

محیط رسوبی پلاتفرم کربناته تریاس زیرین - میانی در تاق‌دیس بزرگ قدمگاه در جنوب البرز مرکزی

سیده زهرا پورحیدر^۱، محمد حسین آدابی^۲، میر رضا موسوی طسوج^۳ و عباس صادقی^۲

^۱ دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۵/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۲۷

چکیده

سازند کربناته الیکا بخش اعظم رسوبات دوره تریاس در حوضه رسوبی - ساختاری البرز را تشکیل می‌دهد. در این پژوهش، رخساره‌ها و محیط رسوبی این سازند به سبزی ۷۴۶ متر در برش شهیرزاد و ۷۵۶ متر در برش زرشک دره در بخش جنوبی البرز مرکزی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. مطالعات رخساره‌ای این سازند منجر به شناسایی چهار کمر بند رخساره‌ای (پهنه جزرومدی، پشته‌ها یا تپه‌ها، لاگون و دریای باز) شامل دوازده رخساره کربناته شده است که به احتمال زیاد در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ بر جای گذاشته شده‌اند. نهشت رسوبات در این رمپ را می‌توان به سه مرحله تقسیم کرد. در مرحله اول، بخش اعظم رسوبات آهک‌های ورمیکوله از رخساره‌های مادستون دارای زیست‌آشفته‌گی و مادستون پلئویدی تشکیل شده‌اند. فراوانی بالای رخساره‌هایی مانند استروماتولیت لامینه‌ای، پکستون/ گریستون اینتراکلاستی و مادستون لامینه‌ای از مشخصه‌های بارز رسوبات مرحله دوم (بخش دولومیت میانی) و نشان‌دهنده کم شدن ژرفای محیط رسوب گذاری است. در مرحله سوم، محیط برای گسترش پشته‌های سدی و رخساره گریستون/ پکستون پلئویدی مناسب شده است.

کلید واژه‌ها: الیکا، البرز جنوبی، شهیرزاد، زرشک دره، رمپ هموکلینال

* نویسنده مسئول: محمد حسین آدابی

E-mail: m-adabi@sbu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

سنگ‌های تریاس زیرین - میانی البرز، ردیف‌های کربناته آهکی و دولومیتی به نام سازند الیکا هستند که بخش اعظم رسوبات تریاس حوضه رسوبی ساختاری البرز را تشکیل می‌دهند (آقاباتی، ۱۳۸۳). سازند الیکا در برش الگوی آن در دره نور و در ۵ کیلومتری پایین دست روستای الیکا، از سنگ آهک‌های نازک لایه و خاکستری روشن همراه با ساخت‌های کرم مانند به نام آهک‌های ورمیکوله (vermiculate limestone) در بخش زیرین و دولومیت‌های سبزی لایه (تا ۱۰۰۰ متر)، روشن رنگ و متراکم با سیمای برجسته و صخره‌ساز در بخش بالایی تشکیل شده است. در برخی نقاط البرز مانند ورسک و شهیرزاد (یکی از مناطق مورد مطالعه در این پژوهش)، بخش آهکی ورسک نیز به توالی سازند اضافه می‌شود (آقاباتی، ۱۳۸۳). از دیدگاه جغرافیای دیرینه در زمان تریاس پیشین تا میانی، منطقه البرز بخشی از قاره سیمیرین بوده که در حاشیه غیر فعال بخش جنوبی اقیانوس پالئوتتیس در حد فاصل عرض‌های صفر تا ۲۰ درجه قرار داشته است و از نظر آب و هوایی نیز شرایط گرم و خشک مشابه بخش‌های جنوبی خلیج فارس امروزی بر آن حکمفرما بوده است (Seyed-Emami, 2003). رسوب‌شناسی این سازند به طور پراکنده توسط پژوهشگران متعددی از جمله طهماسبی (۱۳۷۶)، وزیری (۱۳۸۴)، بابانی‌خو و همکاران (۱۳۸۶)، پاشایی و همکاران (۱۳۹۱)، ستوهیان (۱۳۹۳)، سمیعی راد (۱۳۹۳)، قادری برمی (۱۳۹۳)، جهانی (۱۳۹۷)، (Mahari, 2012)، (Sotouhian, 2008) و (Abbassi et al., 2015) در برش‌های مختلف حوضه رسوبی البرز و بیشتر در بخش‌های خاوری و باختری حوضه مورد بررسی قرار گرفته است. از آنجا که منطقه مورد مطالعه جزو معدود مناطق دارای توالی کامل سازند الیکا است و دستیابی به اطلاعاتی از دوره تریاس در بخش جنوبی البرز مرکزی غالباً با بررسی این سازند محقق خواهد شد، در این پژوهش سازند الیکا در دو منطقه شمال شهر شهیرزاد و منطقه زرشک دره در خطیرکوه از نظر ویژگی‌های مختلفی مثل ویژگی‌های رسوبی، محیط رسوب گذاری، ساخت‌های رسوبی و پتروگرافی مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- روش مطالعه

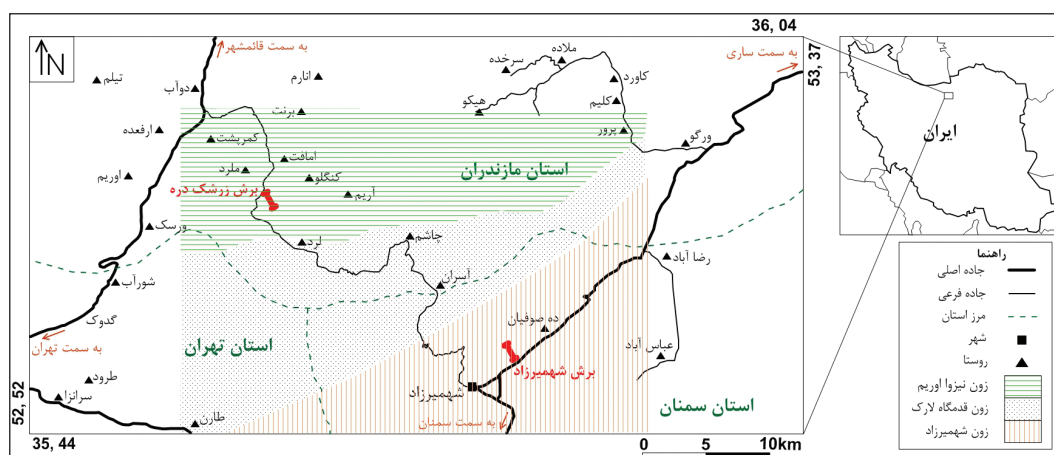
پس از مطالعات اولیه در بخش‌های خاوری، مرکزی و باختری حوضه رسوبی البرز، دو برش سطح‌الارضی در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان (نبوی، ۱۳۵۴) به عنوان مناسب‌ترین و کامل‌ترین رخنمون انتخاب شدند (شکل ۱). نمونه‌برداری از سازند از پایین به سمت بالای توالی در جهت عمود بر امتداد لایه‌ها و بر اساس تغییرات سنگ‌شناسی، بافتی و ساختی، از چندین متر انتهای سازندهای پالئوزویک در زیر سازند الیکا به سمت بالا تا مرز الیکا و شمشک انجام شد. در توضیح روش نمونه‌برداری می‌توان گفت که در طی توالی سازند، سنگ‌ها تغییرات زیادی را از نظر رنگ و بافت نشان نمی‌دادند ولی لایه‌بندی تنها ویژگی بود که دائماً در حال تغییر بود. از این رو، نمونه‌برداری با پیروی از تغییرات لایه‌بندی صورت گرفت. در قسمت‌هایی با لایه‌بندی نازک و حتی لامیناسیون به‌ویژه در بخش زیرین سازند یعنی آهک ورمیکوله، در فواصل کمتر از ۵/۵ متر و گاهی تا ۰/۱ متر نمونه برداشت شد. از برش شهیرزاد به سبزی ۷۴۶ متر تعداد ۲۸۲ نمونه و از برش زرشک دره در خطیرکوه به سبزی ۷۵۶ متر تعداد ۲۲۰ نمونه سنگ آهک و دولومیت برداشت شده و مقاطع نازک میکروسکوپی آنها در آزمایشگاه مورد بررسی قرار گرفتند. شناسایی اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و تعیین درصد فراوانی آنها در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های آهکی با استفاده از چارت‌های مقایسه‌ای (Flügel, 2010) انجام شده است. از روش (Dunham, 1962) و (Wright, 1992) برای نامگذاری سنگ‌های آهکی، از روش (Wilson, 1975) و (Flügel, 2010) برای مقایسه رخساره‌ها و از مدل رسوبی (Burchette and Wright, 1992) برای مطالعه محیط رسوب گذاری استفاده شده است.

۳- موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی سازند الیکا در منطقه مورد مطالعه

برش‌های مورد مطالعه (شکل ۱) عبارتند از: برش شهیرزاد در مسیر جاده شهیرزاد به ساری و در ۳ کیلومتری شهر، دارای طول جغرافیایی $52^{\circ} 20' 53''$ خاوری، عرض جغرافیایی $48^{\circ} 47' 35''$ شمالی، بیشینه ارتفاع منطقه ۲۴۹۰

نیزوا-اوریم که در شمال گسل آبیگ-شاهرود قرار دارد و رسوبات یال شمالی تاق‌دیس بزرگ و سراسری منطقه و همچنین برش زرشک دره در این منطقه جای دارند، زون قدمگاه-لارک که در میان دو گسل سراسری آبیگ-شاهرود و بشم واقع است و زون شه‌میرزاد که در جنوب گسل بشم قرار داشته و برش شه‌میرزاد در این زون و در یال جنوبی تاق‌دیس بزرگ کوه قدمگاه واقع شده است (شکل ۱).

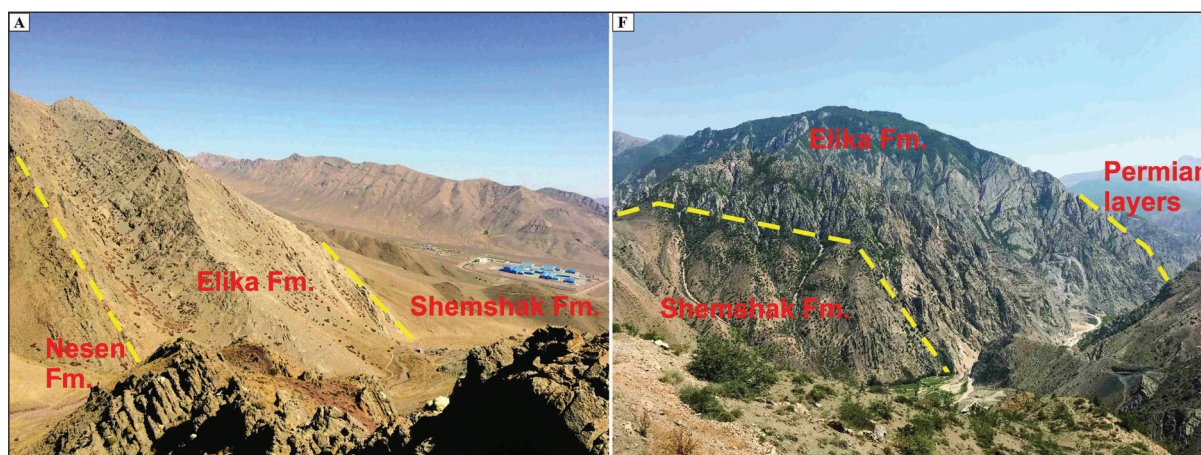
متر و حدود ۷۴۶ متر ستبراً می‌باشد و برش زرشک دره واقع در جنوب باختری روستای ملرد در منطقه خطیرکوه با ستبرای حدود ۷۵۶ متر و بیشینه ارتفاع ۲۵۴۰ متر بوده و مختصات جغرافیایی برش به صورت طول $56^{\circ} 3' 53''$ و عرض $35^{\circ} 54' 48''$ شمالی است. نیمه شمالی نقشه زمین‌شناسی سمنان از نظر زمین‌ساختی و ساختاری بر اساس گسل‌های اصلی و مهم منطقه به سه زون کوچک‌تر تقسیم می‌شود که از شمال به سمت جنوب عبارتند از: زون



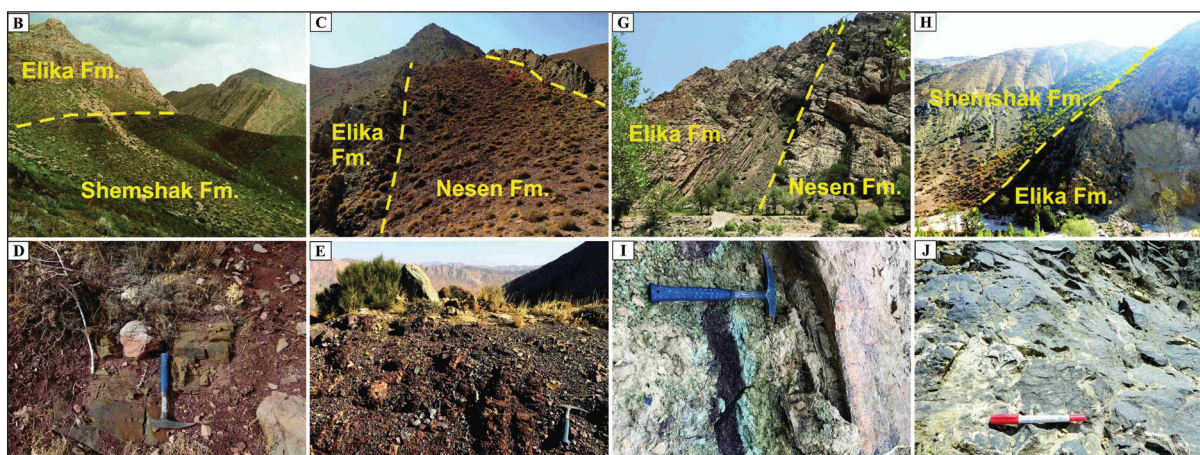
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و زون‌های ساختاری مشخص شده در نیمه شمالی ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان (نبوی، ۱۳۵۴).

ورمیکوله سازند الیکا، حدود ۱۸ متر پوشش لاتریتی (طهماسبی، ۱۳۷۶؛ وزیری، ۱۳۸۴) متناوب با لایه‌های ماسه‌سنگی وجود دارد که احتمالاً به سازند نسن (Sedighian et al., 2016) نسبت داده می‌شود (شکل ۲). در برش زرشک دره بعد از آهک‌های توده‌ای سازند نسن با گرهک‌های (ندول‌های) چرتی تیره رنگ، ۱۵ سانتی‌متر آهک‌های نازک لایه و سپس حدود ۴۵ سانتی‌متر رسوبات دانه‌ریز و فرسایش یافته به رنگ سبز، آبی و قرمز وجود دارند که مرز احتمالی بین دو سازند هستند.

این تاق‌دیس در نقشه زمین‌شناسی سمنان نامی ندارد ولی در این پژوهش به نام تاق‌دیس قدمگاه نامیده شده است. در هر دو برش مورد مطالعه، سازند الیکا با یک ناپوستگی فرسایشی یا موازی در زیر لاتریت و رسوبات سیلیسی-آواری قرمز رنگ سازند شمشک قرار می‌گیرد که بازالت‌های سبز رنگ روی آنها را می‌پوشاند (شکل ۲). اما مرز زیرین سازند در دو برش یکسان نیست. در برش شه‌میرزاد بین لایه‌های آهک براکیوپوددار تیره‌رنگ سازند مبارک و آهک‌های



شکل ۲- (A) تصاویر صحرایی سازند الیکا در برش شه‌میرزاد که در بین دو سازند نسن در زیر (شکل C) و سازند شمشک در بالا (شکل B) قرار گرفته است، دید به سمت خاور،



شکل ۲- (D) ماسه‌سنگ‌های قرمز سازند شمشک، (E) لاتریت و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ سازند نسن بلافاصله در زیر آهک‌های ورمیکوله، (F) تصویر صحرایی سازند الیکا در برش زرشک دره که در بین دو سازند نسن در زیر (شکل G) و سازند شمشک در بالا (شکل H) قرار گرفته است، دید به سمت خاور، (I) مرز تقریبی دو سازند نسن و الیکا: رسوبات دانه‌ریز قرمز تیره و آبی رنگ بلافاصله در زیر آهک‌های ورمیکوله، (J) بازالت‌های سبز تیره سازند شمشک بر روی آهک‌های سفیدرنگ توده‌ای ورسک.

۴- ریز رخساره‌ها (Microfacies)

مطالعات آزمایشگاهی صورت گرفته بر روی نهشته‌های سازند الیکا منجر به شناسایی ۱۲ ریزرخساره کربناته به شرح ذیل شده است.

۴-۱. مجموعه رخساره‌های پهنه جزر و مدی (Tidal flat)

الف) دولومادستون (F1) (Dolomudstone)

— **توصیف:** در این رخساره متن اصلی سنگ را گل آهکی تشکیل می‌دهد که در زیر میکروسکوپ به صورت کاملاً یکنواخت، متراکم، تیره رنگ و فاقد فسیل و لامیناسیون است. در بیشتر نمونه‌ها، گل‌ها دولومیتی شده (دولومیکرایت) و تحت تأثیر نوریختی (نئومورفیزم) قرار گرفته‌اند. این رخساره که در زمان رسوب‌گذاری نهشته شده، فاقد هرگونه آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی است (شکل ۳- A). لایه‌های دارای این رخساره در صحرا به صورت نازک تا متوسط لایه خاکستری رنگ ظاهر می‌شوند.

— **تفسیر:** رخساره مادستون معمولاً نشان‌دهنده ته‌نشست رسوبات دانه ریز در شرایط با انرژی کم است که به گل کربناته اجازه تشکیل در آب‌های آرام و ساکن را می‌دهد (Flügel, 2010). دولومادستون‌ها معمولاً در محیط بین جزر و مدی تشکیل می‌شوند (Adabi, 2009). لازم به ذکر است که در توالی سازند الیکا، رخساره‌هایی (شکل ۴) وجود دارند که تحت تأثیر دولومیتی شدن بسیار اولیه دیاژنتیکی (very early diagenetic dolomitic) قرار گرفته‌اند و به دولومیکرایت یا دولومیت نوع اول تبدیل شده‌اند ولی الزاماً دولومادستون نیستند بلکه رخساره و فابریک اولیه در آنها کاملاً قابل تشخیص است. زیرا این نوع دولومیتی شدن، باعث تخریب فابریک اولیه نمی‌شود.

ب) مادستون دارای لامیناسیون (F2) (Laminated mudstone)

— **توصیف:** این رسوبات در صحرا به صورت لامینه‌ای تا بسیار نازک لایه خاکستری تا کرم رنگ ظاهر شده‌اند و اغلب در بخش‌های پایینی توالی در مجاورت لایه‌های آهک ورمیکوله هستند. ماتریکس میکرایتی به صورت بخشی به میکرواسپاریت تبلور مجدد یافته است. درصد کمی از پوسته استراکودها و دانه‌های ریز کوارتز آواری (با فراوانی ۲ درصد) قابل مشاهده هستند. نوع لامینه‌ها در این رخساره به صورت خطی، کمی موج و نامنظم است (شکل ۳- B).

— **تفسیر:** وجود مادستون لامیناسیون‌دار و به‌ویژه بدون آشفستگی زیستی به همراه تجمعات پیریتی دانه ریز نشان‌دهنده فعالیت اندک موجودات بنتیک است

(Komatsu et al., 2014) و تأیید می‌کند که این رخساره در بخش‌های کم انرژی تر پهنه بین جزر و مدی تشکیل شده است (Lasemi et al., 2012).

ج) فنسترال مادستون (F3) (Fenestral Mudstone)

— **توصیف:** لایه‌های دارای این رخساره در صحرا به صورت نازک تا متوسط لایه، گاهی متخلخل، دارای رنگ خاکستری، کرم، متمایل به قرمز و متمایل به سبز و در اغلب موارد در مجاورت لایه‌های آهک ورمیکوله هستند. این رخساره شامل درصد کمی پلوئید (۰/۲ میلی‌متر)، فرامینفرهای کوچک (۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون) و بلورهای ریز کوارتز درون ماتریکس میکرایتی همراه با حفرات فراوان و لامینه‌های میکرایتی نامنظم است. این حفرات در ابعاد و اشکال مختلفی هستند که در بیشتر موارد به طور کامل یا بخشی توسط بلورهای کوارتز یا سیمان کلسیتی پر شده‌اند و گاهی هم خالی مانده‌اند (شکل ۳- C). این حفرات ممکن است قالب انحلالی از بلورهای کانی‌هایی مثل دولومیت یا تبخیری‌ها باشند.

— **تفسیر:** فابریک فنسترال با حفرات افقی و کشیده موازی با لایه‌بندی (laminoid or loferite) به طور معمول در محیط‌های بالای جزر و مدی و بین جزر و مدی تشکیل می‌شود. حفرات گرد و هم‌اندازه شبیه به فابریک چشم پرنده‌ای در سنگ‌های کربناته پرکامبرین تا عهد حاضر قابل مشاهده بوده و غالباً در محیط‌های بالای جزر و مدی کم ژرفا نزدیک ساحل و یا بخش‌های بالایی پهنه بین جزر و مدی تشکیل می‌شود (Flügel, 2010; Lasemi et al., 2012). فراوانی حفرات پر شده با سیمان اسپاری بیان‌کننده فرایند سیمانی شدن اولیه در اثر نفوذ جریان آب دریا به درون رسوبات (همانند محیط اینترتایدال) است (Peybernes et al., 2016). با توجه به مطالب یاد شده و از آنجا که شواهد بیشتر و مطمئن‌تری برای محیط بالای جزر و مدی مشاهده نشده، به نظر می‌رسد محیط رسوبی بین جزر و مدی برای این رخساره مناسب‌تر باشد.

د) استروماتولیت لامینه‌ای (F4) (Laminated stromatolite)

— **توصیف:** استروماتولیت‌ها در صحرا به صورت نهشته‌های سبتر تا متوسط لایه دارای لامیناسیون در سطح لایه‌ها ظاهر شده‌اند و غالباً متخلخل و در مجاورت لایه‌های مادستون لامینه‌ای و فنسترال هستند. بافت آنها به صورت تناوب لامینه‌هایی از زون‌های آلی (فیلامنت‌های سیانوباکتريا و دیگر ذرات آواری آلی به شکل لامینه‌های قرمز قهوه‌ای) و زون‌های مواد آواری حمل شده و حبس شده (پلت پلوئیدهای میکروبی و ذرات کوارتز آواری) بوده که برای استروماتولیت‌های منطقه جزر و مدی توصیف

(filamentous) و همچنین فراوانی گل و وجود لامیناسیون نشان می‌دهد که این رسوبات در یک محیط کم‌انرژی مانند لاگون و در زیر خط اثر امواج نهشته شده‌اند (Badenas and Aurell, 2010).

۴-۳. مجموعه رخساره‌های پشته‌ای (Shoal)

الف) پگستون/گرینستون بلوئیدی (F7) (peloidal packstone/grainstone)

— **توصیف:** لایه‌های دارای این رخساره با ویژگی متوسط لایه به رنگ‌های قهوه‌ای تیره و خاکستری در صحرای قابل تشخیص هستند. پلوئیدها با حدود ۲۰ تا ۷۰ درصد فراوانی و اندازه متوسط ۵۰۰-۱۰۰ میکرون از اجزای تشکیل دهنده اصلی در این رخساره هستند ولی سایر اجزای کربناته و آواری نظیر اینتراکلت‌ها (متوسط ۱ میلی‌متر)، فرامینیفر (کمتر از ۵ درصد) و استراکود با دو کفه پر شده از سیمان کلسیتی (هر کدام کمتر از ۲ درصد)، الئید سطحی (با فراوانی اندک و متوسط اندازه ۴۰۰ میکرون)، کلسی‌اسفر و بلورهای ریز کوارتز آواری نیز در این رخساره قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۳). در یک نمونه از این رخساره، فراوانی الئید بسیار بیشتر شده و تقریباً یکسان با فراوانی پلوئیدها بوده است (شکل ۳-۳). ساختمان داخلی در الئیدها در صورت قابل تشخیص بودن از نوع متحدالمرکز می‌باشد. مجموعه این ذرات رسوبی نیمه گرد شده تا گرد شده با جورشدگی خوب درون سیمان کلسیتی قرار دارند و گاهی کمی میکریتم در لابلای آنها دیده می‌شود.

— **تفسیر:** پلوئیدها می‌توانند در کانال‌های بین سدی، زیر جزر و مدی و محیط‌های دریایی کم ژرفا تحت تأثیر امواج طوفانی نهشته شوند (Komatsu et al., 2014; Gattolin et al., 2013). از طرفی، Masse et al. (2003) حضور الئید، سیمان اسپاری و گرینستون پلوئیدی با جورشدگی خوب در برخی از نمونه‌ها در این رخساره را نشان‌دهنده محیط تقریباً آشفته و پر انرژی مانند پشته‌ها می‌دانند. بنابراین با توجه به موارد یاد شده و همچنین وجود برخی از اجزای اسکلتی دریای باز نظیر اکیئودرم و استراکود (Lefort et al., 2011) به همراه فرامینیفرها و پلوئیدها (Adachi et al., 2004)، فراوانی بیشتر سیمان کلسیتی نسبت به گل آهکی و نیز فقدان ساختمان‌های رسوبی حاصل از اثر امواج و جریان‌ها می‌توان گفت این رخساره در یک محیط پشته‌ای در مجاورت یک محیط کم‌انرژی لاگونی تشکیل شده است (Adabi et al., 2010).

ب) پگستون/گرینستون بیوکلستی (F8) (Bioclastic packstone/grainstone)

— **توصیف:** نهشته‌های پگستون بیوکلستی در صحرای نازک لایه به رنگ زرد تا خاکستری هستند. فراوانی چندانی ندارند و فقط در بخش زیرین سازند دیده می‌شوند. در این ریزرخساره، اجزای اسکلتی شامل پوسته دوکفه‌ای (۱۰ تا ۱۵ درصد، ۰/۸ تا ۱/۳ میلی‌متر) و گاستروپود (۳۰ تا ۵۰ درصد، ۱ تا ۲ میلی‌متر)، اینتراکلت‌های گلی زاویه‌دار (۵ تا ۱۰ درصد و اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر) به همراه خرده‌های بیوکلستی غیر قابل تشخیص حضور دارند. در اغلب این دانه‌ها، میکریتمی شدن باعث از بین رفتن ساختمان داخلی شده است (شکل ۳-۳). در نوعی از این رخساره، بیوکلست‌های میکریتمی مسطح و کشیده به موازات لایه‌بندی حضور دارند که احتمال دارد نوعی جلبک باشند (شکل ۳-۳). به دلیل اندازه بزرگ این بیوکلست‌ها (گاهی تا یک سانتی‌متر)، نام رودستون (rudstone) برای این نمونه مناسب‌تر به نظر می‌رسد.

— **تفسیر:** رخساره‌های آلوکم‌دار (وکستون تا پگستون) و همچنین فراوانی دانه‌های اسکلتی، شاخص محیط‌هایی با انرژی بالا است (Galfetti et al., 2008). (Gattolin et al., 2013) معتقدند که گرینستون‌های بیوکلستی دارای اینتراکلت، دوکفه‌ای، گاستروپود و پلوئید در محیط پر انرژی پشته‌ها (shoals) تشکیل می‌شوند. از طرف دیگر با توجه به تنوع کم فسیل‌ها و بقایای موجودات مقاوم در برابر شوری می‌توان گفت این پشته‌ها در مجاورت لاگون قرار داشته‌اند (Lasemi et al., 2012).

۴-۴. مجموعه رخساره‌های دریای باز

الف) مادستون دارای زیست آشفته‌گی (F9) (Bioturbated mudstone)

— **توصیف:** زمانی که آشفته‌گی‌های زیستی در رسوبات قدیمی و درون سنگ‌ها حفظ شده باشند به نام اثر فسیل (Trace fossils) نامیده می‌شوند (Das, 2017). نهشته‌های لامینه‌ای تا نازک لایه خاکستری رنگ آهک ورمیکوله دارای مجموعه ایکونوفسیلی

شده است (Kershaw et al., 2012; Scully, 2016). ماتریکس این رخساره متشکل از میکرایتم با لامینه‌های نامنظم و پیچیده است (شکل ۳-۳). بافت پلتی، لامیناسیون نامنظم و حفره‌های کشیده (چشم‌پرنده‌ای یا روزنه‌ای) از ویژگی‌های بارز آنهاست. — **تفسیر:** محیط تشکیل استروماتولیت‌های تورونین (کرتاسه بالایی) در شمال اسپانیا، مناطق جزر و مدی بوده (Rodriguez-Martinez et al., 2012) ولی استروماتولیت‌های جنوب آلمان به سن تریاس (Bachmann, 2002) به دلیل همراهی با دولومیکریتم و ژپس، در مناطق محصور دریایی و محیط‌های با شوری بیشتر مانند بالای جزر و مدی تشکیل شدند. استروماتولیت‌های تریاس در بخش‌های مختلف چین منشأ زیستی و میکروبی دارند، در محیط بین تا بالای جزر و مدی و گاهی زیر جزر و مدی کم‌ژرفا تشکیل شده‌اند و نشانه شکوفایی اجتماعات میکروبی پس از حادثه انقراض جمعی موجودات در مرز پرمو-تریاس هستند (Fang et al., 2017; Liu et al., 2017; Adachi et al., 2017). به دلیل مجاورت لایه‌های استروماتولیتی با لایه‌های مربوط به محیط بین جزر و مدی در توالی قائم سازند و عدم وجود شواهدی از تبخیری‌ها می‌توان گفت که استروماتولیت‌های صفحه‌ای سازند الیکا در محیط بین جزر و مدی کم‌عمق تشکیل شده‌اند.

ه) پگستون/گرینستون اینتراکلتی (F5) (Intraclastic packstone/grainstone)

— **توصیف:** این رسوبات در صحرای نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری و گاهی متخلخل هستند. این رخساره آلوکم‌هایی از قبیل اینتراکلت‌ها با اندازه‌ای در حدود ۱ میلی‌متر، پلوئید (۰/۲ میلی‌متر) و به ندرت فرامینیفر و بلورهای کوارتز دارد (شکل ۳-۳). آلوکم‌های زیستی نسبت به انواع غیر زیستی فراوانی بسیار کمی دارند. ماتریکس در سنگ آهک اینتراکلتی شامل میکرایتم و اسپارایت است که به صورت بخشی دولومیتی شده و یا تبلور مجدد یافته‌اند.

— **تفسیر:** اینتراکلت‌ها یکی از ویژگی‌های محیط بین جزر و مدی بوده و به این علت که یکی از عوامل به وجود آورنده آنها اثر امواج است، مانند الئیدها نشان‌دهنده محیط‌های پرانرژی هستند (Flügel, 2010; Lasemi et al., 2012). مثالی از این رخساره در نهشته‌های تریاس زیرین در جنوب بریتیش کلمبیا در کانادا (Sano et al., 2012) مشاهده شده است. گسترش و پراکندگی نامنظم در زمینه (Wang et al., 2015)، جورشدگی ضعیف و انباشتگی (شکل ۳-۳) نشان می‌دهد که دانه‌ها و خرده‌سنگ‌های مختلف در اثر نیروی گرانش در یک محیط کم انرژی و نسبتاً نزدیک به منشأ حمل و نقل شده‌اند (Peybernes et al., 2016). بنابراین این رخساره‌ها به عنوان رسوبات کانال‌های جزر و مدی تفسیر می‌شوند (Komatsu et al., 2014).

۴-۲. مجموعه رخساره‌های لاگون

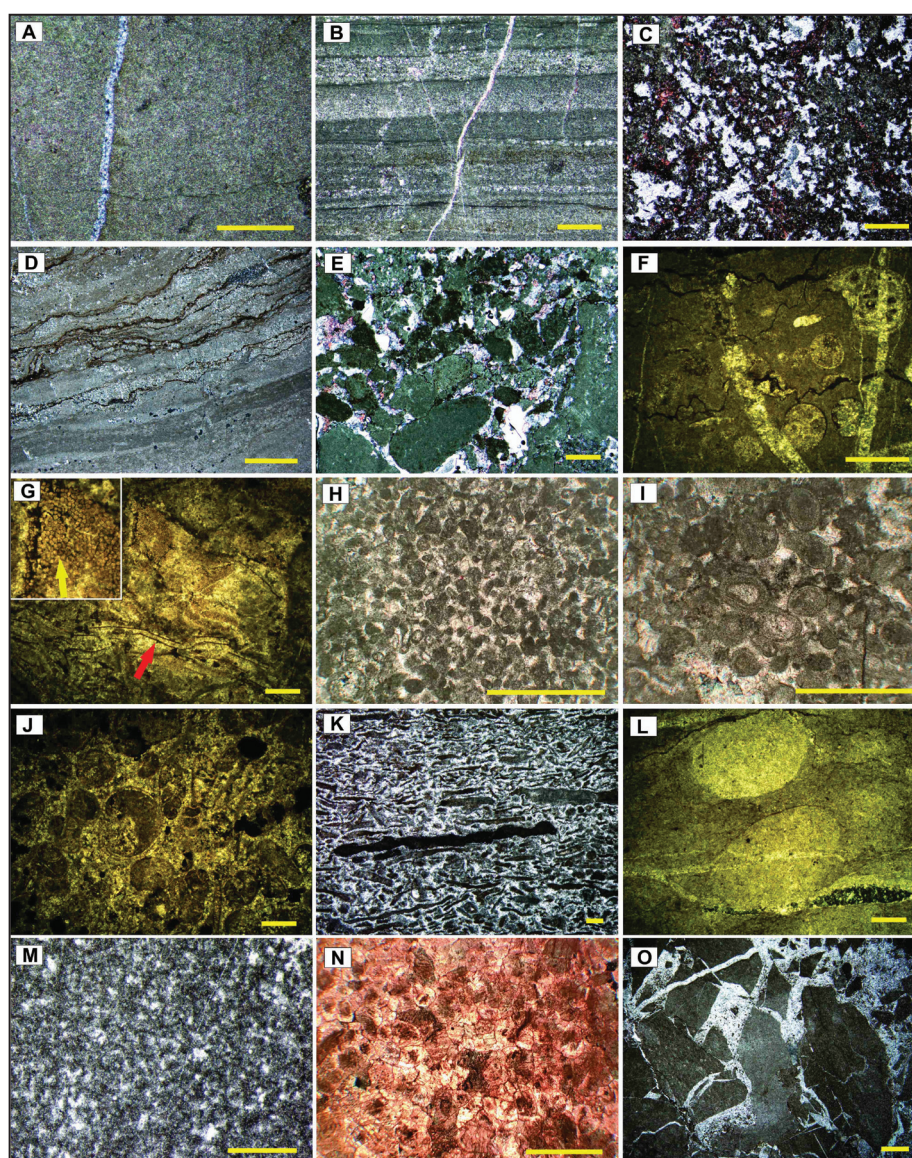
الف) وکستون/پگستون بیوکلستی (F6) (Bioclastic wackestone/ packstone)

— **توصیف:** نازک و متوسط لایه بودن همراه با رنگ خاکستری از ویژگی‌های لایه‌های دارای این رخساره در صحراست. با یوکلست‌ها اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره هستند که با فراوانی ۱۰ تا ۵۰ درصد، به طور عمده شامل گاستروپود (۵۰۰ میکرون تا ۳ میلی‌متر)، استراکود (کمتر از یک میلی‌متر) و فرامینیفرهای کوچک (۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون) همراه با درصد کمی از خرده‌های پوسته دوکفه‌ای‌ها می‌شود. آلوکم‌ها درون ماتریکسی از میکرایتم شناورند. اجزای غیر اسکلتی نظیر کلسی‌اسفر و کوارتزهای ریز بلور با فراوانی ۵ درصد از دیگر اجزای تشکیل دهنده هستند (شکل ۳-۳). در برخی نمونه‌های این رخساره، فیلامنت‌هایی که احتمالاً مرتبط با سیانوباکتری‌ها هستند به همراه نوعی جلبک با الگوی چند وجهی (با اندازه هر حفره ۲۵ تا ۴۰ میکرون) قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۳). (G.)

— **تفسیر:** وکستون بیوکلستی با فراوانی و تنوع کم دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی نشان‌دهنده ته‌نشست در یک منطقه محصور و یا ژرف و کم‌انرژی است (Leda et al., 2014). فراوانی گاستروپود در بعضی از نمونه‌های دارای این رخساره نیز گویای این مطلب است (Riegl et al., 2010). وجود موجودات استنوهالین از قبیل استراکود، خرده‌های اسکلتی جلبکی، لامینه‌های پیچیده، ساختار رشته‌ای

و بخش جنوبی اسپانیا نیز گزارش شده است (Knaust, 2017). پژوهشگران برای نهشته‌های کربناته دارای زیست آشفته‌گی در استان یونان (Yunnan) در جنوب چین نیز محیط رسوبی زیر جزر و مدی ژرف را در نظر گرفته‌اند (Luo et al., 2019). رخساره مادستون دارای زیست آشفته‌گی در مطالعات پیشین سازند الیکا توسط برخی پژوهشگران به محیط لاگون (Mahari, 2012; Abbassi et al., 2015) و توسط سایرین (ستوهیان، ۱۳۹۳؛ بابائی خو و همکاران، ۱۳۸۶، Sotouhian, 2008) به محیط دریای باز نسبت داده شده است. از آنجا که شواهد بیشتری همانند فرامینیفرهای بنتیک، میلیولیده و یا گاستروپود برای محیط لاگون مشاهده نشده، از این رو، محیط رسوبی دریای باز برای این رخساره پیشنهاد می‌شود. مطالعه اثر فسیل‌های تریاس زیرین می‌تواند کلیدی برای درک زمان و فرایند گسترش موجودات پس از انقراض مرز پرمو-تریاس باشد (Baucon and Carvalho, 2016; Luo et al., 2019).

با تنوع کم و فراوانی نسبتاً بالا هستند. انواع ذرات اسکلتی با فراوانی بسیار اندک تنها شامل پوسته دوکفه‌ای (۱ تا ۱/۷ میلی‌متر) و استراکود (متوسط ۱ میلی‌متر) و غیر اسکلتی شامل پلوئید (۱/۰ تا ۰/۲ میلی‌متر) است (شکل ۳-۱).
- **تفسیر:** آثار موجودات حفر که ویژگی اصلی این لایه‌ها هستند توسط فعالیت موجودات درون رسوبات نرم سخت نشده تشکیل شده‌اند (Lasemi et al., 2012). این فرایند غالب محیط‌های زیر جزر و مدی کم انرژی و آرام بوده که اغلب باعث از بین رفتن لایه‌بندی درون رسوبات می‌شوند (Leda et al., 2014; Gattolin et al., 2013). این رخساره در بخش زیرین سازند الیکا نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در زیر خط اثر امواج و تحت شرایط آب‌های ژرف است. رسوبات مشابهی با سن تریاس زیرین و میانی از مناطقی همچون سازند کربناته خوف در خلیج فارس ایران، سازند میسنر (Meissner Formation) در بخش مرکزی آلمان، نهشته‌های منطقه کراکف لهستان



شکل ۳- (A) دولومادستون (ES14: F1)، (B) مادستون لامیناسیون‌دار (ES99: F2)، (C) فنسترال مادستون (ES86: F3)، (D) استروماتولیت لامینه‌ای (ES152: F4)، (E) پکستون/گرینستون اینتراکستی (ES94: F5)، (F) وکستون بیوکلستی (گاستروپود وکستون) (ES8: F6)، (G) پکستون بیوکلستی دارای اجزای فیلامنتی (فلش قرمز) و نوعی جلبک (فلش زرد در بخش بزرگمایی شده) (ES1: F6)، (H) پکستون/گرینستون پلوئیدی (ES282: F7)، (I) گرینستون انیدی پلوئیددار (ES33: F7)، (J) پکستون/گرینستون بیوکلستی (گاستروپود پکستون/گرینستون) (ES33: F8)، (K) گرینستون بیوکلستی (رودستون) که بیوکلست‌ها اغلب میکرایتی و بعضاً پیریتی شده‌اند (ES121: F8)، (L) مادستون دارای زیست آشفته‌گی (ES11: F9)، (M) مادستون لخته‌ای پلوئیدی (ES92: F10)، (N) سمستون (ES211: F11)، (O) ساخت رسوبی برش (ES42). مقیاس برابر ۱ میلی‌متر است.

ب) مادستون پلوئیدی (لخته‌ای) (F10) (Clotted peloidal mudstone)

توصیف: گسترش این رسوبات نازک لایه تا لامینه‌ای کرم رنگ در منطقه بسیار قابل توجه است. پلوئیدهای بسیار ریز به عنوان تشکیل دهنده اصلی به همراه خرده‌های اکینودرم (۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر)، دوکفه‌ای (۲-۳ درصد، ۰/۸ تا ۱ میلی‌متر) و بلورهای کوچک کوارتز آواری قابل مشاهده هستند (شکل ۳- M). این رخساره که یکی از انواع میکروباپولیت‌هاست در مقیاس میکروسکوپی شامل شبکه‌ای نامنظم از ساختارهای پلوئیدی با فابریک لخته‌ای (clotted) تشکیل شده است. اغلب پلوئیدهای تشکیل دهنده این نوع فابریک، بسیار کوچک (با قطر ۱۰ تا ۲۰ میکرون) و به احتمال زیاد از منشأ میکروبی هستند (Chafetz, 1986; Reid, 1987; Peybernes et al., 2015). اندازه تجمعات پلوئیدها در حدود ۳۵ تا ۸۰ میکرون است.

تفسیر: این رخساره در کربنات‌های لامینه‌ای جزر و مدی، ریف‌ها، تپه‌های گلی و همچنین آب‌های ژرف‌تر زیر جزر و مدی معمول است (Flügel, 2010; Wang et al., 2019). پژوهشگران مختلف از دیگر نقاط جهان نیز محیط رسوبی زیر جزر و مدی ژرف را مناسب تشکیل این رخساره می‌دانند که از آن جمله می‌توان به نهشته‌های تریاس زیرین صخره‌های هاریکین (Hurricane Cliffs) در ایالت یوتای آمریکا (Olivier et al., 2018)، میکروباپولیت‌های منطقه جیانگشی (Jiangxi) در جنوب چین (Yang et al., 2019) و نهشته‌های لادینین حوضه کاتالان (Ladinian Catalan Basin) در شمال باختر اسپانیا (Mercedes-Martin et al., 2014) اشاره کرد. با توجه به حضور موجودات دریای باز نظیر اکینودرم (تنها در این رخساره)، لایه‌های اطراف این رخساره در توالی سازند که بیشتر از نوع مادستون دارای زیست آشفته‌گی (دریای باز) و پکستون پلوئیدی (پشته) هستند و در غیاب شواهدی از مناطق جزر و مدی و لاگون، می‌توان گفت احتمال تشکیل این رخساره در دریای باز بیشتر است.

ج) سنگ آهک بلورین یا سمستون (F11) (Crystalline limestone/cementstone)

توصیف: این رخساره در صحرا به صورت آهک متوسط تا سبتر لایه در بخش‌های میانی و بالایی سازند بوده و اساساً از بلورهای متوسط تا بسیار بزرگ کلسیت (بعضاً تا ۰/۵ میلی‌متر) همراه با درصد کمی از بلورهای پیریت و کوارتز تشکیل شده است. گاهی در آن، قالب‌های گرد برجای مانده بعد از انحلال و لامینه‌های میکربیتی نامنظم نیز قابل مشاهده است. برخی قسمت‌های این رخساره به ظاهر فابریک دولومیتی دارند ولی ماتریکس از کلسیت به فرم بلوکی تشکیل شده است که در رنگ آمیزی به رنگ صورتی درآمده‌اند (شکل ۳- N).

تفسیر: فرایند تبلور مجدد آتقدر شدید بوده که فابریک اولیه کاملاً از بین رفته است. لذا تشخیص محیط رسوبی تقریباً غیر ممکن است. با این وجود می‌توان این رخساره را به یک محیط دیاژنتیکی تدفینی کم‌عمق نسبت داد.

د) برش Breccia

افزون بر رخساره‌های یاد شده، لایه‌هایی با ساخت برشی به تناوب در بخش دولومیت میانی در مناطق مورد مطالعه مشاهده شده‌اند که به لحاظ اهمیت در شناخت محیط رسوبی سازند، در این بخش مورد بررسی قرار می‌گیرند. این لایه‌ها شامل سنگ آهک برشی شده، متوسط لایه، بدون ساختاری خاص و دارای خرده‌سنگ‌های فراوان است و اینتراکست‌های دولومیکرایتی جورنشده و زاویه‌دار آن درون سیمان کلسیتی شناورند و ابعادی در حدود ۲ میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر دارند. این خرده‌سنگ‌های نیمه گرد شده تا زاویه‌دار از لایه‌های بالایی خود با رخساره‌های استراکود و کستون، دولومادستون و مادستون دارای فابریک فسترتال و پلوئید مشتق شده‌اند (شکل ۳- O). لایه‌های دارای رخساره برش کربناته در صحرا بیشتر در مجاورت رخساره‌های مادستون مربوط به محیط لاگون یا بین جزر و مدی و گاهی استروماتولیت قرار دارند. تفسیر: با توجه به تناوب لایه‌های برشی با لایه‌های مادستون و استروماتولیت در صحرا، زاویه‌دار بودن خرده‌سنگ‌ها و یکنواخت بودن سنگ‌شناسی آنها (مونومیکت)، عدم وجود ماتریکس و وجود سیمان هم‌بعد و دروزی در فضای بین خرده‌سنگ‌ها می‌توان گفت برش‌های سازند الیکا از نوع

انحلالی-ریزشی (solution-collapse breccias) و از جمله ساخت‌های رسوبی ثانویه هستند. این نوع برش‌ها در اثر انحلال لایه‌های تبخیری توسط آب‌های زیرزمینی و ریزش لایه‌های کربناته بالایی آنها و در نهایت سیمانی شدن این رسوبات تشکیل می‌شوند (Shukla and Sharma, 2018). از این رو، محیط رسوبی اولیه آنها باید بالای جزر و مدی در نظر گرفته شود که در واقع محیط تشکیل لایه‌های تبخیری بوده که انحلال یافته و از بین رفته‌اند. برش‌های انحلالی در نقاط متفاوتی در دنیا مانند حوضه کمروس (Camerus basin) در شمال اسپانیا به سن کرتاسه زیرین (Quijada et al., 2014)، نهشته‌های اردوویسین بالایی شمال کانادا (Reid et al., 2013) و برش‌های سازند باتوگادینگ (Batu Gading) در منطقه بورنئو کشور اندونزی به سن پالئوژن (Madden et al., 2017) و همچنین در سازند الیکا در باختر دامغان (قادری برمی، ۱۳۹۳) مورد بررسی پژوهشگران قرار گرفته‌اند.

۵- مقایسه دو برش مورد مطالعه

با توجه به مطالعات مختلفی که در مورد تعیین سن سازند الیکا در مناطق مختلف البرز انجام شده است (طهماسبی، ۱۳۷۶) سن اسکی‌تین تا آئیزین فوقانی در ناحیه شهرمیرزاد؛ و زیری (۱۳۸۴) سن اسکی‌تین- لادی‌نین در شمال خاوری جاجرمد؛ (Sotouhian, 2008) سن اسکی‌تین- آئیزین در مقطع تاش و پاشایی و همکاران (۱۳۹۱) سن گریزباخین- لادی‌نین در برش روته در شمال خاور تهران) سن تریاس زیرین تا میانی برای این سازند در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود. در انتخاب برش‌ها به فواصل آنها (۲۹ کیلومتر) نیز دقت شده تا امر انطباق ممکن و عملی باشد. ستبرای سازند الیکا در مناطق مورد مطالعه چندان متفاوت نیست (۷۴۶ متر در برش شهرمیرزاد و ۷۵۶ متر در برش زرشک‌دره). با توجه به ستبرای تقریبی بخش‌های مختلف سازند (شکل ۴) و لایه‌های دارای رخساره‌های اصلی سنگ‌های کربناته (شکل ۵) می‌توان نتیجه گرفت که در این پلاتفرم، ته‌نشست انواع مادستون‌های دارای فعالیت میکروبی بر دیگر انواع سنگ‌های کربناته چیرگی دارد.

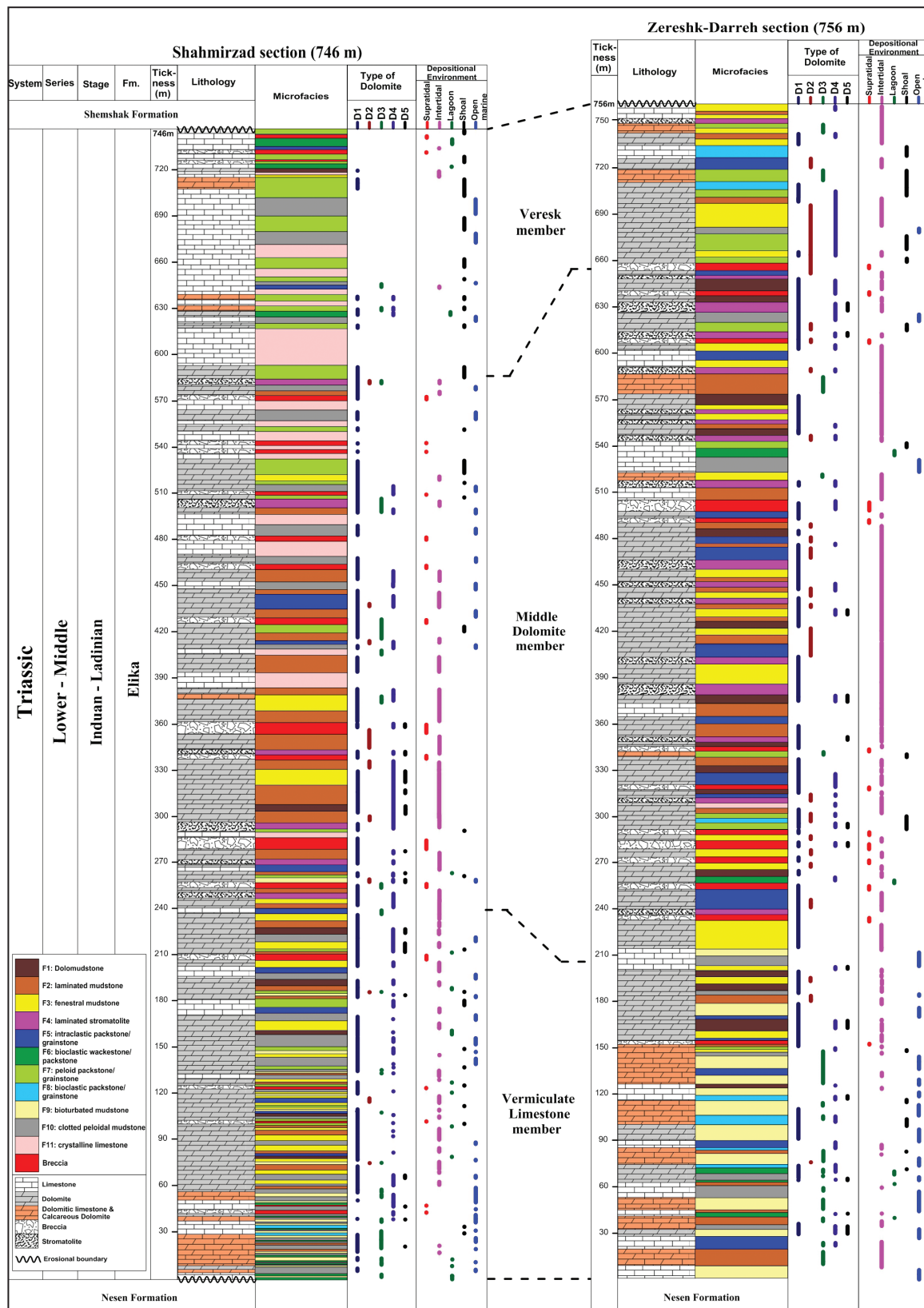
همانند دیگر نقاط جهان حضور انواع میکروباپولیت‌ها مانند استروماتولیت و مادستون پلوئیدی لخته‌ای از ویژگی‌های آشکار رسوبات تریاس زیرین و به دلیل چیرگی فعالیت‌های میکروبی پس از حادثه انقراض مرز پرمین- تریاس است (Chatalov, 2017). هر کدام از سه بخش تشکیل دهنده سازند، خود از رخساره‌های متفاوتی تشکیل شده‌اند که در بخش مدل رسوبی به طور کامل بیان شده‌اند.

۶- مدل رخساره‌ای

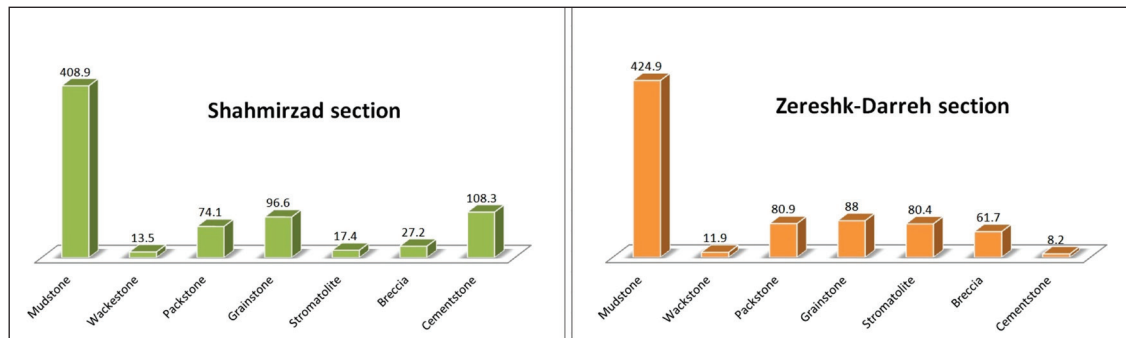
رمپ‌ها در طول فانروزوییک در زمان‌های فقدان یا کم‌رنگ بودن حضور موجودات چارچوب‌ساز (frame-building organisms) به‌ویژه در تریاس زیرین و میانی، معمول هستند (Flügel, 2010) و گستردگی ریف‌ها در آنها نسبت به پلتفرم‌های حاشیه‌دار، کمتر است (Einsele, 2000). بر اساس اطلاعات حاصل از بررسی رخساره‌های سنگی و محیط‌های تشکیل آنها و با توجه به عدم رشد ریف‌های سدی، شیب کم حوضه، وسیع بودن رخساره‌های پهنه‌های جزر و مدی و دریای باز (عمدتاً مادستون) و عدم وجود رسوبات توریدیتی، محیط رسوبی سازند الیکا در مناطق مورد مطالعه را می‌توان به احتمال زیاد یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ در نظر گرفت. رمپ‌ها دارای شیب نسبتاً ملایم و یکنواخت بوده و از خط ساحلی تا حوضه کشیده شده‌اند (Burchette and Wright, 1992). رمپ کربناته‌ای که سازند الیکا در مناطق مورد مطالعه در آن نهشته شده شامل کمرنده‌های رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، پشته و دریای باز می‌باشد (طهماسبی، ۱۳۷۶؛ ستوهیان، ۱۳۹۳؛ جهانی، ۱۳۹۷؛ Sotouhian, 2008; Mahari, 2012). بر این اساس مدل رسوبی بازسازی شده سازند الیکا در منطقه مورد مطالعه همراه با توزیع انواع رخساره‌های میکروسکوپی، به صورت سه بعدی و مقطع عرضی ترسیم گردیده است (شکل ۶). همانطور که در این شکل دیده می‌شود تغییرات ژرفای محیط رسوب گذاری منجر به تشکیل رسوباتی با رخساره‌های متفاوت در سه بخش سازند الیکا شده است که مبنای ارائه سه مرحله جداگانه برای ترسیم مدل رسوبی

محیط بین جزر ومدی و پشته‌های کربناته هم به میزان کمتر قابل مشاهده هستند و لذا سطح آب دریا در این مرحله در بالاترین حد خود قرار داشته و ژرفای آب زیاد بوده است. در ادامه، با گذشت زمان و افت بارز سطح آب دریا در مرحله دوم، تغییر ماهیت رسوبات از محیط دریای باز به رسوبات چیره محیط بین جزر و مدی قابل تشخیص بوده که منجر به ته‌نشست لایه‌های ستر دولومیت میانی سازند شده است.

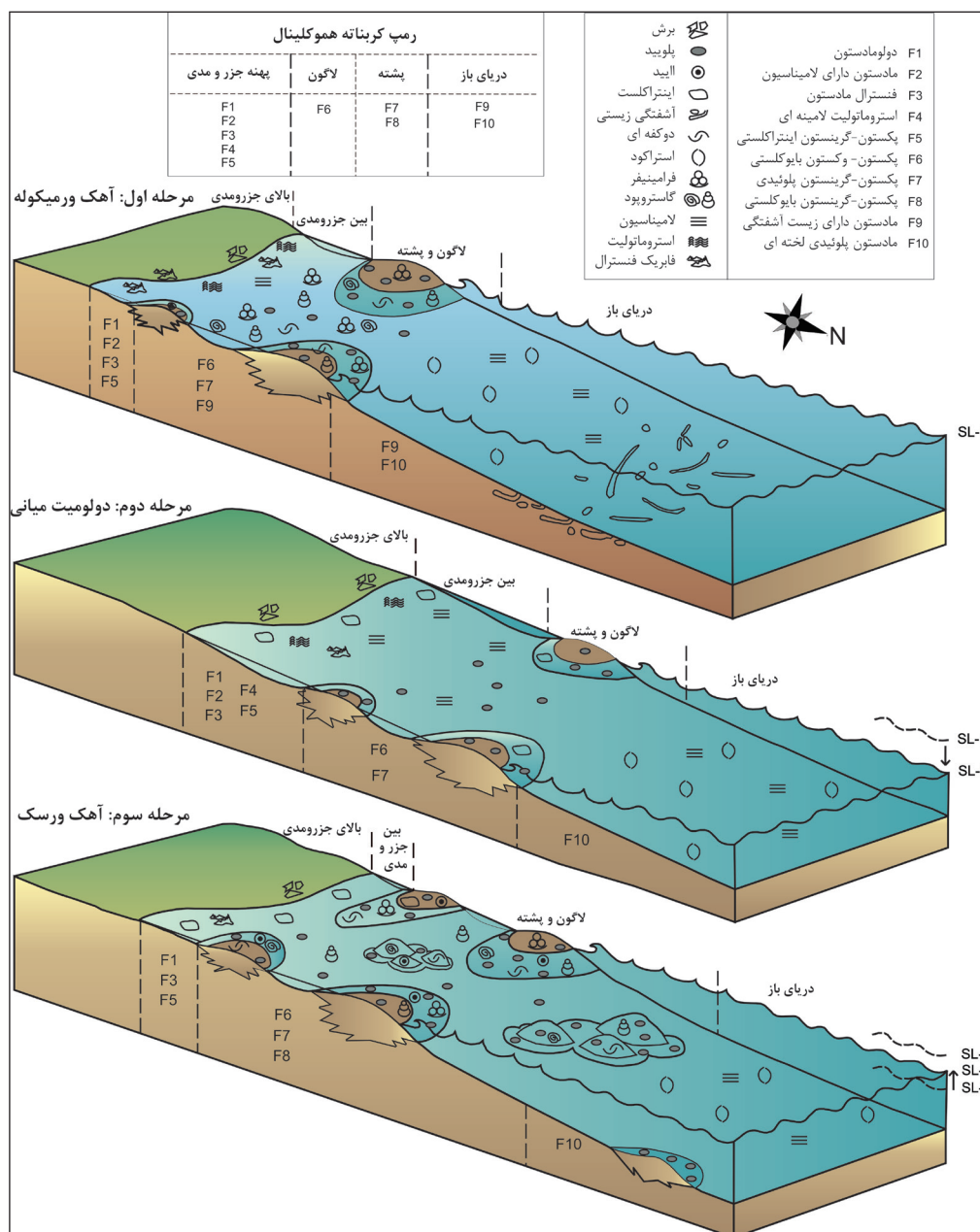
قرار گرفت. در مرحله اول (نهشت آهک‌های ورمیکوله) بیشترین فراوانی آثار زیست آشفنگی، ساخت رسوبی فسترتال و محتوای فسیلی رسوبات نسبت به کل سازند قابل مشاهده است. در کل، بخش اعظم رسوبات در این مرحله به محیط دریای باز و رخساره‌های مادستون دارای زیست آشفنگی (بیشتر در برش زرشک‌دره) و مادستون پلوئیدی لخته‌ای (بیشتر در برش شه‌میرزاد) تعلق دارند (شکل ۴ و ۵). البته رسوبات



شکل ۴- مقایسه تغییرات سازند الیکا در دو برش شه‌میرزاد و زرشک‌دره.



شکل ۵- مقایسه فراوانی انواع رخساره‌های سنگ‌های کربناته و ساخت رسوبی برش در سازند الیکا در مناطق مورد مطالعه.



شکل ۶- مدل شماتیک محیط رسوبی سازند الیکا در یک رسم کریناته هموکلینال همراه با تغییرات نسبی سطح آب دریا (SL1-SL3) (Burchette and Wright, 1992; Brunet et al., 2009).

مجموعه‌های رخساره‌ای، ارتباط عمودی آنها و نیز با توجه به اصل والتر، می‌توان مدل رسوبی رخساره‌های شناسایی شده سازند الیکا را به صورت یک پلاتفرم کربناته کم‌ژرفای نوع رمپ تفسیر کرد که چهار کمر بند رخساره‌ای پهنه‌های جزر و مدی، لاگون، پشته و دریای باز در آن قابل شناسایی هستند. مناطق مورد مطالعه که در دو یال شمالی و جنوبی تاقدیس بزرگ منطقه شهیرزاد تا خطیرکوه قرار دارند از نظر رخساره‌های رسوبات تشکیل دهنده و محیط رسوب گذاری به طور تقریبی با یکدیگر مشابه هستند. در مدل رسوبی ارائه شده برای سازند الیکا در مرحله اول، آهک‌های ورمیکوله با بیشترین فراوانی آثار زیست آشفستگی، ساخت رسوبی فنسترال و محتوای فسیلی رسوبات نسبت به کل سازند در محیط رمپ میانی نهشته شده‌اند. در ادامه با گذشت زمان و افت بارز سطح آب دریا در مرحله دوم، تغییر ماهیت رسوبات از نهشته‌های محیط رمپ میانی به رسوبات چیره محیط اینترتایدال و سوپراتایدال قابل تشخیص بوده که منجر به ته‌نشست لایه‌های ستر دولومیت میانی سازند شده است. در مرحله سوم با بالا آمدن نسبی سطح آب دریا، محیط برای گسترش پشته‌های سدی مناسب شده و موجب گردیده تا بخش آهک ورسک با فراوانی انواع رخساره گریستون-پکستون تشکیل شود. در خصوص مقایسه دو برش مورد مطالعه می‌توان گفت برش زرشک‌دره در یال شمالی تاقدیس بزرگ کوه قدمگاه در زمان نهشتگی بخش‌های دولومیت میانی و آهک ورسک در مقایسه با برش شهیرزاد در یال جنوبی تاقدیس، به دلیل فراوانی بیشتر رخساره‌های مربوط به محیط اینترتایدال دارای ژرفای نسبتاً کمتری بوده است. به طور کلی می‌توان گفت در پلاتفرم کربناته گسترده تریاس زیرین و میانی در بخش جنوبی حوضه رسوبی البرز مرکزی، ته‌نشست انواع مادستون و میکروبیولیت‌ها بر دیگر انواع سنگ‌های کربناته غلبه داشته که شاخص محیط رسوب گذاری تریاس زیرین پس از حادثه انقراض دسته‌جمعی موجودات در مرز پرمین-تریاس می‌باشد.

فراوانی بالای رخساره‌هایی مانند برش، استروماتولیت لایینه‌ای، پکستون-گریستون اینتراکستی و مادستون لایینه‌ای از ویژگی‌های آشکار این بخش از رسوبات در هر دو برش مورد مطالعه و نشان‌دهنده کم شدن ژرفای محیط رسوب گذاری است. می‌توان گفت سطح آب دریا در مرحله دوم در پایین‌ترین حد خود قرار داشته است. اغلب رسوبات تشکیل دهنده این بخش از سازند، دولومیتی هستند. در مرحله سوم با بالا آمدن نسبی سطح آب دریا، محیط برای گسترش پشته‌های سدی مناسب شده و موجب گردیده تا رخساره گریستون-پکستون پلوییدی و بایوکلستی بخش اعظم رسوبات این مرحله را تشکیل دهد. اینتراکست و پلویید به فراوانی به چشم می‌خورند و دانه‌هایی همانند انید را تنها در این بخش از سازند می‌توان مشاهده کرد. از مجموع مطالب یاد شده می‌توان این گونه نتیجه گرفت که برش زرشک‌دره در یال شمالی تاقدیس بزرگ کوه قدمگاه در زمان نهشتگی بخش‌های دولومیت میانی و آهک ورسک در مقایسه با برش شهیرزاد در یال جنوبی تاقدیس، به دلیل فراوانی بیشتر رخساره‌های مربوط به محیط بین جزر و مدی (استروماتولیت و برش) دارای ژرفای کمتری بوده است. وجود افق‌های بوکسیت در مرزهای پایینی و بالایی سازند الیکا حکایت از وقفه در امر رسوب گذاری و دوره‌های فرسایشی قاره‌ای در مرز پرمین-تریاس و تریاس میانی-تریاس پسین دارد. نبود چین‌های در فصل مشترک بین سازند الیکا و سازند شمشک را می‌توان مربوط به عملکرد رخداد زمین‌ساختی سیمین پیشین و در نتیجه برخورد صفحات ایران و توران دانست که احتمالاً در اوایل تریاس پسین به وقوع پیوسته است. تغییرات ژرفای محیط رسوب گذاری در داخل سازند به احتمال زیاد تحت تأثیر زمین‌ساخت محلی بوده است.

۷- نتیجه‌گیری

با توجه به مجموعه شواهد ارائه شده برای شرایط رسوب گذاری هر یک از

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- بابائی‌خو، گ.، آدابی، م.ح، معلمی، ع، لطف‌پور، م، ۱۳۸۶- تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های بخش زیرین سازند الیکا در منطقه جابان با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی و پتروگرافی، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- پاشایی، ح، حمدی، ب. و آقاباتی، س.ع، ۱۳۹۱- زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های تریاس در برش روته در بلندی‌های البرز (شمال تهران)، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و دوم، شماره ۸۶، صفحه ۱۱-۱۸.
- جهانی، د، ۱۳۹۷- رسوب‌شناسی و محیط رسوبی کنگلومراهای درون حوضه‌ای با قله‌های مسطح بخش زیرین سازند الیکا (تریاس زیرین) در کوه‌های البرز، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هشتم، شماره ۱۱۰، صفحه ۴۷-۵۴.
- ستوهیان، ف، ۱۳۹۳- میکروفاسیس‌ها، محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی نهشته‌های تریاس زیرین و میانی در برش کلاریز (جنوب باختر شاهرود)، رسوب‌شناسی کاربردی، جلد ۴، پاییز و زمستان، صفحه ۳۷-۴۹.
- سمیعی‌راد، م، ۱۳۹۳- رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند الیکا (تریاس پیشین) در شمال شرق دامغان (منطقه دربمنه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی، شاخه رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود.
- طهماسبی، ع، ۱۳۷۶- بررسی میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های بخش‌های زیرین و میانی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی، شاخه رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- قادری برمی، س، ۱۳۹۳- رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند الیکا در غرب دامغان (کوه شمشیرزان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی، شاخه رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود.
- نبوی، م.ح، ۱۳۵۴- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سمنان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وزیری، س.ح، ۱۳۸۴- مطالعه سنگ‌چینه‌ای سازند الیکا در شمال خاوری جاجرم (البرز شرقی، زون تدریجی بینالود)، نشریه علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، دوره ۱۵، شماره ۵۷، صفحه ۲۸۵-۲۷۱.

References

- Abbassi, N., Shabanian, R., and Golparvar, R. H., 2015- Environmental impacts on the ichnofossil diversity of the lower part of the Elika Formation (Lower Triassic), Moro Mountain, NW Iran. *Iranian Journal of Science and Technology*, 39, pp.273-280. DOI: <https://doi.org/10.22099/ijsts.2015.3151>.
- Adabi, M., 2009- Multistage dolomitization of upper jurassic Mozduran Formation Kopet-Dagh basin, NE Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24, 16-32. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF03228054>.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010- Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(3), 148-160. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.03.011>.
- Adachi, N., Ezaki, Y., and Liu, J., 2004- The origins of peloids immediately after the end-permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164(1-2), 161-178. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.10.007>.
- Adachi, N., Asada, Y., Ezaki, Y., and Liu, J., 2017- Stromatolites near the Permian–Triassic boundary in Chongyang, Hubei Province, South China: A geobiological window into palaeo-oceanic fluctuations following the end-Permian extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 475, 55-69. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.030>.
- Bachmann, G. H., 2002- A Lamellibranch-Stromatolite Bioherm in the Lower Keuper (Ladinian, Middle Triassic), South Germany. *Facies*, 46(1), 83-88. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF02668074>.
- Badenas, B., and Aurell, M., 2010- Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non-skeletal grains (Kimmeridgian, Spain). *Facies*, 56, 89–110. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-009-0199-z>.
- Baucon, A., and Carvalho, C.N.D., 2016- Stars of the aftermath: Asteriacites beds from the Lower Triassic of the Carnic Alps (Werfen Formation, Sauris Di Sopra), Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 31, 161–176. DOI: <https://doi.org/10.2110/palo.2015.015>.
- Brunet, M.F., Wilmsen, M., and Granath, J.W., (eds) 2009- South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312p. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP312.1>.
- Burchette, T.P., and Wright, V.P., 1992- Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1-4), 3-57. DOI: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A).
- Chafetz, H.S., 1986- Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Research*, 56, 812–817. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8A58-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Chatalov, A., 2017- Anachronistic and unusual carbonate facies in uppermost Lower Triassic rocks of the western Balkanides, Bulgaria. *Facies*, 63(4), 24. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-017-0505-0>.
- Das, G.K., 2017- Bioturbation Structures. In *Tidal Sedimentation of the Sunderban's Thakuran Basin* (123-140). Springer, Cham. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-44191-7_8.
- Dunham, R.J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1, 108-121. <http://archives.datapages.com/data/specpubs/carbona2/data/a038/a038/0001/0100/0108.htm>.
- Einsele, G., 2000- *Sedimentary Basin, Evolution, Facies and Sediment Budget*. (2nd edition), Springer-Verlag. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756801256234>.
- Fang, Y., Chen, Z.Q., Kershaw, S., Li, Y., and Luo, M., 2017- An Early Triassic (Smithian) stromatolite associated with giant ooid banks from Lichuan (Hubei Province), South China: Environment and controls on its formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 486, 108-122. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.02.006>.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Second Edition, Springer- Verlag, Berlin Heidelberg. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756806221940>.
- Galfetti, T., Bucher, H., Martini, R., Hochuli, P.A., Weissert, H., Crasquin-Soleau, S., Arnaud Brayard, A., Goudemand, N., Thomas Brühwiler, T., and Guodun, K., 2008- Evolution of Early Triassic outer platform paleoenvironments in the Nanpanjiang Basin (South China) and their significance for the biotic recovery. *Sedimentary Geology*, 204, 36–60. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.12.008>.
- Gattolin, G., Breda, A., and Preto, N., 2013- Demise of Late Triassic carbonate platforms triggered the onset of a tide-dominated depositional system in the Dolomites, Northern Italy. *Sedimentary Geology*, 297, 38–49. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.09.005>.
- Kershaw, S., Crasquin, S., Li, Y., Collin, P.Y., Forel, M.B., Mu, X.N., Baud, A., Wan, Y., Xie, S.C., Maurer, F., and Li, G., 2012- Microbialites and global environmental change across the Permian–Triassic boundary: a synthesis. *Geobiology*, 10, 25–47. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2011.00302.x>.
- Knaust, D., 2017- *Atlas of trace fossils in well core: appearance, taxonomy and interpretation*. Springer. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-319-49837-9>.
- Komatsu, T., Naruse, H., Shigeta, Y., Takashima, R., Maekawa, T., Dang, H.T., Dinh, T.C., Nguyen, P.D., Nguyen, H.H., Tanaka, G., and Sone, M., 2014- Lower Triassic mixed carbonate and siliciclastic setting with Smithian–Spathian anoxic to dysoxic facies, An Chau basin, northeastern Vietnam. *Sedimentary Geology*, 300, 28–48. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.10.009>.

- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H., and Lasemi, Z., 2012- Ancient carbonate tidalites. In *Principles of Tidal Sedimentology* (pp. 567-607). Springer, Dordrecht. DOI: https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_21.
- Leda, L., Korn, D., Ghaderi, A., Hairapetian, V., Struck, U., and Reimold, V.U., 2014- Lithostratigraphy and carbonate microfacies across the Permian–Triassic boundary near Julfa (NW Iran) and in the Baghuk Mountains (Central Iran). *Facies*, 60, 295–325. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-013-0366-0>.
- Lefort, A., Lathuiliere, B., Carpentier, C., and Huault, V., 2011- Microfossil assemblages and relative sea-level fluctuations in a lagoon at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary (Upper Jurassic) in the eastern part of the Paris Basin. *Facies*, 57(4), 649–662. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-010-0259-4>.
- Liu, S., Wang, J., Yin, F., Xie, T., Hu, S., Guan, X., Zhang, Q., Zhou, C., Cheng, W., and Xu, J., 2017- Early Triassic stromatolites from the Xingyi area, Guizhou Province, southwest China: geobiological features and environmental implications. *Carbonates and Evaporites*, 32(3), 261–277. DOI: <https://doi.org/10.1007/s13146-016-0318-1>.
- Luo, M., Shi, G.R., Hu, S., Benton, M.J., Chen, Z.Q., Huang, J., Zhang, Q., Zhou, C., and Wen, W., 2019- Early Middle Triassic trace fossils from the Luoping Biota, southwestern China: Evidence of recovery from mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 515, 6–22. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.11.028>.
- Madden, R.H., Wilson, M.E., Mihaljević, M., Pandolfi, J.M., and Welsh, K., 2017- Unravelling the depositional origins and diagenetic alteration of carbonate breccias. *Sedimentary Geology*, 357, 33–52. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.05.002>.
- Mahari, R., 2012- Sequence Stratigraphy Based on Facies and Sedimentary Environments of Triassic Elika Formation in North of Tabriz, Iran. *Life Science Journal*, 9(2s), pp.64–70. DOI: <https://doi.org/10.7537/marslsj090212.13>.
- Masse, J.P., Fenerci, M., and Pernarcic, E., 2003- Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, 65–81. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00445-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00445-0).
- Mercedes-Martín, R., Arenas, C., and Salas, R., 2014- Diversity and factors controlling widespread occurrence of syn-rift Ladinian microbialites in the western Tethys (Triassic Catalan Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 313, 68–90. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.08.006>.
- Olivier, N., Fara, E., Vennin, E., Bylund, K.G., Jenks, J.F., Escarguel, G., Stephen, D.A., Goudemand, N., Snyder, D., Thomazo, C., and Brayard, A., 2018- Late Smithian microbial deposits and their lateral marine fossiliferous limestones (Early Triassic, Hurricane Cliffs, Utah, USA). *Facies*, 64(2), 13. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0526-3>.
- Peybernes, C., Chablais, J., and Martini, R., 2015- Upper Triassic (Ladinian?–Carnian) reef biota from the Sambosan Accretionary Complex, Shikoku, Japan. *Facies*, 61(4), 20. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-015-0446-4>.
- Peybernes, C., Chablais, J., Onoue, T., and Martini, R., 2016- Midoceanic shallow water carbonates of the Panthalassa domain: new microfacies data from the Sambosan Accretionary Complex, Shikoku Island, Japan. *Facies*, 62(4), 24. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-016-0475-7>.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Lugli, S., and Mas, R., 2014- From carbonate–sulphate interbeds to carbonate breccias: The role of tectonic deformation and diagenetic processes (Camerós Basin, Lower Cretaceous, N Spain). *Sedimentary Geology*, 312, 76–93. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.07.006>.
- Reid, R.P., 1987- Nonskeletal peloidal precipitates in Upper Triassic reefs, Yukon Territory (Canada). *Journal of Sedimentary Research*, 57, 893–900. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8C97-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Reid, S., Dewing, K., and Sharp, R., 2013- Structural and diagenetic origin of breccias in the carbonate-hosted Polaris Zn–Pb deposit, Nunavut, Canada. *Ore Geology Reviews*, 55, 110–124. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.05.003>.
- Riegl, B., Poiriez, A., Janson, X., and Bergman, K.L., 2010- The gulf: facies belts, physical, chemical, and biological parameters of sedimentation on a carbonate ramp. *Carbonate depositional systems: assessing dimensions and controlling parameters*. Springer, Dordrecht, 145–213. DOI: https://doi.org/10.1007/978-90-481-9364-6_4.
- Rodriguez-Martinez, M., Sanchez, F., Walliser, E.O., and Reitner, J., 2012- An Upper Turonian fine-grained shallow marine stromatolite bed from the Munecas Formation, Northern Iberian Ranges, Spain. *Sedimentary Geology*, 263–264, 96–108. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.06.014>.
- Sano, H., Onoue, T., Orchard, M.J., and Martini, R., 2012- Early Triassic peritidal carbonate sedimentation on a Panthalassan seamount: the Jesmond succession, Cache Creek Terrane, British Columbia, Canada. *Facies*, 58(1), 113–130. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-011-0270-4>.
- Scully, F., 2016- Christmas Tree Stromatolite. *Dynamic Paleontology*, 1–37. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-319-22777-1>.
- Sedighian, A., Vaziri, S.H., Majidifard, M., and Zamani, M., 2016- Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Permian deposits in Sangsar section, North of Semnan, eastern Alborz. *Journal of Tethys*, 4(1), pp.27–38. DOI: http://jtethys.journals.pnu.ac.ir/article_2783_482.html
- Seyed-Emami, K., 2003- Triassic in Iran. *Facies*, 48(1), 91–106. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF02667532>.

- Shukla, M.K., and Sharma, A., 2018- A brief review on breccia: it's contrasting origin and diagnostic signatures. *Solid Earth Sciences*, 3(2), 50-59. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sesci.2018.03.001>.
- Sotouhian, F., 2008- Sequence stratigraphy of the Elika formation at Tash section, Eastern Alborz. *Journal of Sciences, University of Tehran*, 34(1), pp.61- 69. DOI: <https://www.sid.ir/En/Journal/ViewPaper.aspx?ID=116869>.
- Wang, Q., Zhang, Y., and Wu, X., 2015- Triassic (Carnian) hexactinellid-thrombolite reef mounds and oolitic bank complex in NW Sichuan, China. *Carbonates Evaporites*, 30, 187-205. DOI: <https://doi.org/10.1007/s13146-014-0203-8>.
- Wang, T., Burne, R.V., Yuan, A., Wang, Y., and Yi, Z. 2019- The evolution of microbialite forms during the Early Triassic transgression: A case study in Chongyang of Hubei Province, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 519, 209-220. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.043>.
- Wilson, J.L., 1975- Carbonate facies in geologic history. Berlin (Springer). DOI: <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6383-8>.
- Wright, V.P., 1992- A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76(3-4), pp.177-185. DOI: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90082-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90082-3).
- Yang, H., Chen, Z.Q., Kershaw, S., Liao, W., Lü, E., and Huang, Y. 2019- Small microbialites from the basal Triassic mudstone (Tieshikou, Jiangxi, South China): Geobiologic features, biogenicity, and paleoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 519, 221-235. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.06.030>.

Lower-Middle Triassic carbonate platform sedimentary environment in the large anticline of Ghadamgah in south of central Alborz

S. Z. Pourheidar¹, M. H. Adabi^{2*}, M. R. Moussavi Tasooj³, and A. Sadeghi²

¹ Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University of Tehran, Tehran, Iran

² Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University of Tehran, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2019 August 10

Accepted: 2020 May 16

Abstract

The Elika Formation forms the major part of the Triassic carbonate sediments in the Alborz basin. In this study, facies and sedimentary environments of this formation were studied in Shahmirzad section with a thickness of 746 meters and in Zereskh-Darreh section with a thickness of 756 meters in the southern part of central Alborz. Based on facies studies, four carbonate facies associations (tidal flat, shoal, lagoon and open marine) have been identified, including twelve carbonate microfacies and have been deposited in a carbonate ramp. Deposition of sediments in this sequence can be divided into three stages. In the first stage, most of vermiculate limestone deposits are composed of bioturbated mudstone and clotted peloidal mudstone. The high frequency of facies such as laminated stromatolite, intraclastic packstone-grainstone and laminated mudstone are characteristic features of the second stage of sedimentation (middle dolomite) and indicate a decrease in the depth of sedimentary environment. In the third stage, the environment was suitable for the expansion of barriers and formation of packstone-grainstone facies.

Keywords: Elika, Southern Alborz, Shahmirzad, Zereskh-Darreh, Homoclinal ramp

For Persian Version see pages 137 to 148

*Corresponding author: M. H. Adabi; E-mail: m-adabi@sbu.ac.ir