

میکروفاسیس‌ها، محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی نهشته‌های تریاس زیرین و میانی در برش کلاریز (جنوب باختر شاهرود)

فرزاد ستوهیان

گروه محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان

نویسنده مسئول: farzad_sotohian@yahoo.com

دریافت: ۹۴/۲/۱۰ پذیرش: ۹۴/۳/۶

چکیده

سنگ‌های آهکی سازند الیکا در بخش‌های از کوه‌های البرز به علت بالا آمدن سطح آب در اوایل تریاس رسوب کردند. سازند الیکا در برش کلاریز دارای دو بخش زیرین (تریاس پیشین) و بالایی (تریاس میانی) می‌باشد. بخش زیرین عمدتاً در طی دو دوره توفانی و آرام نهشته شده در حالی که بخش بالایی منحصراً در دوره آرام ته‌نشین شده است. ضخامت سازند الیکا در برش کلاریز ۱۹۲ متر است. سازند الیکا در ناحیه مورد مطالعه با ناپیوستگی توسط سازند شمشک پوشیده شده است. پتروگرافی و میکروفاسیس‌های سازند الیکا نشان می‌دهند که میکروفاسیس‌های آهکی از ۴ زیر محیط رسوبی دریای باز، لاگون، سد یا بار و پهنه جزر و مدی تشکیل شده‌اند. محیط رسوبی نهشته‌های تریاس در منطقه مورد مطالعه شباهت فراوانی به محیط‌های کربناته عهد حاضر دارد. این سنگ‌ها در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال ته‌نشین شده‌اند. هم‌چنین بر اساس مشاهدات میدانی و مطالعه مقاطع نازک و رخساره‌های رسوبی سه توالی رسوبی رده سوم مشخص گردید. هر توالی از تعدادی پاراسکانس‌های کم عمق شونده به سمت بالا تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: میکروفاسیس، رمپ هموکلینال، توالی، برش کلاریز، الیکا

مقدمه

تریاس بخشی از حوضه رسوبی البرز شرقی بوده است [۹].

از نظر چینه‌شناسی توالی که بر پایه مطالعه محیط رسوبی و میکروفاسیس‌ها استوار است سه توالی رسوبی رده سوم تشخیص داده شده است که هر سه توالی رسوبی به ۳ دسته رسوبی قابل تقسیم است [۷]. کارهای چندی در زمینه محیط رسوبی، میکروفاسیس‌ها، فسیل‌شناسی سازند الیکا توسط حلاج نیشابوری [۲]، دانشیان [۳]، ربانی [۴]، اخروی و ربانی [۱]، طهماسبی [۶]، لطف پور [۸] و ستوهیان [۵] صورت گرفته است.

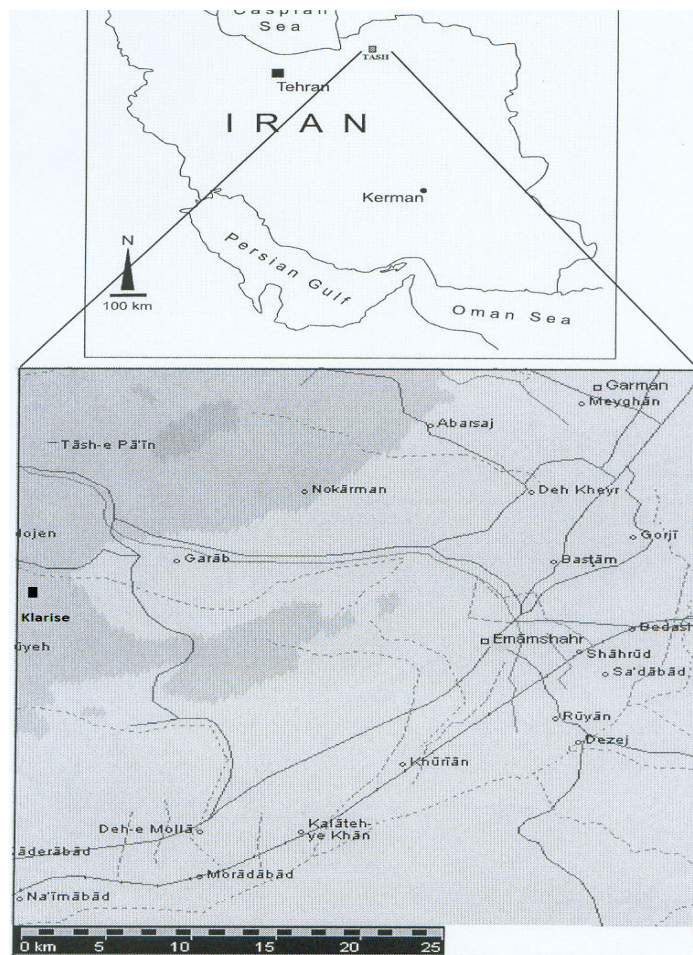
هدف از این پژوهش، مطالعه سنگ‌شناسی، شناسایی، نام‌گذاری و تفکیک رخساره‌های سنگی بر اساس اختصاصات بافتی، مطالعات ماکروسکوپی و میکروسکوپی، بررسی تغییرات عمودی رخساره‌های سنگی، تعبیر و تفسیر محیط رسوب‌گذاری و ارائه مدل رسوبی بر اساس اطلاعات به دست آمده و نیز چینه‌نگاری توالی نهشته‌های تریاس زیرین و میانی در ناحیه کلاریز می‌باشد.

در زون البرز رخنمون‌های گسترده‌ای از نهشته‌های تریاس زیرین و میانی (سازند الیکا) مشاهده می‌شود. از نظر لیتواستراتیگرافی کلیه این رخنمون‌ها شباهت‌های زیادی با یکدیگر دارند، به نحوی که در بیش‌تر نقاط قابل تفکیک به دو بخش زیرین (تریاس زیرین) و بالایی (تریاس میانی) می‌باشند. از مشخصات این سازند در بخش زیرین می‌توان به آثار کرمی شکل در آهک‌ها که تحت عنوان آهک ورمیکوله نام‌گذاری شده است و هم‌چنین کنگلومرای درون سازندی تحت عنوان کنگلومرای دارای قطعات دیسکی شکل معرفی شده اشاره نمود [۳۹]. در برش کلاریز نهشته‌های تریاس بالایی مشاهده نمی‌شود و نهشته‌های تریاس این ناحیه در یک دوره نسبتاً طولانی از آب خارج بوده و فرسایش زیادی را متحمل شده‌اند. سازند الیکا با ناپیوستگی فرسایشی بر روی آهک‌های سازند روته به سن پرمین میانی قرار می‌گیرند و خود با ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند شمشک (نورین-لیاس) پوشیده می‌شوند. مطالعات جغرافیایی دیرینه نشانگر آن است که این منطقه در زمان

موقعیت جغرافیایی

این برش در دامنه جنوبی کوه‌های البرز و حدود ۶۱ کیلومتری جنوب باختری شهرستان شاهرود قرار دارد. نهشته‌های تریاس این ناحیه تقریباً در حدود ۶ کیلومتری

شمال باختری معدن زغال‌سنگ کلاریز قرار دارد. مختصات جغرافیایی آن ۵۴ درجه و ۲۷ دقیقه طول شرقی و ۳۶ درجه ۱۷ دقیقه عرض شمالی است. راه ارتباطی به برش مورد نظر آسفالت‌ه است (شکل ۱).

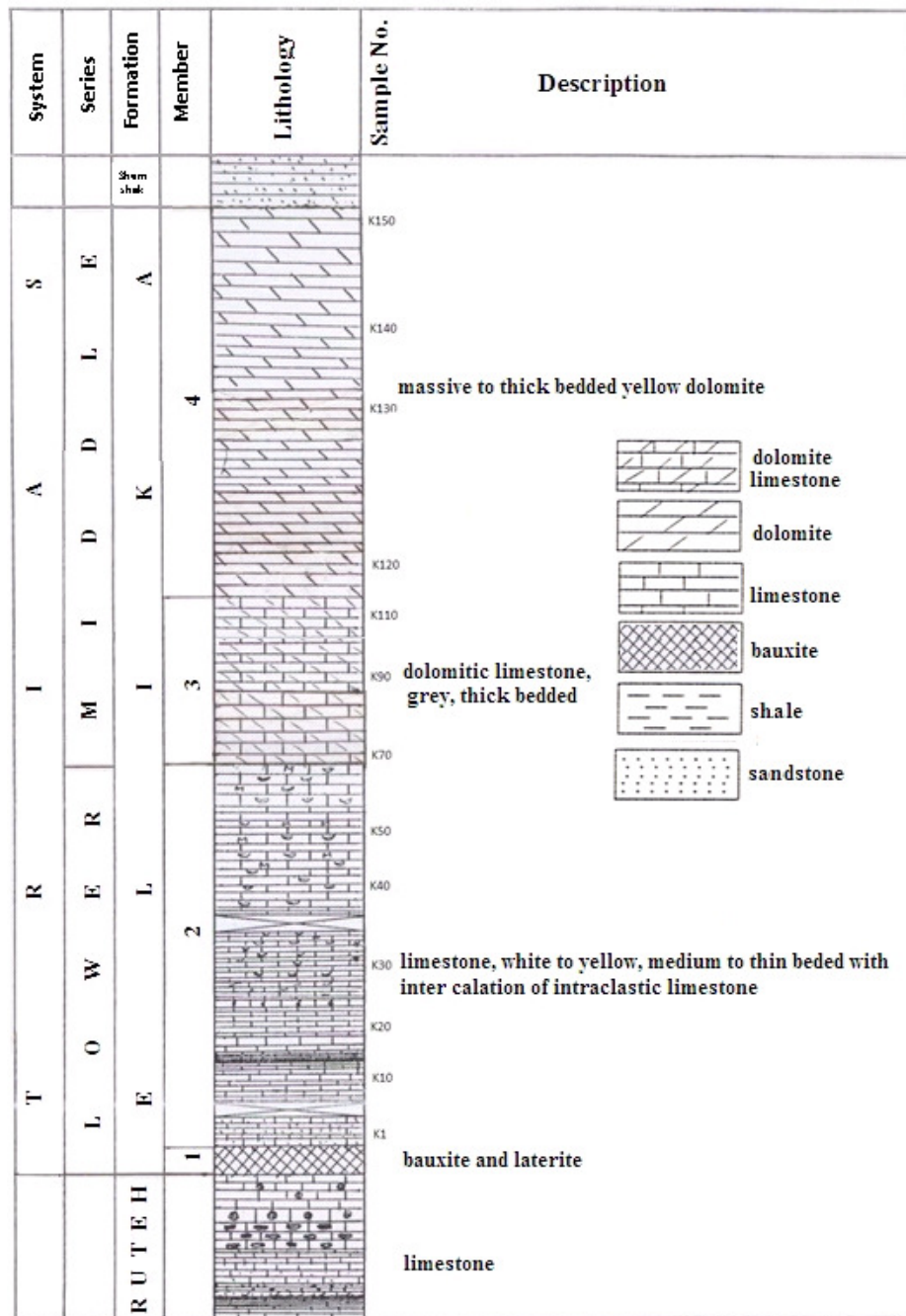


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی برش کلاریز

مشخصات سنگ‌چینه‌ای سازند الیکا در برش کلاریز

ضخامت سازند الیکا در این برش ۱۹۲ متر است. نهشته‌های تریاس بالایی (سازند نسن) در این برش مشاهده نمی‌شود و سازند الیکا با ناپیوستگی فرسایشی بر روی آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه سازند روته به سن پرمین میانی قرار می‌گیرد. وجود یک افق آهن‌دار به ضخامت تقریبی ۴ متر در بخش زیرین برش کلاریز دلیل بر فرسایش سازند نسن می‌باشد. بر اساس مطالعات میدانی و آزمایشگاهی (به ویژه پتروگرافی برش‌های

نازک) می‌توان سازند الیکا را از پایین به بالا به چهار بخش مجزا و قابل تشخیص تفکیک نمود که شامل: ۴ متر افق لاتریتی که رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز (بخش ۱)، آهک‌های نازک تا متوسط لایه به ضخامت حدود ۶۰ متر که در این بخش چندین لایه آهک اینتراکلاست‌دار (رخساره توفانی) مشاهده می‌شود (بخش ۲)، آهک دولومیتی به ضخامت ۳۸ متر و فاقد فسیل شاخص (بخش ۳) دولومیت توده‌ای به ضخامت ۹۰ متر و به رنگ کرم (بخش ۴) (شکل ۲).



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی برش کلاریز

برش نازک تهیه گردید. در مطالعات میکروسکوپی درصد فراوانی دانه‌های تشکیل‌دهنده در کلیه مقاطع نازک با استفاده از چارت‌های مقایسه‌ای [۱۷] تعیین گردیده است.

رخساره‌های کربناته به روش فولک [۱۸] و دانهام [۱۵] نام‌گذاری گردید. با توجه به نوع و میزان فراوانی دانه‌ها و موقعیت رخساره‌ها و نیز با استفاده از کارهای ویلسون

مواد و روش‌ها

مطالعه نهشته‌های تریاس در برش کلاریز در دو مرحله میدانی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در مطالعات میدانی بر اساس تغییرات رخساره‌ای و بافتی مشاهده شده بر روی زمین تعداد ۱۵۰ نمونه برداشت گردید و از تمامی نمونه‌های برداشت شده جهت تشخیص رخساره‌های سنگی و تعبیر و تفسیر محیط رسوب‌گذاری

این رخساره از آلوکمی‌هایی شامل خرده‌های اسکلتی دریای باز نظیر: دوکفه‌ای، استراکود با دیواره نازک و بازوپایان تشکیل یافته است. این اجزاء در یک متن اسپار نئومورفیکی پراکنده شده‌اند.

این رخساره در بخش‌هایی دور از ساحل و نزدیک به سد تشکیل شده است. (شکل ۳-الف) در بعضی از مقاطع آثاری از گلوکونیت نیز مشاهده می‌شود. (شکل ۳-ب) وجود مواد آلی سبب تشکیل گلوکونیت می‌شود.

ب) بایوکلاستیک پکستون - گرینستون (O_2)
این میکروفاسیس دارای مقادیری از خرده‌های فسیلی جانوران دریایی از قبیل نرم‌تان، بازوپایان و لاله‌وشان تشکیل شده است. این رخساره در بالاترین بخش یا به عبارت دیگر کم ژرفترین بخش از دریای باز نهشته شده است. دانه‌های آن در بیش‌تر موارد وابسته به محیط سد بیوکلاستی بوده و راهی کوتاه را پیموده‌اند. فضای بین آلوکمی‌ها را سیمان کلسیت اسپارایتی پر نموده است (شکل ۳-ج).

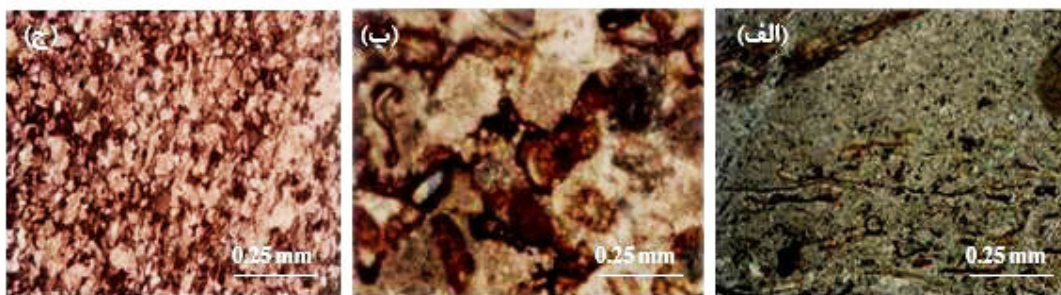
[۴۵] رخساره‌های سنگی مشخص شده و در خاتمه محیط رسوب‌گذاری تفسیر و مدل رسوبی ارائه گردیده است. نام‌گذاری و طبقه‌بندی میکروفاسیس‌ها بر اساس روش لاسمی [۲۵] و کاروزی [۱۴] انجام گردیده است.

شرح میکروفاسیس‌های کربناته

مهم‌ترین دانه‌های اسکلتی کربناته میکروفاسیس‌ها شامل: نرم‌تان، شکم‌پایان، بازوپایان و لاله‌وشان می‌باشند. دانه‌های غیرکربناته شامل: ذرات آواری کوارتز می‌باشد. مطالعه برش نازک میکروفاسیس‌ها حاکی از این است که میکروفاسیس‌های آهکی از ۵ گروه اصلی تشکیل شده‌اند که شامل: گروه میکروفاسیس‌های دریای باز، سد، لاگون، ساحل و پهنه جزر و مدی تشکیل شده‌اند. این میکروفاسیس‌ها بر اساس کاهش عمق از دریا به سمت ساحل به شرح زیر می‌باشند.

۱- گروه میکروفاسیس‌های دریای باز (O-Open marine)

الف) بایوکلاستیک گرینستون (O_1)



شکل ۳. الف: بایوکلاستیک گرینستون - دریای باز (O_1) ب: بایوکلاستیک گرینستون همراه با مقدار کمی گلوکونیت - دریای باز (O_1) ج: بایوکلاستیک پکستون - گرینستون - دریای باز (O_2) (نورپلاریزه)

این میکروفاسیس با داشتن ۵۰ تا ۶۰ درصد ائید مشخص می‌گردد. اندازه آن‌ها در حدود ۰/۴ الی ۰/۵ میلی‌متر است که به شکل مدور تا بیضوی دیده می‌شوند. هسته آن‌ها از خرده‌های فسیلی مختلف تشکیل شده که این امر در شکل ائیدها تأثیر گذاشته است. آلوکمی فرعی این رخساره، قطعات اسکلتی خارپوستان می‌باشد. بین دانه‌های مختلف این میکروفاسیس را سیمان درشت تا متوسط بلور پر کرده است که حاکی از انرژی بالای محیط رسوب‌گذاری می‌باشد. این رخساره سد ائیدی را تشکیل می‌داده است. محیط تشکیل این رخساره را به پشته هیدرودینامیکی نسبت داده است [۴۵]. سیمان کلسیت اسپارایتی متوسط تا درشت بلور که فضای بین

۲- گروه میکروفاسیس‌های سد (S-Shoal)

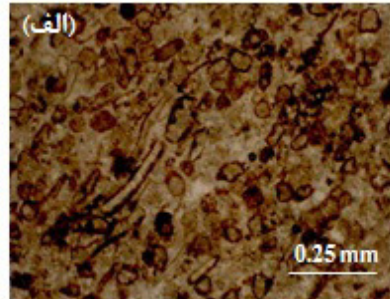
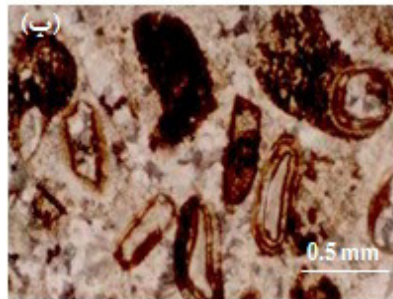
این میکروفاسیس دارای دو نوع گرینستون می‌باشد.

الف) بایوکلاستیک گرینستون (S_1)

خرده‌های فسیل دوکفه‌ای و استراکود فراوان‌ترین دانه‌های آهکی میکروفاسیس را تشکیل می‌دهند. اجزای مذکور در سیمانی از کلسیت شفاف قرار گرفته‌اند. در این میکروفاسیس مقادیر کمی نیز اینتراکلاست مشاهده می‌شود. فقدان ماتریکس و حضور کراس بدینگ در لایه‌ها نشانگر انرژی بالای محیط می‌باشد. محیط تشکیل آن یک پشته هیدرودینامیکی بایوکلاستی می‌باشد (شکل ۴-الف).

ب) ائیدگرینستون (S_2)

طرف سد دارد و در بعضی از مقاطع بالا بودن درصد شکم‌پایان احتمالا مرتبط با حاشیه به طرف لاگون تریاس در برش کلاریز است (شکل ۴-ب).



شکل ۴. الف: بایوکلاستیک گریستون - سد (S₁) (نورپلاریزه) ب: ائیدگریستون - سد (S₂) (نور طبیعی)

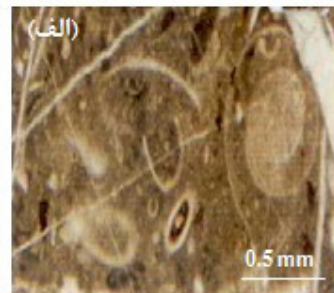
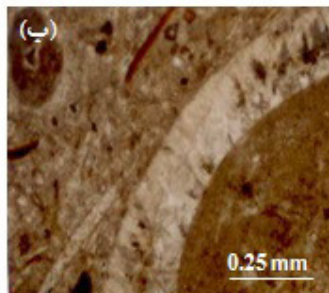
یک متن گل میکرایتی قرار گرفته‌اند. نبود مجموعه جانوران دریای باز و حضور مجموعه جانوران مخصوص لاگون باعث گردیده که محیط رسوبی این میکروفاسیس به لاگون نسبت داده شود (شکل ۵-ب).

ج) بایوکلاستیک وکستون (L₃)
اجزای اسکلتی میکروفاسیس شامل مقدار بسیار کمی دو کفه‌ای و نیز استراکودا همراه با فسیل کامل دوکفه‌ای می‌باشد که همگی در متن میکرایتی دانه‌ریز قرار گرفته‌اند. مقادیر بسیار ناچیز سیمان اسپارایتی نیز در این میکروفاسیس مشاهده می‌شود و محیط آن به لاگون در نزدیکی سد معرفی می‌شود (شکل ۵-ج).

۳- گروه میکروفاسیس‌های لاگون (L-Lagoon)

الف) بایوکلاستیک وکستون - پکستون (L₁)
خرده‌های تشکیل‌دهنده این میکروفاسیس شامل شکم‌پایان و مقادیر ناچیزی از استراکود، پلسی پود و خرده‌های غیر اسکلتی شامل پلت و اینتراکلاست است. این اجزاء در یک ماتریکس میکرایتی قرار گرفته‌اند. مقادیر کمی سیمان اسپارایتی نیز مشاهده می‌شود. محیط رسوبی این میکروفاسیس لاگون در مجاورت سد نسبت داده می‌شود. (شکل ۵-الف)

ب) بایوکلاستیک وکستون با فسیل شکم‌پایان (L₂)
اجزای اسکلتی این میکروفاسیس از خرده‌های صدف دوکفه‌ای و نیز شکم‌پایان تشکیل شده و این قطعات در



شکل ۵. الف: بایوکلاستیک وکستون - پکستون - لاگون (L₁) ب: بایوکلاستیک وکستون با فسیل شکم‌پایان - لاگون (L₂) ج: بایوکلاستیک وکستون - لاگون (L₃) (نورپلاریزه)

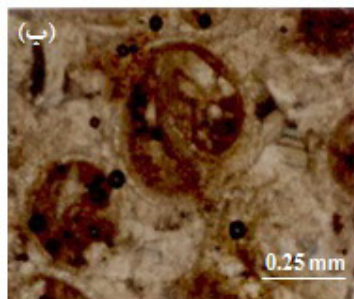
الف) بایوکلاستیک گریستون (B₁)
از مهم‌ترین اجزاء این میکروفاسیس می‌توان به خرده‌های صدف دو کفه‌ای و شکم‌پایان اشاره نمود. بالا آمدن نسبی سطح آب دریا و افزایش ثبات تکتونیکی حکایت از کاهش ورود مواد تخریبی به ساحل دارد.

۴- گروه میکروفاسیس‌های ساحل (B-Beach)/پهنه

جزر و مدی (T-Tidal Flat)

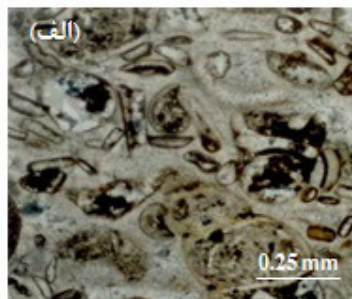
در این گروه رخساره‌های زیر قابل تشخیص است که ابتدا رخساره‌های ساحل (B₁, B₂) شرح داده می‌شود و سپس رخساره‌های پهنه جزر و مدی (T₁, T₂) مورد بررسی قرار می‌گیرد.

تشکیل می‌دهند. فضای بین دانه‌ها را سیمان کلسیت اسپارایتی پر نموده و محیط تشکیل این رخساره با توجه به مشخصات فوق‌الذکر و موقعیت آن در توالی به ساحل نسبت داده می‌شود. هماتیسی شدن شکم‌پایان نشان دهنده آن است که این رخساره در بخش خارج از آب ساحل تشکیل یافته است (شکل ۶-ب).



امواج سبب گردیده که اجزاء اسکلتی از ناحیه لاگون به این بخش انتقال یافته و انرژی زیاد سبب گردیده که گل کربناته از محیط خارج شود و اجزای اسکلتی در یک سیمان اسپارایتی قرار گیرند (شکل ۶-الف).

ب) گرینستون با خرده‌های شکم‌پایان (B₂) مجموعه جانوری لاگون نظیر شکم‌پایان (بیش از ۵۰ درصد) و دوکفه‌ای (۱۰ درصد) آلوکم‌های رخساره را



شکل ۶. الف: بایوکلاستیک گرینستون - ساحل (B₁) ب: گاستروپود گرینستون - ساحل (B₂) (نورپلاریزه)

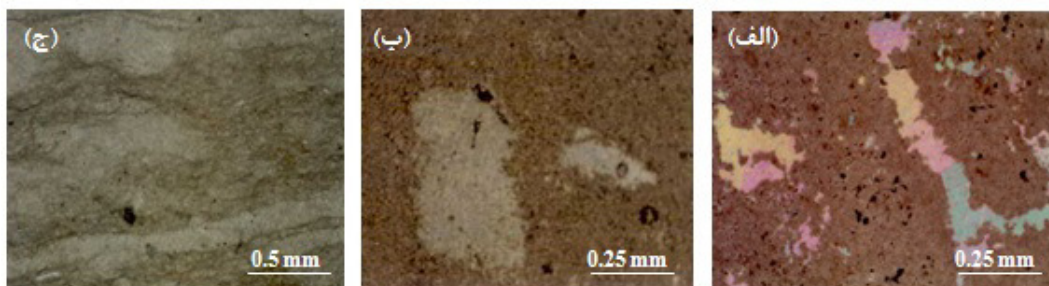
خوبی در مقاطع نازک قابل مشاهده هستند. امروزه استروماتولیت‌ها بیش‌تر در بخش بالایی پهنه جزر و مدی یافت می‌شوند. پراکنش آن‌ها تابعی از آب و هوا و موجودات تغذیه کننده از آن‌ها نظیر شکم‌پایان است [۲۲]. طبقه‌بندی که در رابطه با شکل استروماتولیت‌ها صورت گرفته نشانگر آن است که شکل ساختمان مذکور در ارتباط با انرژی محیط است، به طوری که استروماتولیت‌های نواری در محیط‌های کم انرژی تشکیل می‌شوند و با افزایش انرژی محیط از حالت مسطح به حالت موج، نیم کره‌های به هم متصل (LLH)، ستونی و شاخه‌ای تغییر پیدا می‌کنند. استروماتولیت‌های ستونی و شاخه‌ای به همراه ترومبولیت‌ها در کانال‌های جزرومدی که انرژی بالاتری دارند تشکیل می‌شوند. اقتباس از [۲۰] و [۲۷] (شکل ۷-ج).

الف) مادستون (T₁)

بخش عظم این رخساره را گل میکرایتی تشکیل می‌دهد در آن درصد مقادیر ناچیزی از خرده‌های مولوسکا مشاهده می‌شود. عدم تنوع اجتماعات فونی در این رخساره حاکی از شرایط نامناسب محیط برای زیست موجودات بوده است. [۱۱] فابریک چشم پرنده‌ای در بعضی از نمونه‌های این میکروفاسیس دیده می‌شوند. (شکل ۷-الف) این فابریک ویژه محیط‌های بین جزر و مدی و بالایی مد است که گسترش و اندازه آن‌ها به سوی خشکی بیش‌تر می‌شود. [۳۶] هم‌چنین در این رخساره قالب بلورهای تبخیری که ناشی از انحلال بلورهای تبخیری می‌باشد نیز قابل مشاهده است (شکل ۷-ب).

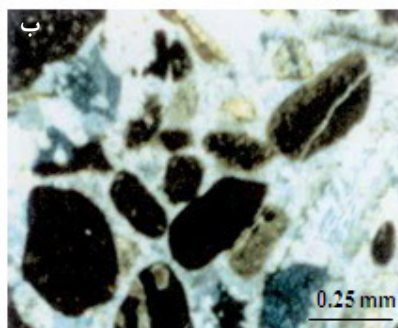
ب) استروماتولیت باندستون (T₂)

استروماتولیت‌های موجود در این میکروفاسیس از نوع نواری می‌باشند که به صورت نوارهای روشن و تیره به



شکل ۷. الف: مادستون با فابریک چشم پرنده‌ای، ب: مادستون با قالب بلورهای تبخیری - پهنه جزر و مدی (T₁) ج: باندستون استروماتولیتی - پهنه جزر و مدی (T₂) (نورپلاریزه)

محدوده عرض‌های جغرافیایی صفر تا ۲۰ درجه جنوبی قرار داشته [۳۵] و طبق تقسیم‌بندی [۲۸] کنگلومرای درون سازندی بخش زیرین سازند الیکا در برش کلاریز در قلمرو توفان‌های گرمسیری قرار دارند. کمربندهای توفانی در عهد حاضر به دو دسته تقسیم می‌شوند: ۱- توفان‌های مناطق گرمسیر (Hurricane) ۲- توفان‌های مناطق سردسیر (Winter storm). گستره‌ی این کمربندها به وسیله عرض‌های جغرافیایی کنترل می‌شوند. در حد فاصل عرض‌های پنج تا ۲۵ درجه توفان‌های گرمسیری، ۲۵ تا ۴۵ درجه توفان‌های گرمسیری و سردسیری و در عرض‌های بالاتر از ۴۵ درجه فقط توفان‌های سردسیری مشاهده می‌شود [۲۳].



شکل ۸. الف: رخساره توفانی بخش زیرین الیکا- رخنمون صحرایی ناحیه کلاریز، ب: عکس میکروسکوپی از رخساره توفانی- برش کلاریز (نور طبیعی)

در مناطق نسبتاً عمیق حوضه رسوبی غالباً رسوبات دانه‌ریز کربنات کلسیم (میکریت) رسوب کرده است و حاوی مقادیر کمی خرده‌های اسکلتی استراکود، دوکفه‌ای و خارپوستان می‌باشد. در بخش شیب دامنه (Slope) رسوبات کربناته با تراکم بیش‌تر خرده‌های اسکلتی دریای باز نهشته شده است. در بخش فلات قاره این حوضه به دلیل شرایط مساعدتر، هجوم ارگانسیم‌ها رخ داده و تجمع خرده‌های این ارگانسیم‌ها در حاشیه فلات قاره مذکور ایجاد سدهای بیوکلاستی کرده است. به علت داشتن دامنه کم شیب و احتمالاً وضعیت دریا که از لحاظ امواج، آرام تا متوسط بوده است ریف‌ها در این ناحیه (سد) تشکیل نشده‌اند [۴۵].

به طرف ساحل در پشت سد مذکور رسوبات لاگونی نهشته شده‌اند، و در بخش‌های عمیق‌تر محیط لاگونی به علت تغییرات شوری، تنوع و تعداد موجودات کم شده و فقط جانورانی نظیر شکم‌پایان و دوکفه‌ای‌ها که قادر به تحمل تغییرات شوری بوده‌اند در این محیط زندگی

کنگلومرای درون سازندی بخش زیرین سازند الیکا در برش کلاریز

این رخساره را می‌توان به خوبی در رخنمون‌های صحرایی (شکل ۸ الف) و نیز در مقاطع نازک میکروسکوپی (شکل ۸ ب) تشخیص داد. اینها نهشته‌های دوره‌های پر انرژی (توفانی) بوده و نخستین بار توسط [۶] گزارش شده است.

در برش کلاریز در طی توفان شدید نوعی کنگلومرای درون سازندی ایجاد می‌شود که از فرسایش کف حوضه پدید آمده است. ضخامت این رخساره با دور شدن از ساحل و کاهش انرژی کم می‌شود. از دیدگاه پالئوژئوگرافی ناحیه البرز ایران در زمان تریاس زیرین در

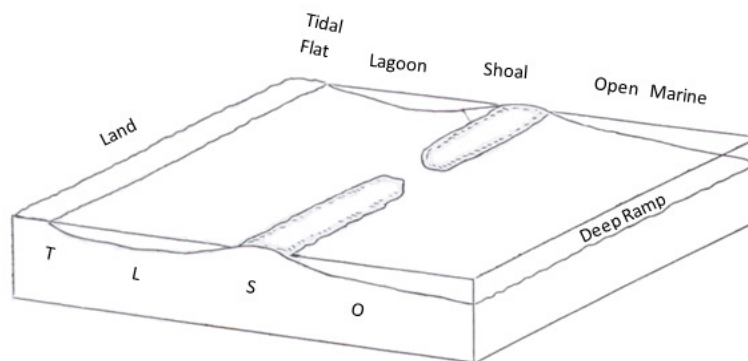
مدل و محیط رسوبی

با مطالعه مقاطع نازک و تعیین میکروفاسیس‌ها و با توجه به قانون والتر [۲۹] و نیز مقایسه توالی عمودی موجود در نهشته‌های کربناته برش مورد مطالعه با محیط‌های امروزی [۴۰] و مدل‌های ارائه شده توسط [۱۲، ۱۶، ۱۹، ۲۶، ۳۲، ۳۴، ۴۵] مدل رسوبی ارائه شده است. محیط رسوبی نهشته‌های تریاس در برش کلاریز شباهت فراوانی به محیط‌های عهد حاضر از جمله سواحل جنوبی خلیج فارس و جنوب فلوریدا و باهاما دارند.

بدین ترتیب به نظر می‌رسد که نهشته‌های آهکی سازند الیکا در محیط‌های رسوبی کم عمق از نوع رمپ هموکلینال تشکیل شده‌اند. این رمپ تحت تاثیر توفان‌های فصلی بوده که ایجاد رخساره‌های توفانی مهمی را کرده است. رمپ‌های کربناته محیط‌های رسوب‌گذاری خاصی هستند که با شیب خیلی ملایم از منطقه ساحلی به آب‌های عمیق (بدون شکستگی مشخص در دامنه) منتهی می‌شود [۳۲ و ۱۲] (شکل ۹).

مدی را مادستون‌های لامینه‌دار و باندستون استروماتولیتی تشکیل داده‌اند. در منطقه سوپرآتایدال مادستون با فابریک چشم پرنده‌ای مشاهده می‌گردد. به طور کلی تکرار میکروفاسیس‌ها از چندین سیکل کم عمق شونده به سمت بالا (Shallowing-Upward) به وجود آمده، که در مجموع یک مگاسیکل پس رونده را درست کرده است.

می‌کردند. نظیر چنین تغییراتی در رخساره توسط بردمن و همکاران [۱۰] از باهاما گزارش شده است. شواهد حاصل از مطالعات مقاطع میکروسکوپی در بخش زیرین نهشته‌های تریاس در برش کلاریز حاکی از آن است که اکثر میکروفاسیس‌هایی که دارای متن میکرایتی‌اند دارای زیست آشفته‌گی هستند. این زیست آشفته‌گی در محیط دریای باز نیز در برش کلاریز در مقاطع نازک قابل تشخیص است. رخساره پهنه جزر و



T: Tidal flat facies L: Lagoonal facies S: Shoal facies O: Open marin facies

شکل ۹. مدل فرضی دریای تریاس در زمان رسوب‌گذاری بخش زیرین و میانی سازند الیکا در برش کلاریز که بر اساس رخساره موجود از نوع رمپ هموکلینال و متاثر از توفان شناخته شده است.

تفکیک می‌شوند. این سطوح عبارتند از الف: سطح پیشروی^۴ با علامت اختصاری ts در قاعده فاز TST و راس LST قرار دارد. ب: سطح حداقل طغیان^۵ با علامت mfs در راس فاز TST و قاعده HST مشاهده می‌شود. ج: سطح ناپیوستگی یا مرز توالی^۶ با علامت SB که شامل دو نوع SB_۱ و SB_۲ بوده و در راس فاز HST و قاعده LST قرار گرفته است [۱۳].

توالی‌های رسوبی که در سازند الیکا معرفی می‌شوند از نوع دسته سوم^۷ می‌باشند، مدت زمان رسوب‌گذاری این توالی‌ها بین ۰/۵ تا ۵ میلیون سال متغیر است [۴۱] و [۴۲]. توالی‌های رسوبی معرفی شده در بخش زیرین و میانی سازند الیکا در برش کلاریز متعلق به مجموعه سوپرسیکل‌های^۸ نوع UAA می‌باشند که از چهار سوپرسیکل UAA1, UAA2, UAA3, و UAA4 تشکیل شده است. [۳۷] توالی‌های رسوبی بخش

توالی‌های رسوبی برش کلاریز

یک توالی رسوبی مجموعه نسبتاً پیوسته‌ای از چینه‌های رسوبی است که از نظر ژنز به یک دیگر وابسته بوده و در طی بالا و پایین آمدن سطح آب دریا ایجاد می‌گردند. مرزهای بالا و پایین هر توالی به وسیله ناپیوستگی‌ها و یا پیوستگی‌های قابل انطباق مشخص می‌گردند [۳۰، ۴۳ و ۴۴]. تکامل رخساره در توالی رسوبی کوچک مقیاس، متوسط مقیاس و بزرگ مقیاس بیانگر آن است که تغییرات نسبی سطح آب دریا نقش مهمی در تشکیل آن‌ها داشته است [۲۴، ۳۸، ۳۱].

توالی‌های رسوبی الیکا در پلاتفرم نوع رمپ نهشته شده‌اند. در چنین پلاتفرم‌هایی دو نوع اصلی گستره سیستمی شامل گستره سیستم پیشرونده دریا (TST)^۱ و گستره سیستم مربوط به تراز بالای آب دریا (HST)^۲ گسترش بیش‌تری داشته و گستره سیستم مربوط به تراز پایین آب دریا (LST)^۳ از گسترش کمتری برخوردار است. [۳۳ و ۱۳] هر یک از فازها به وسیله سطوحی از یکدیگر

⁴ transgressive surface

⁵ maximum flooding surface

⁶ Sequence Boundary

⁷ Third-order

⁸ Supper cycle

¹ Transgressive System Tract

² Highstand System Tract

³ Lowstand System Tract

وسیله یک افق از خاک‌های قدیمی (پالئوسول) مشخص می‌شود. در ناحیه کلاریز این افق مشاهده نگردید. در بعضی از نواحی البرز بین بخش زیرین و میانی با افق ماسه‌سنگ سفید رنگ مشخص می‌شود که این افق قابل مقایسه با افق خاک‌های قدیمی در نواحی دیگر البرز می‌باشد. [۵] ناپیوستگی‌های دیگری که در سازند الیکا وجود دارد از نوع دوم (SB_2) می‌باشد.

توصیف توالی‌های رسوبی بخش زیرین و میانی سازند الیکا در برش کلاریز

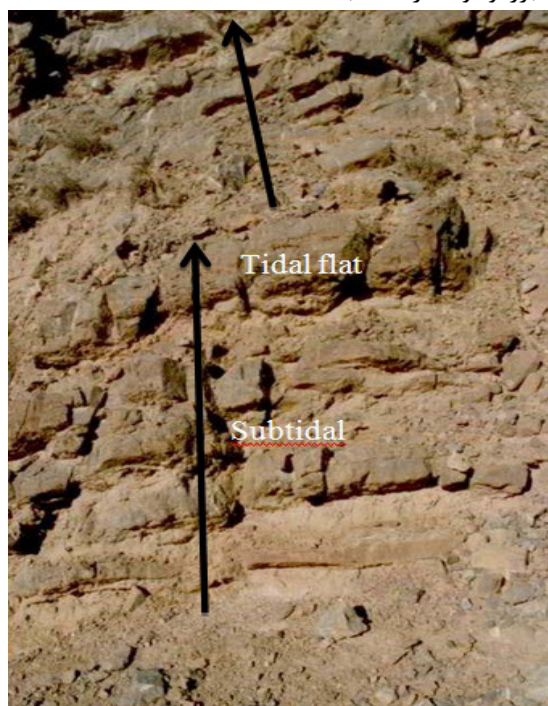
مجموعه‌های رسوبی توالی‌های مذکور بر حسب خصوصیات رخساره‌ای تفکیک شده و بر اساس آن‌ها چرخه‌های تغییرات سطح آب دریا نشان داده شده‌اند. نوسانات سطح آب دریا، از مهم‌ترین عوامل تغییرات رخساره‌ای، در توالی‌های رسوبی ابتدایی می‌باشد [۳۸]. بر اساس مطالعات صورت گرفته، (مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی) توالی الیکا قابل تقسیم به دو سوپرسیکل می‌باشد که در مجموع یک مگاسیکل پس رونده را تشکیل داده‌اند (شکل ۱۰).

زیرین و بخش میانی چهارچوب سوپرسیکل‌های UAA2 و UAA1 مورد بررسی قرار گرفتند و تا حد زیادی با توالی‌های جهانی دوره تریاس [۲۱] و منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا همخوانی دارد. ناپیوستگی‌ها یا مرز توالی‌ها در سازند الیکا شامل ناپیوستگی‌های نوع اول (SB_1) و نوع دوم (SB_2) است.

ناپیوستگی نوع اول از گسترش زیادی برخوردار بوده و به سبب افق‌های طولانی مدت خروج از آب مشخص می‌شود، ناپیوستگی نوع دوم تنها به وسیله تغییر رخساره قابل شناسایی است. به طور کلی دو ناپیوستگی نوع اول در برش مورد مطالعه قابل تشخیص است.

۱- ناپیوستگی موجود بین سازند الیکا و سازند روته (پرمین میانی) در ناحیه کلاریز و با سنگ‌های پرمین در نواحی دیگر البرز. توضیح آن که در بعضی از نواحی البرز حوضه رسوب‌گذاری از تداوم بیش‌تری برخوردار بوده به طوری که سازند الیکا بر روی سازند نسن به سن پرمین بالایی قرار می‌گیرد.

۲- ناپیوستگی در مرز بالایی سازند الیکا با سازند شمشک که به وسیله یک افق ملافیبری مشخص می‌شود. لازم به ذکر است ناپیوستگی نوع اول بین بخش زیرین و میانی سازند الیکا در بعضی از نواحی البرز وجود دارد که به



شکل ۱۰. سیکل‌های رسوبی کم عمق شونده به سمت بالا (Shallowing upward) که در بخش پایین آن رخساره ساب تایدال و در بخش بالایی آن رخساره پهنه جزر و مدی با فابریک چشم پرنده ای و قالب بلورهای تبخیری قرار می‌گیرد. (رخنمون صحرایی ناحیه کلاریز)

در این توالی با رخساره‌های لاگون شروع گردیده و در نهایت به رخساره‌های پهنه جزر و مدی ختم می‌شود. (شکل ۱۱)

نتیجه‌گیری

نهشته‌های تریاس زیرین و میانی برش کلاریز حاکی از عدم تنوع لیتولوژی آن‌ها می‌باشد. این ویژگی در تمامی نهشته‌های تریاس در زون البرز دیده می‌شود. رسوبات تریاس با ضخامت ۱۹۲ متر در یک محیط دریایی کم عمق و در یک پلاتفرم رمپ تشکیل شده‌اند.

تغییرات عمودی و جانبی سازند الیکا در برش مورد مطالعه حاکی از رسوب‌گذاری آن‌ها در پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال است. در نهشت رسوبات کربناته در این برش فاکتورهای مانند عرض جغرافیایی، عمق محیط رسوب‌گذاری، درجه حرارت و انرژی محیط، تغییرات جهانی سطح آب دریا، پخش و پراکندگی موجودات و مقدار مواد تخریبی وارد شده به حوضه تاثیرگذار بوده است. تلفیق و نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی و شواهد صحرایی مشخص کرده است که میکروفاسیس‌های آهکی در ۴ زیر محیط پهنه جزر و مدی، لاگون، بار (سد) و دریای باز نهشته شده‌اند.

بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی سنگ‌های کربناته سازند الیکا نشان می‌دهد که محیط رسوب‌گذاری، رسوبات تریاس در برش کلاریز شباهت فراوانی به محیط‌های کربناته عهد حاضر مانند خلیج فارس دارد. براساس مشاهدات صحرایی و نیز مقاطع نازک سه توالی رسوبی رده سوم در برش کلاریز شناسایی گردید. مرزهای بین توالی‌های مورد مطالعه با ناپیوستگی‌های درجه اول (SB₁) و نوع دوم (SB₂) می‌باشد. این توالی‌های رسوبی با توالی‌های جهانی الیکا تا حد زیادی قابل انطباق می‌باشد. توالی الیکا با مجموعه توالی‌های (Upper Absaroka) اسلاس مطابقت دارد.

به طور کلی سه توالی رسوبی در برش کلاریز تشخیص داده شده است. که این توالی‌ها با توالی‌های جهانی الیکا تا حدود زیادی انطباق نشان می‌دهند.

۱- توالی رسوبی اول

سن این توالی اسکتین بوده و بر روی نهشته‌های پرمین میانی (سازند روته) قرار می‌گیرد. این توالی با ناپیوستگی نوع اول (SB₁) بر روی رسوبات پرمین قرار گرفته است. رخساره میکروسکوپی آن به صورت بایوکلاستیک گرینستون می‌باشد و حاکی از تشکیل آن در زیر محیط ساحلی می‌باشد.

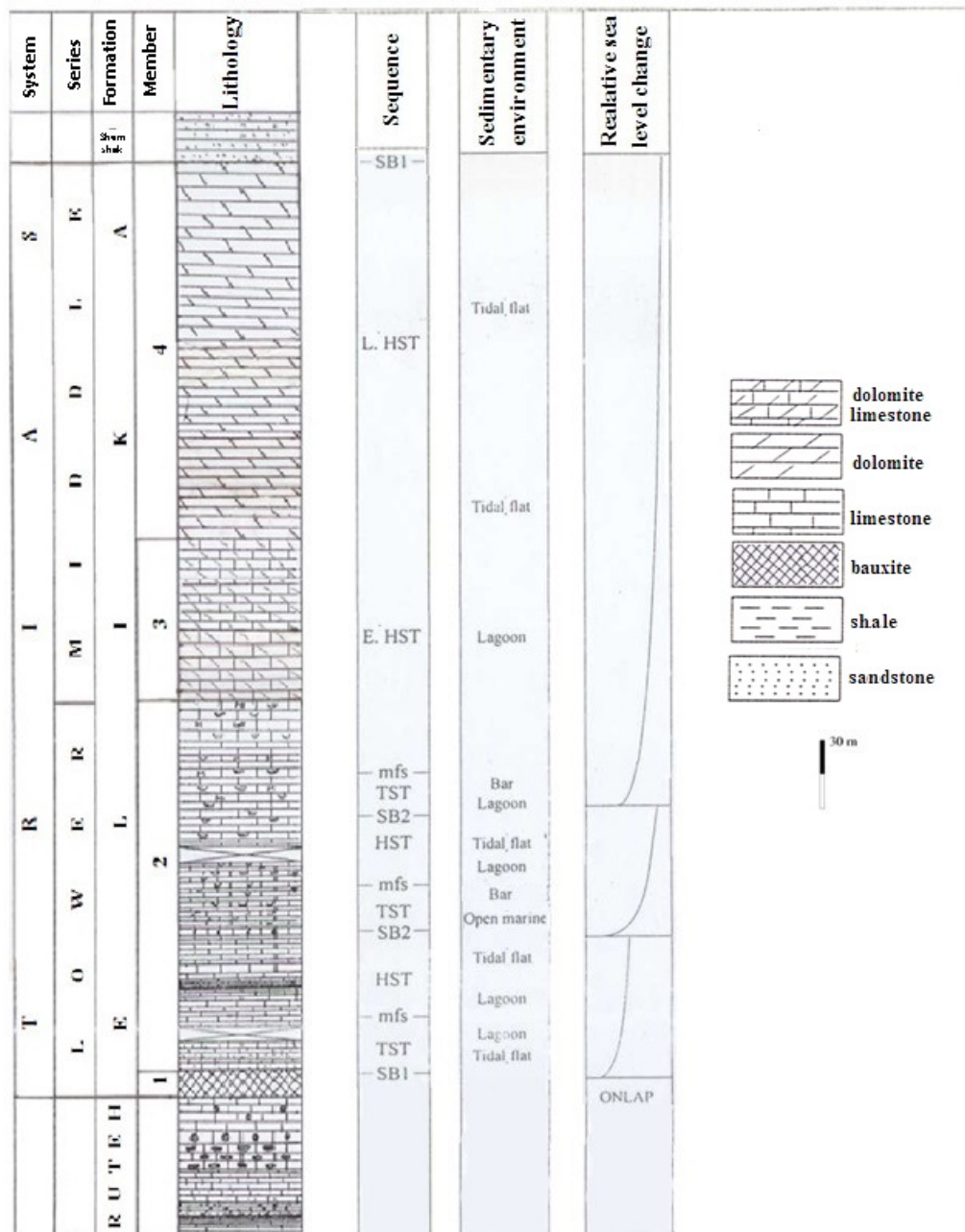
توالی رسوبی مذکور با مجموعه‌ای از پاراسکانس‌های پیشرونده شروع گردیده و به سطح حداقل پیشروی (mfs) و کاهش قابل ملاحظه رخساره کنگلومرا درون سازندی (نهشته‌های توفانی) شناسایی می‌شود. پاراسکانس‌های پیشرونده (TST) شامل رخساره‌های پهنه جزر و مدی (باندستون استروماتولیتی) و لاگون (بایوکلاستیک وکستون-پکستون) می‌باشد. پاراسکانس‌های (HST) با رخساره‌های لاگون آغاز و در انتها به نهشته‌های پهنه‌های جزر و مدی ختم می‌گردد.

۲- توالی رسوبی دوم

ناپیوستگی نوع دوم (SB₂) مرزهای زیرین و بالایی این توالی را مشخص می‌کند. پاراسکانس‌های قاعده‌ای در این توالی رسوبی شامل پاراسکانس‌های سد (بایوکلاستیک گرینستون) و دریای باز (با رخساره میکروسکوپی بایوکلاستیک پکستون-گرینستون) و بخش بالایی شامل پاراسکانس‌های لاگون (بایوکلاستیک وکستون-پکستون) و پهنه جزر و مدی (مادستون) می‌باشد.

۱- توالی رسوبی سوم

سن این توالی آنیزین بوده و مرز زیرین آن با ناپیوستگی (SB₂) مشخص و مرز بالایی آن با ناپیوستگی (SB₁) از نهشته‌های سازند شمشک به سن نورین-لیاس جدا می‌گردد. مجموعه رخساره‌های (TST) در این توالی رسوبی با رخساره‌های لاگون (وکستون حاوی خرده‌های شکم‌پایان) شروع شده و سپس به رخساره سد (ائیدگرینستون) تبدیل می‌گردد. پاراسکانس‌های (HST)



شکل ۱۱. توالی‌های رسوبی بخش زیرین و میانی سازند الیکا در برش کلاریز

منابع

[۳] دانشیان، ج (۱۳۷۱) مطالعه میکروبی و استراتیگرافی نهشته‌های تریاس فوقانی در محدوده ورسک، شمال شرقی فیروزکوه (البرز مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۲۵۰ صفحه.
 [۴] ربانی، ر (۱۳۷۲) محیط رسوبی و دیاژنز بخش زیرین سازند الیکا در مقطع سربندان (فیروزکوه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، صفحه ۱۸۷.
 [۵] ستوهیان، ف (۱۳۸۳) مطالعه لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی و تفسیر محیط رسوبی سازند الیکا در

[۱] اخروی، ر وربانی، الف (۱۳۷۴) میکروفاسیس‌ها و محیط‌های رسوبی بخش زیرین سازند الیکا در مقطع سربندان، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۲۵، شماره ۲، صفحه ۱۸۳ الی ۲۰۱
 [۲] حلاج نیشابوری، م (۱۳۵۹) مطالعه سنگ‌شناسی و شرایط رسوب‌گذاری تریاس البرز مرکزی با کمک عناصر کم یاب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۹۰ صفحه.

- [16] Einsele G (2000) Sedimentary basins: evolution, Facies, and Sediment budget. Springer. 792 p.
- [17] Flugel, E (1982) Microfacies analysis of limestone: Springer-Verlag. Berlin, 633p.
- [18] Folk, R. L (1962) Spectral subdivision of limestone type. In: W. E. Ham (eds.), Classification of carbonate rock, Tulsa, Okla. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, pp. 62-84.
- [19] Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 155: 211-238.
- [20] Glumac, B., and Walker, K.R (1997) Selective dolomitization of Cambrian microbial carbonate deposits: a key to mechanisms and environments of origin: *Palaios*, v. 12, p. 98-110.
- [21] Haq, B.U., J. Hardenbol and P.R. Vail (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. 42, p. 71-108.
- [22] Hardi, L, A (1986) Carbonate tidal flat Deposition: Ten basic elements. *Q. j. Colo. Sch. Mines*, 81: 3-6,
- [23] Hayes, M.O. (1967) Hurricanes as geological agents, south Texas coast – case studies of hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963. *AAH; Bulletin* 51:937-56.
- [24] Hillgartner, H (1999) The Evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing. *Geo Focus* 1. Fribourg (In press).
- [25] Lasemi, Y (1980) Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois basin. PhD thesis, University of Illinois. U.S.A.
- [26] Lasemi, Y., and Carozzi, A.V (1981) Carbonate microfacies and depositional environments of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinois basin, USA, VIII Congreso Geológico Actas, 11: pp. 357-384. K. Elissa, "Title of paper if known," unpublished.
- [27] Logan, B. W., Rezak, R. and Ginsburg, R. N (1964) Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J Geol.* 72:62-83
- [28] Marsaglia K. M. and Klein G. De. V (1985) the paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems: A reply. *Journal of Sedimentary Petrology* 93:91-94
- [29] Middleton, G. V (1973) Johanns, Walthers law of the correlation of facies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 84, No.3, pp. 979-988.
- ناحیه البرز شرقی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴۹ صفحه.
- [۶] طهماسبی، ع. ر (۱۳۷۶) بررسی میکروفاسیس، محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های بخش‌های زیرین و میانی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۲۵ صفحه.
- [۷] لاسمی، ی (۱۳۷۹) رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه نگاری پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین شناسی کشور، ۱۸۰ صفحه.
- [۸] لطفپور، م (۱۳۷۶) بررسی میکروفاسیس محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های بخش‌های میانی و بالایی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، صفحه ۱۴۸.
- [9] Berberian, M., King, (1981) towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*. V.18. pp. 210-265.
- [10] Boardman M. R., Carney, C., Bergstrand, P. M (1993) A Quaternary analog for interpretation of Mississippian oolites, in Keith, B. D., and Zuppann, C. W., (eds.), *Mississippian oolites and Modern Analogs*, AAPG Studies in Geology, 35, P. 227-241.
- [11] Briand, C., Izart, A., Vaslet, D., Makhlina, N., Isakova, T., Kossovaya, O. and Jaroshenko, A (1998) Stratigraphy and sequence stratigraphy of Moscovian, kasimovian and Gzhelian in the Moscow Basin. *Bull. Soc. Geol. France*, t. 169, no.1. pp. 35-52.
- [12] Buechette, T.P., and Wright, V.P (1992) Carbonate Ramp depositional systems. *Sed. Geol.* 79: 3-57.
- [13] Calvet F., Tuckett M. E., Henton J.E (1990) Middle Triassic Carbonate Ramp Systems in the Catalan Basin Northeast Spain: Facies, Systems Tracts, Sequence and Controls. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* pp. 79-108.
- [14] Carozzi, A. V (1989) Carbonate rock depositional models: Englewood Cliffs, N. J., Prentice Hall, 604p. Y. Yorozu, M. Hirano, K. Oka, and Y. Tagawa, "Electron spectroscopy studies on magneto-optical media and plastic substrate interface," *IEEE Transl. J. Magn. Japan*, vol. 2, pp. 740-741, August 1987 [Digests 9th Annual Conf. Magnetics Japan, p. 301, 1982].
- [15] Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks* (Ed. W.E. Ham), American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir 1, p. 108-121.

- Ricken, A Seilacher, pp. 617-59. Berlin: Springer-Verlag 9.5 5p.
- [43] Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J (1988) An overview of Sequence Stratigraphy and key definitions. *SEPM. Spec. Publ.* 42: 39-45.
- [44] Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. and Rahmanian, V. C (1990) Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *AAPG. Methods in Exploration ser.*, No. 7.
- [45] Wilson, J. L (1975) Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, New York, 471p.
- [30] Monroe J. S, and Wicander, R (2005) *Physical Geology: exploring the earth.* Thomson Learning Inc. 644p.
- [31] Pittet, B. and Strasser, A (1998) Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy: examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy). *Geol. Rundsch.* 86: 852-874.
- [32] Read J.F (1985) Carbonate platform facies models. *Bull. Ann. Ass. Petrol. Geol.* 66: 860-878.
- [33] Sarg J.F (1988) Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus C. K. Hastings B. S., Kendall C. G. St. C., Posamentier H. W., Ross, C. A., Van Waggoner J. C. (Eds). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach.* Soc. Econ. Paleontol Mineral, Spec. Publ. 42:15-181.
- [34] Sellwood B.W (1996) Shallow marine carbonate environments In: H.G., Reading (Ed.), *Sedimentary Environment Processes Facies and Stratigraphy.* Blackwells Science. Oxford. 688 p.
- [35] Sengor, A. M. C. Altiner, D., Cin, A. Timer, U. and Hsu, K, j (1988) Origin and assembly of the Tethysideorogenic collage at the expense of Gondwana Land. In: Audley-charles,, M. g., halam, A. *Gondwana and Tethys.* Geol. Scu. Spec. pub., Oxfor, P. 119 – 181.
- [36] Shinn E.A (1983) Tidal flat environment In: P. A. Scholle D. G. Bebout and C. H, Moore (Editors), *Carbonate Depositional, Environments.* Am. Assoc Pet. Geol. Mem. 33: 173-210
- [37] Sloss, L.L (1963) Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 74, p. 93-114.
- [38] Strasser, A., and Hillgärtner, H (1998) High-frequency sea-level fluctuation recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Salève, French Jura). *Eclogae Geol Helv* 91:375–390
- [39] Sussli, P. E (1976) The Geology of lower Haraz Valley area, Iran, *Geol, Surv. Iran, Rep. No.* 38, 116p.
- [40] Tucker, M.E., and Wright, V.P (1990) *Carbonate sedimentology.* Blackwells, Oxford. 260p.
- [41] Vail, P.R., R.M. Mitchum Jr. and S. Thompson III (1977) Seismic stratigraphy and global changes in sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, v.26, p. 83-97.
- [42] Vail, P.R., Audemard, E., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology an overview. In *Cycles and Events in Stratigraphy*, ed. G Einsele, W