

## ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند تاربور در ناحیه سمیرم (جنوب غرب اصفهان)

رضا عزیزی<sup>۱</sup>، امرالله صفری<sup>۲\*</sup>، حسین وزیری مقدم<sup>۳</sup>

۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد چینه و فسیل شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

\*پست الکترونیک: a.safari901@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۴/۲/۱۴

تاریخ دریافت: ۹۱/۳/۲۲

### چکیده

سازند تاربور در جنوب غرب سمیرم به سن مایستریشتین پسین و با ضخامت ۴۶۲ متر، به طور عمده از سنگهای کربناته و آواری تشکیل شده است. مرز زیرین سازند تاربور با واحد آواری قرمز رنگ ( $S_2$ ) به صورت تدریجی و هم شیب و مرز بالایی آن با سازند کشکان هم شیب و ناپیوسته است. بر اساس مطالعات صحرائی سه واحد سنگ چینه‌ای در ناحیه سمیرم شناسایی گردید. مطالعه و بررسی بافت‌های رسوبی، پتروگرافی و محتوای فسیلی موجود، به شناسایی ۶ ریزرخساره کربناته مربوط به محیط لاگون ( $L_1-L_3$ )، سد (B) و دریای باز ( $O_1-O_2$ ) و ۲ رخساره آواری مربوط به دریای کم عمق ( $L_{sh}$ ) و عمیق ( $O_{sh}$ ) منجر شده است. سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه بخشی از یک شلف باز با شیب کم را تشکیل می‌دهد. با بررسی چینه نگاری سکانسی، دو چرخه رسوبی درجه سوم تشخیص داده شد و سکانسهای شناسایی شده قابل تطابق با سکانسهای جهانی می‌باشند.

**واژه‌های کلیدی:** ریزرخساره، سازند تاربور، سمیرم، مایستریشتین، محیط رسوبی.

### مقدمه

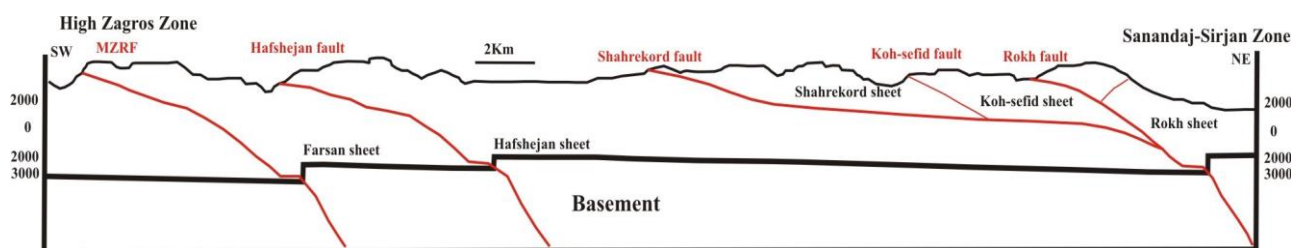
متفاوت بلوکهای گسسته پی سنگ بوده که با حرکات قائم خود تغییر شرایط فیزیکوشیمیای حوضه‌های رسوبی و اختلاف زمانی واحدهای سنگی را در این حوضه موجب گردیده‌اند (قریب، ۱۳۷۵؛ نوایی و مهدی زاده تهرانی، ۱۳۶۵؛ حسن پور و همکاران، ۱۳۸۷؛ Authemayou *et al.*, 2005).

با توجه به ناحیه مورد بررسی که در زیرپهنه سمیرم قرار دارد و عملکرد گسلها و اثر آنها بر روی رخساره‌ها و ساختارها در منطقه مورد مطالعه، لازم است به شناسایی چینه نگاری سکانسی، ریزرخساره‌ها و بازسازی محیط

ناحیه مورد بررسی در زیر پهنه سمیرم، حد فاصل پهنه زاگرس و سنندج - سیرجان جای دارد (شکل ۱). نوایی و مهدی زاده تهرانی (۱۳۶۵)، با توجه به نقشه پهنه بندی ساختاری ایران و با بررسی مجدد، رسم شکستگیها و چین خوردگیهای منطقه بروجن که سمیرم نیز بخشی از آن محسوب می‌شود و با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، علاوه بر دو پهنه اصلی ساختاری زاگرس و سنندج - سیرجان، زیر پهنه دیگری با عنوان زیرپهنه سمیرم را نیز معرفی کردند که دارای اختلافاتی از نظر چینه شناسی و چین خوردگی با پهنه زاگرس است. تفاوت‌های رخساره‌ای متأثر از جابه‌جایی

گدوان را به ضخامت ۵۲۷ متر و متشکل از سنگ آهک‌های توده‌ای، صخره‌ای و گاهی انیدریتی حاوی صدف‌های نرم‌تان به سن کامپانین تا مایستریشتین به عنوان برش نمونه انتخاب کرده‌اند.

رسوبی سازند تاربور در ناحیه سمیرم پرداخته شود. بنابر نوشته امیری بختیار (۱۳۸۶)، ستون چینه شناسی سازند تاربور در محل برش الگو توسط Farshadfar *et al.* (1960) با مقیاس ۱:۱۰۰۰ تهیه شده است. پس از آن، توسط James & Wynd (1965) این سازند در کوه



شکل ۱: تحلیل ساختاری ارتباط ورقه‌ها و گسل‌های آنها با پی‌سنگ در قسمتی از زیرپهنه مورد مطالعه (حسن‌پور و همکاران، ۱۳۸۷).

سیستماتیک از محل‌های دارای تغییرات رخساره‌ای و با فواصل کمتر از یک متر از ۴۶۲ متر ضخامت برش برداشت شد. از نمونه‌های سنگ آهکی مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید و نمونه‌های شیلی گل شویی شدند. مطالعات کمی و کیفی ریزرخساره‌ها به کمک میکروسکپ پلاریزان انجام گرفت. در نهایت از مقاطع نازک میکروسکوپی عکس‌برداری انجام شد. سنگهای کربناته براساس طبقه‌بندی Dunham (1962) و Embry & Klovan (1972) نام‌گذاری شدند. بررسی تغییرات جانبی و عمودی ریزرخساره‌ها و مقایسه آنها با محیط‌های رسوبی امروزی با بهره‌گیری از منابع مختلف (به عنوان مثال: Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990; Flugel, 2010; Carozzi, 1989) صورت گرفت. نتایج حاصل از مراحل فوق در قالب نمودارهای مربوط به سنگ چینه نگاری، چینه نگاری سکانسی، پراکنندگی عمودی ریزرخساره‌های میکروسکوپی و مدل رسوبی ترسیم شدند.

سازند تاربور در برش مورد مطالعه به فاصله ۵ کیلومتری جنوب غرب شهر سمیرم، از نظر چینه شناسی در پهنه فارس و در زیرپهنه فارس داخلی و از دیدگاه واحد ساختمانی

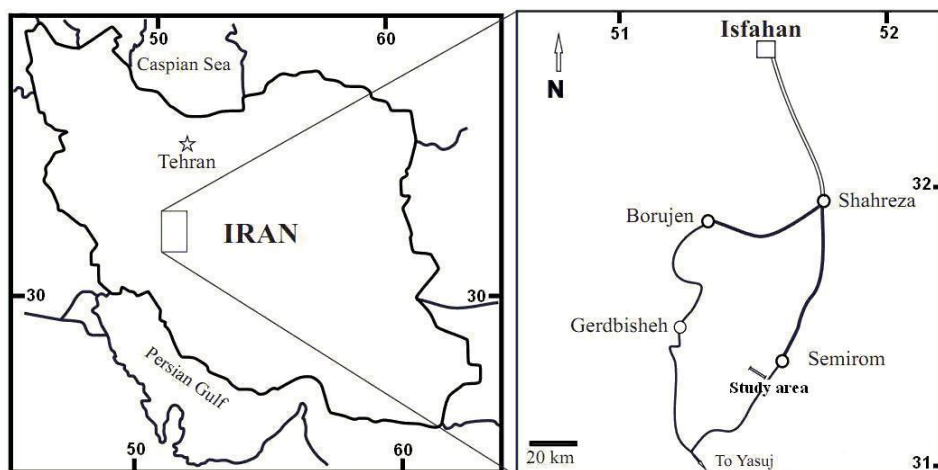
به باور Wells (1968) در اواخر کامپانین و مایستریشتین حوضه فرونشست می‌کند و رسوبات شیلی و مارنهای عمیق سازند گورپی نهشته می‌شوند و در حاشیه شمال شرقی آن در لبه بزرگ ناودیس تیس ریفهای رودیستی تاربور توسعه می‌یابند. امیری بختیار و همکاران (۱۳۸۶)، به علت گسله بودن مرز بالایی این سازند در برش نمونه، یک برش مکمل در کوه چهل چشمه خرامه معرفی و سن آن را تنها مایستریشتین معرفی کردند.

در طی سالهای اخیر و در مناطق مختلف این سازند از نظر چینه نگاری سکانسی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی مورد مطالعه قرار گرفته است (قریب، ۱۳۷۵؛ خسروتهرانی و افقه، ۱۳۸۴؛ صفری، ۱۳۸۴؛ افقه و یوسف زاده، ۱۳۸۵؛ صفری و همکاران، ۱۳۸۵، ۱۳۸۶؛ بامداد، ۱۳۸۶؛ عیبات، ۱۳۸۶؛ وزیري مقدم و همکاران، ۱۳۸۶؛ موسوی و عسگری پیربلوطی، ۱۳۸۷؛ شهریاری گرائی، ۱۳۸۸؛ Rajabi *et al.*, 2011؛ Vaziri Moghaddam *et al.*, 2005).

## روش مطالعه

با مطالعات صحرائی و بازدید مقدماتی، رخنمون مناسبی از سازند تاربور انتخاب گردید. سپس تعداد ۱۱۰ نمونه به طور

کربناته و آواری تشکیل شده است. مرز زیرین آن به صورت تدریجی و هم‌شیب بر روی واحد آواری قرمز رنگ (واحد S<sub>2</sub>) حاوی فسیلهای کاروفیت و استراکد آب شیرین و به سن مایستریشتین میانی - پسین قرار دارد (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۹) و مرز بالایی آن با سازند کشکان هم‌شیب و ناپیوسته است (شکل ۳).



شکل ۲: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برگرفته از بختیاری، ۱۳۸۴)

چندتایی و همچنین انواع منفرد می‌باشند که از حفظ شدگی مناسبی برخوردار بوده و برجا هستند و بخشهایی نیز با فراوانی رودیست، ایجاد ریف رودیستی نموده‌اند (شکل‌های ۴ و ۷).

**واحد T<sub>3</sub>:** این واحد شامل ۳۲۵ متر تناوبی از شیل سبز تا خاکستری و سنگ آهکهای نازک، متوسط تا ضخیم لایه دارای خرده‌های اسکلتی رودیست و مرجان و روزن‌داران کف‌زی بزرگ همچون *Luftosia* هستند که به وضوح در سنگ قابل مشاهده‌اند. قسمت انتهایی این واحد، به شیل ختم می‌شود. در حد فاصل سازند تاربور در پایین و سازند کشکان در بالا قسمتی، با واریزه‌های سازند کشکان پوشیده شده است (شکل ۵).

رسوبی در ساختاری زاگرس مرتفع واقع شده است. مختصات جغرافیایی قاعده این برش چینه‌شناسی به طول "۳۲'۰۱" شرقی و عرض "۴۸'۲۲" شمالی می‌باشد. راه دسترسی به این برش از مسیر جاده اصلی سمیرم به یاسوج صورت می‌گیرد (شکل ۲). سازند تاربور در ناحیه سمیرم به سن مایستریشتین پسین (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۴) و با ضخامت ۴۶۲ متر، به طور عمده از سنگهای

### سنگ چینه نگاری

بر اساس مطالعات صحرایی، ویژگیهای سنگ شناسی و خصوصیات ماکروسکپی از قبیل رنگ و تغییر ضخامت لایه‌ها، سازند تاربور در منطقه مورد مطالعه متشکل از سه واحد سنگ چینه‌ای (T<sub>1</sub>-T<sub>3</sub>) با تناوبی از سنگهای کربناته و آواری است. (شکل‌های ۳ و ۵).

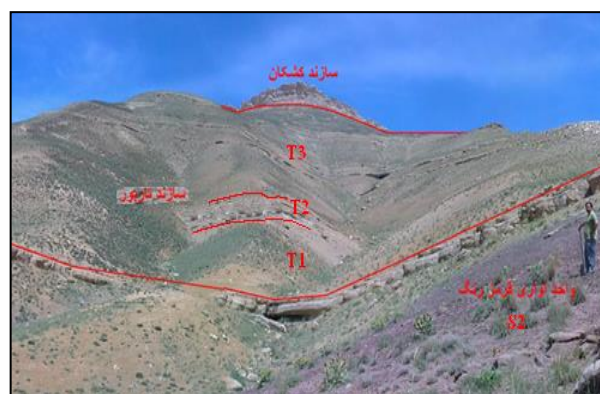
**واحد T<sub>1</sub>:** این واحد با ضخامت ۱۱۲ متر، به صورت متناوب از شیلهای خاکستری رنگ و سنگ آهکهای نازک، متوسط، ضخیم لایه تا توده‌ای خاکستری رنگ، تشکیل شده‌اند که حاوی خرده‌های مرجان و رودیست می‌باشند.

**واحد T<sub>2</sub>:** این واحد شامل ۲۵ متر سنگ آهک ضخیم لایه تا توده‌ای حاوی خرده‌های رودیستی و مرجانی است. همچنین در قسمتهایی رودیستها، به صورت خوشه‌ای -

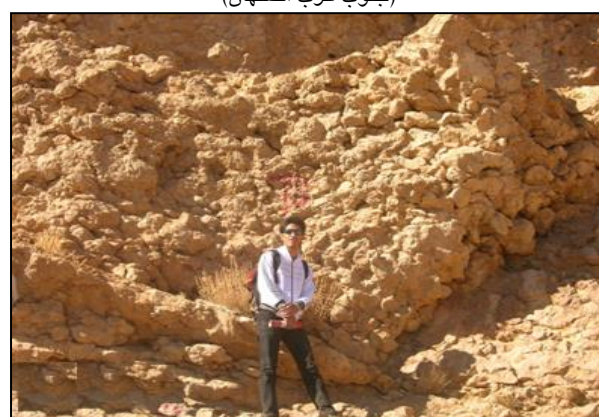
۶الف). قطعات اکتینودرم، خرده‌های ریزدوکفه‌ای و سوزن اسفنج از دیگر اجزای اسکلتی این ریزرخساره محسوب می‌شوند. این رخساره در صحرا به صورت متوسط تا ضخیم لایه می‌باشد. گسترش وسیع قطعات خرد شده حاشیه شلف و فراوانی روزن‌داران بزرگ کفزی، بارزترین ویژگی این ریزرخساره است که حاکی از ته‌نشست این ریزرخساره در بخش کم‌عمق دریای باز می‌باشد (Hottinger, 1997; Vaziri Moghaddam et al., 2005). وجود شواهد دیگری نظیر نبود روزن‌داران پلانکتونیک و رادیولرها که نشان دهنده قسمت‌های عمیق‌تر دریای باز در بخش شلف خارجی هستند و در مقابل حضور توأم روزن‌داران کفزی در بخش‌های پایینی منطقه نفوذ نور ( *Lepidorbitoides*, *Orbitoides*, *Sirtina* ) و بخش‌های بالایی آن (*Omphalocyclus*)، بیانگر آن است که این ریزرخساره در بخش‌های کم‌عمق‌تر دریای باز در شلف میانی، جایی که روزن‌داران بخش‌های بالایی منطقه نفوذ نور به انواع شاخص بخش‌های پایینی آن تبدیل می‌شده‌اند، نهشته شده است (Hottinger, 1997; Romero et al., 2002; Flugel, 2010).

#### MF-O<sub>2</sub>: Rudist packstone (rudstone)

در این ریزرخساره خرده‌های درشت رودیستی بیشترین فراوانی را دارند (شکل ۶ب). قطعات اکتینودرم و خرده‌های سایر دوکفه‌ایها به مقدار بسیار ناچیز در برخی از مقاطع مشاهده می‌شوند. اندازه و درجه خردشدگی در بایوکلاستهای این ریزرخساره نسبتاً بالا و میزان آلوکمه‌ها در این ریزرخساره به قدری است که فابریک دانه پشتیبان در آن ایجاد گردیده است. با توجه به اندازه آلوکمه‌ها و برج‌ها نبودن رودیستها، این ریزرخساره براساس طبقه بندی Embry & Klovan (1996) نوعی رودستون است (Pomar, 1991؛ لاسمی و جلیلیان، ۱۳۷۶). این ریزرخساره



شکل ۳: نمایی از واحدهای سنگ چینه نگاری سازند تارپور در برش سمیرم (جنوب غرب اصفهان)



شکل ۴: نمایی از رودیستهای واحد T<sub>2</sub> سازند تارپور در برش سمیرم

### توصیف و تفسیر ریزرخساره‌ها

با مطالعه ریزرخساره‌های سازند تارپور در برش سمیرم، بر اساس بررسی بافتهای رسوبی، پتروگرافی و فونای موجود ۶ ریزرخساره کربناته مربوط به محیط‌های لاگون (L<sub>1</sub>-L<sub>3</sub>)، سد (B) و دریای باز (O<sub>1</sub>-O<sub>2</sub>) و ۲ رخساره آواری شیل، مربوط به محیط کم عمق (L<sub>sh</sub>) و عمیق دریا (O<sub>sh</sub>) شناسایی گردید. این ریزرخساره‌ها و زیرمحیط‌های آنها به شرح زیر می‌باشند (شکل‌های ۶ و ۸).

#### ریزرخساره‌های کربناته

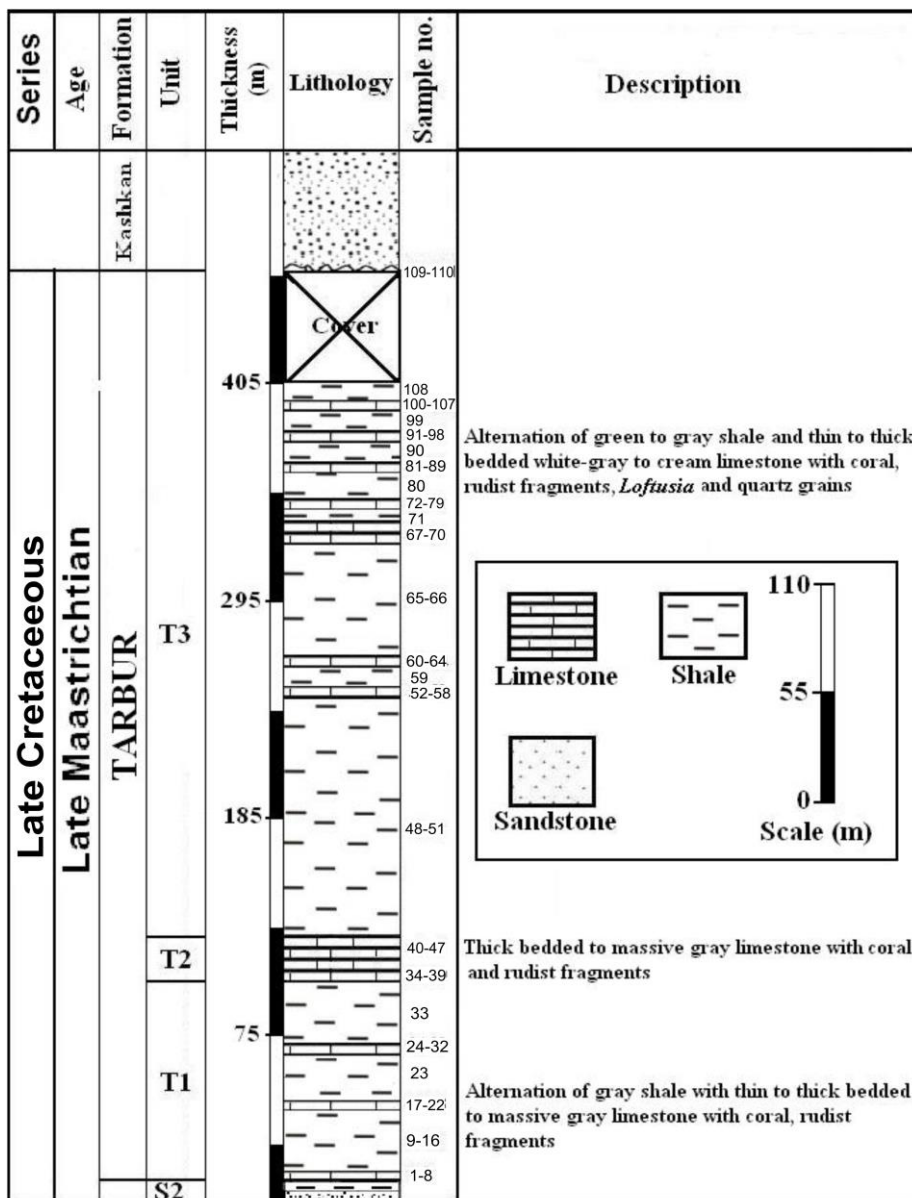
##### گروه O: مجموعه ریزرخساره‌های دریای باز

##### MF-O<sub>1</sub>: Orbitoidae bioclastic wackestone-packstone

مهمترین اجزای اسکلتی این ریزرخساره را روزن‌داران بزرگ کفزی از قبیل *Lepidorbitoides* و *Omphalocyclus* به همراه خرده‌های فراوان رودیست تشکیل می‌دهند (شکل

در قسمت ابتدایی شلف میانی باشد ( Sanders & Pons, 1999).

بر اساس اجزای تشکیل دهنده، بافت رسوبی، موقعیت چینه شناسی و نابرجا بودن قطعات می تواند بیانگر بخشهای عمیق تر از شلف داخلی تا بخشهای با انرژی متوسط تا بالا



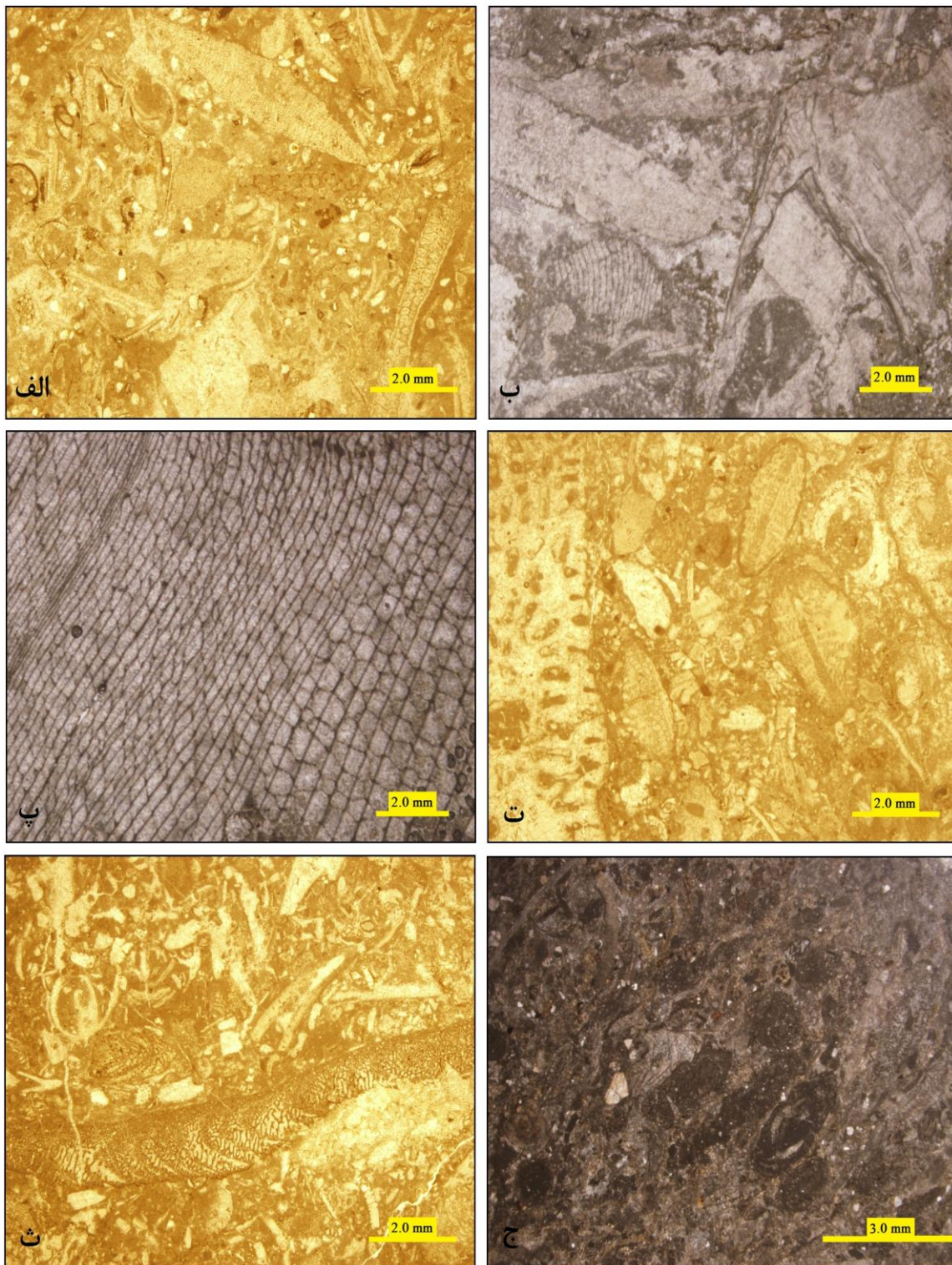
شکل ۵: ستون سنگ چینه نگاری سازند تاربور در ناحیه سمیرم (جنوب غرب اصفهان)

همچنین انواع منفرد می باشد که در آن رودیستها از حفظ شدگی مناسبی برخوردار بوده و درجا هستند. همچنین دو کفه ایهای رودیستی را می توان از نزدیک در سنگ مشاهده نمود (شکلهای ۴، ۶ و ۷). از اجزای فرعی که در بین رودیستها و در مقاطع نازک مشاهده می شود می توان به

### گروه B: ریزرخساره سد

#### MF-B: Rudist boundstone

از آن جا که مطالعه این رخساره در نمونه های میکروسکوپی میسر نیست، به شرح آن در مقیاس ماکروسکوپی پرداخته می شود. این رخساره حاوی مجموعه های رودیستی به صورت خوشه ای - چند تایی و



شکل ۶: ریزرخساره‌های سازند تارپور در برش سمیرم اصفهان. الف) Rudist packstone (rudstone). ب) Orbitoidae bioclastic wackestone-packstone. پ) Rudist boundstone. ت) Rudist wackestone/Packstone. ث) Miliolids *Loftusia orbitoidae* rudist wackestone/Packstone. ج) Sandy bioclastic *Loftusia* wackestone-packstone. ح) *Dicyclina/dasycladacean/Loftusia/miliolids* bioclastic

با توجه به وسعت و گسترش جانبی و نوع تجمعات (حالت توده‌ای)، تا حدودی می‌تواند قسمتهای مختلف شلف را از

خرده‌های مرجان و روزن‌دارانی نظیر *Omphalocyclus* و *Orbitoides* اشاره نمود. این رخساره در برخی قسمتها

متوسط تا ضخیم لایه می‌باشد. پیدایش همزمان روزن‌داران با دیواره منفذدار هیالین (آریتوئیده) و بدون منفذ پورسلانوز (میلیولیده) نشانگر فقدان سد پیوسته و ممتد و بیانگر زیرمحیط‌های حاشیه سد به سمت لاگون است (Hottinger, 1997; Geel, 2000). وجود روزن‌داران *Omphalocyclus* و *Orbitoides* همراه با خرده‌های رودیست و فابریک دانه پشتیبان نشان می‌دهد این ریزرخساره در قسمت پرانرژی تر لاگون و بلافاصله بعد از سد تشکیل شده است. این ریزرخساره با توجه به بافت و همراهی فونای با پوسته منفذدار و بدون منفذ می‌تواند بیانگر بخش‌های بازتر با چرخش آب آزاد و شوری نرمال دریایی از شلف داخلی باشد (Palma et al., 2007; Bachmann & Harsch, 2006). تنوع موجودات نشان می‌دهد چرخش آب به خوبی صورت می‌گرفته و محیط تشکیل دارای شوری و محتوای اکسیژن عادی بوده است (Flugel, 2010). مشابه این ریزرخساره توسط موسوی و پیربلوطی (۱۳۸۷) گزارش شده است.

#### MF-L2: *Dicyclina/Dasycladacean/Loftusia/miliolids bioclastic wackestone-packstone*

دانه‌های اسکلتی اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره، بیشتر رودیست، میلیولید، *Loftusia*، داسی کلاداسه‌آ و *Dicyclina* است (شکل ۶) و به مقدار جزئی می‌توان از *Omphalocyclus*، آریتوئیده و *Dictyoconus* نام برد. این رخصاره در روی زمین به شکل متوسط لایه دیده می‌شود. روزن‌داران کف‌زی نظیر *Dicyclina*، *Dictyoconus* و میلیولید همراه با جلبک‌های سبز به زیرمحیط لاگون تعلق دارند (Buonocunto et al., 1999; Hottinger, 1997). *Omphalocyclus* و *Loftusia* نیز اغلب در بخش داخلی پلاتفرم کریناته همراه با جلبک‌ها به خصوص جلبک‌های سبز داسی کلاداسه‌آ می‌زیسته‌اند. وجود جلبک‌های سبز بیانگر آن

دریای باز جدا کند (عمدتاً در بخش‌هایی از شلف میانی) و شرایط نسبتاً محدودی را به وجود آورد. محبوبی و همکاران (۱۳۷۶) مشابه چنین رخصاره‌ای را با عنوان بایوستریم از شرق حوضه کپه داغ گزارش کرده‌اند. این رخصاره در بیشتر رخنمون‌ها داری بیشینه ضخامت تا چند متر و گسترش جانبی تا ۳۰ متر می‌باشد (البته در برخی قسمتهای توالی چینه شناسی منطقه، گسترش جانبی وسیعی تا چند کیلومتر را نیز نشان می‌دهد). علاوه بر این، قرارگیری ریزرخساره B در بالای ریزرخساره جلوی سد (ریزرخساره O<sub>2</sub>) در توالی عمودی نشان دهنده رسوب‌گذاری در سد، محیط بالای سطح پایه امواج و در انتهای پلاتفرم کریناته است. با توجه به موقعیت قرارگیری این رخصاره در توالی چینه‌ای، همچنین نوع تجمعات و نوع خانواده‌های رودیستی، می‌توان رخصاره مذکور را به محدوده وسیعی از قسمتهای محدود تا باز شلف داخلی تا بخش‌هایی با انرژی متوسط از شلف میانی ارتباط داد (Sanders & Pons, 1999). این رخصاره قابل مقایسه با رخصاره‌های حاشیه پلاتفرم است که از جنوب تبت و چین گزارش شده است (Zhicheng et al., 1999).

#### گروه L: مجموعه ریزرخساره‌های لاگون

##### MF-L1: *Miliolids Loftusia orbitoidae rudist wackestone-packstone*

اجزای اصلی این ریزرخساره از روزن‌داران کف‌زی نظیر *Omphalocyclus*، *Orbitoides* و *Loftusia* و میلیولیده به همراه خرده‌های اسکلتی رودیست در اندازه‌های مختلف تشکیل شده است (شکل ۶). علاوه بر آلوکم‌های اصلی، روزن‌دارانی نظیر *Dicyclina* و *Siderolites* به همراه قطعات اکتینودرم و بریوزوئر نیز به طور ناچیز در برخی مقاطع دیده می‌شوند. فابریک این ریزرخساره برخلاف دیگر ریزرخساره‌های منسوب به این گروه، به صورت دانه پشتیبان می‌باشد. این رخصاره در روی زمین به شکل نازک،



شکل ۷: نمایی از نحوه زیست گروهی رودیستهای سازند تارپور در برش سمیرم اصفهان؛ الف) اجتماع خوشه‌ای از خانواده‌های Hippuritidae و Radiolitidae. ب) اجتماع خوشه‌ای از خانواده Trechmanellidae (*Dictyoptychus*), پ) دستجات متراکم با رشد مخروطی حاوی گونه شاخص *Hippurites cornucopiae* (ت) اجتماع نه چندان متراکم از خانواده Radiolitidae (*Colveria*).

کم تا متوسط از شلف داخلی هستند که بافت رسوبی دانه ریز و تنوع جامعه زیستی روزن‌داران کف‌زی تأیید کننده این مسأله است. مشابه این ریزرخساره توسط صفری و همکاران (۱۳۸۶) گزارش شده است.

#### MF-L<sub>3</sub>: Sandy bioclastic Loftusia wackestone-packstone

این ریزرخساره شامل اجزای اسکلتی نظیر *Loftusia* (پوسته‌های آگلوتینه ساخته شده از کوارتزهای آواری ریزدانه) و خرده‌های رودیست در یک زمینه میکریستی با دانه‌های کوارتز به صورت پراکنده است (شکل ۶ج). اجزای فرعی شامل دیگر روزن‌داران آگلوتینه نظیر *Cuneolina* و *Nezzazata*، روزن‌داران پورسولانوز میلیولیده، روزن‌داران کوچک هیالین نظیر *Rotalia*، به همراه خرده‌های ناچیز *Omphalocyclus* و مقادیری خرده جلبکهای سبز و استراکد است. وجود روزن‌داران بزرگ

است که نفوذ نور به خوبی صورت می‌گرفته و امکان تبادل اکسیژن به خوبی فراهم بوده است (Zhicheng *et al.*, 1999). همچنین حضور روزن‌داران کف‌زی نظیر Miliolid با دیواره‌های ضخیم تا نازک و در اندازه‌های کوچک تا بزرگ از رخساره‌های کم‌عمق و کم‌انرژی تا محیط‌های پرانرژی، می‌تواند بیانگر افزایش ورود مواد مغذی به این محیطها باشد. وجود فراوان این روزن‌داران بیانگر لاگونهای محدود شده غنی از مواد غذایی است (Reiss & Hottinger, 1984). این ریزرخساره با توجه به بافت و فونا می‌تواند بیانگر بخشهای محدودتر، آرام‌تر و با شوری بالاتر از شلف داخلی باشد (Palma *et al.*, 2007; Mancinelli, 2006). این ریزرخساره با فابریک گل پش‌تیبان و وجود روزن‌داران *Dicyclina* و میلیولیده به همراه جلبکهای سبز، مربوط به قسمتهای عمیق لاگون است. این ریزرخساره نشان دهنده رسوب‌گذاری در محیطی با انرژی



*Loftusia* در شیل‌های گل‌شویی شده منسوب به این رخساره، نشان دهنده محیط تشکیل لاگون برای این رخساره است. مشابه این ریزرخساره توسط صفری و همکاران (۱۳۸۶) گزارش شده است.

#### F- O<sub>sh</sub>: Shale (open marine)

این رخساره در رخنمون صحرایی به رنگ خاکستری مشاهده می‌شود (شکل ۳) و شامل خرده‌های روزن‌داران کفزی ریز، روزن‌داران و غیرروزن‌داران پلاژیک، رودیست اکتینوئید، بریوزوئر و همچنین دانه‌های کوارتز و گلاکونیت در یک زمینه میکریستی است. Pedley & Carannante (2006) چنین رخساره‌ای را از محیط سراسیب رمپ بیرونی گزارش کرده‌اند. حضور همزمان روزن‌داران کفزی ریز و روزن‌داران پلاژیک نشان می‌دهد که محیط تشکیل این رخساره حدواسط محیط تشکیل رخساره‌های کفزی ریز و پلاژیک بوده است. از طرفی این محیط می‌تواند بیانگر قسمتی از سراسیب پلاتفرم باشد که بین قاعده تأثیر امواج عادی و طوفانی قرار داشته است. Geel (2000) رسوبات مشابهی را از بخش ژرف شلف جنوب شرق اسپانیا گزارش کرده است. همچنین قرارگیری این رخساره در ستون چینه‌ای در تناوب با ریزرخساره‌های دریای باز و همچنین ریزرخساره‌های سدّی و وجود روزن‌داران کفزی نظیر خانواده‌های کالکارینیده (جنس *Siderolites*) و اریتوئیده، نشان می‌دهد که این رخساره شیلی، به محیط دریای باز تعلق دارد. مشابه این ریزرخساره توسط صفری و همکاران (۱۳۸۶) گزارش شده است.

#### مدل رسوبی

به دلیل تغییرات رخساره‌ای زیاد سازند تارپور نمی‌توان یک مدل رسوبی واحد را در همه رخنمون‌ها، برای این سازند در نظر گرفت. قریب (۱۳۷۵) محیط رسوبی سازند تارپور را

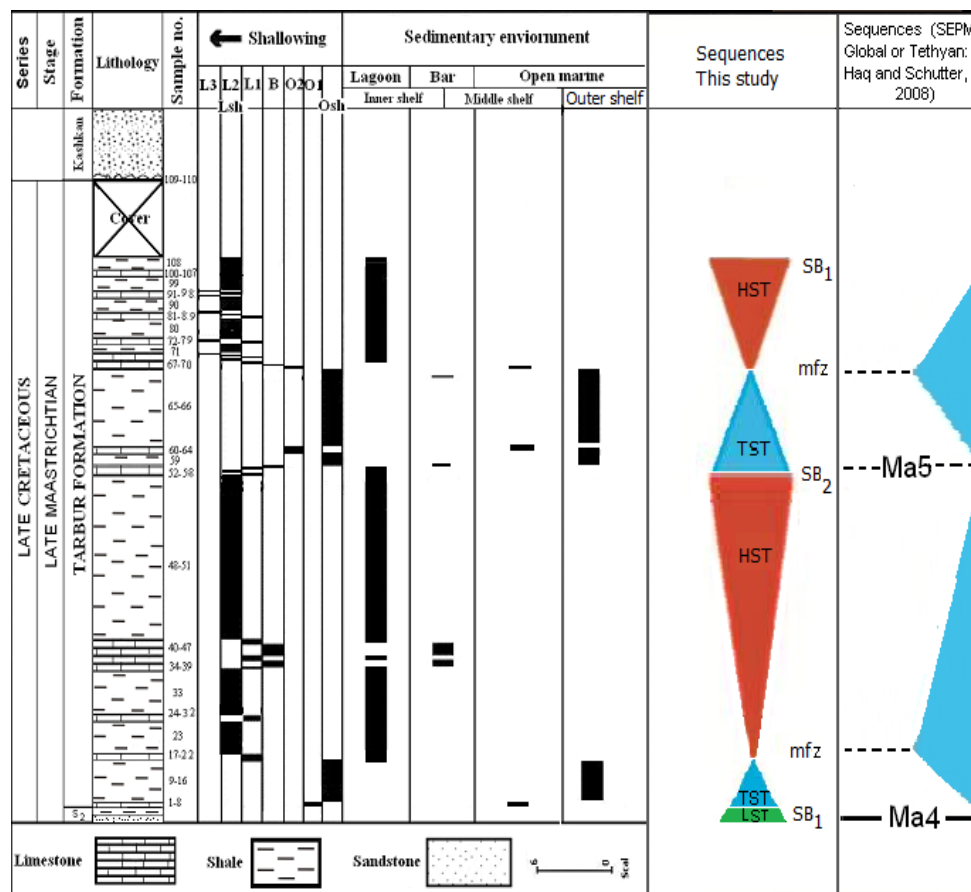
*Loftusia* با پوسته آگلوتینه نشان دهنده محیط‌های خیلی کم عمق تا محدود شده لاگونی است (Meriç *et al.*, 2001). تجمع روزن‌داران با دیواره آگلوتینه (*Loftusia*) و بدون منفذ (میلیولیده)، نشانگر زیرمحیط لاگون با چرخش نسبتاً آزاد آب است (Carannante *et al.*, 2000). از طرفی وجود کوارتز فراوان در برخی از مقاطع دلالت بر عمق کم و نزدیکی آن به محیط ساحل دارد که در این مناطق به دلیل تغییرات نامنظم شوری و ورود آب‌های شیرین از فراوانی و تنوع برخی موجودات استنوهالین کاسته شده و محیط برای رشد موجودات یوری هالین چون استراکد و جلبک‌های سبز مناسب گردیده است (Vachard *et al.*, 2002). وجود ذرات آواری کوارتز در این ریزرخساره را شاید بتوان به افزایش فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه نسبت داد (Coffey & Read, 2004). این ریزرخساره با داشتن خرده‌های رودیست، کوارتز فراوان و فابریک گل پشتیبان، نشان دهنده قسمت کم‌عمق تر لاگون نزدیک به ساحل است.

#### رخساره‌های آواری

این رخساره بیشترین ضخامت را در برش مورد مطالعه به خود اختصاص داده است. از آن جا که شناخت شیل‌ها به تجهیزات و بررسی‌های تفریق اشعه ایکس، میکروسکپ الکترونی و پرتونگاری نیاز دارد (آل طه و همکاران، ۱۳۸۳). لذا تعبیر و تفسیر محیط تشکیل این رخساره با توجه به فونا و موقعیت آن در توالی چینه شناسی صورت گرفته است.

#### F- L<sub>sh</sub>: Shale (lagoon)

این رخساره در رخنمون به رنگ کرم تا خاکستری مشاهده می‌شود (شکل ۳). قرارگیری این رخساره در توالی رخساره‌ای در تناوب با ریزرخساره‌های لاگونی و وجود روزن‌داران کفزی شاخص لاگون نظیر *Miliolid* و



شکل ۸: نمودار پراکندگی عمودی ریز رخساره‌ها و چینه نگاری سکانسی سازند تاربور در ناحیه سمیرم (جنوب غرب اصفهان) و تطابق آن با سکانسهای جهانی

گسترش رودخانه‌های مئاندری و فرسایش بخش عمده‌ای از نهشته‌های قبل از سازند تاربور منجر شده است (صفری، ۱۳۸۴).

در نهایت با مطالعه محتوای فسیلی سازند تاربور در برش سمیرم، اعم از اجتماعات رودیستی، جلبکهای آهکی و روزن‌داران کفزی، مدل‌هایی برای درک بهتری از شرایط دیرینه محیطی این سازند در زمان نهشته شدن ارائه شده است. با توجه به مطالعات انجام شده بر اساس جامعه زیستی، بافت رسوبی، ارتباط عمودی و جانبی رخساره‌ها، تبدیل رخساره‌ها به هم، نبود ریفهای سدی بزرگ، نبود دانه‌هایی نظیر آنکوئید، پیژوئید، آگرگات و بعضاً کورتوئید که خاص شلفهای لبه‌دار هستند و به ندرت در رمپهای کربناته یافت می‌شوند (Flügel, 2010)، نبود شواهدی از رخساره‌های ریزشی، لغزشی و کربناته‌های

در ناحیه سمیرم، یک فلات حاشیه‌دار<sup>۱</sup> با شکست مشخص از دامنه به سوی آبهای عمیق تر معرفی می‌کند. صفری و همکاران (۱۳۸۶) و وزیری مقدم و همکاران (۱۳۸۶)، با بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری سازند تاربور در نواحی سمیرم و بروجن، مدل رسوبی نهشته‌های سازند تاربور را رمپ کربناته‌ای<sup>۲</sup> در نظر گرفته‌اند که دارای شیبی آرام بوده و بدون شکستگی مشخص در دامنه، منطقه ساحلی را به آبهای عمیق منتهی می‌کرده است. در این پلاتفرم کربناته، رخساره‌های دریای باز با وجود یک سد بایو کلاستیک رودیستی، از رخساره لاگون جدا می‌شده‌اند. در زمان مایستریشتین پیشین تا میانی، افت سطح آب دریا در این ناحیه سبب خروج حوضه رسوبی از آب شده که به

1- Rimmed shelf  
2- Homoclinal ramp

دوباره نهشته شده<sup>۳</sup> در صحرا و همچنین مقایسه با ۵ مدل رسوبی ارائه شده توسط (Ross & Skelton, 1993) برای سازندهای رودیست دار نئوتتیس، چنین به نظر می‌رسد که سازند تاربور در برش سمیرم در یک شلف باز کم شیب<sup>۴</sup> نهشته شده است (شکل ۹). در این محیط، شیب بستر کمتر از ۱۰ درجه (اکثراً کمتر از ۳ درجه) و انرژی محیط نیز کم است به صورتی که بیشتر رخساره‌ها از نوع وکستون و پکستون بوده و باندستونها در صورت حضور، ضخامت کم و عدسی شکل دارند. در این نوع شلفها، روزن‌داران کف‌زی از اجزای اصلی سازنده ریزرخساره‌ها می‌باشند. بر اساس ریزرخساره‌های شناسایی شده و پراکنندگی موجودات، این شلف باز به سه بخش خارجی، میانی و داخلی تقسیم می‌شود. تبدیل ریزرخساره‌های مربوط به شلف داخلی کم‌عمق و کم انرژی به توده‌های رودیستی سخت و متراکم احتمالاً می‌تواند بیانگر شرایط دریایی عمیق‌تر، بازتر و با نور ضعیف‌تر در اثر پیش‌روی دریا یا فروافتادگیهای محلی ناشی از نواحی گسلی باشد.

محیط دریای باز عمیق‌ترین بخش محیط رسوبی سازند تاربور را نشان می‌دهد که میزان انرژی و نرخ رسوب‌گذاری در آن پایین و میزان شوری آب نیز در حد نرمال بوده است. رخساره  $O_{sh}$  در این محیط، عمیق‌ترین قسمت دریای باز و ریزرخساره‌های  $O_1$  و  $O_2$  با توجه به اندازه و فراوانی فونا، ریزرخساره  $O_1$  مربوط به بخش عمیق‌تر و ریزرخساره  $O_2$  مربوط به قسمت کم‌عمق‌تر دریای باز، در زیر سطح پایه امواج هستند. در ناحیه مورد مطالعه، رودیستها در اندازه‌های مختلف به فراوانی مشاهده شده (شکلهای ۴ و ۷) و تجمع حاصل از آنها ریزرخساره B را در محیط سد ایجاد نموده است. ویژگی مهم ریزرخساره B، نبودن ماتریکس آهکی در بین دانه‌های آن است که

نشان دهنده بالا بودن میزان انرژی در زمان رسوب‌گذاری است. ریزرخساره‌های  $L_1$ ،  $L_2$  و  $L_3$  و رخساره  $L_{sh}$  مربوط به شلف داخلی است که این محیط داری انرژی و نرخ رسوب‌گذاری کمتر و شوری بیشتر است. خصوصیت مشترک ریزرخساره‌های این گروه وجود گل آهکی در بین دانه‌های اصلی و وجود بایوکلاستهای حاصل از موجوداتی است که در شرایط محصور و نیمه محصور توانایی زیست داشته‌اند. ویژگی مشترک اول دلالت بر برقراری آرامش در محیط تشکیل داشته و ویژگی دوم میزان شوری نسبتاً بالا را در محیط تشکیل این گروه از ریزرخساره‌ها به نمایش می‌گذارد. تفاوت ریزرخساره‌های این گروه در نوع فابریک و اندازه دانه‌های آنها می‌باشد (شکل ۶). همچنین در هنگامی که رسوبات آواری به حوضه رسوبی حمل می‌شده‌اند، رخساره‌های  $L_{sh}$  و  $O_{sh}$  به جای رخساره‌های کربناته نهشته می‌شده‌اند. با توجه به نتایج حاصل شده از بررسی و تفسیر ریزرخساره‌ها و نوع و ویژگیهای فونای موجود می‌توان رخساره  $O_{sh}$  را به شلف خارجی و ریزرخساره  $O_1$  را به شلف میانی دور<sup>۵</sup> و ریزرخساره  $O_2$  و B را به شلف میانی نزدیک<sup>۶</sup> و ریزرخساره‌های  $L_1$ ،  $L_2$  و  $L_3$  و رخساره  $L_{sh}$  را به شلف داخلی نسبت داد.

### چینه نگاری سکاسی

#### مدل تکوینی شلف کربناته سکاسیهای درجه سوم سازند تاربور

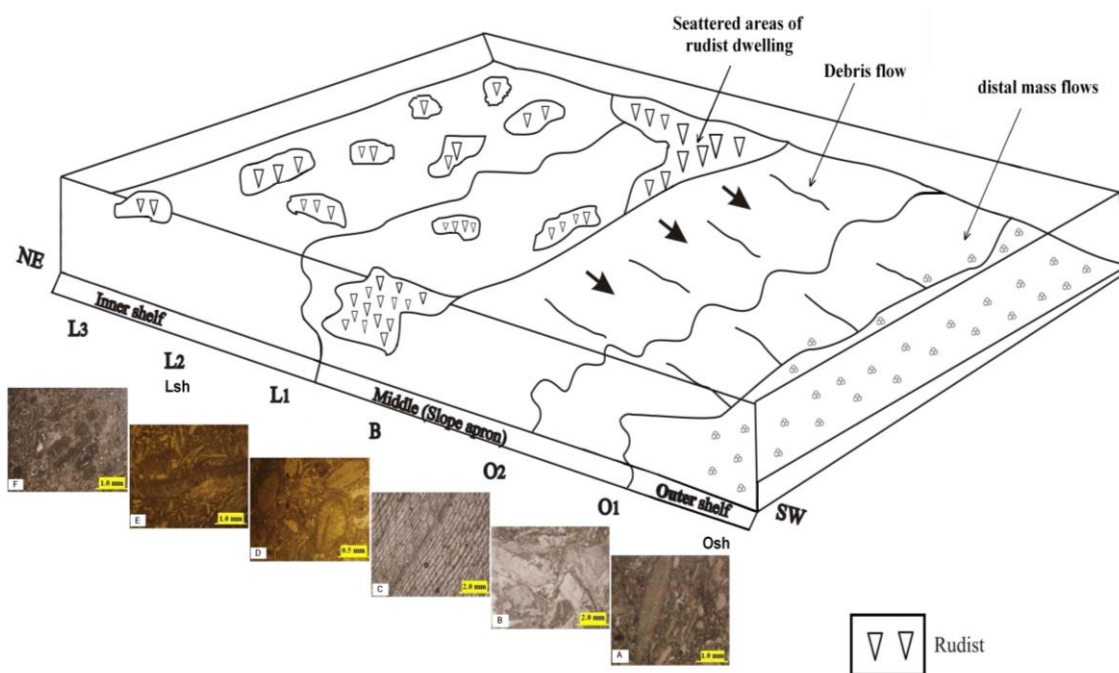
در چینه نگاری سکاسی، نهشته‌های یک حوضه رسوبی به سکاسیهای رسوبی که در بالا و پایین به وسیله ناپوستگی یا پیوستگی معادل ناپوستگی محصور شده‌اند، تقسیم می‌شوند. این مطالعات با بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها

۵- distal middle shelf

۶- proximal middle shelf

<sup>۳</sup>- Calciturbidite

4- Low-angle open shelf margin



شکل ۹: مدل رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند تارپور در ناحیه سمیرم (جنوب غرب اصفهان)

شیل و ماسه سنگهای قرمز رنگ رودخانه مئاندری (واحد آواری قرمز رنگ (S<sub>2</sub>)) در زیر سازند تارپور دسته رخصاره‌های LST این سکانس را تشکیل می‌دهند. TST این سکانس از شیل و سنگ آهکهای سازند تارپور متعلق به محیط دریای باز تشکیل شده است که شامل رخصاره شیلی O<sub>sh</sub> دریای باز و ریزرخساره‌های O<sub>1</sub> (Orbitoidae Rudist) و O<sub>2</sub> (bioclastic wackestone - packstone) می‌باشد که در اثر بالاآمدگی سریع آب دریا، رسوبات عمیق‌تر آن بر روی رسوبات نواحی کم عمق قرار می‌گیرند (Arato, 1996). ریزرخساره O<sub>1</sub> (Orbitoidae bioclastic wackestone - packstone) در این سکانس با یک تغییر ناگهانی بر روی رخصاره زیرمحیط رودخانه مئاندری Fss (کنگلومر، ماسه سنگ سدآرنایت) و Fsh (شیل‌های رودخانه‌ای) قرار گرفته و نشان دهنده سطح پیش‌روی آب دریا (TS) می‌باشد (صفری، ۱۳۸۴). ریزرخساره O<sub>1</sub> (Orbitoidae bioclastic wackestone- packstone) مربوط به TST دارای

و شناخت محیط رسوبی آنها که در ارتباط با تغییرات نسبی سطح آب دریا می‌باشد، انجام می‌پذیرد (Embry & Myers, 1996). بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی و انطباق نتایج حاصل با یکدیگر، دو چرخه رسوبی رده سوم در نهشته‌های سازند تارپور به سن مایستریشتین پسین و با ضخامت ۴۶۲ متر در ناحیه سمیرم شناخته شده است که به شرح زیر می‌باشد (شکل ۸):

### ویژگیهای حوضه رسوبی سکانس اول

چرخه رسوبی اول از نواحی کم عمق زیرمحیط خشکی مربوط به قبل از سازند تارپور شروع شده که شامل شیل و ماسه سنگهای قرمز رنگ رودخانه مئاندری (واحد آواری قرمز رنگ (S<sub>2</sub>)) می‌باشد که با مرز ناپیوسته بر روی واحد آواری - کربناته (S<sub>1</sub>) قرار می‌گیرد (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۹). این مرز به عنوان مرز سکansı نوع ۱ (SB<sub>1</sub>) محسوب شده و قابل تطابق با مرز جهانی Ma<sub>4</sub> است که توسط Haq & Schutter (2008) معرفی شده است.

Rudist ) O<sub>2</sub> و (bioclastic wackestone - packstone (packstone (rudstone) O<sub>sh</sub>) (شیل‌های دریای باز) و به میزان کمتر از ریزرخساره‌های محیط سد B (Rudist boundstone) و ریزرخساره‌های محیط لاگون شامل L<sub>1</sub> (Miliolids *Loftusia orbitoidae* rudist wackestone ) (packstone ) L<sub>2</sub> و (Dicyclina / dasycladacean / *Loftusia* / miliolids bioclastic wackestone- packstone) تشکیل شده است. HST این سکانس با تناوبی از شیل و سنگ آهک نازک، متوسط تا ضخیم لایه مربوط به محیط دریای باز است که شامل ریزرخساره‌های O<sub>2</sub> (Rudist (packstone (rudstone) محیط سد B (Rudist boundstone) و محیط لاگون L<sub>1</sub> (Miliolids *Loftusia orbitoidae* rudist wackestone packstone) L<sub>2</sub>، (Dicyclina / dasycladacean / *Loftusia* / miliolids ) (bioclastic wackestone-packstone) L<sub>3</sub> و (Sandy) است (Bioclastic *Loftusia* wackestone- packstone) که در مرز سکانسی قسمتی از HST این سکانس فرسایش یافته است. مرز بالایی آن هم قسمتی پوشیده و در انتها با سازند کشکان به صورت هم‌شیب و ناپیوسته SB<sub>1</sub> است. با توجه به ویژگی رسوبی سکانسها، می‌توان تغییرات حوضه را با توجه به فراوانی رخساره‌ها و در طی زمان، در ناحیه مورد مطالعه به صورت زیر بیان نمود:

در قاعده سکانس رسوبی اول با تغییر ناگهانی عمق و خروج حوضه از آب و غلبه سیستم‌های رودخانه‌ای (مئاندری)، مرز سکانسی نوع ۱ مشاهده می‌شود که در حقیقت یک سطح فرسایشی با ناپیوستگی SB<sub>1</sub> است و شامل تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ با رخساره رودخانه مئاندری، نشان دهنده محیط خشکی در ابتدای سکانس می‌باشد (صفری، ۱۳۸۴). این بخش قابل تطابق با مرز جهانی Ma<sub>4</sub> است که توسط Haq & Schutter (2008) معرفی شده است.

خرده‌های رودیستی *Omphalocyclus* و *Lepidorbitoides* می‌باشد که با افزایش عمق به منطقه بیشینه پیش‌روی لایه شیلی (MFZ)<sup>۷</sup> می‌رسد که رخساره شیل‌های دریای باز (O<sub>sh</sub>) را نشان می‌دهد. سپس دسته رخساره‌ای HST این سکانس با تناوبی از شیل و سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه مربوط به محیط لاگون قرار گرفته که شامل ریزرخساره‌های L<sub>1</sub> (Miliolids *Loftusia orbitoidae* rudist wackestone packstone) و L<sub>2</sub> (Dicyclina / dasycladacean / *Loftusia* / miliolids bioclastic wackestone-packstone) متعلق به محیط لاگون و ریزرخساره B (Rudist boundstone) مربوط به محیط سد می‌باشد، به طوری که غالب ریزرخساره‌های آن مربوط به محیط لاگون است و به میزان خیلی کم ریزرخساره سدی مشاهده می‌گردد. در ادامه نیز به ریزرخساره L<sub>2</sub> (Dicyclina / dasycladacean / *Loftusia* / miliolids ) (bioclastic wackestone-packstone) و به ناپیوستگی نوع ۲ (SB<sub>2</sub>) سکانس دوم ختم می‌گردد. این مرز قابل تطابق با مرز جهانی Ma<sub>5</sub> است که توسط (Haq & Schutter, 2008) معرفی شده است.

### ویژگی های حوضه رسوبی سکانس دوم

چرخه رسوبی دوم شامل تناوب سنگ آهک و شیل است که به صورت پیش‌رونده با سنگ آهک‌های متوسط لایه مربوط به نواحی کم عمق زیرمحیط لاگون شروع شده و با پیش‌روی سریع آب دریا به ریزرخساره‌های سد و دریای باز ختم می‌شود. نهشته‌های TST این سکانس شامل مجموعه‌ای از پاراسکانسهای کرناته می‌باشد که به طور پیش‌رونده به رخساره شیل‌های دریای باز (O<sub>sh</sub>) به عنوان (MFZ) می‌رسد به طوری که TST این سکانس بیشتر از ریزرخساره‌های محیط دریای باز O<sub>1</sub> (Orbitoidae)

برش سمیرم به شناسایی شش ریزرخساره کربناته مربوط به محیطهای لاگون ( $L_1-L_3$ )، سد (B) و دریای باز ( $O_1-O_2$ ) و دو رخساره آواری مربوط به محیط کم عمق ( $L_{sh}$ ) و عمیق دریا ( $O_{sh}$ ) منجر شده‌اند. با توجه به مطالعات انجام شده بر اساس جامعه زیستی، بافت رسوبی، ارتباط عمودی و جانبی رخساره‌ها، نبود ریفهای سدی بزرگ و همچنین مقایسه با مدل‌های رسوبی ارائه شده برای سازندهای رودیست‌دار نئوتیس، چنین به نظر می‌رسد که سازند تاربور در برش سمیرم، در یک شلف باز کم شیب نهشته شده باشد. رخساره‌ها و ریزرخساره‌های  $L_1$ ،  $L_2$ ،  $L_3$  و  $L_{sh}$  در شلف داخلی، ریزرخساره‌های B،  $O_1$  و  $O_2$  در شلف میانی و رخساره  $O_{sh}$  در شلف خارجی نهشته شده‌اند. با بررسی ریزرخساره‌های سازند تاربور در برش سمیرم، سه سکانس رسوبی درجه ۳ شناسایی شدند. سکانسهای شناسایی شده قابل تطابق با سکانسهای معرفی شده توسط Haq & Schutter (2008) می‌باشند.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان به خاطر در اختیار گذاشتن امکانات جهت مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی و از سرکار خانم مهندس سمیرا شهریاری گرائی و اساتید محترم که با نظرات مفید خود به ارتقای سطح علمی این مقاله کمک نموده‌اند، تشکر می‌نمایند.

با پیش‌روی آب دریا، سنگ آهکهای متوسط تا ضخیم لایه و شیل‌های دریای باز نهشته شده‌اند و در انتهای این سکانس با مشاهده ریزرخساره‌های سد و لاگون، دریا پس‌روی نموده و مرز سکانسی  $SB_2$  تشکیل شده است که قابل تطابق با مرز جهانی Ma5 معرفی شده توسط Haq & Schutter (2008) است.

حضور ریزرخساره‌های لاگون، سد و دریای باز در سکانس دوم نشانه پیش‌روی مجدد و عمیق‌تر شدن حوضه است. این مجموعه رسوبی شامل تناوبی از شیل و سنگ آهکهای نازک تا ضخیم لایه می‌باشد. با افت مجدد سطح آب دریا و با مشاهده ریزرخساره‌های دریای باز، سد و لاگون، دریا پس‌روی نموده است و مرز سکانسی  $SB_1$  تشکیل شده است. این امر ناشی از خروج از آب و فرسایش قسمتی از سکانس دوم می‌باشد. سازند کشکان با یک ناپیوستگی هم‌شیب و سطح فرسایشی بر روی سازند تاربور قرار می‌گیرد.

### نتیجه‌گیری

سازند تاربور در ناحیه سمیرم با ضخامت ۴۶۲ متر از سنگهای کربناته و آواری تشکیل شده است که مرز زیرین آن با واحد آواری قرمز رنگ ( $S_2$ ) به صورت تدریجی و هم‌شیب است و سازند کشکان با مرزی هم‌شیب و ناپیوسته آن را می‌پوشاند. سه واحد سنگ چینه نگاری در ناحیه مورد مطالعه تشخیص داده شده است. مطالعات دقیق سنگ‌شناسی و بررسی ریزرخساره‌های سازند تاربور در

## منابع

- افقه، م.، یوسف زاده، ا.، ۱۳۸۵. میکروفاسیس و محیط رسوبی نهشته‌های کربناته سازند تاربور در مقطع خرامه (جنوب شرق شیراز). *زمین شناسی کاربردی*، ۲ (۲): ۱-۱۱.
- آل طه، ح.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، نجفی، م.، ۱۳۸۳. لیتواستراتیگرافی و تاریخچه رسوب گذاری رسوبات سیلیسی آواری سازند مزدوران در شرقی ترین بخش حوضه کپه داغ. *هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود*، صص ۴۰۸-۴۱۵.
- امیری بختیار، ح.، صادقی، ع.، شمیرانی، ا.، وزیری مقدم، ح.، صفری، ا.، ۱۳۸۶. انتخاب و معرفی برش چینه‌ای کوه چهل چشمه خرامه شیراز به عنوان برش مکمل سازند تاربور. *مجله علوم دانشگاه شهید چمران اهواز*، ۱۹ (۲): ۱-۱۶.
- بامداد، ل.، ۱۳۸۶. زیست چینه‌نگاری، میکروفاسیس و محیطهای رسوبی سازند تاربور در ناحیه ناغان (جنوب غرب شهر کرد). *پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان*، ۶۹ ص.
- حسن پور، ر.، یساقی، ع.، صفایی، ه.، ۱۳۸۷. خاستگاه ورقه‌های راندگی شهر کرد بر اساس تحلیل شرایط دگرشکلی. *دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز*، صص ۵۵۲-۵۵۷.
- خسروتهرانی، خ.، افقه، م.، ۱۳۸۴. مطالعه کمی و کیفی میکروفاسیسه‌های سازند تاربور در نواحی شمال - شمال خاوری و جنوب خاوری شیراز. *مجله علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی*، ۱۲: ۶۱-۷۹.
- شهریاری گرائی، س.، ۱۳۸۸. زیست چینه‌نگاری، میکروفاسیس و محیطهای رسوبی سازند تاربور در ناحیه گردیشه (جنوب و جنوب غرب بروجن). *پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان*، ۲۳۶ ص.
- صفری، ا.، ۱۳۸۴. چینه‌نگاری زیستی، محیطهای رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند تاربور در زاگرس مرکزی (شهر کرد تا شیراز). *پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان*، ۱۴۸ ص.
- صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، لاسمی، ی.، ۱۳۸۵. میکروفاسیسه‌ها و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه خرامه (جنوب شرق شیراز). *مجله علوم دانشگاه اصفهان*، ۲۳: ۱۲۱-۱۳۴.
- صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، لاسمی، ی.، ۱۳۸۶. بررسی رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوب گذاری سنگهای کربناته سازند تاربور در ناحیه سمیرم. *مجله علوم دانشگاه اصفهان*، ۲۹: ۱۶۹-۱۸۸.
- عزیزی، ر.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۴. زیست چینه‌نگاری و پالئواکولوژی سازند تاربور در ناحیه سمیرم. *دو فصلنامه رخساره‌های رسوبی*، ۸ (۱): ۸۵-۱۰۶.
- عیات، ا.، ۱۳۸۶. میکروبیواستراتیگرافی و چینه‌نگاری سکانسی سازند تاربور در شمال غربی و جنوب شرقی خرم آباد. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز*، ۱۸۳ ص.

- قریب، ف.، ۱۳۷۵. بررسی سنگ شناسی و محیط رسوبی سازندهای گورپی، امیران و تاربور منطقه سمیرم بخشی از ورقه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ کوه دنا و سمیرم. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی - واحد تهران شمال*، ۱۰۱ ص.
- لاسمی، ی.، جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۷۶. بررسی میکروفاسیسها و محیط رسوبی سازند سروک در مناطق لرستان و خوزستان. *فصلنامه علوم زمین*، ۲۵-۲۶: ۴۸-۵۹.
- محبوبی، ا.، خزاعی، ا.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۷۶. ریف رودیستی کرتاسه فوقانی در پلتفرم کم عمق کربناته شرق حوضه کپه‌داغ. *فصلنامه علوم زمین*، ۲۵-۲۶: ۱۸-۲۵.
- موسوی، م. ح.، عسگری پیربلوطی، ب.، ۱۳۸۷. میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه دوراهان (شرق لرستان). *زمین شناسی کاربردی*، ۳-۴: ۱۹۵-۲۰۶.
- نویی، ا.، مهدیزاده تهرانی، س.، ۱۳۶۵. نگاهی از فضا به ساختار زمین شناسی منطقه بروجن، سمیرم و شهرضا. *گزارش داخلی سازمان زمین شناسی کشور*، ۳۱ ص.
- وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، رشیدی، ع. م.، ۱۳۸۶. بررسی میکروفاسیسها و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه سمیرم و بروجن. *مجله علوم دانشگاه اصفهان*، ۲۷: ۱۳۳-۱۴۷.
- وزیری مقدم، ح.، صفری، ا.، شهریاری، س.، طاهری، ع.، خزاعی، ا. ر.، ۱۳۸۹. معرفی رسوبات آواری - کربناته و آواری قرمز رنگ ماستریشتین در ناحیه زاگرس مرتفع (سمیرم - اردل). *مجله علوم دانشگاه تهران*، ۳۶: ۱۰۳-۱۱۷.
- Arato, H., 1996. Basic concept of sequence stratigraphy and its application in petroleum exploration. *Technical Research Center. Ltd: Teikoku oil Co*, 220 p.
- Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Malekzad, Z., & Abbasi, M., 2005. Role of the Kazerun fault system in active deformation of the Zagros fold-and-thrust-belt (Iran). *Comptes Rendus Geoscience*, 337: 539-545.
- Bachmann, M., & Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Buonocunto, F.P., D'Argenio, B., Ferreir, V., & Sandulli, R., 1999. Orbital cyclo-stratigraphy and sequence stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates at Monte sant Erasmo, Southern Apennines, (Italy). *Cretaceous Research*, 20: 81-95.
- Carrozi, A.V., 1989. Carbonate rocks depositional model. *Prentice Hall*, New Jersey, 604 p.
- Carannante, G., Ruberti, D., & Sirna, M., 2000. Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (Southern Apennines, Italy): micro and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 132: 89-123.
- Coffey, B.P., & Read, J.F., 2004. Mixed carbonate-siliciclastic sequence stratigraphy of a paleogene transition zone continental shelf, southeastern USA. *Sedimentary Geology*, 166: 21-57.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), *Classification of Carbonate Rocks. A symposium of American Association Petroleum Geologist*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, E.J., 1972. Absolute water depth limits of the Devonian paleoecological zones. *Geologisches Rundschau*, 61: 672-686.
- Embry, D., & Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 297p.



- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Verlag*, Berlin, 976 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of palaeogene deposits in South Eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 168(4): 491-505.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 49: 2182-2245.
- Lasemi, Y., 1995. Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh Basin, NE Iran-facies, palaeoenvironments and sequence. *Sedimentary Geology*, 99: 151-164
- Mancinelli, A., 2006. *Acroporella cairensi* (Dasycladales) from the Barremian of Montecairo (Southern Latium, Italy). *Facies*, 52: 411-416.
- Meric, E., Ersoy, S., & Gormus, M., 2001. Palaeogeographical distribution of the species of Loftusia (Foraminiferida) in the Tethyan Ocean during the Maastrichtian (Late Cretaceous). *Cretaceous Research*, 22: 353-364.
- Palma, R.M., Lopez-Gomez, J., & Piethe, R.D., 2007. Oxfordian ramp system (Lamanga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195: 113-134.
- Pedley, H.M., & Carannante, G., 2006. Cool-Water Carbonates: Depositional systems and palaeoenvironmental controls, Geological Society, London. *Special publications*, 255: 1-9.
- Pomar, L., 1991. Reef geometris. Erosion surface and high frequency sea level change, Upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology*, 38: 243-270.
- Rajabi, P., Safizadeh, M., & Noroozpour, H., 2011. Microbiostratigraphy and microfacies of Tarbour Formation in Makhmal- kuh (North East of Khorram Abbad-Iran). *Journal of Basic and Applied Scientific Research*, 1 (10): 1724-1431.
- Reiss, Z., & Hottinger, L., 1984. The Gulf of Aqaba. Ecological micropaleontology, Ecological Studies. *Springer-Verlag*, Berlin, 354 p.
- Ross, D.J., & Skelton, P.W., 1993. Rudist formation of the Cretaceous: a Paleocological, Sedimentological and Stratigraphical review. In: Wright, V.P., (ed.), *Sedimentology Review*, Blackwell Scientific Publication, Oxford, 1: 73-91.
- Romero, J., Caus, E., & Rosell, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean Basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43-56
- Sanders, D., & Pons, J.M., 1999. Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology and models of development. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148: 249-284.
- Tucker, M.E., & Wright, P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Pub.*, Oxford, 482 p.
- Vachard, D., Havser, M., Martini, R., Zaninetti, L., Matter, A., & Peters, T., 2002. New algae and problematica of algae affinity from the Permian of Asselah (East Oman). *Geobios (Iyon)*, 34: 375-404.
- Vaziri-Moghaddam, H., Safari, A., & Taheri, A., 2005. Microfacies, Paleoenvironments and Sequence stratigraphy of the Tarbur Formation in Kerameh area, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 20: 131-137.

- Wells, A.J., 1968. Lithofacies and geological history of post Sarvak (upper cretaceous sediments in southwestern Iran). *Iranian Oil Operating Companies (IOOC), Geological and Exploration division*, Internal Report No. 1120.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer-Verlag*, Berlin, 471 p.
- Zhicheng, Z., Willems, H., & Binggao, Z., 1999. Marine Cretaceous-Paleogene bio-facies and ichnofacies in southern Tibet, china, and their sedimentary significance. *Marine Micropaleontology*, 32: 3-29.

## Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Tarbur Formation in Semirom area (southwest of Isfahan)

Azizi, R. <sup>1</sup>, Safari, A. <sup>2\*</sup>, Vaziri-Moghaddam, H. <sup>3</sup>

1- M.Sc. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

\*E-mail: a.safari901@gmail.com

### Introduction

The study area is located in Semirom sub zone (between Zagros and Sanandaj-Sirjan zones). Considering the main Zagros zonation, Navai and Mehdi Zadeh Tehrani (1986) used satellite data and tectonic studies, other than the two main structural zone of Zagros and Sanandaj-Sirjan, and introduced another subzone for Semirom. This sub zone, based on stratigraphy and folding, is different than Zagros zone. Therefore, different facies can be formed based on different movements of the independent blocks in the basement. These blocks with differential vertical movements have changed physical and chemical conditions of the sedimentary basins. In the current paper, a detailed microfacies, paleoenvironmental analyses, depositional models and sequence stratigraphic approaches are used to understand the relationship between paleoenvironmental parameters and change of sedimentary facies.

### Material and methods

The studied area, with geographical coordinate of 31° 22' 48" N and 51° 32' 01" E, is located about 5 km southwest of semirom. The thickness of the Tarbur Formation with Maastrichtian age in the study area is about 462 meters. This formation consists mainly of carbonate and terrigenous rocks and has a gradual and conformable contact with underlying red shale unit (S<sub>2</sub>) while its upper contact with Kashkan Formation is marked by an erosional surface. The microscopic studies were performed on carbonate samples and shale samples were studied. Quantative and qualitative microscopic studies were conducted by polarizan microscope. A textural classification was obtained according to Dunham (1962) and Embery and Klován (1975). Lateral and vertical changes of microfacies were studied and were compared with modern sedimentary environments. Finally, based on lithostratigraphy, sequence stratigraphy and vertical variations of microfaceis, environmental model are presented.

### Discussion

According to the field observation, three lithological units are recognized in the Tarbur Formation at the study area. The study of depositional textures, petrography and fossil content of 110 thin section led to recognition of six carbonate microfacies. The depositional setting includes orbitoidae bioclastic wackestone-packstone and rudist packstone (rudstone) of open marine, rudist boundestone of bar, miliolids loftusia orbitoidae rudist packstone and dicyclina/ dasycladacea/ loftusia miliolids bioclastic wackestone-pacstone of lagoon enviroments. Other than the above carbonate facies, two terrigenous facies (shallow (L<sub>sh</sub>) and deep marine (O<sub>sh</sub>) are distinguished in the study area. The Tarbur Formation in the study area is deposited on a low-angle open shelf environment. Based on the sequence stratigraphy data, two sedimentary cycles with 3rd order sequences are recognized. These sequences are comparable to the global sequences.

**Keyword:** Microfacies; Tarbur Formation; Semirom; Maastrichtian; depositional environment.

### Reference

Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*. Ham, W.E., (ed.), *Classification of Carbonate Rocks, A symposium of American Association Petroleum Geologist*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, E.J., 1972. Absolute water depth limits of the Devonian paleoecological zones. *Geologisches Rundschau*, 61: 672-686.