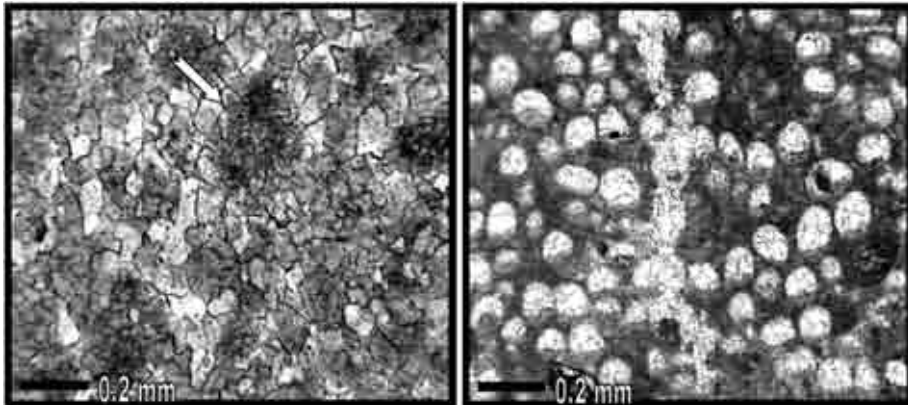
این میکروفاسیس به عنوان اصلی ترین رخساره مخزنی سازند دالان عمدتاً از اووئیدهای آراگونیتی انحلال یافته یا جانشین شده تشکیل شده است (بیشتر از ۷۰ درصد کل آلوم‌ها). رخساره اوولیتی در بخشهای مختلف سازند دالان به ویژه در واحد سنگ چینه‌ای دالان بالائی و میان لایه‌های واحد نار از گسترش خوبی برخوردار است. ظهور این حجم از اووئیدهای آراگونیتی در ارتباط با تغییرات جهانی سطح آب دریا (eustatic) و تا حدودی به افت نسبی سطح آب دریا در اواخر پرمین مربوط می‌گردد (Mial, 1991, 1995).



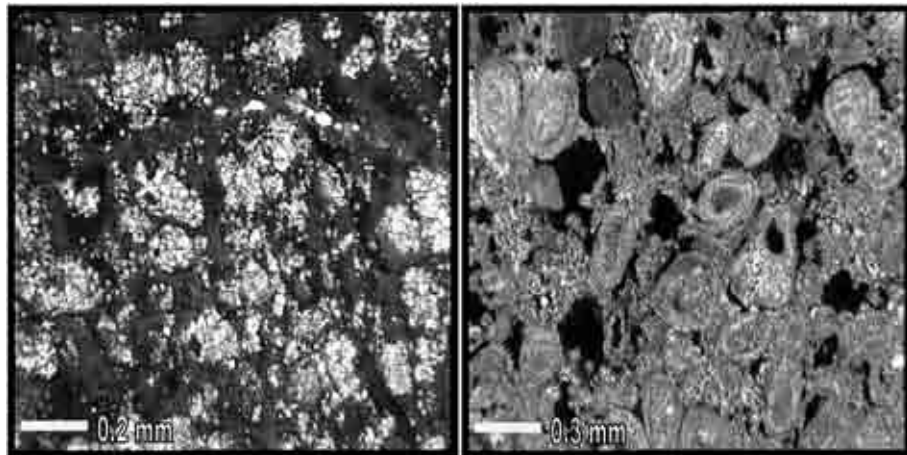
شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی از میکروفاسیس پلوئید، اوئید گریستون دانه ریز واحد دالان بالائی درکوه سورمه (تصویر سمت راست) همراه با تخلخل قالبی و بیوکلاست، پلوئید گریستون دانه ریز واحد دالان بالائی کوه دنا (تصویر سمت چپ)، ppl.

گسترش رخساره‌های اوولیتی درکوه سورمه بسیار بیشتر از کوه دنا می‌باشد، بطوریکه می‌توان اینگونه تصور کرد که ضخامت رخساره‌های اوولیتی از جنوب (بیشترین گسترش این رخساره در جنوب خلیج فارس مشاهده می‌شود) به سمت عرضهای شمالی‌تر به تدریج کاهش می‌یابد. بنابراین درکوه دنا این گسترش به حداقل رسیده است. در این رخساره می‌توان به مشارکت خرده‌های اسکلتی و پلوئیدها (حداکثر ۲۰ درصد کل آلوکم‌ها) نیز اشاره کرد. این رخساره بیشتر دربخشهای مرکزی تپه‌های سدی و درمکانی که انرژی جزر و مد به صورت جریان‌ات رفت و برگشتی درتشکیل دانه‌های مدور اوئیدی نقش مهمی ایفا می‌کند، تشکیل شده است. اوئیدها عموماً دراندازه ماسه‌های متوسط تا درشت می‌باشند (کوچکتر از ۰/۵ و بزرگتر از ۰/۱ میلی‌متر) که تحت تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی به ویژه تدفین و تاثیر آبهای فرورو مراحل مختلف انحلال یافته‌اند. برخی از محققین اعتقاد دارند که فرایند انحلال گسترده اوئیدها در اثر خروج از آب ناگهانی حوضه و قرار گرفتن آنها در یک زون تحت تاثیر آبهای فرورو به وجود آمده است (Husseini, 1992). اوئیدهای انحلال یافته در برخی موارد با سیمان کلسیتی و یا محلولهای دیگر پر می‌شوند. دربرخی موارد نیز میزان قابل ملاحظه‌ای از قالب اوئیدها خالی می‌مانند که درنهایت منجر به تشکیل تخلخل قالبی می‌شوند. سیمان بین دانه‌ها در این رخساره عمدتاً شامل سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت (isopachous) و موزائیکی (blocky) است. دربرخی موارد اوئیدهای انحلال یافته به وسیله دولومیت‌های ثانویه پرشده‌اند که درنتیجه مقدار زیادی از تخلخل قالبی آنها از بین رفته است و دراین حالت شبیحی از اوئیدهای مذکور باقی مانده است (شکل ۱۰). یکی از پدیده‌های دیاژنتیکی جالب که در رخساره اوولیتی

واحد دالان بالائی به ویژه در مرز بالائی آن با سازند کنگان مشاهده می‌شود، وجود سیمان کلسیتی ثانویه در بین اووئید های دولومیتی از نوع mimic است (شکل ۱۱).



شکل ۱۰- تصاویر میکروسکوپی از رخساره اووئید گریستون واحد دالان بالائی در ناحیه کوه دنا. تصاویر فوق نشانگر اووئید هائی است که به طور ثانویه دولومیتی شده اند (تصویر سمت راست)، در برخی موارد پدیده تبلور مجدد باعث مخدوش شدن اووئید های اولیه (فلش) و ایجاد اشکال شبیحی می‌گردد (تصویر سمت چپ). ppl.



شکل ۱۱- تصاویری از پدیده‌های دیاژنتیکی انیدریتی شدن (anhydrite plugging) و دولومیتی شدن انتخابی در رخساره اوولیتی واحد های نار (سمت راست) و دالان بالائی (سمت چپ) ناحیه کوه سورمه. ppl.

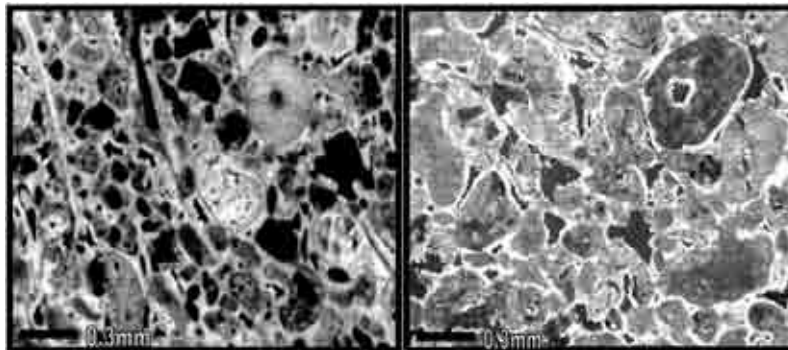
میکروفاسیس ۸: اینتراکلاست، بیوکلاست گرینستون دانه‌درشت باتخلخل بین‌دانه‌ای
Coarse-grained intraclast / bioclast grainstone with interparticles)
(porosity)

این میکروفاسیس بیانگر رسوبگذاری در پراورزی‌ترین بخش تپه‌های سدی سازند دالان است. اجزای تشکیل دهنده این رخساره شامل خرده‌های اسکلتی موجودات دریائی مختلف نظیر اکینودرم، بریوزوآ و براکیوپود در اندازه‌های درشت (در اندازه ماسه‌های درشت) می‌باشد (شکل ۱۲). علاوه بر این قطعات بزرگی از اینتراکلاستها نیز در این میکروفاسیس مشاهده می‌شود. با نگاهی به ترکیب عناصر اسکلتی می‌توان دریافت که شرایط رسوبگذاری آن با دیگر رخساره‌های سدی تا حدودی متفاوت است، بطوریکه اندازه آلوکم ها و نوع خرده‌های اسکلتی آن بیانگر محیط پراورزی و متصل به دریای آزاد است. میزان قابل ملاحظه‌ای از خرده‌های اسکلتی نواحی دریای باز همراه با انواع سیمان‌های دریائی اولیه (marine phreatic cement) در این رخساره مشاهده می‌شوند.

این رخساره بیانگر تاثیر انرژی امواج و جریانات رفت و برگشتی در حواشی تپه‌های سدی (seaward shoal) می‌باشد. ساخت‌های چینه‌بندی مورب و دانه‌بندی به سمت بالا درشت شو (coarsening upward) در این رخساره به وضوح دیده می‌شود که علت اصلی تشکیل آن را مهاجرت مداوم حواشی تپه‌های سدی تحت تاثیر جریانات کشندی و امواج دریائی می‌دانند (Gonzalez, 1996).

سیمان‌های این رخساره عمدتاً از دو نوع فریاتیکی (سیمان‌های حاشیه‌ای از نوع هم ضخامت) و تدفینی (بیشتر از نوع موزائیکی) است. در برخی موارد سیمان‌های دریائی اولیه با ترکیب شیمیائی ناپایدار تحت تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی نظیر انحلال ثانویه حاصل از تدفین عمیق از بین رفته‌اند و فضای به وجود آمده خالی مانده است که در نتیجه تخلخل بین دانه‌های در این رخساره گسترش می‌یابد. از نقطه نظر خواص مخزنی سنگهای کربناته این نوع تخلخل از بهترین نوع تخلخل‌ها به شمار می‌رود، زیرا همزمان با تخلخل بالا دارای میزان نفوذ پذیری بسیار خوبی نیز است (Lucia, 1999). هرچند گسترش این نوع میکروفاسیس در نواحی مورد مطالعه چندان قابل ملاحظه نبوده است، اما در برش کوه سورمه از گسترش بیشتری برخوردار است. رخساره‌های رو به دریای باز تپه‌های سدی (seaward shoal) به عنوان پراورزی‌ترین رخساره‌های سازند دالان در نواحی مورد مطالعه توصیف می‌شوند که به علت تخلخل بالا و دانه‌های نسبتاً درشت و ارتباط خوب انواع تخلخل‌ها بایکدیگر به عنوان بهترین سنگ مخزن دالان معرفی شده است (Lotfpoor et al., 2000). وجود این رخساره با درصد بالائی از خرده‌های

اسکلتی بیانگر پیشروی ناگهانی آب دریا در یک افق خاص می باشد که معمولاً در قاعده پاراسکانس های بخشهای میانی پلاتفرم های کربناته از نوع رمپ مشاهده می شوند (Brett, 1998).

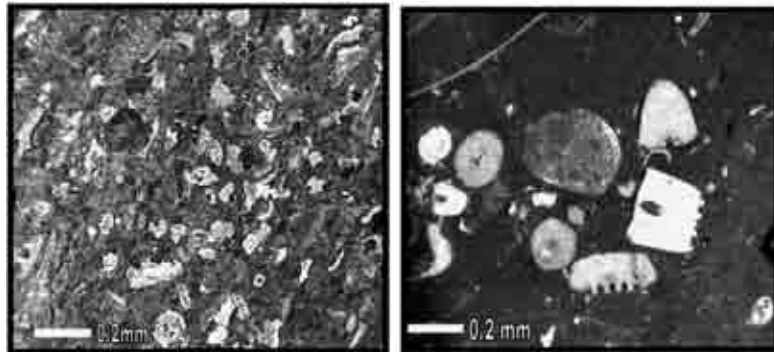


شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپی از رخساره اینتراکلاست، بیوکلاست گرینستون واحد دالان بالائی. تصاویر فوق نشانگر گسترش تخلخل های بین دانه ای و درون دانه ای (فضاهای خالی) همراه با بقایائی از سیمان های هم ضخامت در پیرامون دانه ها است. ppl.

میکروفاسیس ۹: بیوکلاست و کستون دریای باز همراه با آشفستگی زیستی (Open marine bioclast wackestone with bioturbation)

این میکروفاسیس از خرده های اسکلتی محدودی نظیر اسپیکول اسفنج، خرده های ریز اکینودرم، استراکودهایی با دیواره نازک، جلبک سبز آبی تیوبیفایتس (Tubiphytes)، فیلامنت های میکروبی و آشفستگی های زیستی تشکیل شده است (شکل ۱۳). این رخساره عمدتاً در واحدهای دالان زیرین و بخشهای محدودی از واحد دالان بالائی نواحی مورد مطالعه وجود دارد. به نظر می رسد که این رخساره در واحد دالان زیرین کوه دنا از گسترش بیشتری برخوردار می باشد. در رخساره های دریای باز واحد دالان بالائی کوه دنا خرده های مرجانی نسبتاً درشت اندازه ای (coral debris) نیز مشاهده می شود. این خرده های اسکلتی بیانگر گسترش محدود توده های مرجانی در این بخش از پلاتفرم کربناته است.

تنوع آشفستگی زیستی (bioturbation) در رخساره های دریای باز به عنوان یکی از پارامترهای مهم در شناسائی شرایط پالئواکولوژیکی آن به شمار می رود. آشفستگیهای زیستی اکثراً شامل اشکالی از قبیل زئوفیکوس (Zeophycus) و پلانولیتس (Planolites) می باشند که در ارتباط با استقرار شرایط آرام محیطی تفسیر می شود (Aigner, 1985).

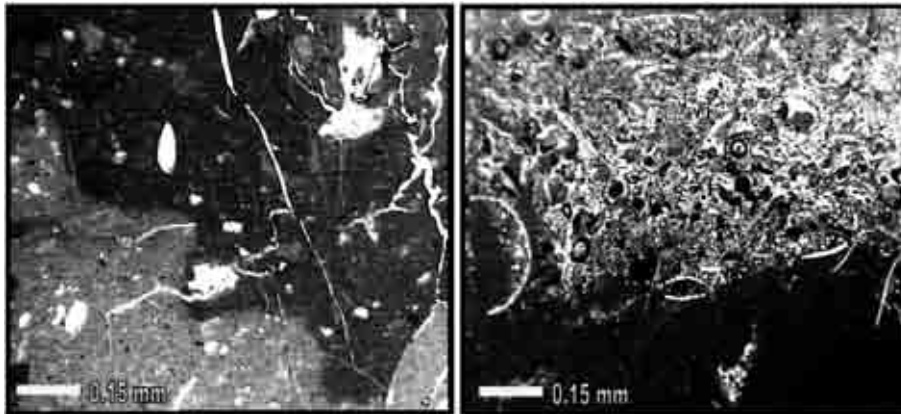


شکل ۱۳- تصاویر میکروسکوپی از رخساره بیوکلاست و کستون دریای باز واحد های دالان زیرین ناحیه کوه دنا (تصویر سمت راست) و دالان بالائی ناحیه کوه سورمه (تصویر سمت چپ). تصاویر فوق نشانگر پراکندگی خرده های اسکلتی نواحی دریای باز نظیر فرامینی فر *Rectostipulina* (تصویر سمت چپ) و اکیئودرم (تصویر سمت راست) می باشد. ppl.

میکروفاسیس ۱۰: مادستون فسیلدار دریای باز همراه با لامینه‌های طوفانی (Open marine fossiliferous mudstone with storm laminae)

میکروفاسیس شماره ۱۰ بیانگر استقرار رسوبات مربوط به بخشهای انتهائی پلاتفرم کریناته (outer ramp) در سازند دالان است و ظهور آن با حداکثر رشد سطح آب دریا و یا حداکثر نرخ فرونشست حوضه مطابقت دارد. این میکروفاسیس همانند میکروفاسیس شماره ۹ از گسترش محدودی برخوردار بوده و تنها در برخی لایه‌های تیره‌رنگ و نازک لایه واحد دالان زیرین ناحیه کوه دنا و بخشهای محدودی از واحد دالان بالائی نواحی مورد مطالعه مشاهده می‌شود. این رخساره عمدتاً در تناوب با میکروفاسیس شماره ۹ و در قاعده سیکل‌های رسوبی نواحی دور از ساحل پلاتفرم کریناته نهشته شده است (distal open marine). این رخساره گل فراوان (mud-supported) نشانگر رسوبگذاری در نواحی عمیق تر (زیر ۵۰ متر) پلاتفرم کریناته و در قاعده امواج طوفانی است.

یکی از ویژگی‌های بارز این رخساره وجود لامینه‌های گرینستونی می‌باشد که بیانگر طوفانهای کوتاه مدتی بوده است که به صورت افزایش ناگهانی انرژی محیط نمایانگر شده‌اند. تحت تاثیر افزایش انرژی محیط که با پائین رفتن قاعده امواج طوفانی مطابقت داشته است، لامینه‌های نازکی از رخساره‌های بیوکلاست تا اینتراکلاست گرینستون با مرز ناگهانی (sharp boundary) نهشته شده‌است که ضخامت آنها حداکثر به چندین سانتیمتر می‌رسد (شکل ۱۴).



شکل ۱۴- تصاویر میکروسکوپی از رخساره های مربوط به نواحی دور از ساحل (outer ramp) واحد دالان بالائی در نواحی کوه سورمه (تصویر سمت راست) و کوه دنا (تصویر سمت چپ) به ترتیب در دو موقعیت طوفانی و آرام. تصویر سمت راست نشانگر تجمع ناگهانی خرده های اسکلتی (skeletal lag deposit) بر روی یک سطح کنده شدگی مربوط به یک رخساره میکریتی می باشد. تصویر سمت چپ نشانگر خرده های اسفنج کلسیتی در یک زمینه دولو مادستونی با آشفستگی زیستی قابل ملاحظه (heavily bioturbated) می باشد. ppl.

چینه شناسی سکانسی سازند دالان (Sequence stratigraphy)

با استفاده از آخرین منابع موجود و مقایسه نتایج به دست آمده با مطالعات انجام گرفته بر روی توالی های رسوبی مشابه که تاکنون صورت گرفته است (Sharland *et al.*, 2001) و همچنین مقایسه نتایج به دست آمده با سیکل های رسوبی پرمین میانی تا بالائی درمقیاس جهانی (Haq *et al.*, 1988)، درمجموع شش سیکل رسوبی از نوع دسته سوم یا سکانس رسوبی (depositional sequences) با مرزهای ناپیوستگی از نوع درجه یک تا دو (SB1, SB2) مورد شناسائی قرار گرفت.

هریک از سکانس های رسوبی مذکور از بخشهای مختلفی تحت عنوان فازهای رسوبی تشکیل شده اند (systems tracts) که به ترتیب شامل فازهای رسوبی پیشرونده (TST) و سکون نسبی تا پسرونده (HST) می باشند. لازم به ذکر است که اکثر سکانس های رسوبی سازند دالان به استثنای واحد نار از این دو فاز رسوبی تشکیل شده اند. شواهد چندانی درمورد وجود فاز رسوبی حداقل ایستائی سطح آب دریا (LST) به جز در قاعده واحد نار وجود ندارد (اشکال ۱۵ و ۱۴).

به عنوان مثال، رخساره‌های ماسه سنگی و لاتریتی واحد معادل نار که به جای لایه‌های انیدریتی در کوه دنا گسترش دارند، یکی از بهترین دلایل وجود فاز رسوبی (LST) و خروج از آب بزرگ در این ناحیه می‌باشد.

بطور کلی، با استفاده از بررسی تغییرات عمودی میکروفاسیس‌های شناسائی شده و تعیین الگوهای رسوبگذاری آنها (stacking patterns) و تفکیک فازهای رسوبی و سطوح ناپیوستگی درجه اول و دوم، در مجموع شش سکانس رسوبی (third-order cycle) در این سازند مورد شناسایی قرار گرفت. با توجه به یکی بودن تعداد سکانسهای شناسائی شده در نواحی کوه سورمه و کوه دنا، امکان مقایسه آنها با یکدیگر و انجام تطابق زمانی بسیار زیاد است. هریک از سکانس‌های رسوبی فوق در یک چرخه کامل از تغییرات سطح آب دریا (transgressive-regressive cycle) در مقیاس ناحیه‌ای یا جهانی به وجود آمده‌اند. نرخ تامین رسوب و میزان فرونشست حوضه از عوامل اصلی شکل‌گیری سکانس‌های مذکور به شمار می‌روند. سکانس‌های رسوبی سازند دالان بر روی یک ناپیوستگی چینه‌شناسی که در مرز زیرین آنها با سازند فراقان قرار دارد (Ghavidel-Syooki, 2003)، تشکیل شده‌اند.

معیار اصلی در تفکیک سکانس‌های رسوبی موجود در سازند دالان، شناسائی فازهای رسوبی سکانسهای مختلف می‌باشد که جهت تمایز هرچه دقیقتر و مقایسه آنها با سایر نواحی به ویژه نواحی مجاور از منابع زیر استفاده شده است:

(Haq *et al.*, 1988; Calvet *et al.*, 1990; Einsele *et al.*, 1991; Miall, 1991, 1995; (Hunt and Tucker, 1995; Reading, 1996; Ziegler, 2001; Sharland, 2001

سکانس‌های رسوبی سازند دالان به عنوان بخشی از مگا سیکل رسوبی UAA (Upper Absaroka A) در حواشی گذرای قاره‌ها رسوبگذاری کرده‌اند (Sloss, 1963) به نقل از (Haq *et al.*, 1988). یکی از مکانیزمهای مهم در ایجاد مگاسیکل رسوبی UAA عملکرد تدریجی فرایندهای تکتونیکی ناحیه‌ای از قبیل اشتقاق قاره‌ها و تشکیل حوضه‌های رسوبی در حواشی قاره‌ها (passive margin basin) است (Miall, 1990; Sharland *et al.*, 2001).

با توجه به شواهد سکانس‌های رسوبی سازند دالان و مقایسه آنها با سکانس‌های رسوبی سازند خوف در زمان پرمین تا تریاس زیرین (Sharland *et al.*, 2001)، می‌توان نتیجه گرفت که سازند دالان نیز همانند سازند خوف در حاشیه جنوبی اقیانوس نئوتتیس (Neotethys) و در یک حوضه رسوبی از نوع حاشیه غیر فعال (passive margin) تشکیل شده است. علاوه بر این، سازند دالان در اواخر رسوبگذاری اولین سیکل دسته اول جهانی (First-order cycle) و مصادف با سقوط نسبی سطح آب دریا در مقیاس جهانی تشکیل شده است.

پلاتفرمهای کربناته به ویژه از نوع رمپ (homoclinal ramp) معمولاً در حواشی گذرا دارای گسترش فراوانی هستند، بطوریکه سازند دالان در حاشیه شمالی پلایت عربی (Arabian Plate) نیز تحت چنین شرایطی بسیار پایداری تشکیل شده است (Sharland *et al.*, 2001; Ziegler, 2001). در چنین شرایط پایداری از نقطه نظر تکتونیکی، سکانسهای رسوبی فاقد رخساره‌های فاز رسوبی LST (رخساره‌های تخریبی) حاصل از فعالیت‌های تکتونیکی می‌باشند و در ابتدا از رخساره‌های پیشرونده (TST) نواحی عمیق تر پلاتفرم با الگوی رسوبگذاری پیشروی پلکانی یا retrogradation تشکیل شده‌اند. رخساره‌های بخش پایداری سطح آب (HST) به عنوان دومین فاز رسوبی بر روی سطح حداکثر طغیان آب دریا (mfs) قرار می‌گیرد. سطح mfs به صورت حداکثر گسترش رخساره‌های مادستونی نواحی عمیق تر پلاتفرم یا به وسیله حداکثر میزان آشفستگی زیستی (bioturbation) متمایز می‌گردد. رخساره‌های گرینستونی (اوولیتی تا بیوکلاستی) بخش‌های میانی پلاتفرم (ramp-mid) معرف بخش‌های ابتدائی فاز رسوبی حداکثر سکون یا (Early HST) می‌باشد. بنابراین حداکثر گسترش رخساره‌های سدی کربناته به ویژه رخساره اوولیتی در این بخش از فاز HST رخ داده است. الگوی رسوبگذاری در این بخش به صورت انباشتگی (aggradation) می‌باشد. رخساره‌های مربوط به پهنه‌های کشندی تا لاگونی به عنوان بخش‌های داخلی پلاتفرم (inner ramp) به صورت پسرونده تدریجی (progradation) بر روی رخساره‌های گرینستونی قرار می‌گیرند. این بخش از فاز پسرونده، معرف آخرین بخش از سکانس رسوبی (Late HST) می‌باشد (Calvet *et al.*, 1990; Elrick and Read, 1991). حداکثر میزان پسروری بوسیله رخساره‌های تبخیری و دولومیت‌های مربوط به بخش‌های فوقانی پهنه‌های کشندی مشخص می‌شود (معادل یک ناپیوستگی درجه دوم یا SB2). این نوع مرز (SB2) در تمامی سکانس‌های واحدهای دالان زیرین و بالائی مشاهده می‌شود. لازم به ذکر است که ضخامت قابل ملاحظه لایه‌های انیدریتی در کوه سورمه یا وجود ماسه سنگها و لاتریت-های واحد نار در کوه دنا نشانگر وجود ناپیوستگی درجه یک (SB1) می‌باشد.

با توجه به شرایط پایدار تکتونیکی در نواحی جنوبی زاگرس و خلیج فارس به ویژه در زمان رسوبگذاری سازند دالان، امکان گسترش رخساره‌های تخریبی (فاز رسوبی LST) به حداقل میزان رسیده است (به استثنای بخش ماسه سنگی سازند دالان در ناحیه کوه دنا که احتمالاً در اثر فرسایش محلی تشکیل شده است).

اولین سکانس رسوبی تفکیک شده، در برگرنده واحد سنگ چینه‌ای دالان زیرین است که مرز زیرین آن با ماسه سنگهای فراقان از نوع فرسایشی و با ناپیوستگی زمانی (SB1) می‌باشد، تناوبی از رخساره‌های لاگونی تا حواشی پلاتفرم‌های کربناته به صورت پیشرونده بیانگر فاز

رسوبی TST این سکانس می‌باشد، سطح mfs به وسیله ظهور افق های تیره رنگ همراه با آشفستگی‌های زیستی و خرده‌های اسکلتی نواحی دریای باز متمایز شده است. فاز رسوبی HST به وسیله رخساره‌های گرینستونی نواحی سدی تا لاگون‌های محدود شده شناخته می‌شود که در نهایت با گسترش پهنه‌های کشندی (به ویژه در ناحیه سورمه) همراه است (Early HST). مرز بالائی سکانس اول (LSD) با ظهور رخساره‌های ضخیم انیدریتی (در ناحیه کوه سورمه) و ماسه سنگی (در ناحیه کوه دنا) مشخص می‌گردد. در این سکانس رخساره‌های دریای باز به ویژه در کوه دنا دارای گسترش نسبی می‌باشند، در حالیکه در کوه سورمه بیشتر از رخساره‌های بخشهای داخلی پلاتفرم کربناته تشکیل شده است.

سکانس رسوبی دوم (NAR-S) در برگیرنده واحد سنگ چینه‌ای نار و معادل آن با گسترش رخساره‌های دولومیتی بخشهای داخلی پلاتفرم کربناته می‌باشد که به ترتیب از فازهای رسوبی LST, TST, HST تشکیل شده است. فاز رسوبی LST در ناحیه کوه دنا از رخساره‌های تخریبی و لاتریتی تشکیل شده است، در حالیکه در کوه سورمه با لایه‌های ضخیم انیدریتی مشخص می‌گردد. بخش TST که از ضخامت چندانی برخوردار نیست، معمولاً از رخساره‌های دولومیتی نواحی داخلی تا میانی پلاتفرم کربناته (پهنه‌های کشندی تا لاگونی) تشکیل شده است. سطح mfs نیز در این سکانس با ظهور رخساره گرینستونی (اوولیت های آهکی) شناخته می‌شود. فاز رسوبی حداکثر سکون آب دریا (HST) بیانگر رسوبگذاری رخساره‌های اوولیتی و پلوئیدی (بخش های میانی پلاتفرم) است. این رخساره‌ها نشانگر شروع استقرار رخساره‌های سدی (به ویژه در ناحیه کوه سورمه) در پلاتفرم سازند دالان می‌باشند. بخشهای فوقانی این سکانس (Late HST) بر اساس تناوبی از رخساره‌های دولومیتی لاگونی تا پهنه‌های کشندی با الگوهای رسوبگذاری پسروده متمایز می‌گردد. آنچه در مورد این سکانس رسوبی حائز اهمیت است، تاثیر پسروری و افت جهانی سطح آب دریا (در اوائل پرمین بالائی) در تشکیل رخساره‌های واحد نار و معادل آن می‌باشد (Sharland *et al.*, 2001). مرز بالائی این سکانس در کوه سورمه از نوع ناپیوستگی سکانسی درجه دوم یا SB2 است، در حالیکه در برش کوه دنا این مرز از نوع SB1 می‌باشد که با افق لاتریتی مشخص می‌گردد. مرز های فوق الذکر تا حدود زیادی قابل تطابق بوده و نشانگر آن است که سازند دالان در انتهای این سکانس با یک خروج از آب بزرگ مواجه شده است. به نظر می‌رسد که در انتهای این سکانس رسوبی میزان فضای به وجود آمده (accommodation space) به کمترین میزان و نرخ تولید رسوبات (sediment supply) به حداکثر رسیده است.

رسوبگذاری واحد دالان بالائی همزمان با فرایندهای متناوب یخچال زائی و ذوب آنها در اواخر پرمین اتفاق افتاده است که آثار آن در اکثر نقاط دنیا قابل ردیابی است (Calvet *et al.*, 1990 Tucker *et al.*, 1993). تاثیر این پدیده در نواحی دیگر به ویژه در زون‌های حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای (محیط اقلیمی سازند دالان در نیمکره جنوبی) به صورت تغییرات ناگهانی سطح آب دریا پدیدار شده است. بنابراین نوسانات کوچک و سریع آب دریا منجر به تشکیل سیکل‌های کوچک مقیاس متعددی شده است که معادل با سیکل‌های رسوبی دسته چهارم ارزیابی می‌شوند (Miall, 1991, 1995). از مجموع سیکلهای دسته چهارم، سکانس‌های رسوبی یا سیکل‌های دسته سوم موجود در واحد دالان بالائی تشکیل شده است. سومین سکانس رسوبی (UDS-1) با گسترش رخساره‌های گرینستونی دولومیتی همراه است، فاز رسوبی TST از رخساره‌های لاگونی تا پشته‌های سدی کربناته و فاز رسوبی Early HST از تجمع رخساره‌های اوولیتی و پلوئیدی تشکیل شده است. بخش انتهائی این سکانس (Late HST) با ظهور مجدد رخساره‌های بخشهای داخلی پلاتفرم (به ویژه پهنه‌های کشندی) مشخص می‌گردد. مرز فوقانی این سکانس از نوع ناپیوستگی درجه دوم می‌باشد، زیرا شواهدی مبنی بر خروج طولانی مدت از آب دریا حداقل در این نواحی مشاهده نگردید. چهارمین سکانس رسوبی (UDS-2) تا حدود زیادی با رخساره‌های موجود در سکانس قبلی شباهت دارد، اما گسترش رخساره‌های اوولیتی در آن به حداکثر میزان رسیده است. در واقع با فرونشست مجدد حوضه و نوسانات شدید آب دریا (متاثر از فرایندهای یخچال زائی)، امکان ایجاد فضای مورد نیاز فراهم شده که در نتیجه گسترش عمودی و جانبی رخساره‌های اوولیتی در بخش Early HST این سکانس به طور فزاینده‌ای رخ داده است. سکانس چهارم در کوه دنا کاملاً دولومیتی است، در حالیکه در کوه سورمه بیشتر آهکی می‌باشد. علاوه بر این ضخامت رخساره‌های اوولیتی آن در ناحیه کوه سورمه بسیار بیشتر است (در ناحیه کوه دنا بیشتر رخساره‌های اسکلتی و پلوئیدی لاگونی وجود دارد). از نقطه نظر خواص مخزنی، بخش HST این سکانس رسوبی دارای تخلخل قالبی بالائی می‌باشد (به ویژه در کوه سورمه). در حالیکه این تخلخل در کوه دنا به دلیل فقدان رخساره اوولیتی و فرایند دولومیتی شدن بسیار ناچیز می‌باشد (اشکال ۱۵ و ۱۴). مرز فوقانی سکانس مذکور با سکانس پنجم از نوع ناپیوستگی درجه دوم (SB2) یا پیوستگی قابل تطابق (correlative conformity) ارزیابی شده است.

دو سکانس آخر واحد دالان بالائی (UDS-3, UDS-4) همزمان با افزایش فرونشست حوضه و افزایش نسبی فضای موجود تشکیل شده‌اند، هرچند در مجموع بخش فوقانی آن همزمان با پیوستگی با رخساره‌های پسروده بخش‌های داخلی پلاتفرم مواجه می‌شویم. یکی از

تفاوت‌های اساسی این دو سکانس گسترش قابل ملاحظه رخساره‌های وکستونی تا مادستونی نواحی دریای باز تا بخشهای داخلی تر پلاتفرم کربناته می‌باشد. سکانس پنجم یا UDS-3 به وسیله دو مرز ناپیوستگی از نوع درجه دوم در بر گرفته شده است و از دو فاز رسوبی TST و HST تشکیل شده است. رخساره‌های این سکانس در کوه سورمه دارای رخساره‌های بخشهای میانی تا دورتر پلاتفرم کربناته است و عمدتاً از سنگهای آهکی تشکیل شده است. در حالیکه رخساره‌های سکانس مشابه در کوه دنا بیشتر شامل رخساره‌های بخشهای داخلی پلاتفرم کربناته می‌باشند و کاملاً دولومیتی است. در این سکانس mfs با ظهور رخساره‌های عمیق دریای باز (میکروفاسیس شماره ۱۰) مشخص می‌گردد. این سطح کلیدی در کوه دنا به وسیله یک افق از آشفستگی‌های زیستی (heavily biotubated) متمایز شده است. لازم به ذکر است که نوسانات سطح آب دریا در این بخش از واحد دالان بالائی به حداکثر رسیده است، بطوریکه گسترش سیکل‌های رسوبی دسته چهارم بسیار مشهود و بوسیله تناوب‌های کوچک و ناگهانی رخساره های دریای باز تا لاگونی از یکدیگر متمایز می‌شوند.

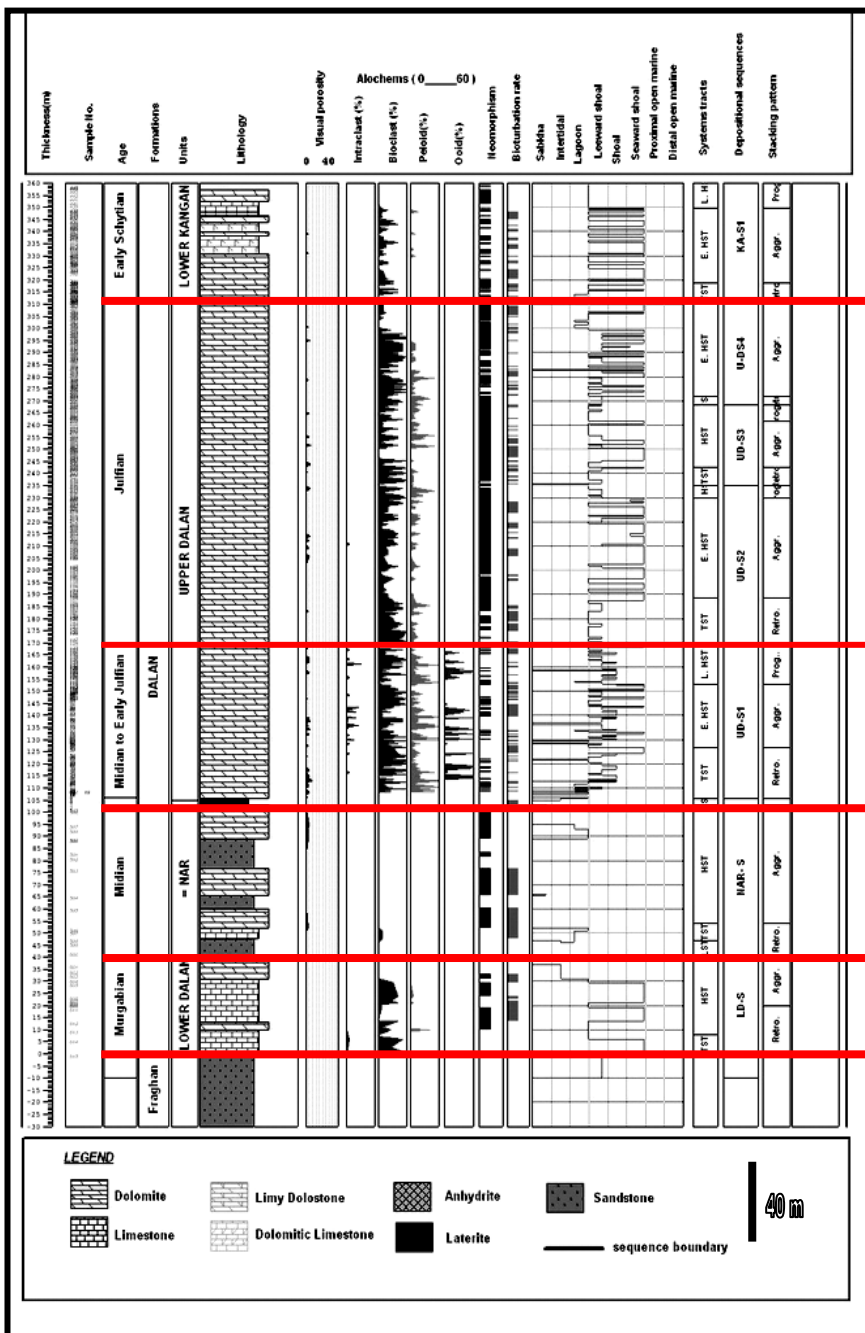
آخرین سکانس رسوبی واحد دالان بالائی (UDS-4) بیانگر فرایند پسروری تدریجی سطح آب دریاست. در بخشهای بالائی این سکانس مجدداً رخساره‌های گرینستونی پدیدار می‌گردند که اکثراً در حواشی پهنه‌های کشندی نهشته شده‌اند. فاز رسوبی TST در سکانس ششم به وسیله رخساره‌های لاگونی تا دریای باز مشخص می‌شود که در نهایت به وسیله ظهور آهک‌های نازک لایه و تیره رنگ نواحی عمیق تر پلاتفرم (میکروفاسیس شماره ۱۰) یا سطح mfs از رخساره های گرینستونی فاز رسوبی HST مجزا می‌گردد. در کوه دنا مرز فوقانی سکانس ششم با سازند کنگان به صورت یک مرز فرسایشی (SB1) است. این مرز در ناحیه کوه سورمه از نوع پیوستگی قابل تطابق می‌باشد و شواهدی از وجود سطح فرسایشی در این ناحیه مشاهده نشده است. به نظر می‌رسد که در زیر این سطح ناپیوستگی (به ویژه در کوه دنا) بخشی از آخرین سکانس رسوبی سازند دالان (معادل اشکوب Dorashamian)، تحت تاثیر یک فرسایش طولانی مدت از بین رفته باشد.

نتیجه گیری

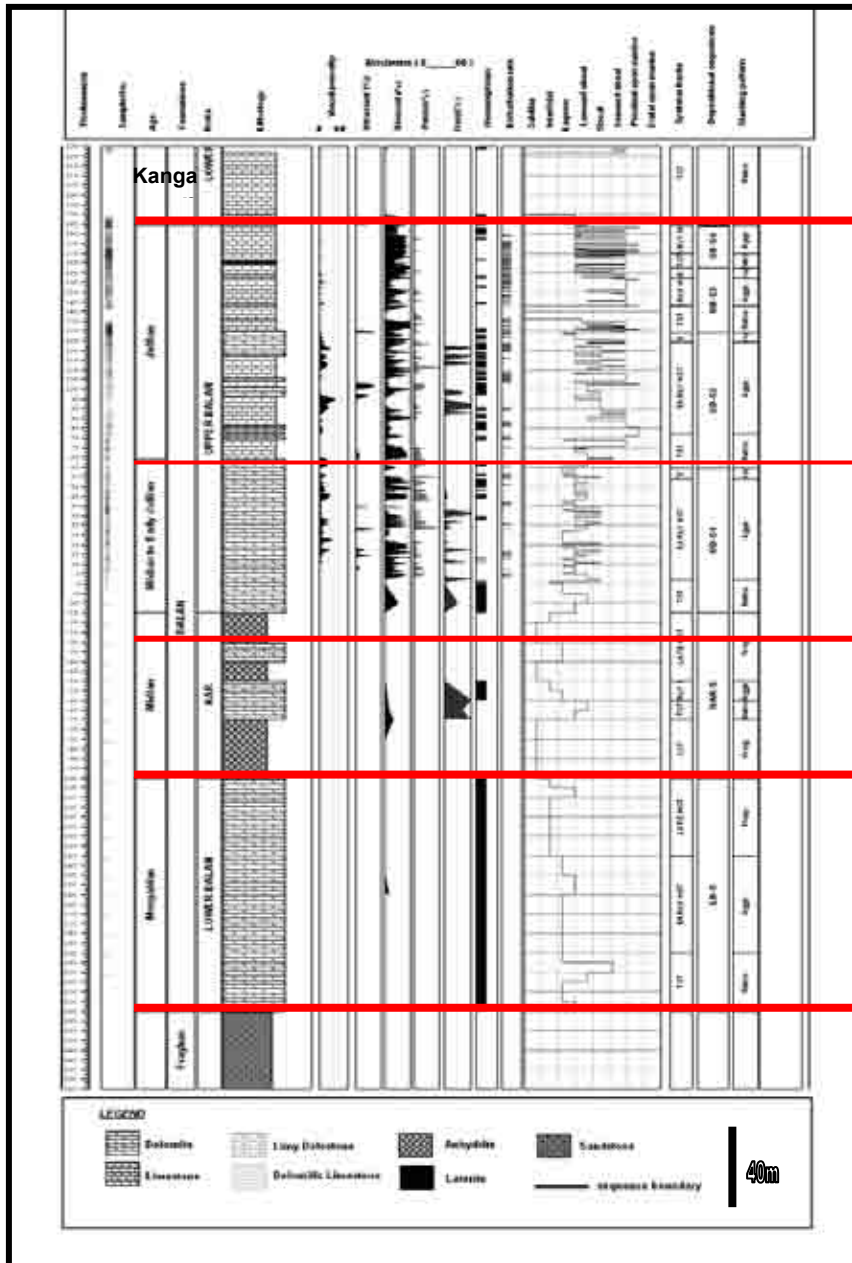
بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی رخنمون سازند دالان در نواحی کوه سورمه و کوه دنا ۵ کمربند رخساره‌ای مربوط به پلاتفرم کربناته شناسائی گردید که حداقل ۱۰ میکروفاسیس شاخص بیانگر گسترش کمربندهای رخساره‌ای فوق می‌باشند. براساس مطالعات میکروفاسیس سه ناحیه اصلی شامل بخشهای داخلی، بخشهای میانی و بخشهای دور از ساحل پلاتفرم کربناته از

نوع رمپ مورد تمایز قرار گرفتند. فقدان ریفهای بزرگ سدی و نهشته‌های توربیدیتی، گسترش نسبی پهنه‌های کشندی به همراه رخساره‌های اوولیتی نشانگر استقرار پلاتفرم کربناته از نوع رمپی با غلبه رخساره‌های سدی به ویژه در واحد دالان بالائی (homoclinal ramp with barrier type) بوده است. شرایط پایدار تکتونیکی موجود در حاشیه شمالی (از نوع گذرای) پلاتفرم عربی (Arabian plate passive margin) عامل اصلی تشکیل چنین توالی‌های کربناته نسبتاً یکنواختی از نواحی جنوبی عربستان تا نواحی داخلی زاگرس است. میکروفاسیس‌های شماره ۱، ۲ و ۳ بیانگر استقرار پهنه‌های کشندی و لاگون‌هائی با شدت تبخیر بالاست، این رخساره‌ها در واحد نار همزمان با پائین رفتن جهانی سطح آب دریا از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار شده‌اند. محیط‌های لاگونی حواشی پهنه‌های کشندی (restricted lagoon) با میکروفاسیس‌های شماره ۴ و ۵ شناخته می‌شوند که در بخش‌های مختلف سازند دالان به ویژه واحد نار و دالان بالائی گسترش داشته‌اند. تپه‌های سدی کربناته (shoal facies) از مهمترین رخساره‌های سازند دالان (از نقطه نظر میزان گسترش) به شمار می‌روند که معمولاً در بخش‌های میانی پلاتفرم رمپی استقرار می‌یابند. رخساره‌های اوولیتی به صورت تختگاه‌های کربناته در بخش‌های وسیعی از واحد دالان بالائی مشاهده می‌شوند و معمولاً از سه رخساره حاشیه لاگونی با میکروفاسیس شماره ۶، بخش مرکزی با میکروفاسیس شماره ۷ و بخش دانه درشت (بیوکلاستی) دریای باز با میکروفاسیس شماره ۸ تشکیل شده‌اند.

از نقطه نظر گسترش جانبی و میزان تخلخل، رخساره‌های سدی به ویژه اوولیتی به عنوان بهترین رخساره مخزنی سازند دالان معرفی می‌شوند که در ناحیه کوه سورمه دارای گسترش نسبی و در ناحیه کوه دنا دارای حداقل گسترش می‌باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گیری کرد که رخساره‌های سدی در نواحی شمالی‌تر حوضه از گسترش بسیار کمتری برخوردار بوده‌اند. در واقع گسترش رخساره‌های سدی به ویژه اوولیتی از نواحی جنوبی (ناحیه خلیج فارس تا کوه سورمه) تا بخش‌های شمالی ناحیه زاگرس (برش کوه دنا) به شکل یک گوه بزرگ (wedge) بوده است که بخش اصلی آن در نواحی جنوبی تر و بخش زبانه‌ای آن در کوه دنا قرار داشته است.



شکل ۱۵- ستون چینه‌شناسی، تغییرات محیط‌رسوبی و سکانس‌های رسوبی سازند دالان در ناحیه کوه‌دنا.



شکل ۱۶- ستون چینه‌شناسی، تغییرات محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های سازند دالان در ناحیه کوه سورمه.

رخساره‌های دریای باز (میکروفاسیس‌های ۹ و ۱۰) بیانگر گسترش بخشهای دورتر پلاتفرم کربناته سازند دالان می‌باشند. گسترش این رخساره تنها در واحد دالان زیرین ناحیه کوه دنا چشمگیر بوده و در سایر بخشهای دالان از گسترش بسیار محدودی برخوردار می‌گردد. از مقایسه گسترش کمربندهای رخساره‌ای و بخشهای مختلف پلاتفرم کربناته سازند دالان در نواحی کوه سورمه و کوه دنا می‌توان دریافت که به استثنای بخشهایی از واحد دالان زیرین، اکثر بخشهای سازند دالان در موقعیت کوه دنا از رخساره‌های کم عمق تر مربوط به بخشهای داخلی پلاتفرم کربناته تشکیل شده‌است. به عنوان مثال در بخشهایی از واحد نار رخساره‌های ماسه سنگی و لاتریتی (بیانگر خروج از آب طولانی مدت) ظاهر می‌گردد که در کوه سورمه وجود ندارند و به جای آن رخساره‌های تبخیری مربوط به لاگون های بسیار شور مشاهده می‌شود.

در برشهای مورد مطالعه از سازند دالان با استفاده از تغییرات عمودی میکروفاسیس‌ها و تفکیک الگوهای رسوبگذاری در بخشهای مختلف سازند دالان (stacking patterns) در مجموع شش سکانس رسوبی یا شش سیکل رسوبی دسته سوم با مرزهای ناپیوستگی درجه اول و دوم مورد شناسائی قرار گرفتند.

با توجه به شش سکانس رسوبی سازند دالان و مقایسه آن با سکانس‌های رسوبی سازند خوف در ناحیه خلیج فارس، می‌توان نتیجه گرفت که امکان تطابق سکانسی مابین رخنمون‌های نواحی داخلی زاگرس و خلیج فارس وجود دارد. مطالعات مذکور بیانگر آن است که گسترش رخساره‌های مربوط به نواحی دریای باز بیشتر در فاز TST صورت گرفته است، در شرایطی که میزان فرونشست حوضه نیز قابل ملاحظه بوده اس (به ویژه در واحد دالان زیرین). رخساره‌های بخشهای میانی نظیر رخساره‌های سدی (به ویژه اوولیتی) در بخشهای ابتدائی فاز رسوبی HST یا Early HST گسترش داشته اند (به ویژه در واحد دالان بالائی). بر این اساس می‌توان گفت که بخشهای Early HST به ویژه در واحد دالان بالائی از رخساره‌های گرینستونی تشکیل شده و دارای خواص مخزنی نیز می‌باشند. بخش انتهائی فاز رسوبی HST یا Late HST در نواحی مورد مطالعه اکثراً بیانگر پسروری تدریجی آب دریا همراه با گسترش فزاینده رخساره‌های لاگونی تا پهنه‌های کشندی است. بنابراین بخش انتهائی فاز رسوبی HST به شدت تحت تاثیر فرایندهای دولومیتی شدن (به ویژه در کوه دنا) و انیدریتی شدن (به ویژه در واحد نار کوه سورمه) حاصل از پسروری آب دریا قرار گرفته‌اند. ظهور رخساره‌های انیدریتی و تخریبی در واحد نار و معادل آن در نواحی مورد مطالعه تحت تاثیر پسروری جهانی آب دریا در ابتدای پرمین بالائی بوده است که در نتیجه آن رخساره‌های مربوط به حداقل پسروری آب دریا یا LST در هر دو ناحیه (به ویژه در کوه دنا) به وجود آمده‌اند.

مرز فوقانی سازند دالان با کنگان از دیدگاه چینه‌شناسی سکansı یک مرز ناپیوستگی است، هرچند این مرز در ناحیه کوه دنا از نوع درجه اول (SB1) و در ناحیه کوه سورمه از نوع پیوستگی قابل تطابق (SB2) می‌باشد، اما با این وجود امکان تطابق چینه‌شناسی ما بین آنها (به طور حوضه‌ای) وجود دارد.

تشکر و قدر دانی

در اینجا لازم می‌دانیم تا از زحمات آقایان مهندس علیرضا شاکری، نصراله افتخاری و حمید داراب پور که در طول عملیات صحرایی و تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی ما را یاری نمودند و همچنین از نظرات ارزشمند آقایان دکتر محمد قویدل سیوکی و دکتر محمد رضا کمالی در جهت ارتقای علمی این مقاله تشکر و قدردانی فراوان بنمائیم.

References

- Aigner, T. (1985) *Storm Depositional Systems*. Springer -Verlag, Berlin, 174p
- Al-Jallal, I.A. (1995) *The Khuff Formation, its regional reservoir potential in Saudi Arabia and other Gulf countries, depositional and stratigraphic approach*, Middle East Petroleum Geoscience, GeoArabia, **1**, 103-119.
- Alsharhan, A.S. (1993) *Facies and sedimentary environment of the Permian carbonates (Khuff Formation) in the United Arab Emirates*: Sed. Geol., **84**, 89-99.
- Brett, C. (1998) *Sequence stratigraphy, palaeoecology and evolution: Biotic clues and responses to sea-level fluctuations*, Palaios, **13**, 241-262.
- Calvet, F., Tucker, M., and Henton, J. (1990) Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan basin, Northeast Spain. Spec. Publ. Ass. Sediment. P.79-108.
- Dunham, R.J. (1962) *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*: A.A.P.G. Memoir **1**, 108-121.
- Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (1991) *Cycle and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, 955p.
- Elrick, M., and Read, J. (1991) *Cyclic ramp to basin carbonate deposits, Lower Mississippian, Wyoming and Montana*, Jour. Sed. Petrology, **61**, 1194-1224.
- Feldmann, M., and McKenzie, J. (1998) *Stromatolite-Thrombolite associations in a modern environment, Lee Stocking Island, Bahamas*. Palaios, **13**, 201-212.
- Flügel, E. (1982) *Microfacies Analysis of Limestone*, Springer-Verlag, Berlin, 610p.
- Friedman, G. (1994) *Upper Cambrian-Lower Ordovician platform carbonate of the Northern Appalachian passive margin*, Carbonates and Evaporites, **9**, 143-150.
- Friedman, G. (1995) *The arid peritidal complex of Abudhabi: A historical perspective*. Carbonates and Evaporites, **10**, 2-7.
- Ghavidel-Syooki, M. (1996) *Acrirarch biostratigraphy of the Paleozoic rock units in*

- the Zagros Basin, southern Iran*. Acta Univ., Carolinae, Geol., **4**, 385-411.
- Ghavidel-Syooki, M. (2003) *Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros Basin, southern Iran*. Rev. Palaeobot. Palynol., **127**, 241-268.
- Gonzalez, R. (1996) *Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuation: Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland*. Sediment. Geol., **102**, 111-130.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail P.R. (1988) *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change: an integrated approach*: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **42**, 71-108.
- Hardie, B. (1986) *Stratigraphic models for carbonate tidal flat deposition*. Quat. Jour., Colorado, School of Mines, **81**, 59-74.
- Hunt, D. and Tucker, M. (1995) *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract*. Sed., Geol., **95**, 147-160.
- Husseini, M.I. (1992) *Upper Palaeozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates*. Journ. Geol. Societ. London, **149**, 419-429.
- Kashfi, M.S. (1992) *Geology of the Permian super-giant gas reservoirs in the greater Persian Gulf area*: Jour. Petrol. Geol., **15**, 465-480.
- Kinsman, D.J. (1964) *Dolomitization and evaporite development, including anhydrite, in lagoonal sediments, Persian Gulf*, Abstract: Ann. Geol. Soc. Am., Assoc. Soc. Joint Mtg. Program, pp. 108-109.
- Land, L.S. (1973) *Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reef by meteoric water, North Jamaica*, Bull. Marine. Sci., **23**, 64-92.
- Logan, B.W. (1974) *Evolution and diagenesis of Quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia*: AAPG. Mem., **22**, 358p.
- Lotfpour, M., Moallemi, S.A., Adabi, M.H., Taghavi, A. (2000) *Reservoir evaluation of Dalan and Kangan Formations in the South Pars Field*, NIOC-RIPI unpublished report, 250p.
- Lucia, F.J. (1999) *Carbonate Reservoir Characterization*, Springer-Verlag, Berlin, 226p.
- Miall, A.D. (1990) *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Springer-Verlag, Berlin, 668p.
- Miall, A.D. (1991) *Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation*, Jour. Sed. Petrology, **61**, 487-505.
- Miall, A.D. (1995) *Whiter stratigraphy*. Sed. Geol., **100**, 5-20.
- Read, J.F. (1985) *Carbonate platform facies models*, A.A.P.G. Bull., **69**, 1-21.
- Reading, H.G. (1996) *Sedimentary Environments: Processes and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 320p.
- Sharland, P., Archer, D., and Casey, R. (2001) *Arabian plate sequence stratigraphy*. GeoArabia, Special Publication No.2, 370 p.
- Shinn, E.A. (1983) *Tidal flat environment, in carbonate depositional environments*, Scholle, P. A., Bebout, D. G. and Moore, C. H.(eds), Mem. Am. Petrol. Geol., **33**, 173-210.
- Shinn, E.A. (1986) *Practical significance of bird's-eye structure in carbonate rocks*: Jour. Sed. Petrology, **38(1)**, 215-223.
- Sibley D.F., and Gregg, J.M. (1987) *Classification of dolomite rock texture*: Jour.

- Sed. Petrology, **57**, 967-975.
- Szabo, F., and Keradpir, A. (1978) *Permian and Triassic stratigraphy of Zagros basin, southwest Iran*: Jour. Petrol. Geol., **1(12)**, 57-82.
- Tucker, M.E., Calvet, F. and Hunt, D. (1993) *Sequence stratigraphy carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain*: In Posamentier, H.W. (eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, IAS Spec. Publ., **18**, 397-415.
- Tucker, M.E., and Wright, V.P. (1990) *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Oxford, 482 p.
- Ziegler, M.A. (2001) *Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences*. GeoArabia, **6(3)**, 445-504.
- باغبانی، د. (۱۳۶۹) *بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین حوضه زاگرس*، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شمال تهران، پایان نامه فوق لیسانس ۷۴ صفحه.
- قویدل سیوکی، م. (۱۳۷۳) *مطالعه پالینولوژیکی رسوبات اردوسین و سازند فراقان سورمه و تعیین ارتباط بین آنها بر مبنای میکروفسیلها*. فصلنامه علوم زمین سازمان زمین شناسی، ۱۲، صفحات ۳۵ تا ۲۸.
- کاوسی، م.ع. (۱۳۷۴) *سنگ شناسی رسوبی و محیط های رسوبی سازند دالان و فراقان (پرمین زیرین-پرمین میانی) در ناحیه دنا*، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، ۱۱۶ صفحه.
- کلاتری، امیر، (۱۳۷۳) *بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین در زاگرس*، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران، ۹۴ صفحه.
- لاسمی، ی. (۱۳۷۹) *رخساره‌ها، محیط های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ های پرکامبرین بالائی و پالئوزوئیک ایران*، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، ۱۸۰ صفحه.
- لطف پور، م.، معلمی، س.ع.، طهماسبی، ع.ر. (۱۳۷۹) *زیست چینه شناسی سازند خوف (دالان و کنگان) در میدان سلمان با نگرشی ویژه بر مرز پرموتریاس*. فشرده مقالات چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تبریز، ۱۳۳-۱۳۰.