پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال بیست و نهم، شماره پیاپی ۵۰، شماره اول، بهار ۱۳۹۲
تاریخ وصول: ۱۳۹۰/۸/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۲/۱۸
صص ۱۰۲- ۷۹

رخساره‌های رسوبی یک رمپ با انتهای پرشیب (Distally steepened ramp) با نگاهی ویژه به رسوبات توربیدایتی در نهشته‌های کربونیفر زیرین ناحیه میغان، البرز شرقی

مریم صادق‌زاده، *دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه دامغان*
حسین مصدق، *استادیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه دامغان**
محمود حسینی‌نژاد، *استادیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه دامغان*

چکیده

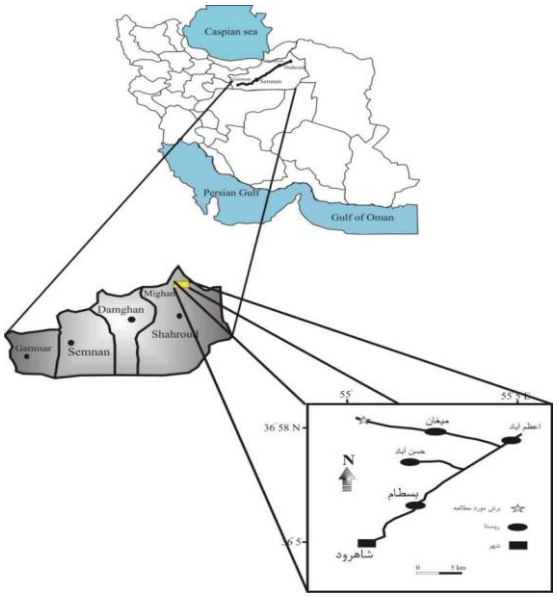
نهشته‌های کربونیفر زیرین (سازند مبارک) که در گسترهٔ وسیعی از البرز رخنمون دارند، در شمال شرق شاهرود (ناحیه میغان) به ضخامت ۴۵۰ متر، از تناوب مادستون‌های ضخیم لایه و آهک‌های نازک لایه در بخش تحتانی، آهک‌های نازک لایه تا توده‌ای در بخش میانی و مادستون‌های ضخیم لایه با میان لایه‌های آهکی در بخش بالایی تشکیل شده است. این توالی رسوبی به صورت تدریجی بر روی سازند خوش ییلاق قرار گرفته و با ناپیوستگی فرسایشی به نهشته‌های سازند دورود ختم می‌شود. بررسی مشخصات سنگ شناسی، فرم هندسی، محتوای فسیلی و اثرات فسیلی در مطالعات صحرایی همراه با مشخصه‌های بافتی و محتوای میکروفسیلی در بررسی‌های آزمایشگاهی، امکان تفکیک ۱۶ رخساره کربناته را میسر نموده است. این رخساره‌ها در پنج کمربند رخساره‌ای لاگون (Lagoon) و پشته‌های ماسه‌ای (Shoal) متعلق به رمپ درونی (Inner ramp)، بخش کم عمق دریای باز (Shallow open marine) متعلق به رمپ میانی (Middle ramp)، شیب رمپ (Ramp slope) و بخش عمیق دریای باز (Deep open marine) متعلق به رمپ بیرونی (Outer ramp) قرار می‌گیرند. الگوهای رخساره‌ای مشاهده شده از جمله وجود رخساره توربیدایتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه (رخساره فلوتستون اینتراکلست دار)، تبدیل ناگهانی رخساره‌ها از شیل اسپیکول‌دار مربوط به رمپ بیرونی به پکستون پلوئیدی (Ramp slope) نشانگر نهشته شدن این توالی کربناته بر روی یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ با انتهای شیب دار (Distally Steepened Ramp) است.

واژه‌های کلیدی: سازند مبارک، کربونیفر زیرین، رخساره، رمپ با انتهای پر شیب، توربیدایت

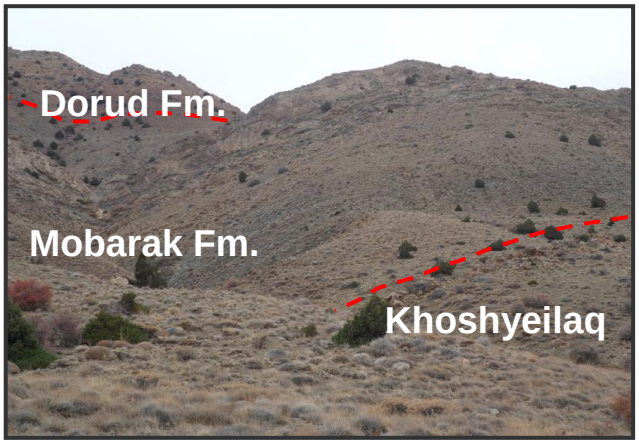
* نویسنده مسؤول: ۰۹۱۲۲۳۲۱۰۳۵
Email: mosaddegh@du.ac.ir

مقدمه

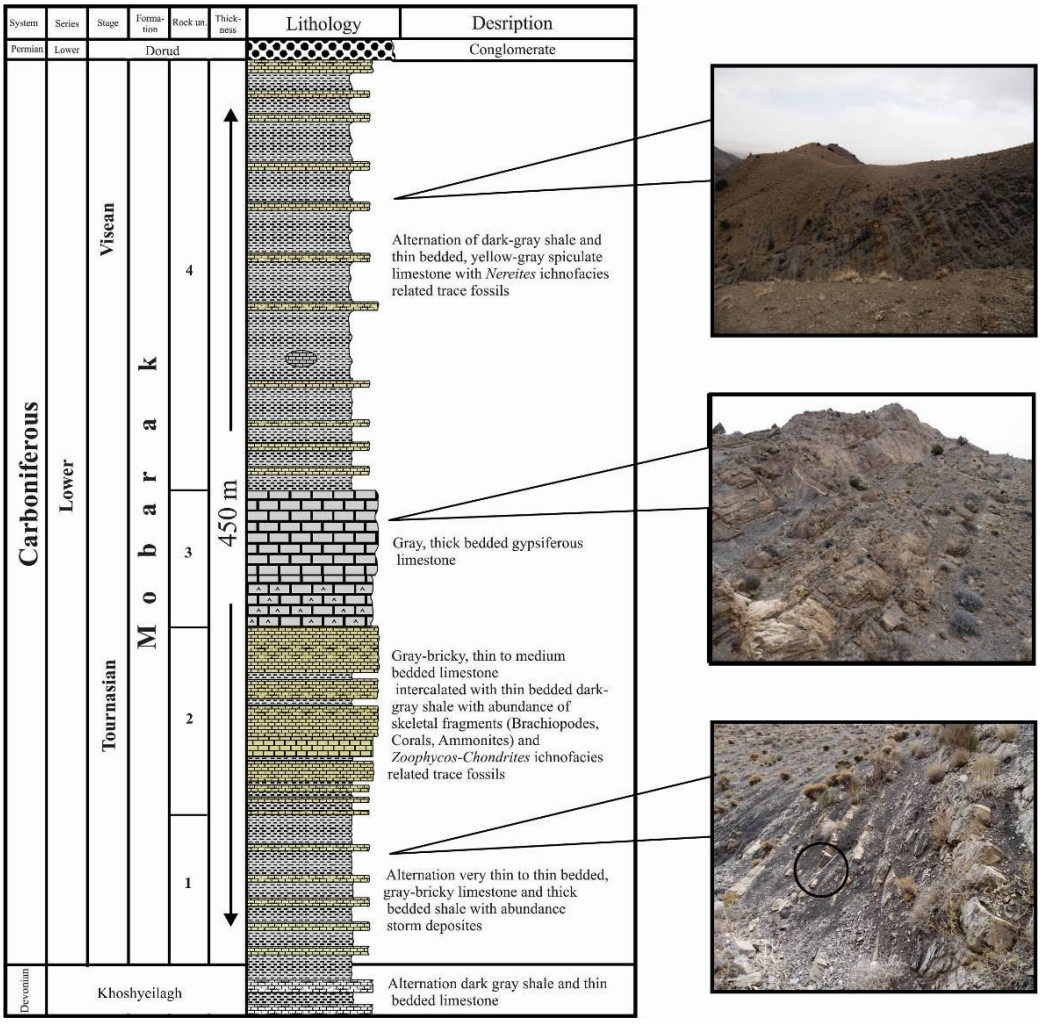
فعالیت‌های ماگماتیکی اردویسین میانی تا دونین که مرتبط با وقایع ریفتی در حاشیه شمالی گندوانا است منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در موقعیت کنونی کوه های البرز گردیده است (Alavi 1996؛ Bagheri and Stampfli 2008). نهشته‌های ولکانیکی- رسوبی پالئوزوئیک بالایی (دونین- پرمین) در چنین حوضه‌ای بر جای گذاشته شده‌اند. در البرز شرقی وقایع ولکانیکی در کل زمان سیلورین تداوم داشته است (سازند سلطان میدان). شروع گسترش کف اقیانوس پالئوتتیس باعث فرونشینی حرارتی سریع در حاشیه غیر فعال نوظهور شده که با پیشروی دریا در ایفلین- ژیوسین و تشکیل توالی‌های کربناته پلت فرمی تا تریاس میانی شده است (Bagheri and Stampfli 2008). نهشته‌های کربونیفر به صورت توالی‌های کربناته نسبتاً ضخیم در منطقه وسیعی در حوضه رسوبی البرز برجای گذاشته شده‌اند. شواهد زمین‌شناسی نشان می‌دهد که این توالی‌ها در اکثر مناطق به صورت تدریجی در ادامه نهشته‌های دونین بالایی قرار گرفته‌اند. این توالی‌ها برای اولین بار در البرز مرکزی به نام سازند مبارک معرفی شده‌اند (Assereto 1963). بخش قاعده‌ای توالی‌های کربونیفر از تناوب شیل‌ها و آهک‌های نازک لایه تشکیل شده و در بخش بالایی تناوب آهک‌های متوسط، ضخیم تا توده‌ای مشاهده می‌شود. سازند مبارک با ضخامت ۴۵۰ متر در شمال منطقه میغان (شکل ۱) واقع در ۲۰ کیلومتری شمال شرق شاهرود در مختصات جغرافیایی "۰۹ ´۵۷ °۵۴ طول شرقی و "۱۲ ´۳۸ °۳۶ عرض شمالی رخنمون دارد. این توالی رسوبی به صورت تدریجی بر روی طبقات کربناته سازند خوش ییلاق قرار گرفته و توسط نهشته‌های آواری- کربناته سازند دورود با یک مرز فرسایشی پوشانده می‌شود (شکل ۲). سازند مبارک در منطقه مورد مطالعه عمدتاً از تناوب آهک‌های مادستونی تا فسیل‌دار و شیل‌های آهکی ضخیم لایه تشکیل شده است (شکل ۳).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی سازند مبارک در برش میغان در البرز شرقی (راه‌های دسترسی بر گرفته از سایت (Iranview. ir



شکل ۲- تصویر صحرایی سازند مبارک در برش میغان و مرز زیرین و بالایی آن با سازندهای خوش ییلاق و دورود



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی سازند مبارک در برش میغان به همراه تصاویر صحرایی بخش‌های مختلف آن

روش مطالعه

پس از بررسی‌های کلی در منطقه، برش میغان در دامنهٔ جنوبی البرز به عنوان نمایانگر نهشته‌های کربونیفر زیرین در البرز شرقی انتخاب گردید. ماهیت سطوح طبقه‌بندی (واضح، فرسایشی، تدریجی، پیوسته یا ناپیوسته)، فرم هندسی، ساخت‌های رسوبی، آثار فسیلی و ضمایم فسیلی ماکروسکوپی در مطالعات صحرایی مورد بررسی دقیق قرار گرفتند. ضخامت واحدهای اصلی و کل برش اندازه‌گیری شد و تعداد ۹۰ نمونه برمبنای تغییرات ترکیب، ساخت و محتوای فسیلی برای بررسی‌های آزمایشگاهی و مطالعات پتروگرافی انتخاب گردید. جهت تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل دهنده سنگ از جدول‌های مقایسه‌ای (Bacelle and Bosellini 1965) استفاده شده است. برای تعیین رخساره‌های سنگی به روش دانهام (Dunham 1962) و امری و کلوون (Embry and Klovan 1971) نامگذاری شده‌اند و تفکیک، دسته‌بندی و مطالعه روند تغییرات رخساره های کربناته به روش فلوگل (Flugel 2010) صورت گرفته است. تلفیق نتایج به دست آمده از بررسی‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی در برش مورد مطالعه، منجر به شناسایی و توصیف رخساره های اصلی کربناته گردیده است.

رخساره‌های رسوبی

بررسی رخساره‌های مختلف رسوبی بدون شک یکی از ابزار مهم در شناسایی محیط‌های رسوبی و تعبیر و تفسیر فرآیندهای رسوبگذاری است که در نواحی مختلف عمل کرده‌اند. نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی منجر به شناسایی 16 رخساره اصلی در توالی مورد مطالعه گردید.

مجموعه رخساره ای A (FZ-1) : (Open Deep Marine: Outer-Ramp)

این مجموعه رخساره‌ای با توجه به فراوانی و نوع دانه‌های کربناته و ماتریکس بین دانه‌های کربناته به ۳ رخساره A_1 (مادستون رسی)، A_2 (مادستون اسپیکول دار)، A_3 (وکستون بایوکلاستی اسپیکول دار) تقسیم می‌شود که به ترتیب از سمت دریا به خشکی شرح زیر می‌باشد:

رخساره A_1: مادستون رسی (Argillaceous Mudstone)

رخساره‌های مادستون رسی سازند مبارک به صورت ورقه‌ای (Fissile) عمدتاً سیاه رنگ در بخش‌های پایینی و بالایی سازند به صورت واحدهای ضخیم و در بخش‌های میانی به صورت نازک لایه متناوب با لایه‌های آهکی مشاهده می‌شود. اسپیکول اسفنج تشکیل دهنده غالب این رسوبات می‌باشد. اجزای دیگر این رخساره شامل اکینودرم، بریوزوآ، براکیوپود و تریلوبیت است. ذرات آواری از نوع کوارتز در حد سیلت دانه‌ریز نیز در این رخساره به میزان بسیار کم مشاهده شده است. ماده آلی تقریبا در تمامی شیل‌ها وجود دارد. اثرات فسیلی مربوط به ایکنو رخساره نریتس نیز همراه این رسوبات وجود دارد (شکل‌های A۴ و B).

رخساره A_2: مادستون اسپیکول دار (Spiculite Mudstone)

اسپیکول اسفنج در حدود ۵ درصد تشکیل دهنده اصلی این رخساره است. اجزای فرعی این رخساره شامل براکیوپود، رادیولر، خارپوست، بریوزوآ، پلسی پود و تریلوبیت است که به میزان بسیار اندک وجود دارند. در زمینه این رخساره به طور بخشی آشفتگی زیستی نیز دیده می‌شود. ماده آلی و پیریت به فرم خوشه‌ای و کوبیک تا ۳ درصد نیز وجود دارد. در بعضی قسمت‌ها بر اثر فرآیند نئومورفیسم افزایشی میکریت تبدیل به میکرواسپار شده است. این رخساره در صحرا به صورت لایه‌های نازک تا متوسط نخودی رنگ بوده و در بعضی موارد به صورت میان لایه‌ای با ماستون‌های ضخیم لایه

دیده می‌شوند (شکل C۴).

رخساره A_3: وکستون بایوکلستی اسپیکول‌دار (Spiculite, Bioclastic Wackestone)

دانه کربناته غالب این رخساره اسپیکول اسفنج (۲۵ درصد) است. اجزای فرعی شامل بریوزوآ (۲ درصد)، خارپوست (۳ درصد)، براکیوپود (۱درصد) و پلسی پود (۱ درصد) است. جنس های فرامینیفری *Archaecphaera* و *Eotuberitina* ، تریلوبیت و رادیولر نیز به میزان بسیار جزئی (کمتر از ۱ درصد) وجود دارد. پیریت کوبیک (۳ درصد) و ماده آلی از دیگر تشکیل‌دهنده‌های این رخساره است. دولومیت به صورت جانشینی بخشی در بعضی بایوکلاست‌ها وجود دارد. اثرات فسیلی از نوع زئوفیکوس و کندریتس در نمونه‌های صحرایی شناسایی شده است. این رخساره به صورت نازک تا متوسط لایه خاکستری رنگ عمدتاً در بخش‌های بالایی سازند بین مادستون‌های ضخیم لایه قرار دارد (شکل D۴).

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای A (Deep Open Marine): در این مجموعه رخساره‌ای دانه‌های کربناته متنوع مربوط به محیط دریایی باز به چشم می‌خورند که این دانه‌های کربناته عمدتاً از نوع اسپیکول اسفنج، براکیوپود و اکینودرم می‌باشند. این موجودات عمدتاً حساس به شوری هستند و شرایط مساعد برای حفظ آنها یک محیط دریایی باز می‌باشد (Tucker and Wright 1990؛ Bauer et al. 2002؛ Wilmsen et al. 2005؛ Jank et al. 2006؛ Bachmann and Hirsch 2006). رخساره‌های دارای اکینودرم بیشتر مربوط به محیط دریایی باز می‌باشند (Wanas 2008). براکیوپودها نیز موجودات دریایی بوده و در دو بستر نرم و سخت زندگی می‌کنند (Heckel 1972). حضور اسپیکول اسفنج به عنوان تشکیل دهنده اصلی این مجموعه رخساره‌ای نشانگر برقراری شرایط غیر هوازی (Anoxic) یا کمبود اکسیژن (Dysoxic) در کمربند رخساره‌ای رمپ عمیق است (Bourque et al. 1995؛ مصدق ۱۳۷۹؛ Flugel 2010). چنین شرایطی با وجود اثرات فسیلی زئوفیکوس، کندریتس، نریتس (Bromly and Ekdale 1984؛ Malpas et al. 2005) و همچنین مواد آلی و پیریت‌های خوشه‌ای (Halal 2008؛ El-ghali et al. 2009) در ماتریکس میکریتی تأیید می‌گردد.

مجموعه رخساره‌ای B (FZ-2) : (Ramp Slope)

این مجموعه شامل شش رخساره B_1 (پکستون پلوئید دار)، B_2 (فلوتستون اینتراکلست دار)، B_3 (وکستون بایوکلستی)، B_4 (پکستون- گرینستون تا مادستون بایوکلاستی اکینودرم دار دارای دانه‌بندی تدریجی)، B_5 فلوتستون- ردستون اینتراکلست یا اکینودرم دار و B_6 (مادستون- شیل تیره) است.

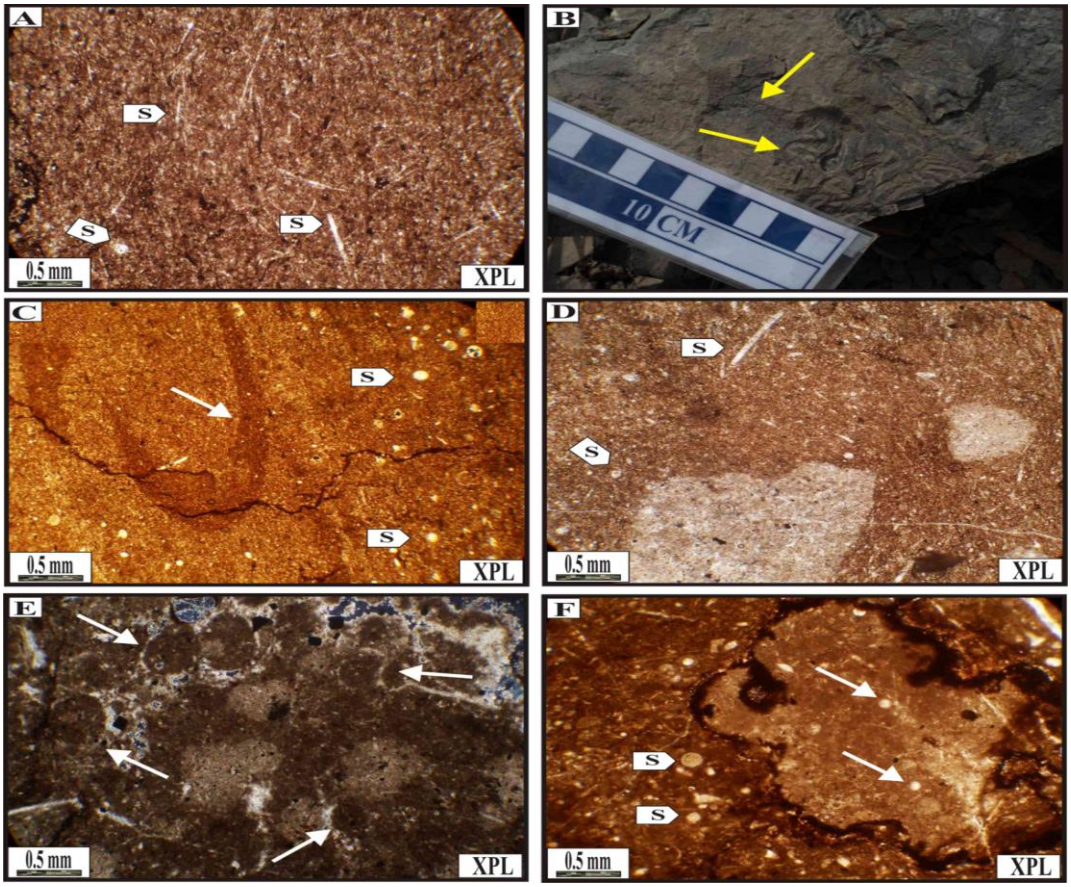
رخساره B_1: پکستون پلوئید دار (Peloidal Packstone)

دانه کربناته اصلی در این رخساره پلت (۶۰ درصد) با اندازه‌های متغییر ۰/۰۸ – ۰/۷ میلیمتر است. بخش عمده پلت‌ها دارای اندازه ۰/۳- ۰/۶ میلیمتر و با مورفولوژی گرد و یکسان هستند. انواع دیگر پلت‌ها دارای حاشیه نامشخص بوده که به تدریج مشابه ماتریکس میکریتی زمینه شده و به ماتریکس ظاهری لخته‌ای (Clotted fabric) می‌دهند. سایر اجزای این رخساره گاستروپود، کرینوئید، بریوزوآ، استراکود، فرامینیفر *Earlandia* (جمعاً ۴ درصد)، آنکوئید (۲ درصد) و اسپیکول اسفنج (۲ درصد) است. فضای بین اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی توسط ژیپس به صورت بی‌شکل و شکل دار و همچنین ماده آلی پر شده است. پیریت درشت بلور کوبیک (۸ درصد) به صورت جانشینی و به میزان اندک سیمان سیلیسی جانشینی در ژیپس نیز وجود دارد. این رخساره در قسمت فوقانی سازند در بین مادستون‌های رسی اسپیکول‌دار (رخساره A_1) ضخیم لایه قرار دارد

(شکل E۴).

رخساره B_2: فلوتستون اینتراکلست و اسپیکول دار (Intraclastic, Spiculate Floatstone)

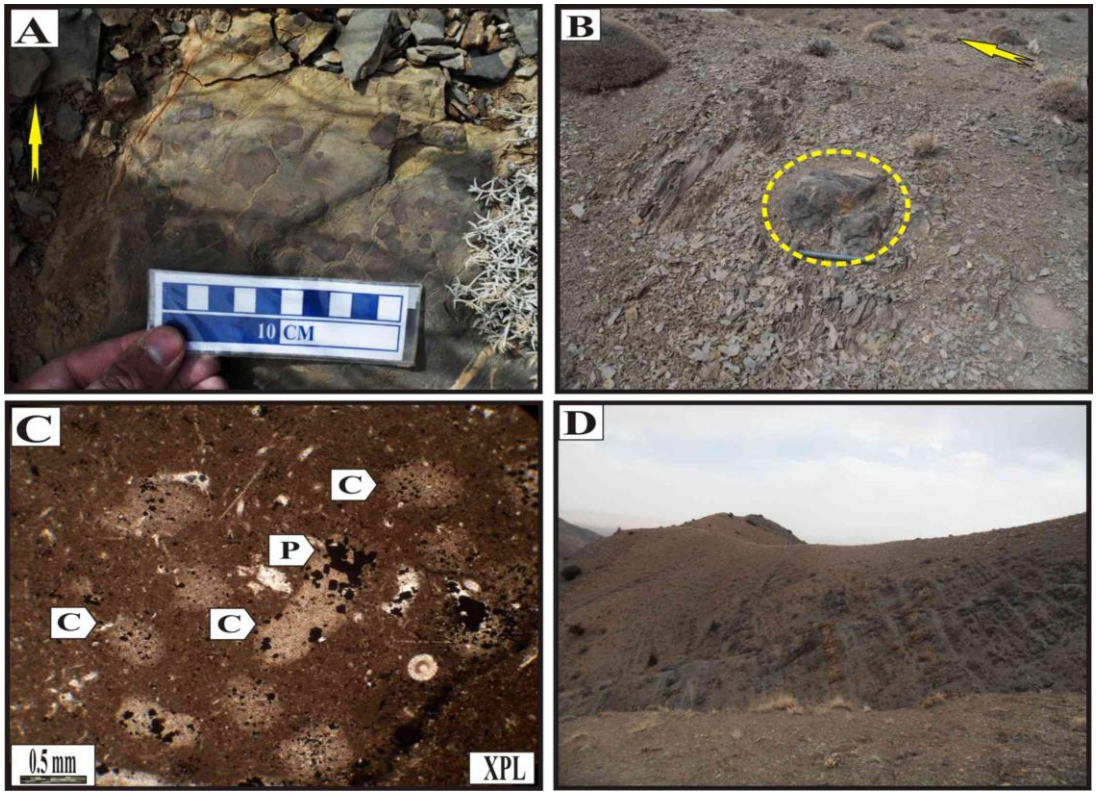
اینتراکلست با فراوانی ۲۰ درصد و قطر بیش از ۲ سانتیمتر و اسپیکول اسفنج ۱۵ درصد دانه‌های کربناته اصلی این رخساره هستند. اینتراکلست‌ها از جور شدگی ضعیفی برخوردار بوده و در بعضی موارد خرده‌های فسیلی از جمله تریلوبیت و اسپیکول اسفنج درون اینتراکلست‌ها مشاهده می‌شود. فرامینیفر، تریلوبیت، رادیولر، استراکود و پلسی پود (جمعاً ۲ درصد) دیگر اجزای این رخساره را تشکیل می‌دهند که در یک زمینه ماتریکس میکریتی به صورت شناور قرار گرفته‌اند. این رخساره به صورت میان لایه‌ای بین مادستون‌های تیره ضخیم لایه بخش بالایی سازند مشاهده شده است (شکل‌های E۴ و A 5).



شکل٤- A- رخساره شیل اسپیکول دار. S: اسپیکول. B) اثرات فسیلی مربوط به ایکنورخساره نریتس در مادستون‌های تیره (رخساره A_1). فلش. C) رخساره مادستون اسپیکول دار به همراه آشفتگی‌های زیستی در زمینه آن (فلش). (A_2). S: اسپیکول. D) رخساره وکستون بایوکلاستی اسپیکول‌دار (A_3). S: اسپیکول. E) رخساره پکستون پلوئیدی (B_1) که از پلوئیدهای یا اندازه یکسان و کروی تشکیل شده است (فلش). F) رخساره فلوتستون اینتراکلست و اسپیکول‌دار (B_2). توجه کنید که اینتراکلست‌ها حاوی اسپیکول هستند (فلش)که نشان دهنده تشکیل آنها در بخش های عمیق حوضه است. S: اسپیکول.

رخساره B_3: وکستون بایوکلاستی (Bioclastic Wackestone)

براکیوپود (۶-۷ درصد)، اسپیکول اسفنج (۶-۷ درصد)، پلوئید (۴ درصد)، کرینوئید (۲ درصد)، بریوزوآ (کمتر از ۱ درصد)، دو کفه‌ای، رادیولر، استراکود و تریلوبیت (جمعاً ۲ درصد) دانه‌های کربناته این رخساره را تشکیل می‌دهند. پیریت به میزان ۱۲ درصد به صورت جانشینی و به فرم کوبیک و درشت بلور در این رخساره وجود دارد. فضای بین اجزای تشکیل دهنده این رخساره توسط ماتریکس میکریتی و سیمان اسپاریتی (تا ۱۰ درصد) به همراه ژیپس (۳ درصد) پر شده است. شواهد فعالیت‌های میکروبیال به صورت فابریک لخته‌ای در زمینه این رخساره قابل مشاهده است. این رخساره به صورت توده کروی شکل به قطر حدود ۴۰ سانتیمتر بین مادستون‌های ضخیم لایه بخش بالایی سازند مشاهده شده است (شکل‌های B۵ و C و D).

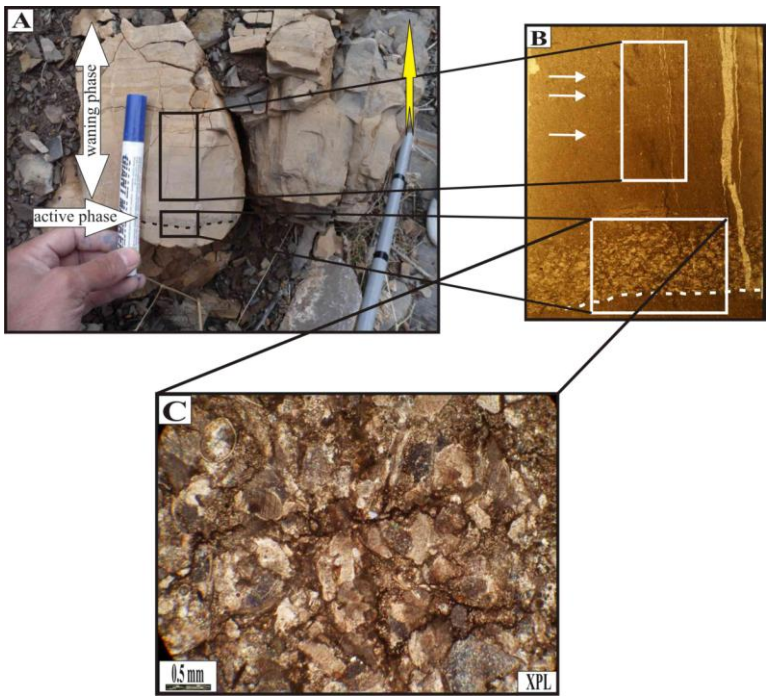


شکل ۵- A) تصویر صحرایی رخساره اینتراکلست و اسپیکول دار. به جورشدگی ضعیف اینتراکلست ها توجه شود.B و C) تصویر صحرایی و میکروسکوپی رخساره وکستون بایوکلاستی (B_3). در تصویر B حالت بیضوی لایه بندی و در E بلورهای کوبیک پیریت (P) و فابریک لخته ای (C) که نشان دهنده فعالیت های میکروبیال است در زمینه رخساره مشخص شده اند. D) تصویر صحرایی مادستون های رسی ضخیم لایه با میان لایه های آهک نازک لایه.

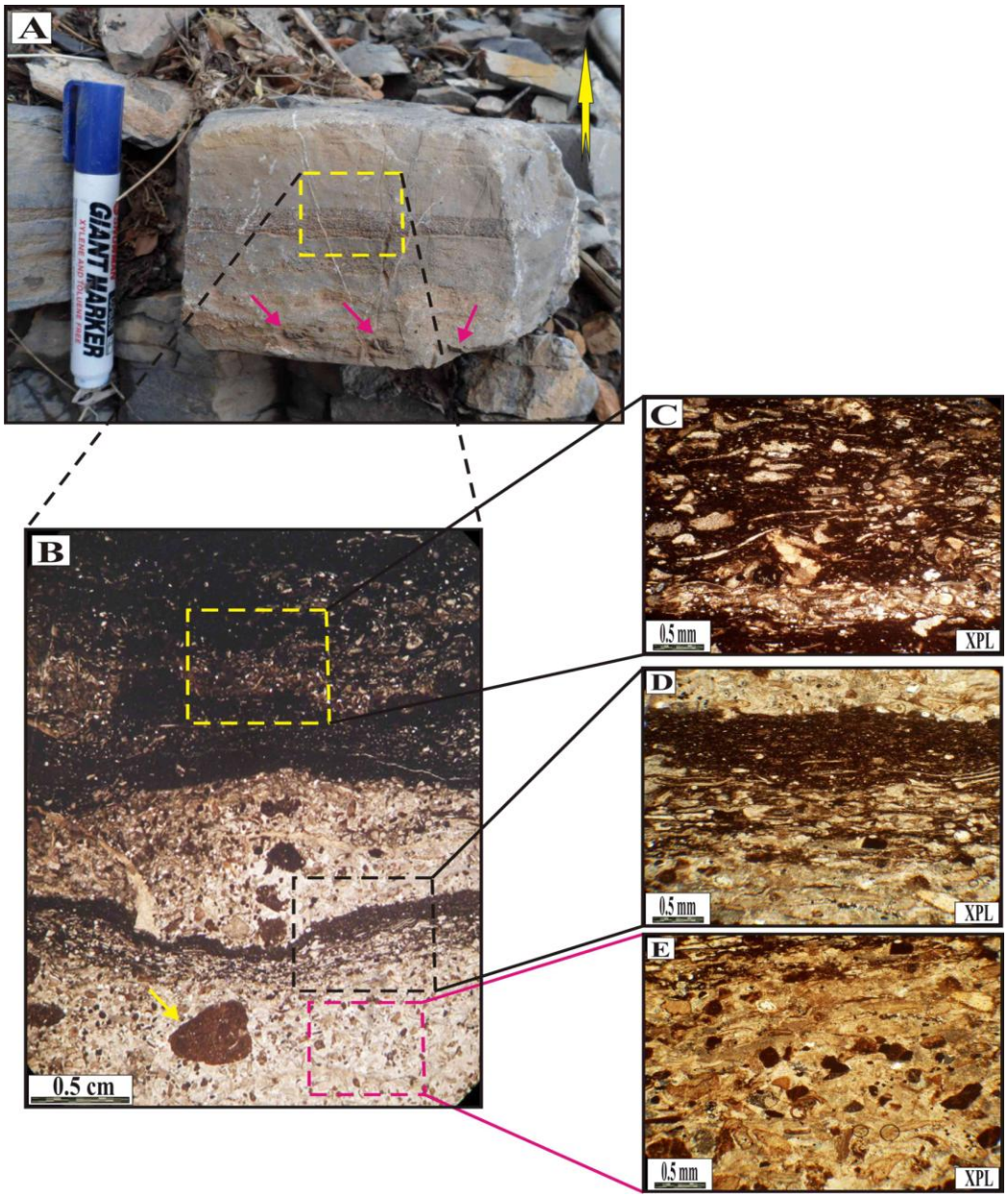
رخساره B_4: پکستون- گرینستون تا مادستون بایوکلاستی اکینودرم دار دارای دانه بندی تدریجی (Graded Echinoderm, Bioclastic Packstone/ Grainstone to Mudstone)

ذرات اسکلتی غالبا شامل اکینودرم (تا ۴۰ درصد)، بریوزوآ (۱۵ درصد)، براکیوپود (۱۰ درصد) و در بعضی نمونه‌ها اسپیکول اسفنج (۱۵ درصد) به همراه مقادیر اندک تریلوبیت، پلسی پود، مرجان و استراکود (جمعا ۵

درصد) در زمینه‌ای از میکریت، ماده آلی و سیمان اسپاری وجود دارند. فسفات به میزان ۸ درصد، پیریت تا ۴ درصد و کوارتز (۲ درصد) نیز از تشکیل دهنده‌های این رخساره می‌باشند. سیمان بین دانه‌های کربناته در این رخساره بیشتر از نوع سیمان اسپاری بلوکی و سینتکسیال و به میزان کمتر با فابریک سوزنی- تیغه‌ای است که در بعضی قسمت‌ها داخل پوسته‌ها را نیز پر کرده است. از ویژگی‌های صحرایی و میکروسکوپی این رخساره می‌توان به موارد زیر اشاره نمود: ۱- دانه‌بندی تدریجی به سمت بالا ریز شونده و تبدیل رخساره پکستون- گرینستون به رخساره پکستون- مادستون ۲- در تعدادی از نمونه‌ها ذرات کوارتز در حد ماسه دانه‌ریز تا متوسط وجود دارد و گاهی ذرات سیلیسی آواری به صورت لامینه‌های ظریف و نازک در لابه لای لامینه‌های ذرات اسکلتی مشاهده می‌شود (شکل B۶) ۳- لامیناسیون موازی که به فراوانی مشاهده می‌شود ۴- وجود جهت یافتگی در خرده‌های بایوکلاستی به خصوص براکیوپود و پلسی پود (شکل D۷) ۵- سطح زیرین فرسایشی (شکل‌های ۶ و ۷).



شکل ٦- A) تصویر صحرایی رخساره توربیدایتی پکستون تا مادستون بایوکلاستی اکینودرم‌دار دارای دانه‌بندی تدریجی. مرحله فعال توربیدایت (Active phase) با تجمع فسیلی عمدتاً متشکل از اکینودرم با قاعده شارپ و مرحله فروکش (Waning phase) با لامیناسیون‌های موازی مشخص است. B) تصویر میکروسکوپ دو چشمی تصویر A که در آن مرز زیرین شارپ (خط چین) و لامیناسیون‌های موازی (فلش‌ها) مربوط به فاز فروکش مشخص شده است (عرض تصویر ۲ سانتیمتر است). C) تصویر میکروسکوپی تصویر A که نشان دهنده رخساره پکستون کرینوئیددار مربوط به مرحله فعال توربیدایت. به تغییر ناگهانی رخساره‌ها از پکستون کرینوئیددار به مادستون که نشان دهنده فروکش فرآیند توربیدایتی است توجه شود.



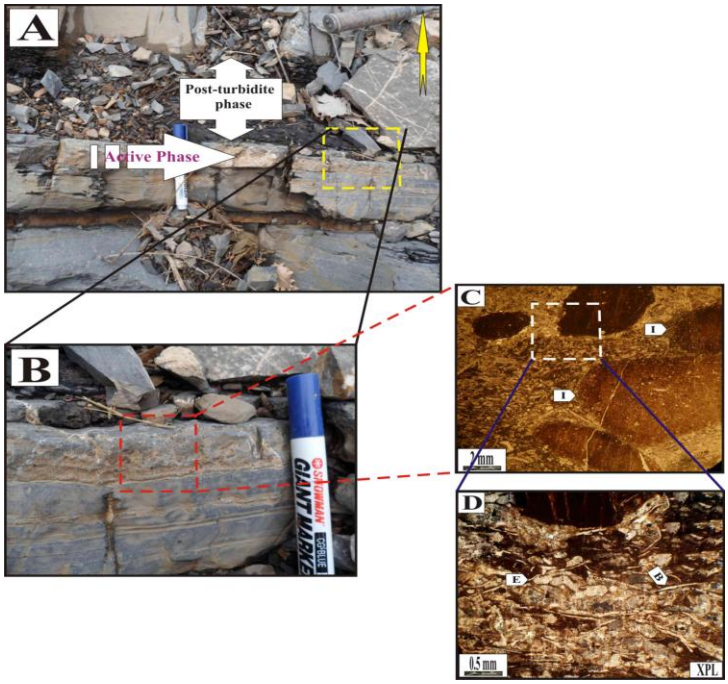
شکل ۷- A) تصویر صحرایی رخساره توربیدایتی پکستون- گرینستون تا وکستون- مادستون بایوکلاستی اکینودرم دار دارای دانه بندی تدریجی در مقیاس میکروسکوپی. مرحله فعال توربیدایت (Active phase) با تجمع فسیلی با قاعده شارپ و مرحله فروکش (Waning phase) با لامیناسیون‌های موازی ضعیف مشخص است. در پایین تصویر اینتراکلست های پراکنده نیز دیده می‌شود (فلش ها). B) تصویر میکروسکوپ دو چشمی تصویر A (عرض تصویر ۲ سانتیمتر است) در پایین تصویر اینتراکلست نیز در رخساره گرینستون دیده می شود (فلش). C، D، E) تصاویر میکروسکوپی تصویر A که نشان دهنده تغییر رخساره ای از گرینستون به پکستون و وکستون است. به تغییر رخساره ها در تصویر A از گرینستون به مادستون که نشان دهنده فروکش فرآیند توربیدایتی است توجه شود.

رخساره B_5: فلوتستون- ردستون اینتراکلست یا اکینودرم دار (Intraclast, Echinoderm Floatstone-Rudstone)

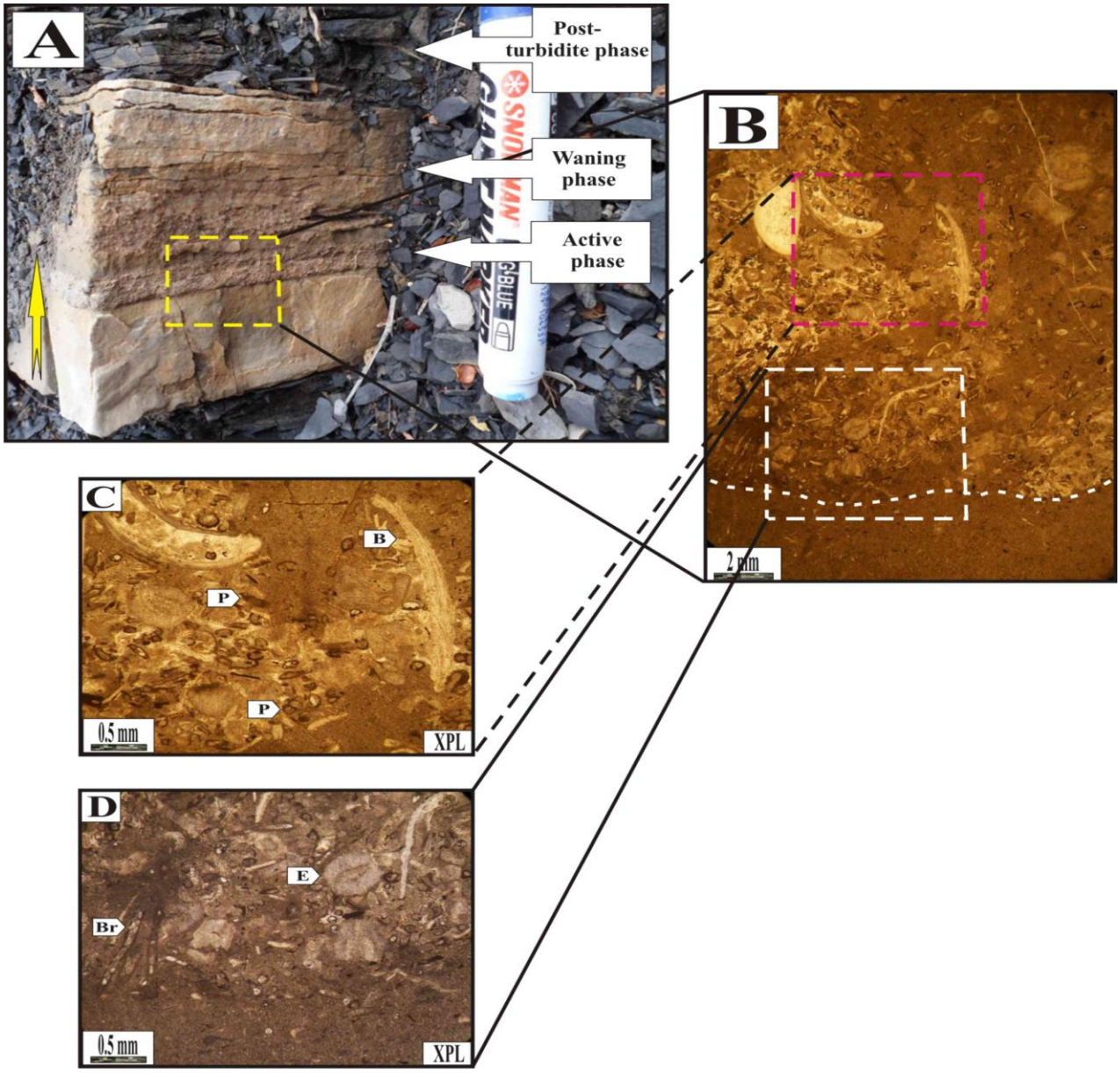
اکینودرم با فراوانی ۳۰ درصد و اینتراکلست ۲۵ درصد (تا ۲,۵ میلیمتر) دانه کربناته اصلی تشکیل دهنده این رخساره هستند که به همراه اجزای اسکلتی دیگر مانند براکیوپود (۷درصد)، مرجان (۲ درصد)، پلسی پود، تریلوبیت (جمعا ۳ درصد) و مقادیر جزئی استراکود، جلبک ژیروانلا، فسفات، کوارتز در حد ماسه متوسط در داخل ماتریکس میکریتی حاوی ماده آلی وجود دارند. خرده‌های اسپیکول و فسیل‌های دیگر در داخل اینتراکلست‌ها مشاهده می‌شوند. گاهی نیز بریوزوآ به میزان فراوانی (تا ۲۰ درصد) وجود دارد. پیریت کوبیک درشت بلور تا ۱۰ درصد در این رخساره شناسایی شده است. دانه‌های کربناته موجود در این رخساره دارای جورشدگی ضعیفی هستند. در بعضی نمونه‌ها قاعده فرسایشی (شکل B۹) و تغییر تدریجی از مادستون- وکستون به فلوتستون مشاهده می‌شود (شکل‌های ۸ و ۹).

رخساره B_6: مادستون تیره (Mudstone- Dark)

رخساره مادستون در زیر یا بالای رخساره توربیدایتی قرار گرفته و از مقدار کمی قطعات اسکلتی نظیر کرینوئید، براکیوپود، استراکود، اسپیکول و خرده‌های دیگر فسیلی تشکیل شده و یا فاقد فسیل می‌باشد. رخساره مادستون تیره نیز دارای خرده‌های اسکلتی براکیوپود، کرینوئید و اسپیکول اسفنج است (شکل‌های A۸ و A۹).



شکل ۸- A و B- تصاویر صحرایی رخساره توربیدایتی فلوتستون اینتراکلست‌دار. در این تصویر مرحله فعال توربیدایت با تجمع اینتراکلست‌های گرد شده و مرحله بعد از عملکرد فرآیند توربیدایت (Post-turbidite) با شیل‌های تیره مشخص است. B) تصویر میکروسکوپ دو چشمی و D) تصویر میکروسکوپی تصویر A. I: اینتراکلست; E: اکینودرم؛ B: براکیوپود.

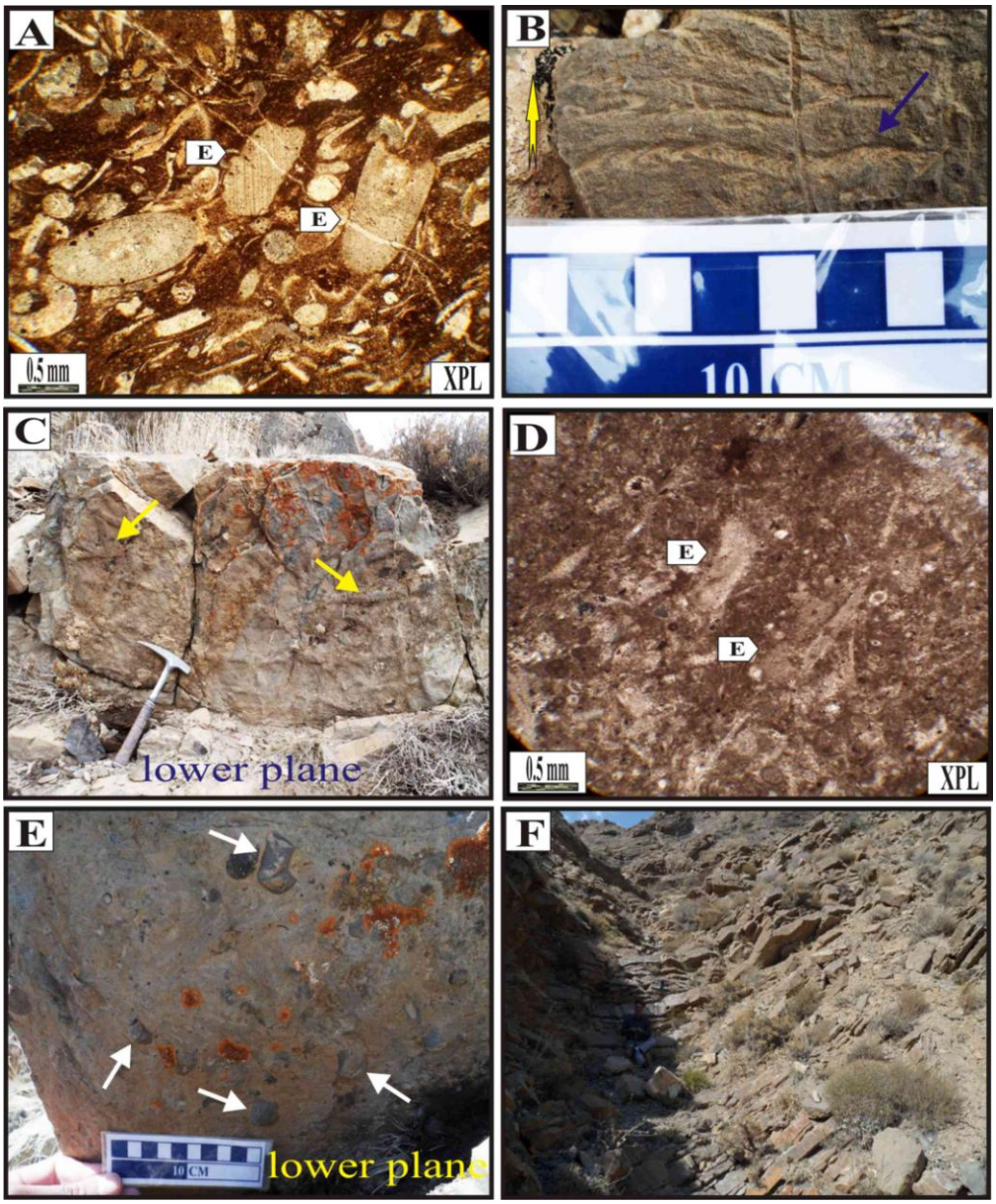


شکل ۹- A) تصویر صحرایی رخساره توربیدایتی فلوتستون اکینودرم دار. در این تصویر هر سه مرحله فعال توربیدایت (Active)، فروکش (Waning) و بعد از توربیدایت (Post-turbidite) مشخص شده است. B) تصویر میکروسکوپ دو چشمی تصویر A. به مرز شارپ بین رخساره مادستون در پایین و رخساره فلوتستون در بالا که با خط چین مشخص شده است توجه شود. C و D) تصاویر میکروسکوپی تصویر A که نشان دهنده مرز شارپ در قاعده رخساره فلوتستون در D و افزایش ماتریکس گلی نسبت به ابتدای مرحله توربیدایت در C است. B: براکیوپود؛ P: پلوئید؛ E: اکینودرم؛ Br: بریوزوآ.

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای B (Ramp Slope)

دانه‌های کربناته موجود در این مجموعه رخساره‌ای از جمله کرینوئید، براکیوپود، بریوزوآ و اسپیکول اسفنج بیانگر ارتباط رخساره‌های این مجموعه با شرایط دریایی باز است (Bauer et al. 2002؛ Bachmann and Hirsch 2006). غلبه موجودات غیر وابسته به نور از جمله

اسپیکول اسفنج، بریوزوآ و اکینودرم (Brandano et al. 2012) در رخساره‌های این مجموعه نشان‌دهنده نهشته شدن آنها در یک شرایط غیر هوازی یا کمبود اکسیژن (Dysoxic) و با شرایط نوری محدودتر (Oligophotic-aphotic) زیر حد اثر امواج طوفانی است (Bourque et al. 1995؛ Bernaus et al. 2003؛ Pomar et al. 2012؛ Brandano et al. 2012). تشکیل مقادیر فراوان پیریت جانشینی (تا ۱۲ درصد) در این رخساره‌ها وجود شرایط کم اکسیژن و احیایی را تأیید می‌کند (El-Halal 2008؛ El-ghali et al. 2012). رخساره‌های پکستون پلوئیدی و وکستون بایوکلاستی با توجه به مورفولوژی و قرارگیری این رخساره‌ها بین مادستون‌های ضخیم می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل آنها به صورت تجمعات برجا (تا کمی حمل شده) بر روی شیب حوضه به فرم پشته‌ها (Mud mound) یا گلوله‌های گلی (Mud ball) باشد. اندازه متفاوت پلت‌ها در رخساره پکستون پلوئیدی نشان‌دهنده منشأهای مختلف آنها است (Wendt et al. 2001). پلت‌های با مورفولوژی گرد و یکسان احتمالا از نوع پلت های مدفوعی (faecal pellet) هستند. پشته‌های گلی با ترکیب غالب پلتی و حاوی فابریک‌های لخته‌ای تحت عنوان پشته‌های میکریتی شناخته شده و عامل مؤثر در تشکیل و رشد این نوع پشته‌ها فعالیت‌های میکروبیال در نظر گرفته می‌شود (Pratt 1995؛ Wendt et al. 2001). مخلوط شدگی فونای وابسته به نور (براکیوپود) و غیر وابسته به نور (اسپیکول اسفنج و بریوزوآ) می‌تواند بیانگر تشکیل این رخساره‌ها را در اثر تولیدات برجا (Autochthonous) و همچنین تأثیر جریانات تحتانی در تأمین بخشی از دانه‌های کربناته اسکلتی از زون فوتیک (Parautochthonous) باشد (Brandano et al. 2012). ویژگی‌های صحرایی و میکروسکوپی این مجموعه رخساره‌ای از جمله ۱- دانه‌بندی تدریجی به سمت بالا ریز شونده و تبدیل رخساره پکستون-گرینستون به رخساره پکستون- مادستون ۲- حضور ذرات کوارتز در حد ماسه دانه ریز تا متوسط به صورت لامینه‌های ظریف و نازک در لابه‌لای لامینه‌های ذرات اسکلتی ۳- لامیناسیون موازی که به فراوانی مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده جریان‌های یک طرفه می‌باشد (Flugel 2010) ۴- دانه‌های کربناته غیر اسکلتی (اینتراکلست) که حاوی اسپیکول اسفنج بر اثر حمل و نقل توسط جریان‌های توربیدایتی ایجاد شده‌اند (Bernaus et al. 2003)، ارتباط این مجموعه را با وقایع توربیدایتی نشان می‌دهد. علاوه بر این خصوصیات، سطح زیرین فرسایشی در این رخساره‌ها نشان‌دهنده فرسایش بستر دریای با رخساره مادستونی است. رخساره B_6 (مادستون- شیل تیره) که حاوی فونای دریایی اکینودرم، براکیوپود و اسپیکول اسفنج است در شرایط انرژی پایین بعد از فاز توربیدایت تشکیل شده است. این تفسیر توسط اندازه ریز و فراوانی اندک آلوکم‌ها و محتوای فسیلی رخساره در زمینه ماتریکس میکریتی تأیید می‌شود. با توجه به تغییر ناگهانی ترکیب رخساره‌ای از شیل‌های اسپیکول‌دار به فلوتستون اینتراکلست دار، فلوتستون- ردستون اکینودرم‌دار، پکستون- گرینستون تا مادستون اکینودرم‌دار و قرارگیری این رخساره‌ها بین شیل‌های اسپیکول‌دار، این رخساره‌ها احتمالاً وجود شکست شیب را در محیط ته‌نشینی نشان می‌دهد (Pomar et al. 2012).



شکل ۱۰- A- رخساره پکستون بایوکلاستی و کرینوئیـددار (C_1). E: اکینـودرم. B و C) اثـرات فسیلی همراه با رخساره‌های وکستون بایوکلاستی و فلوتستون براکیوپود دار. (E: زئوفیکـوس; F: تالاسینوئیدس). D و E) تصـویر میکروسـکوپی و صـحرایی رخسـاره فلوتسـتون بایوکلاسـتی و براکیوپود دار (C_2). E: اکینودرم؛ فلش‌ها در H نشان‌دهنده فونای براکیوپـود هسـتند. F) تصـویر صحرایی بخش میانی سازند که از آهک‌های نازک تا متوسط لایه تشکیل شده است.

مجموعه رخساره‌ای C (FZ-3) (Shallow Open Marine: Mid-Ramp)

این مجموعه رخساره‌ای شامل رخساره‌های پکستون- گرینستون بایوکلستی اکینودرم‌دار (C_1) و فلوتستون بایوکلستی دارای براکیوپود (C_2) است.

رخساره C_1: پکستون – گرینستون بایوکلستی اکینودرم‌دار (Echinoderm, Bioclastic Packstone/ Grainstone)

اکینودرم با فراوانی ۴۵ درصد دانه کربناته اصلی این رخساره است. براکیوپود (تا ۲۰ درصد)، دو کفه‌ای و ایسترا (۳ درصد)، اسپیکول (۱ درصد)، فرامینیفر نوع *Archaecphaera* و *Earlandia* (جمعا ۲ درصد) و به طور جزئی تریلوبیت، بریوزوآ و جلبک سبز *Koninkopora* دیگر تشکیل دهنده‌های این رخساره هستند. ذرات آواری که اکثر آنها را دانه‌های کوارتز تشکیل می‌دهد حدود ۳٪ اجزاء را شامل می‌شوند. فسفات جانشینی جزئی و پیریت کوبیک تا ۱۰ درصد و ماده آلی مشاهده شده است. دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور شکل‌دار (Planar-e) به صورت جانشینی بخشی در بایوکلست‌های مختلف دیده میشود. ماتریکس این رخساره از نوع سیمان اسپاری بلوکی و سینتکسیال و همچنین میکریت است. این رخساره در صحرا به صورت نازک تا متوسط لایه خاکستری تیره در بخش میانی سازند مبارک دیده می‌شود (شکل A۱۰).

رخساره C_2: فلوتستون بایوکلستی دارای براکیوپود (Brachiopod, Bioclastic Floatstone)

تشکیل دهنده اصلی این رخساره براکیوپود (به طور میانگین ۲/۵ میلیمتر) با فراوانی تا ۴۰ درصد و اندازه تا ۳ سانتیمتر است. دیگر اجزای این رخساره شامل خارپوست (۲۰ درصد)، فرامینیفر نوع *Eotuberitina* *Bisphaera, Endothyra*, و Earlandia (جمعاً ۳ درصد)، بریوزوآ (۱ درصد)، مرجان (۲ درصد و اندازه ۲ سانتیمتر)، آمونیت (۱ درصد و اندازه ۳ سانتیمتر) و گاستروپود، استراکود و پلسی پود جزئی است. پیریت کوبیک به میزان ۱ درصد دراین رخساره وجود دارد. اثرات فسیلی فراوان تالاسینوئید (در کف لایه) و زئوفیکوس در این رخساره شناسایی شده است (شکل‌های B۱۰ و C). این رخساره در بخش میانی سازند به صورت متوسط لایه خاکستری رنگ مشاهده شده است (شکل‌های D۱۰ ، E و F).

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای C (Shallow Open Marine=Mid-Ramp): رمپ میانی منطقه‌ای است که بین دو حد عمق آب در حالت آرام و طوفانی قرار گرفته و رسوبات آن اغلب توسط طوفان جابجا می شود (Burchette and Wright 1992؛ Flugel 2010). وجود دانه‌های کربناته متنوع مانند براکیوپود، اکینودرم، آمونیت، بریوزوئر، اسپیکول اسفنج و دوکفه‌ای نشان دهنده تشکیل این مجموعه رخساره‌ای در یک محیط نرمال دریایی باز با شرایط نور و گردش آب مناسب در زون فوتیک می‌باشد (Wilmsen et al. 2005؛ Jank et al. 2006؛ Bachmann and Hirsch 2006). بسیاری از رسوبات رمپ میانی که در زون فوتیک نهشته شده‌اند، به طور تیپیک از موجوداتی نظیر کرینوئیدها، براکیوپودها، بریوزوئرها و دوکفه‌ای‌ها تشکیل شده‌اند (Burchette and Wright, 1990). تجمعات اجزای اسکلتی مانند اکینودم و براکیوپود در محیط رمپ میانی معمول بوده و توسط فرآیندهای مختلف شامل جریان‌ها و امواج ایجاد می‌شوند (Flugel, 2010). بافت پکستون- گرینستون در رخساره C_1 و حضور مقداری سیمان اسپاری در بین اجزای تشکیل‌دهنده رخساره حاکی از تشکیل این رخساره در زیر خط امواج معمولی تحت تأثیر جریانات

تحتانی است (Bachmann and Hirsch, 2006).

مجموعه رخساره‌ای D (FZ-4) : (Inner-Shoal: Ramp)

این مجموعه رخساره‌ای شامل دو رخساره D_1 (گرینستون پلوئیدی فرامینیفردار) و D_2 (گرینستون بایوکلاستی اکینودرم‌دار) است.

رخساره D_1: گرینستون پلوئیدی فرامینیفردار (Foraminifer, Peloidal Grainstone)

دانه‌های کربناته غالب در این رخساره فرامینیفر و پلوئید تشکیل می‌دهد که فراوانی آنها به ترتیب ۴۰ و ۳۰ درصد است. فرامینیفرها عمدتاً از نوع ایرلندیا، تورنایلا و ایندوتیرا با دیواره میکروگرانولار بوده و آرکائسفائرا و ائوتوبرتینا نیز به میزان اندک وجود دارند. دیگر دانه‌های کربناته تشکیل‌دهنده این رخساره اکینودرم (۷ درصد)، جلبک سبز پالئو بریاسلا (۱ درصد)، بریوزوآ و تریلوبیت (۱ درصد). فضای بین اجزای تشکیل دهنده این رخساره توسط سیمان عمدتاً به فرم بلوکی و سینتکسیال پر شده است. ذرات سیلیسی‌آواری در این رخساره غالباً کوارتز بوده و فراوانی آن حدود (۲٪) می‌باشد. دولومیت و سیلیس نیز به فرم جانشینی در بعضی از آلوکم‌ها از جمله اکینودرم‌ها و در سیمان اسپاری دیده می‌شوند. دانه‌های کربناته این رخساره از جور شدگی خوبی برخوردار می‌باشند. این رخساره در صحرا به صورت نازک لایه نخودی رنگ در بخش میانی سازند دیده می شود. لامیناسیون موازی در بعضی نمونه‌ها شناسایی شده است (شکل A۱۱).

رخساره D_2: گرینستون بایوکلاستی اکینودرم‌دار (Echinoderm, Bioclastic Grainstone)

اکینودرم با فراوانی ۴۵ درصد و فرامینیفر ۲۵ درصد دانه‌های کربناته اسکلتی اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند. فرامینیفرها از نوع *Eotuberitina, Septabrunsiina, Endothyra* و *Earlandia* است. براکیوپود (۲ درصد) و پلسی پود، جلبک سبز *Paleobresella* و *Kamaena* و اسپیکول به میزان بسیار اندک از دیگر تشکیل‌دهنده‌های این رخساره است. پلوئید نیز در این رخساره موجود بوده که فراوانی آن به حدود ۱۰ درصد می‌رسد. مقدار ذرات آواری کوارتز نیز به طور متوسط تا ۳ درصد می‌رسد. اندازه اکثر این ذرات در حدود ۰/۱۵ میلی‌متر می‌باشد و گاه ذرات درشت‌تر نیز قابل مشاهده است. سیمان کلسیت بلوکی ماتریکس غالب این رخساره را تشکیل می‌دهد (شکل B۱۱).

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای D (Shoal)

دانه‌های کربناته موجود در این مجموعه رخساره‌ای هم از نوع اسکلتی (اکینودرم، براکیوپود و دوکفه‌ای) و هم غیراسکلتی (پلت) هستند. رخساره D_2 به علت وجود فسیل‌های اکینودرم فراوان و همچنین بریوزوآ مربوط به محیط سدی به سمت دریای باز است (Colombie and Strasser 2005). در صورتی که مجموعه فسیلی در رخساره D_1 که غالبا از پلوئید و فرامینیفر تشکیل شده است نشان‌دهنده قرارگیری این رخساره در طرف لاگون کمربند سدی است (Colombie and Strasser 2005). در هر دو رخساره این کمربند ذرات آواری نیز دیده می‌شود که نشانه تشکیل این رخساره در محیط پرانرژی می‌باشد. این ذرات توسط فرآیندهای مختلف از جمله جریان‌های ساحلی و طوفان‌های موقتی به این محیط آورده شده‌اند (Burchette and Wright 1992؛ Flugel, 2010؛ Coffey and Read 2004). وجود مقادیر متفاوت رسوبات آواری در هر دو رخساره نشانه وجود یک منشأ در نزدیک محیط تشکیل این نهشته‌ها است (Miall 1997؛ Bachmann and Hirsch 2006). رخساره‌های دارای کوارتز آواری غالباً مربوط به رمپ داخلی و میانی

هستند. طبق مقایسه‌هایی که با رخساره‌های مشابه عهد حاضر صورت گرفته است، گرینستون‌های دارای پوسته‌های اکینودرم و همچنین بریوزوئر احتمالاً در اعماق ۳۰ تا ۱۰۰ متری تشکیل می‌شوند (Collins 1988؛ James et al. 2001). جور شدگی خوب آلوکم‌ها نیز حاکی از انرژی بالای محیط در حین ته‌نشست این رخساره می‌باشد (Bassi and Nebelsick 2010). مشابه این رخساره‌ها در محیط‌های عهد حاضر نظیر سواحل ابوظبی، خلیج فارس، غرب فلوریدا و تختگاه باهاما در حال تشکیل می‌باشد (Alsharhan and Kendall 2003).

مجموعه رخساره‌ای E (FZ-5) : (Lagoon: Inner-Ramp)

این مجموعه رخساره‌ای به رخساره‌های E_1 (فلوتستون بایوکلاستی اکینودرم دار)، E_2 (پکستون دارای فرامینیفر و پلوئید)، E_3 (پکستون دارای پلوئید و اکینودرم)، E_4 (مادستون استراکود دار) به شرح زیر تقسیم شده است.

رخساره E_1: فلوتستون بایوکلاستی اکینودرم‌دار (**Echinoderm, Bioclastic Floatstone**)

دانه کربناته اصلی تشکیل دهنده این رخساره اکینودرم (۲-۲/۷ میلیمتر) با فراوانی ۴۰ درصد است. دیگر اجزای این نمونه شامل جلبک‌های سبز *Bressella* و *Stachia* (۱۰ درصد)، فرامینیفر نوع *Earlandia* ، *Endothyra* ، *Lysella* (جمعاً ۵ درصد)، استراکود (۲ درصد)، تریلوبیت (۲ درصد) و براکیوپود، پلسی‌پود و کوارتز به میزان کمتر از ۱ درصد است. پیریت کوبیک به میزان ۱ درصد دراین رخساره وجود دارد. سیمان اسپاری حدود ۶ درصد به همراه میکریت فضای بین آلوکم‌ها را پر کرده است. جور شدگی بایوکلاست‌های این رخساره ضعیف است (شکل C۱۱).

رخساره E_2: پکستون دارای فرامینیفر و پلوئید (**Foraminifer, Peloidal Packstone/Grainstone**)

دانه‌های کربناته غالب در این رخساره را فرامینیفر و پلوئید تشکیل می‌دهد که فراوانی آنها به ترتیب ۴۵ و ۲۰ درصد است. فرامینیفرها عمدتاً از نوع *Earlandia* (تا ۲۰ درصد)، *Tournayella* و *Endothyra* با دیواره میکروگرانولار بوده و *Archaesphaera*، *Eotuberitina* و *Diplosphaerina* نیز به میزان اندک وجود دارند. دیگر دانه‌های کربناته تشکیل دهنده این رخساره اکینودرم (۲ درصد)، استراکود (۱ درصد)، تریلوبیت و براکیوپود (۱ درصد). فضای بین اجزای تشکیل دهنده این رخساره توسط سیمان عمدتاً به فرم بلوکی و سینتکسیال (تا ۱۵ درصد) و میکریت پر شده است. دولومیت (۳ درصد) و پیریت (۲ درصد) نیز به فرم جانشینی در بعضی از آلوکم‌ها از جمله اکینودرم‌ها دیده می‌شوند. این رخساره در صحرا به صورت نازک لایه خاکستری- نخودی رنگ در بخش میانی سازند دیده می‌شود (شکل D۱۱).

رخساره E_3: پکستون دارای پلوئید و اکینودرم (**Peloidal, Echinoderm, Packstone**)

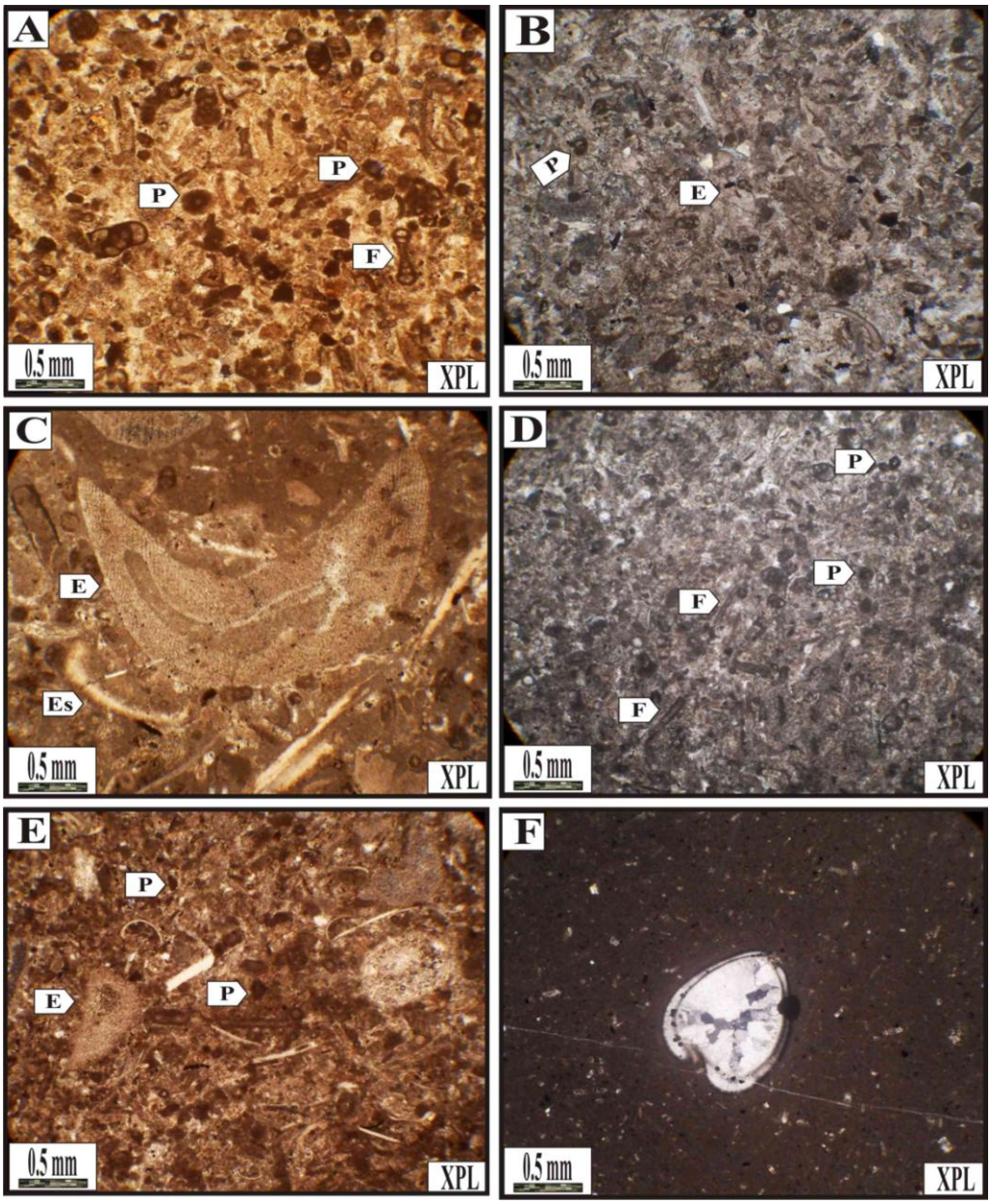
این رخساره دارای دانه‌های کربناته غیر اسکلتی و اسکلتی است. پلوئید با فراوانی ۴۰ درصد و اکینودرم ۲۰ درصد دانه‌های کربناته اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهد. فرامینیفر نوع *Earlandia* (تا ۱۰ درصد)، *Endothyra* (۳ درصد) و *Diplosphaerina* با دیواره میکروگرانولار و *Archaesphaera* (جمعا۱ درصد)، استراکود (۱ درصد)، تریلوبیت، پلسی پود و براکیوپود (۱ درصد) و کوارتز (کمتر از ۱ درصد) اجزای دیگر این رخساره هستند. دولومیت جانشینی در دانه‌های کربناته و پیریت (جمعاً ۲ درصد) در این رخساره مشاهده شده است. این رخساره در صحرا به صورت نازک لایه خاکستری رنگ در بخش میانی سازند شناسایی شده است (شکل E۱۱).

رخساره E_4: مادستون استراکود دار (Ostracode Mudstone)

این رخساره به طور عمده از گل آهکی تشکیل شده است که پوسته‌های اُستراکود به طور پراکنده درون آن شناور است و مقدار آن به حدود ۵ درصد می‌رسد. خرده‌های کرینوئید و پلسی پود نیز به میزان بسیار جزئی وجود دارد. علاوه بر پوسته‌های فسیلی، بلور های نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل ژیپس نیز (تا ۱۵ درصد) در این رخساره به خوبی قابل مشاهده است. آثار انحلالی و درز و شکاف در این رخساره دیده می‌شود که بسیاری از درز و شکاف‌ها توسط سیمان کلسیت اسپاری پر شده است. این رخساره در صحرا به صورت توده ای و به رنگ نخودی و خاکستری در بخش میانی سازند مبارک مشاهده می‌شود (شکل‌های F۱۱ و G).

محیط رسوبگذاری مجموعه رخساره‌ای E (Lagoon):
در این مجموعه رخساره‌ای شواهدی چون نوع دانه‌های کربناته شامل فرامینیفرهای بنتیک نوع *Earlandia* و *Endothyra* که دارای دیواره میکروگرانولار هستند (Gallagher 1998؛ Bachmann and Hirsch 2006) و پلت، استراکود، جلبک سبز و همچنین میکریت موجود در بین ذرات حاکی از ته‌نشست این رخساره‌ها در یک محیط آرام، کم انرژی با گردش آب محدود است (Colombie and Strasser 2005; Wanas 2008; Bassi and Nebelsick 2010). تنوع پایین مجموعه فسیلی و وجود ماتریکس گلی نشان‌دهنده شرایط انرژی پایین و آب‌های ساکن با شوری بالا است (Colombie and Strasser 2005). پوسته‌های استراکود نیز محیط زیست متنوعی دارند و در آب‌های شیرین، شور، لب شور و فوق‌العاده شور قادر به ادامه حیات می‌باشند (Friedman and Lundin 2001؛ Hairapetian et al. 2011). با توجه به خصوصیات فوق این رخساره‌ها مربوط به یک محیط محدود لاگونی می‌باشند (Wanas 2008; Bassi and Nebelsick 2010).

لاگون‌های کربناته در پشت سدها به طور کلی محل ته نشست و تجمع رسوبات دانه‌ریز هستند و در بسیاری از حالات همراه با موجودات محیط‌های محدود می باشند. تنوع در این رسوبات بستگی به چرخش آب در لاگون که عمدتاً توسط فراوانی کانال‌های جزر و مدی و آب و هوا کنترل می‌شود، دارد. بسیاری از لاگون‌ها توسط سدهای کربناته از تأثیر امواج به دور مانده و رسوبات تیپیک آنها پکستون‌ها و گل‌سنگ‌های‌آهکی هستند. پلوئیدها در محیط‌های کم‌انرژی، آب‌های کم عمق نظیر خلیج‌ها و لاگون‌ها تشکیل می‌شوند (Burchette and Wright 1992). در مناطقی که چرخش آب درون لاگون‌ها کم است تنوع گونه‌ها نیز کم است. هر چند برخی از گونه‌ها ممکن است به تعداد زیاد وجود داشته باشند. در نواحی خشک تبخیر باعث افزایش شوری در لاگون‌ها شده و تبخیری‌ها ته‌نشست می‌شوند (Tucker and Wight 1990؛ Wanas 2008). وجود بایوکلاست‌های متنوع‌تر و شاخصه دریای نرمال مانند اکینودرم، براکیوپود در رخساره‌هایی مانند E_1 و E_3 و اندازه درشت دانه‌های کربناته در رخساره E_1 و همچنین وجود مقادیری سیمان اسپاری بین دانه‌های کربناته نشان‌دهنده شرایط پر انرژی تر نسبت به دیگر رخساره‌های لاگونی و ارتباط نسبی و دوره‌ای محیط ته‌نشینی این رخساره‌ها با آب های دریایی نرمال است (Colombie and Strasser 2005; Bachmann and Hirsch 2006). بنابراین رخساره‌های E_1 و E_3 در محیط لاگونی نزدیک به سد (Semi-restricted Lagoon) ته‌نشست یافته‌اند. این مجموعه رخساره‌ای به محیط لاگونی تعلق دارد و با توجه به این که میزان شوری آن با دریای معمولی متفاوت است بنابراین موجودات حساس به شوری (Stenohaline) در این محیط به میزان کمتری یافت می‌شوند. از محیط‌های عهد حاضر که این رخساره‌ها در آنها در حال تشکیل می‌باشند می‌توان به خلیج فارس و تختگاه باهاما اشاره کرد (Alsharhan and Kendall 2003).



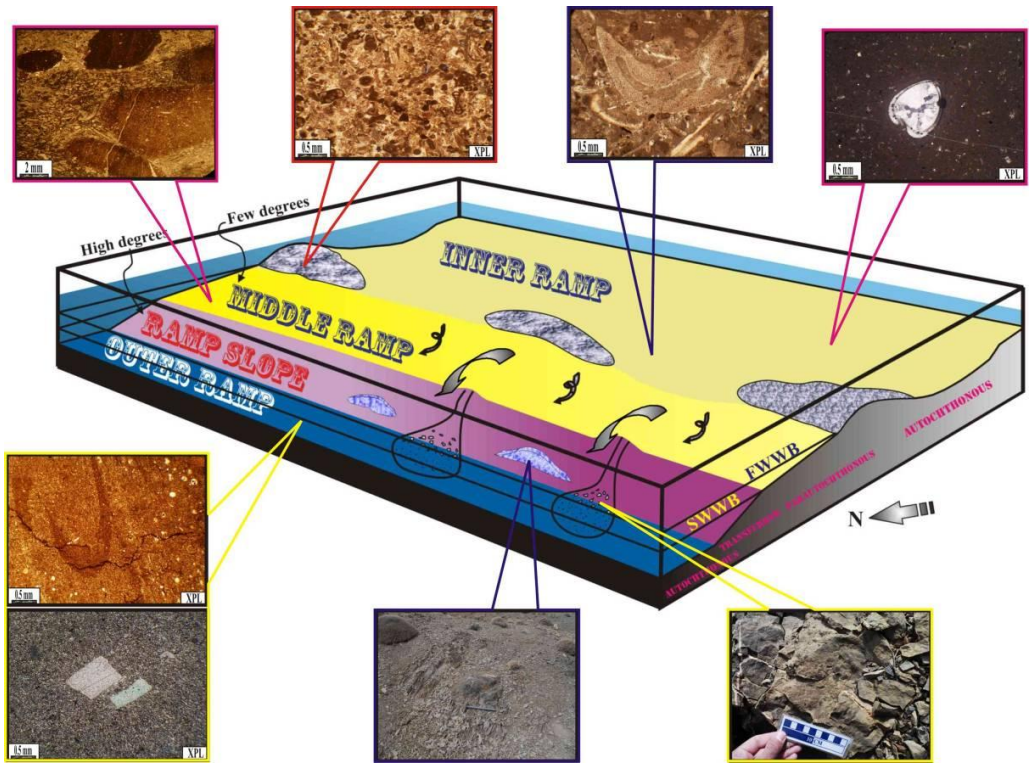
شکل ۱۱- A - رخساره گرینستون فرامینیفر- پلوئیددار. F: فرامینیفر؛ P: پلوئید. (D_1). به جورشدگی آلوکم‌های این رخساره توجه شود. B) رخساره گرینستون بایوکلاستی اکینودرم‌دار (D_2). اجزای این رخساره نیز از جورشدگی خوب برخوردار هستند. E: اکینودرم؛ P: پلوئید. C) رخساره فلوتستون اکینودرم‌دار (E_1). در این تصویر اکینودرم (E) و استراکود (Es) در ماتریکس میکریتی شناور هستند. D) رخساره پکستون فرامینیفر- پلوئیددار (E_2) که مقادیری سیمان نیز در زمینه آن مشاهده می‌شود. P: پلوئید; F: فرامینیفر. E) رخساره پلوئید- اکینودرم‌دار (E_3) با جورشدگی ضعیف. E: اکینودرم؛P: پلوئید. F) رخساره مادستون استراکوددار در زمینه میکریتی (E_4).

مدل رسوبی سازند مبارک در منطقه میغان

آنالیز محیط‌های رسوب‌گذاری بهترین روش در تعیین شرایط و چگونگی ته‌نشست رسوبات در زمان تشکیل آنهاست که در آن فاکتورها و عوامل مؤثر بر محیط رسوب‌گذاری مورد بررسی قرار می‌گیرد و با استفاده از یافته‌ها و اطلاعات حاصل از مطالعات گوناگون پتروگرافی و ژئوشیمیایی و به منظور درک ساده‌تر محیط رسوب‌گذاری، مدل‌های رخساره‌ای (Facies Models) یا مدل‌های رسوبگذاری (Depositional Models) ارائه می‌شود (Flugel 2010). اصولاً با توجه به مقایسه محیط‌های عهد حاضر و قدیمه و با استفاده از قانون تطابق رخساره‌ها و نیز مدل‌های مختلف رسوبی که توسط افراد مختلفی از جمله اروین (Irwin 1965)، ویلسون (Wilson 1975)، رید (Read 1985)، تاکر و رایت (Tucker and Wright 1990)، بچمن و هایریش (Bachmann and Hirsch 2006)، رئولید و همکاران (Reolid et al. 2008)، واناس (Wanas 2008) ، پومار و همکاران (Pomar et al. 2012) و براندانو و همکاران (Brandano et al. 2012) ارائه شده می‌توان رسوبات ناحیه مورد مطالعه را تعبیر و تفسیر نموده و مدل رسوبی آن را پیشنهاد نمود.

در این قسمت با توجه به نوع و فراوانی دانه‌های کربناته و سایر خصوصیات بافتی و ساختی که با استفاده مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی حاصل شده است و همچنین با مقایسه تغییرات عمودی رخساره‌های مختلف در توالی مطالعه شده مدل رسوبی نهشته‌های ناحیه مورد مطالعه ارائه شده است. با توجه به شواهد موجود، اعم از حضور رخساره‌های توربیدایتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه (رخساره‌های فلوتستون اینتراکلست و اسپیکول‌دار، فلوتستون- ردستون اکینودرم‌دار و پکستون- گرینستون تا مادستون اکینودرم‌دار)، تغییرات ناگهانی رخساره‌ها از مادستون اسپیکول‌دار مربوط به رمپ بیرونی به پکستون پلوئیدی (Slope) می‌توان محیط رسوب‌گذاری رسوبات کربناته سازند مبارک در ناحیه میغان را به فرم یک پلاتفرم از نوع رمپ با انتهای شیب‌دار (Distally Steepened Ramp) در نظر گرفت (Read 1982؛ Stanton and Flugel 1995؛ مصدق ۱۳۷۹؛ Pomar et al. 2002؛ Bernaus et al. 2003؛ Flugel 2010؛ Pomar et al. 2012؛ Brandano et al. 2012). مدل پلت فرم کربناته از نوع رمپ با انتهای پرشیب در سازند مبارک در البرز مرکزی برای اولین بار توسط مصدق (۱۳۷۹) معرفی شده است. وی توسعه و تبدیل مدل‌های پلاتفرمی از نوع رمپ‌های هموکلینال به رمپ‌های با انتهای شیب‌دار را رشد پشته‌های گلی در بخش بالایی شیب همزمان با ایجاد شیب در نظر گرفت. به طور کلی رمپ‌های با انتهای شیب‌دار مشابه رمپ‌های هوموکلینال بوده و توسط افزایش مشخص در شیب حوضه در بخش رمپ عمیق بیرونی بین بخش کم عمق رمپ و بخش حوضه از آن متمایز می شود (Read 1982؛ Stanton and Flugel 1995؛ Flugel 2010). رسوبات شیب قاره در رمپ‌های با انتهای شیب‌دار عمدتاً از نوع حمل شده بوده و نهشته های ریزشی (slump deposits) و فرآیندهای توربیدایتی از مشخصات این نوع رمپ‌ها است (Stanton and Flugel 1995؛ Flugel 2010؛ Brandano et al. 2012). از این جهت با توجه به حضور رسوبات شیب قاره و نهشته‌های ریزشی (slump deposits) و فرآیندهای توربیدایتی می‌توان محیط رسوبی این سازند را نیز یک رمپ کربناته با انتهای شیب دار در نظر گرفت، اگرچه پشته‌های گلی آن طور که در برخی برش‌های سازند مبارک در البرز شرقی، به عنوان مثال در شهمیرزاد سمنان (لاسمی و مصدق ۱۳۸۴) دیده شده، در این برش مشاهده نشده است

(شکل۱۲). رمپ‌های حال حاضر شمال شرق یوکاتان و غرب فلوریدا از نوع رمپ‌های با انتهای پرشیب هستند. از مثال‌های قدیمه این نوع رمپ‌ها می‌توان به حوضه دربی شایر (Late Mississipian) (Gutteridge 1989) و رمپ Migjorn (Lower Tortonian) اسپانیا (Pomar et al. 2004, 2012) اشاره نمود. رمپ‌ها به سه قسمت رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تقسیم می‌شوند. رخساره‌های موجود در برش مورد مطالعه در هر سه بخش رمپ داخلی، رمپ میانی و خارجی وجود دارند. اجزای تشکیل‌دهنده رخساره‌های رمپ درونی عمدتاً از نوع در جازا هستند، هر چند که ممکن است مقداری حمل و نقل محلی به خصوص در بخش سدی را تحمل کرده باشند. رمپ میانی از قاعده اثر امواج تا قاعده نرمال امواج طوفانی گسترش دارد، هر چند عمق آب برای این مرزها متفاوت است (Burchette and Wright 1992). رخساره‌های شیب رمپ عمدتاً از اجزای حمل شده (Transferred sediments) تشکیل یافته‌اند که از رمپ میانی به این محیط حمل شده‌اند. رخساره‌های رمپ بیرونی نیز از اجزای درجازا در شرایط نیمه هوازی تا غیر هوازی در یک محیط آرام تشکیل یافته‌اند (شکل ۱۲). توزیع و پراکندگی اجزای اسکلتی برش میغان الگویی مشابه الگوی ارائه شده توسط (Madi et al. ۱۹۹۶) ولی با مقادیر جزئی بریوزوئر شاخه‌ای را نشان می‌دهد. رخساره‌های پکستون- گرینستون بالای رخساره پشته گلی در زون نوری (یوفوتیک) تشکیل شده و در عمق حدود چند متر تا ۲۰ متری قرار می‌گیرند. زون نوری در زیر حد امواج آرام با غلبه رخساره‌های پکستون- گرینستون کرینوئیدی مشخص بوده و توسط امواج مکرراً جابجا می‌شوند. رخساره‌های وکستون- مادستون بایوکلاستی و پکستون پلوئیدی پشته گلی در زون غیر نوری تشکیل شده که با حضور اسپیکول اسفنج (Madi et al. 1996)، ماده آلی و پیریت فراوان و غیبت فونای جلبکی مشخص می شود (Bernaus et al. 2003;Madi et al. 1996؛ Pomar et al. 2012؛ Brandano et al. 2012؛ El-ghali et al. 2012). این رخساره در زیر حد امواج طوفانی قرار می‌گیرد.



شکل ۱۲- مدل رسوبی سازند مبارک در منطقه میغان از نوع رمپ با انتهای پر شیب (Distally steepened ramp).

نتیجه‌گیری

سازند مبارک در ناحیه میغان عمدتاً شامل آهک‌های نازک تا متوسط لایه و ماستون‌های ضخیم لایه بوده که به طور کلی از ۱۶ رخساره کربناته تشکیل یافته است.

این رخساره‌ها در پنج مجموعه رخساره‌ای لاگون و پشته ماسه‌ای متعلق به رمپ درونی، بخش دریای باز کم عمق متعلق به رمپ میانی، شیب رمپ و بخش عمیق دریای باز مربوط به رمپ بیرونی قرار می‌گیرند.

مقایسه تغییرات عمودی رخساره‌ها در توالی مطالعه شده نشان‌دهنده وجود رخساره توربیدایتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه (رخساره‌های فلوتستون اینتراکلست‌دار، فلوتستون- ردستون اکینودرم‌دار و پکستون- گرینستون تا مادستون اکینودرم‌دار) می‌باشد.

علاوه بر این، قرارگیری رخساره‌های نامتجانس مانند پکستون پلوئیدی در محیط ته‌نشینی رخساره‌های مادستون اسپیکول‌دار که به رمپ بیرونی تعلق دارند، می‌توان محیط رسوب‌گذاری رسوبات کربناته سازند مبارک در ناحیه میغان را به فرم یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ با انتهای شیب‌دار در نظر گرفت.

منابع

لاسمی ، ی.، ح. ، مصدق ، ۱۳۸۴، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی پشته‌های گلی در بخش زیرین سازند مبارک (شمال خاور شهمیرزاد سمنان): مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۱، شماره۱، ص ۳۱۴-۳۰۳.

مصـــدق، ح.، ۱۳۷۹، میکروفســـیل‌هـــا، رخســـاره‌هـــا، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند مبـارک (کربونیفر زیرین) در البرز مرکزی: رسـاله دکتـری، دانشگاه تربیت معلم، ۲۶۸ص.

Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran: Journal of Geodynamics, **v.** 21; p. 1-33.

Alsharhan, A.S., and C.G.St.C., Kendall, 2003, Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues: Earth-Science Reviews, **v.** 61; p. 191-243.

Asserto, R., 1963, The Paleozoic formations in central Elburz (Iran) (preliminary note): Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **v.** 69; p. 503-543.

Bacelle, L. and A., Bosellini, 1965, Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentary: Sciences Geology Paleontology, **v.** 3; 59-62.

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

Bagheri, S., and G.M., Stampfli, 2008, The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications: Tectonophysics, **v.** 451; p. 123-155.

Bassi, D., and J.H., Nebelsick, 2010, Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 295; p. 258-280.

Bauer, J., J.K., Bremen, and T.S., Bochum, 2002, Platform Environments, Microfacies and Systems Tracts of the Upper Cenomanian - Lower Santonian of Sinai, Egypt: Facies, **v.** 47; p. 1-26.

Bernaus, G. M., A., Arnaud-Vanneauc, and E., Caus, 2003, Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian–Early Aptian of the Organya basin, Spanish Pyrenees: Sedimentary Geology, **v.** 159; p. 177-201.

Bourque, P-A., A., Madi and B.L., Mamet, 1995, Waulsortian-type bioherm development and response to sea-level Xuctuations: upper Viséan of Becar basin, western Algeria: Journal of Sedimentary Research Bulletin, **v.** 65; p. 80-95

Brandano, M., L., Lipparini, V., Campagnoni, and L., Tomassetti, 2012, Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy): Sedimentary Geology, **v.** 255-256; p. 29-41.

Bromley, R.G., and A.A., Ekdale, 1984, *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia in sediments: Science, **v.** 224; p. 872-874

Burchette, T.P., and V.P., Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, **v.** 79, p. 3-57.

Coffey, B.P., and J. F., Read, 2004, Mixed carbonate–siliciclastic sequence stratigraphy of a Paleogene transition zone continental shelf, southeastern USA: Sedimentary Geology, **v.** 166, p. 21-57.

Collins, L.B., 1988, Sediments and history of the Rottnest Shelf, southwest Australia: a swell-dominated, non-tropical carbonate margin: Sedimentary Geology, **v.** 60, p. 15- 50.

Colombie, C., and A., Strasser, 2005, Facies,

Quality Evolution of Paralic, Shallow BMarine and Fluvio-lacustrine Deposits, Links to Depositional Facies and Sequence Stratigraphy: Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology, **v.** 448, 65 p.

Heckel, P.H., 1972, Possible inorganic origin for stromatactis in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 42, p. 7-18.

Irwin, M.L., 1965, General theory of epeiric clear water sedimentation: American Association Petroleum Geologist Bulletin, **v.** 49, p. 445-459.

James, N.P., Y., Bone, L.B., Collins and T.K., Kyser, 2001, Surficial sediments of the great Australian Bight: facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf: Journal of Sedimentary Research, **v.** 71, p. 549-568.

Jank, M., A.Wetzel, and C.A., Meyer, 2006, Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethyan realm in Western Europe: Facies, **v.** 52; p. 487-519.

Pomar, L., Ph., Bassant, M., Brandano, C., Ruchonnet, and X., Janson, 2012, Impact of carbonate producing biota on platform architecture: Insights from Miocene examples of the Mediterranean region: Earth Science Reviews (in press).

Pomar, L., A., Obrador, H., Westphal, 2002, Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, upper Miocene, Menorca, Spain: Sedimentology, **v.** 49, p. 139-169.

Pratt, B.R., 1995, The origin, biota and evolution cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura): Sedimentology, **v.** 52; p. 1207-1227.

Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: American Association Petroleum Geologists Mem. V. 1; p. 108-121.

El-ghali, M.A.K., S., Morad, H., Mansurbeg, M.A., Caja, M., Siratd, and N., Ogle, 2009, Diagenetic alterations related to marine transgression and regression in fluvial and shallow marine sandstones of the Triassic Buntsandstein and Keuper sequence, the Paris Basin, France: Marine and Petroleum Geology, **v.** 26; p. 289-309.

Embry, A.F.I., and J.E., Klovan, 1972, Absolute water depth limits of late devonian paleoecological zones: Geology Rundsch, **v.** 61; p. 672-686

Flugel, E., 2010, Microfacies of Carbonate rocks: Springer-Verlag, 976 p.

Friedman, G.M., and R.F., Lundin, 2001, Ostracodes as indicators of brackish water environment in the Catskill Magnafacies (Devonian) of New York state: Discusion: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 171; p. 73-79.

Gallagher, S.J., 1998, Controls on the distribution of calcareous Foraminifera in the Lower Carboniferous of Ireland: Marine Micropaleontology, **v.** 34, p. 187-211.

Hairapetian, V., M., Mohibullah, L.J., Tilley, M., Williams, C.G., Miller, J., Afzal, M., Ghobadi Pour, and S.H., Hejazi, 2011, Early Silurian carbonate platform ostracods from Iran: A peri-Gondwanan fauna with strong Laurentian affinities: Gondwana Research, **v.** 20, p. 645-653

Halal, O.A.,2008, Diagenesis and Reservoir-

environmental significance: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 261, p. 280-299.

Stanton, R.J., and E., Flügel, 1995, An accretionary distally steepened ramp at an intrashelf basin margin: an alternative explanation for the Upper Triassic Steinplatte "reef" (Northern Calcareous Alps, Austria): Sedimentary Geology, **v.** 95; p. 269-286.

Tucker, M.E. and V.P., Wright, 1991, Carbonate Sedimentology, Blackwell, Oxford, 482 pp.

Wanas, H.A., 2008, Cenomanian rocks in the Sinai Peninsula, Northeast Egypt: Facies analysis and sequence stratigraphy: Journal of African Earth Sciences, **v.** 52; p. 125-138.

Wendt, J., B., Kaufmann, and Z., Belka, 2001, An exhumed Palaeozoic underwater scenery: the Visean mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco): Sedimentary Geology, **v.** 145; p. 215-233.

Wilmsen , M., B., Niebuhr, and M. ,Hiss, 2005, The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system: Facies, **v.** 51, p. 242-263.

Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic – History: Springer, Berlin, 470 pp.

of deep-water mud mounds. In: Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H., Pratt, B.R. (Eds.), Carbonate Mud-Mounds: Their Origin and Evolution: Special Publiation International Association Sedimentology, **v.** 23, p. 49-123.

Madi, A., P.A., Bourque and B.I., Mamet, 1996, Depth-related ecological zonation of a Carboniferous carbonate ramp: Upper VisCan of BCchar Basin, Western Algeria, Facies, **v.** 35; p. 59-80.

Malpas, J.A., R.L., Gawthorpe, J.E., Pollard, and I.R., Sharp, 2005, Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 215, p. 239- 264.

Miall, A.D., 1997, The Geology of Stratigraphic Sequence. Springer Verlag, Berlin.

Read, J.F., 1985, Carbonate platform facies models: Bulletin American Association Petroleum Geologist, **v.** 69; p. 1-21.

Reolid, M., F.J.R., Tovar, J., Nagy, and F., Olóriz, 2008, Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, southern Spain): Characterization of biofacies and