

# ریزر خساره‌ها و محیط رسوبی رسوبات تریاس زیرین سازند الیکا در برش زال، ناحیه جلفا، شمال غرب ایران

سکینه عارفی فرد<sup>۱\*</sup> و سیما شاهین فرد<sup>۲</sup>

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران  
۲- دانش‌آموخته دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

نویسنده مسئول: sarefi.s@lu.ac.ir

## چکیده

یکی از کامل‌ترین توالی‌های رسوبی پرمین بالایی- تریاس زیرین در برش زال در ناحیه جلفا در شمال غرب ایران قرار گرفته است. این برش جهت تعیین تغییرات ریزرخساره و محیط رسوبی در بالاترین بخش پرمین بالایی و در طول تریاس زیرین مورد مطالعه قرار گرفت. تغییرات رخساره‌ای از نهشته‌های عمیق بخش‌های بالایی آهک پاراتیرولیتس‌دار به رخساره رس مرزی بعد از انقراض به سن انتهایی‌ترین بخش چنگسینگین به لحاظ لیتولوژیکی و محتویات فونایی بسیار بارز می‌باشد. این تغییر هر چند که به نظر می‌رسد تا حدودی با کم عمق شدن آب دریا همراه باشد اما آثاری از هوازگی و خروج از آب را نشان نمی‌دهد. با شروع تریاس اگرچه میکروگاستروپود پکستون و بایوکلاستیک و کستون در قاعده سازند الیکا در برش زال دارای ظاهر لخته‌ای می‌باشند که منشا میکروبیال را پیشنهاد می‌کند ولی هیچگونه تشکیلات میکروبیال مشخصی نظیر ترومبولیت‌ها مشاهده نمی‌شود. فابریک اسفنج کراتوس که قبلاً تنها در بالاترین بخش آهک پاراتیرولیتس‌دار در برش زال گزارش شده بود هم در رخساره رس مرزی و هم در لایه‌های قاعده‌ای سازند الیکا بعنوان یک ویژگی بعد از انقراض برای اولین بار در این برش گزارش می‌شود. گذر از پرمین بالایی به تریاس زیرین در برش مورد مطالعه با تغییرات رخساره‌ای بارز از محیط عمیق به محیط کم عمق شلف درونی همراه می‌باشد. در برش زال ظهور کربنات‌های میکروبیال در لایه‌های بالایی بخش زیرین و در بخش میانی و بالایی تریاس زیرین سازند الیکا می‌باشد که بر خلاف گزارش‌های قبلی عمدتاً بصورت استروماتولیت بوده و بصورت محدودتر شامل ترومبولیت و یا بصورت میکریته لخته‌ای و کورتوید مشاهده می‌شود. مطالعه ریزرخساره‌های تریاس زیرین در برش مربوطه حاکی از محیط کم عمق با نوسانات انرژی در بخش‌های مختلف آن نظیر مادستون و بایوکلاستیک و کستون (انرژی کم)، تشکیلات میکروبیال (انرژی متوسط) و اینتراکلاستیک فلوتستون و اییدال گرینستون (انرژی بالا) می‌باشد.

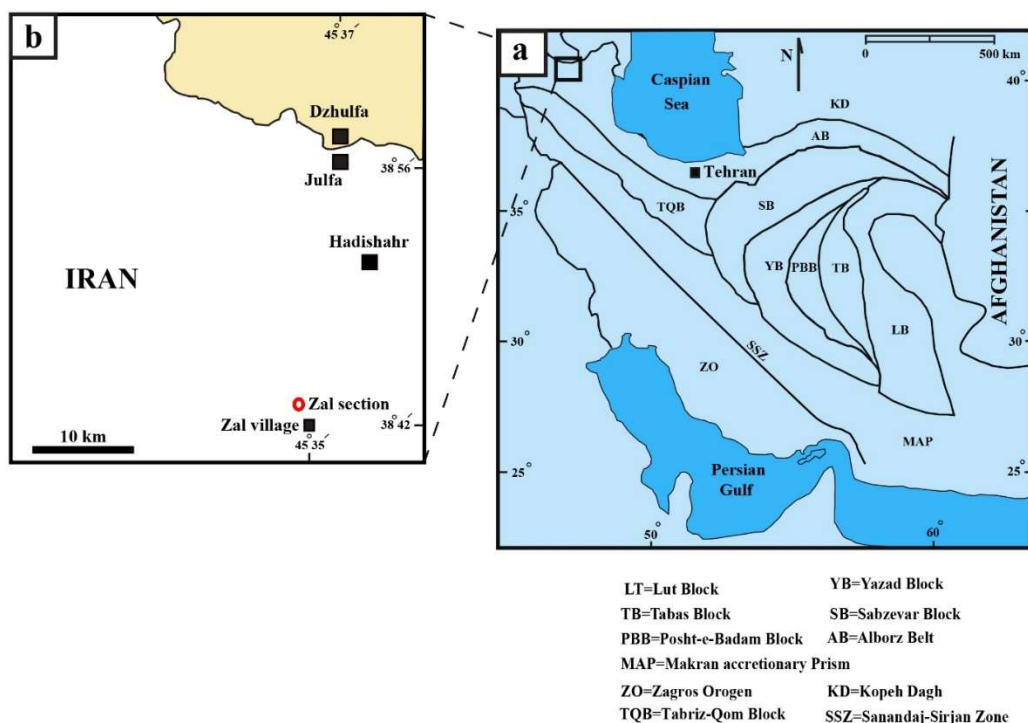
**کلمات کلیدی:** سازند الیکا، تریاس زیرین، تغییرات محیطی، کربنات‌های میکروبیال، انقراض انتهای پرمین

## ۱- پیشگفتار

نهشته‌های تریاس زیرین و میانی در ایران بطور کلی شامل سنگ‌های کربناته پلاتفرمی هستند که با ناپیوستگی هم‌شیب واضح بر روی چینه‌های پرمین قرار می‌گیرند (گلشنی و همکاران، ۱۹۸۶). رسوبات تریاس زیرین و میانی به سه واحد سنگ‌شناسی مشخص قابل تقسیم هستند که شامل واحد آهک نازک لایه زیرین، واحد دولومیت میانی و واحد آهک بالایی است (سید امامی، ۲۰۰۳). رسوبات تریاس زیرین و میانی البرز بطور کلی متشکل از آهک در بخش زیرین و دولومیت در بخش بالایی است و بنام سازند الیکا نامگذاری شده‌اند (گلاوس، ۱۹۶۴). در محل برش نمونه و سایر رخنمون‌های سازند الیکا در البرز، بخش زیرین سازند الیکا شامل آهک‌های ورقه‌ای و آهک‌های مارنی است که با ویژگی لایه‌بندی نازک، ساخت‌های کرم مانند و وجود دوکفه‌ای کلارایا و گاستروپودهای کوچک از دولومیت‌های ضخیم لایه بخش بالایی قابل تفکیک است. بدلیل حضور فراوان آثار کرم مانند در آهک‌های بخش زیرین سازند الیکا این آهک‌ها بنام آهک ورمیکوله نامیده می‌شوند. دولومیت‌ها و آهک‌های دولومیتی بخش بالایی سازند الیکا متراکم و صخره ساز بوده و بنام دولومیت‌های الیکا معروف می‌باشند. در بعضی از نواحی البرز نظیر ورسک و شه‌میرزاد بر روی دولومیت‌های بخش بالایی سازند الیکا آهک‌های معروف به بخش آهکی ورسک قرار گرفته‌اند که بالاترین بخش سازند الیکا

را تشکیل می‌دهند. با باز شدن نئوتتیس، بلوک‌های سیمین به سمت شمال حرکت کردند و فرونشینی پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در طول حاشیه اورازیا فعال شد که تقریباً در بیشتر زمان پرمین تا تریاس ادامه داشت (روتتر، ۱۹۹۳؛ بس و همکاران، ۱۹۹۸؛ زانچی و همکاران، ۲۰۰۹؛ متکاف، ۲۰۱۳؛ زو و همکاران، ۲۰۲۲). وجود رسوبات با ضخامت زیاد سازند الیکا (تا ۹۰۰ متر بعنوان مثال در برشهای شه‌میرزاد و ورسک) در مقایسه با نهشته‌های پرمین میانی و بالایی البرز (تا ۵۰۰ متر در برشهای الگوی سازندهای روتنه و نسن) در نتیجه پیشروی عمومی دریا در سرتاسر البرز در آغاز تریاس می‌باشد (برونت و همکاران، ۲۰۰۹). این افزایش ضخامت رسوبات در تریاس زیرین البرز احتمالاً ناشی از نزدیک شدن البرز به زون فرونشینی مایل کمان توران می‌باشد (ناتالین و سنگور، ۲۰۰۵؛ موتانی و همکاران، ۲۰۰۹ a,b). سازند الیکا با ناپیوستگی همشیب بر روی سنگ‌های پرمین میانی (سازند روتنه) یا پرمین پسین (سازند نسن) قرار می‌گیرد و مرز بالایی آن نیز با ناپیوستگی فرسایشی در زیر شیلها و ماسه سنگ‌های تریاس بالایی-ژوراسیک میانی سازند شمشک مشخص می‌شود. مطالعات بیوستراتیگرافی (پاشایی و همکاران، ۱۳۹۱؛ بدریکالو و همکاران، ۲۰۱۵)، ریزرخساره، محیط رسوبی و چین‌نگاری سکansı (طهماسبی، ۱۳۶۷؛ وزیری، ۱۳۸۴؛ ستوهیان، ۱۳۸۷، ۱۳۹۳؛ مهاری و همکاران، ۲۰۱۲؛ سمیعی راد، ۱۳۹۳؛ قادری برمی، ۱۳۹۳؛ جهانی، ۱۳۹۷؛ پورحیدر و همکاران، ۱۴۰۰) و ژئوشیمی (بابایی خو و همکاران، ۱۳۸۶؛ پورحیدر و همکاران، ۱۳۹۹؛ یعقوبی و همکاران، ۱۴۰۱) سازند الیکا در بخش‌های مختلف جنوبی، غربی و شرقی البرز و بطور محدود در منطقه جلفا توسط زمین شناسان متعددی مطالعه شده است.

تریاس آغازی یک بازه زمانی طولانی مدت از بازیابی زیستی بعد از انقراض انتهای پرمین را نشان می‌دهد، که اکوسیستم‌های دریایی و خشکی را نابود کرد (ریتالاک، ۱۹۹۵؛ اروین و همکاران، ۲۰۰۲؛ پین و همکاران، ۲۰۰۶؛ آلجیو و همکاران، ۲۰۱۱). تریاس آغازی با عدم ثبات در سیکل کربن و نوسانات درجه حرارت جهانی مشخص می‌شود که نشان می‌دهد آشفتگی‌های محیطی مانع از بازیابی زیستی شده است (پین و همکاران، ۲۰۰۴؛ سان و همکاران، ۲۰۱۲). افزایش نرخ رسوبگذاری (آلجیو و تویچت، ۲۰۱۱) و تغییرات غیر معمول درجه حرارت (سان و همکاران، ۲۰۱۲) احتمالاً در طولانی شدن بازیابی اکوسیستم دریایی بعد از بحران زیستی انتهای پرمین نقش داشته‌اند. مقادیر ایزوتوپ استرونیوم  $^{88/87}\text{Sr}$  نهشته‌های تریاس زیرین در برش زال، در ناحیه جلفا برای تعیین ارتباط درجه حرارت با نرخهای هوازدگی و سرعت بازیابی شرایط اکوسیستم توسط سدلاک و همکاران (۲۰۱۴) مورد مطالعه قرار گرفته است. در برش زال تاکنون مطالعات مفصل بر روی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های تریاس زیرین صورت نگرفته است. بررسی محیط رسوبی کربنات‌های تریاس زیرین در برش زال امکان ارزیابی ارتباط تغییرات محیطی و تاثیر آن را بر روی تغییرات اکوسیستم دریایی بعد از انقراض انتهای پرمین بالایی را فراهم می‌کند.



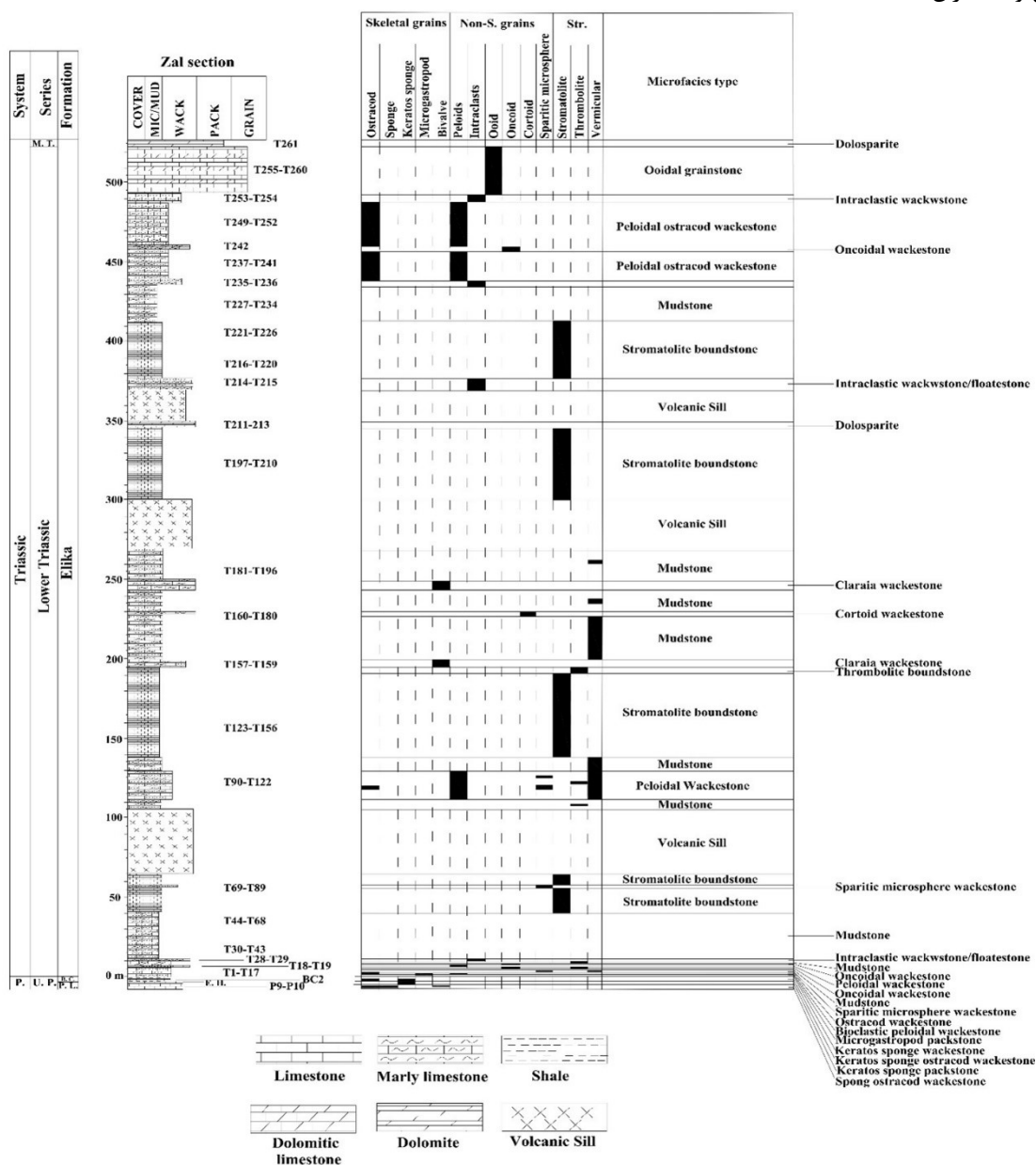
شکل ۱- (a) نقشه تکتونیکی ایران (اقتباس از علوی، ۱۹۹۱) که در آن موقعیت برش مورد مطالعه نشان داده شده است، (b) نقشه موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه.

Figure 1- a) Tectonic map of Iran (after Alavi, 1991) in which the location of the section under study is shown, b) the geographic location of the studied section.

## ۲- موقعیت زمین شناسی

برای این مطالعه برش چینه شناسی زال با مختصات جغرافیایی  $38^{\circ} 43' 57''$  عرض شمالی و  $45^{\circ} 34' 46''$  طول شرقی واقع در کوه زال در ۲۲ کیلومتری جنوب-جنوب غرب جلفا و ۲/۵ کیلومتری روستای زال در شمال غرب ایران انتخاب شده است (شکل ۱b). برش مورد نظر در یک دره باریک عمیق قرار گرفته که در شیب شمالی آن رسوبات پرمین بالایی و مرز پرمین-تریاس مشهود است. در داخل رسوبات تریاس زیرین الیکا سه مجموعه دایک ولکانیکی وجود دارد. ناحیه جلفا در غرب کوههای البرز، که با روند شرقی-غربی از قفقاز کوچک در ارمنستان و آذربایجان در شمال غرب تا کوههای پروپامیسس در شمال افغانستان به طرف شرق امتداد دارد، قرار گرفته است (علوی، ۱۹۹۶). کوههای البرز به لحاظ ساختاری بعنوان بلوک البرز در نظر گرفته می‌شوند (شنگور، ۱۹۹۰؛ علوی، ۱۹۹۶). اگرچه نهشته‌های پرمین زیرین و میانی در ناحیه جلفا مشابه با سایر نقاط البرز می‌باشد ولی رسوبات پرمین بالایی و گذر از مرز پرمین-تریاس آن با معادل‌های خود در نواحی دیگر البرز متفاوت می‌باشد که دلیل آن فرونشینی تکتونیکی در ناحیه جلفا می‌باشد (سعیدی و همکاران، ۱۹۹۷؛ حسن زاده و ورنیکه، ۲۰۱۶). رسوبگذاری در گذر از پرمین بالایی به تریاس زیرین در ناحیه جلفا پوسته بوده در حالی که در سایر برش‌های پرمین بالایی در البرز با لاتریتی شدن و خروج از آب در نتیجه افت سطح آب دریا همراه بوده است. نهشته‌های تریاس در نواحی جلفا کاملاً با معادل‌های زمانی خود در سایر نواحی البرز بطور کلی به لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی مشابهت نشان می‌دهد و حاکی از استیلای شرایط رسوبگذاری یکسان در سرتاسر البرز می‌باشد. بلوک شمال ایران (بلوک البرز) به همراه کوچک قاره ایران مرکزی تا زمان کربنیفر بخشی از صفحه عربی در حاشیه شمالی گندوانا بوده اما با ریفتینگ و باز شدن نئوتتیس در زمانی بین پرمین آغازی و میانی و حتی اواخر کربنیفر (موتانی و همکاران، ۲۰۰۹a,b؛ عارفی فرد، ۲۰۱۷؛ وان و همکاران، ۲۰۲۱؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۲۲) به همراه سایر بلوک‌های سیمین به سمت شمال

حرکت کردند و در لوپینگین به عرض‌های جغرافیایی قدیمی استوایی رسیدند (استامپفلی و بورل، ۲۰۰۲، ۲۰۰۴؛ متکاف، ۲۰۰۶، موتانی و همکاران، ۲۰۰۹a,b).



شکل ۲- نمایش ستون چینه شناسی و فهرست ریزرخساره‌های آهکی بالاترین بخش پرمین بالایی و تریاس زیرین در برش زال، ناحیه جلفا. اختصارات:

P.= Permian, U. P. = Upper Permian, B.C. = Boundary Clay, P. L. = *Paratirolites* Limestone, M. T. = Middle Triassic, E. H. = Extinction horizon, Non-S. grains = Non-Skeletal grains, Str. = Structure.

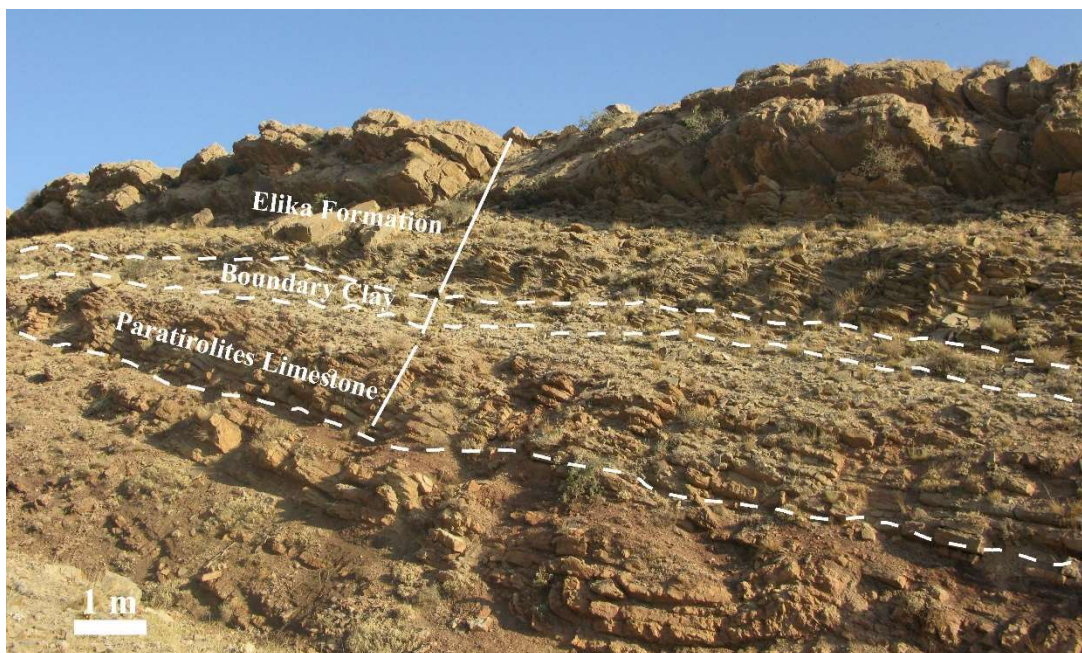
Figure 2. The stratigraphic section and microfacies lists of the limestone facies of the uppermost part of Upper Permian and Lower Triassic at Zal section, Julfa area. Abbreviations: P.= Permian, U. P. = Upper Permian, B.C. = Boundary Clay, P. L. = *Paratirolites* Limestone, M. T. = Middle Triassic, E. H. = Extinction horizon, Non-S. grains = Non-Skeletal grains, Str. = Structure.

### ۳- روش‌ها

به منظور بررسی نهشته‌های بالاترین بخش پرمین بالایی و تریاس زیرین و تغییرات ریزرخساره و محیط رسوبی آنها نمونه برداری از برش شناخته شده زال در شمال غرب ایران انجام و بالاترین لایه‌های آهک‌های پاراتیرولیتس دار (۲ نمونه)، رس مرزی (یک نمونه) و آهک‌های تریاس زیرین الیکا (۲۶۱ نمونه) نمونه برداری شد. از نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. برای نامگذاری ریز رخساره و تعیین محیط رسوبگذاری از تاکر و رایت (۱۹۹۰) و فلوگل (۲۰۱۰) استفاده شده است.

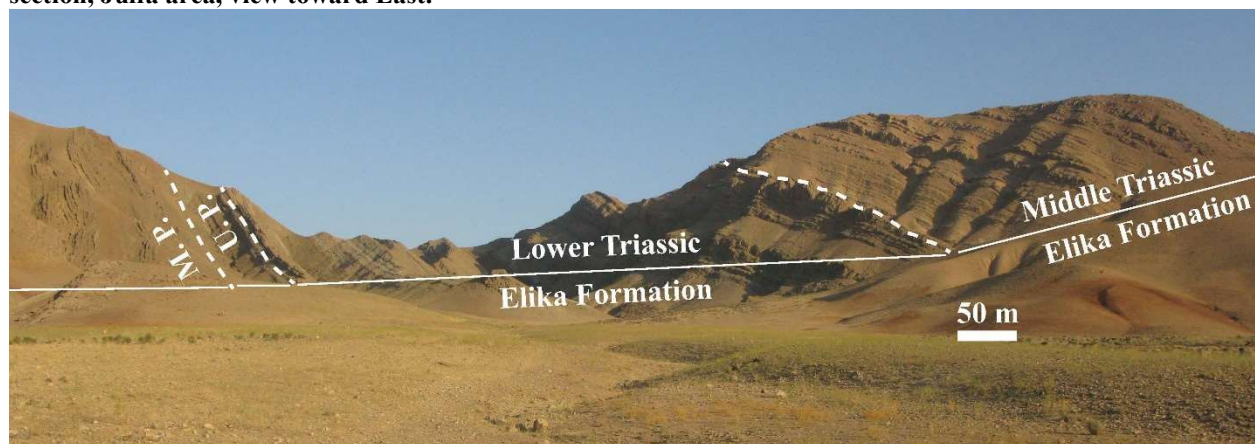
### ۴- چینه شناسی

برش نمونه برداری شده ۱/۵ متر در زیر مرز پرمین-تریاس و از رسوبات چنگسینگین مربوط به سنگ‌آهک‌های پاراتیرولیتس دار شروع می‌شود (به ضخامت ۱ متر) که متشکل از آهک‌های قرمز تا خاکستری نودولار متوسط لایه تا نازک لایه با میان لایه‌های بسیار نازکی از شیل‌های تیره است (شکل‌های ۶-۲). آهک‌های صخره ساز پاراتیرولیتس دار بصورت همشیب توسط رس مرزی (Boundary Clay) یا عضو ارس (Aras Member) (به ضخامت ۰/۵ متر) قرمز، زرد و خاکستری به سن چنگسینگین پسین پوشیده می‌شود که گذر از پرمین پسین به تریاس آغازی را نشان می‌دهد. شروع تریاس زیرین در برش مورد مطالعه با آهک‌های ورقه‌ای (به ضخامت ۳۹ متر) زرد تا خاکستری سازند الیکا است که دارای آنکوئید، ساختار ترومبولیتی و قطعات اسفروولیتی است و در افق‌هایی از آن دولومیت نیز مشاهده می‌شود. آهک‌های ورقه‌ای با لایه‌های آهکی ضخیم لایه (به ضخامت ۲۸ متر) برنگ خاکستری تا خاکستری تیره دنبال می‌شود که دارای ساختارهای ترومبولیتی و استروماتولیتی است. در فاصله ۶۷ متری از قاعده سازند الیکا، توالی تریاس زیرین با یک سیل ولکانیکی به ضخامت حدود ۴۰ متر بهم ریخته می‌شود و سپس بر روی آن آهک‌های نازک لایه ورمیکوله زرد تا خاکستری رنگ (به ضخامت ۱۵ متر) که با آهک‌های نازک لایه تا متوسط لایه خاکستری (به ضخامت ۱۵۴ متر) با ساختار استروماتولیتی، آنکوئید، پیریت و حضور کلارایا در افق‌هایی از آن دنبال می‌شود. سیل ولکانیکی دوم به ضخامت ۳۰ متر بر روی آهک‌های نازک لایه زیرین قرار می‌گیرد. سپس رسوبگذاری سازند الیکا با نهشته شدن آهک‌های (به ضخامت ۷۳ متر) متوسط تا ضخیم لایه با ساختار استروماتولیتی ادامه می‌یابد که بالاترین افق آن دولومیتی بوده و بر روی آن واحد سیل ولکانیکی سوم به ضخامت ۲۰ متر روی آن قرار می‌گیرد. در بخش بالایی برش زال، آهک‌های متوسط تا نازک لایه خاکستر تا زردرنگ که در بخش میانی صخره ساز هستند به ضخامت ۸۱ متر بر روی سیل‌های ولکانیکی قرار گرفته‌اند. در بخش قاعده‌ای و میانی آهک‌های فوق الذکر کنگلومرا با قلوه‌های مسطح (Flat pebble conglomerate) مشاهده می‌شود. علاوه بر این در بخش‌های زیرین این آهک‌ها ساختارهای استروماتولیتی و ترومبولیتی و در بخش‌های بالایی آن آهک‌های آنکولیتی وجود دارد. بر روی آهک‌های فوق، کنگلومرای با قلوه‌های مسطح و آهک‌های نازک تا متوسط لایه خاکستری دارای اینتراکلاست (به ضخامت ۱۸ متر) قرار گرفته‌اند که با آهک‌های متشکل از ائیدهای خوب حفظ شده (به ضخامت ۲۲ متر) دنبال می‌شود. بالاترین بخش برش مورد مطالعه از دولومیت‌های کرم رنگ متوسط لایه تا ضخیم لایه تشکیل شده که متعلق به تریاس میانی سازند الیکا می‌باشد.



شکل ۳- تصویر نهشته‌های پرمین بالایی (سنگ‌آهک پاراتیرولیتس‌دار به سن وچیاپینگین بالایی و رس مرزی به سن بالاترین بخش چنگسینگین) و مرز بالایی آنها با نهشته‌های تریاس زیرین سازند الیکا در برش زال، ناحیه جلفا، دید به سمت شرق.

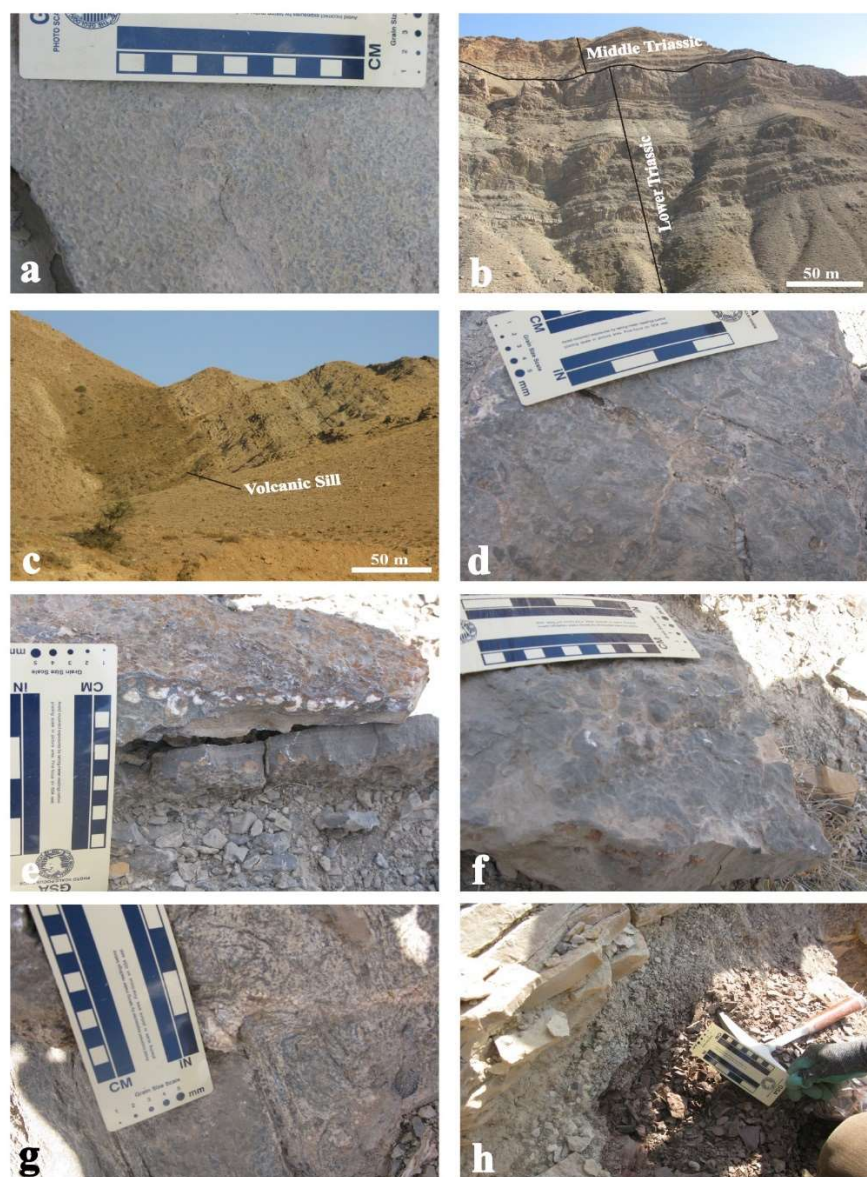
Figure 3- Upper Permian deposits (upper Changhsingian Paratirolites Limestone and uppermost Changhsingian “Boundary Clay” and their upper boundary with Lower Triassic Elika Formation at Zal section, Julfa area, view toward East.



شکل ۴- تصویر نمای دور از نهشته‌های پرمین میانی و بالایی و نهشته‌های تریاس زیرین و میانی سازند الیکا در برش زال، ناحیه جلفا، دید به سمت شمال شرق. اختصارات:

M. P. = Middle Permian, U. P. = Upper Permian

Figure 4- a distant view of the Middle and Upper Permian as well as Lower and Middle Triassic Elika Formation at Zal section, Julfa area, view toward NE. Abbreviations: M. P. = Middle Permian, U. P. = Upper Permian.



شکل ۵- تصاویر صحرائی مربوط به نهشته‌های پرمین بالایی و تریاس زیرین برش زال، ناحیه جلفا. (a) آهک‌های تریاس زیرین بخش میانی سازند الیکا با ساختار ترومبولیتی، (b) آهک‌های نازک تا متوسط لایه بخش میانی و بالایی تریاس زیرین سازند الیکا که بر روی آن دولومیت‌های تریاس میانی سازند الیکا قرار می‌گیرند، (c) سیل ولکانیکی در بخش‌های زیرین تریاس زیرین سازند الیکا، (d) کنگلومرای با قلوه‌های مسطح در بخش زیرین تریاس سازند الیکا، (e) و (f) آهک‌های آنکوئیدی در بخش بالایی تریاس زیرین سازند الیکا، (g) کنگلومرای با قلوه‌های مسطح در بخش بالایی تریاس زیرین سازند الیکا، (h) شیل‌های قرمز رس مرزی در گذر از پرمین بالایی به تریاس زیرین.

**Figure 5- Field photographs of the Upper Permian and Lower Triassic deposits at Zal section, Julfa area. a) middle part of the Lower Triassic Elika Formation with thrombolitic structure, b) thin- to medium-bedded limestones of the middle and upper parts of the Lower Triassic Elika Formation that are overlain by the dolomites of the Middle Triassic Elika Formation, c) Volcanic sill in the lower part of the Lower Triassic Elika Formation, d) Flat pebble conglomerate in lower part of the Lower Triassic Elika Formation, e and f) Oncoidal limestones in the upper part of the Lower Triassic Elika Formation, g) Flat pebble conglomerate in the upper part of the Lower Triassic Elika Formation, h) Red shales of “Boundary Clay” in Upper Permian-Lower Triassic transition.**

## ۵- ریزرخساره‌ها

ریز رخساره‌های شناسایی شده در برش زال متعلق به بخش بالایی آهک‌های پاراتیروولیتس‌دار، رس مرزی یا عضو ارس (Aras Member) و نهشته‌های تریاس زیرین سازند الیکا است. بر اساس ترکیب دانه‌ها، مشخصات بافتی و محتویات فسیلی تعداد ۱۸ ریز رخساره شناسایی شدند که در زیر توصیف بعضی از آنها ارایه شده است. توزیع انواع ریزرخساره‌ها در سرتاسر برش مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است.

### ۵-۱- ریزرخساره‌های پرمین بالایی

ریز رخساره‌های بخش بالایی آهک پاراتیروولیتس‌دار

- اسفنج استراکد و کستون

این ریز رخساره در آهک‌های قرمز رنگ نازک تا متوسط لایه بخش بالایی آهک پاراتیروولیتس‌دار وجود دارد. مشکله‌های اصلی این ریزرخساره شامل قطعات عمدتاً جدا شده پوسته استراکد و معدودی متصل بهم با اندازه‌های کوچک تا متوسط (در حدود ۲۰ درصد) و سوزن اسفنج (در حدود ۱۰ درصد) است که در یک زمینه ماتریکس میکریتی قرار گرفته‌اند. قطعات پوسته دوکفه‌ای عناصر فرعی این ریزرخساره هستند. جور شدگی در این ریزرخساره ضعیف است. زمینه میکریتی بطور محدود در بعضی قسمت‌ها به میکرو اسپار/اسپارایت متبلور شده است (شکل، ۷a).

- اسفنج کراتوس پکستون

این ریزرخساره در آهک‌های نازک لایه خاکستری در بالاترین افق آهک‌های پاراتیروولیتس‌دار وجود دارد و بوسیله اسفنج‌هایی که به نظر می‌رسد فاقد سوزن باشند و مشکله اصلی این ریزرخساره هستند مشخص می‌شوند. سیلیس بی شکل در این اسفنج‌ها بطور کامل توسط کلسیت جایگزین شده است و بنابراین بصورت پseudomorph‌های کلسیت حفظ شده‌اند. سوزن‌های سست در رسوب شناور شدند و تا اندازه‌ای با رسوب جابجا و سپس با آن نهشته شده‌اند. جورشدگی در این ریزرخساره توسط و گرد شدگی ضعیف است. قطعات پوسته جدا از هم و بهم متصل استراکدها و پلوییده‌های نیم گرد شده تا زاویه دار عناصر فرعی این ریزرخساره هستند. همچنین قطعات میکریتی در زیر ریز رخساره اسفنج پکستون وجود دارد که اشاره به تغییر از ریز رخساره اینتراکلاستیک و کستون-پکستون به ریز رخساره اسفنج پکستون در راس آهک‌های پاراتیروولیتس‌دار و بلافاصله در زیر رس مرزی یا عضو ارس دارد. ماتریکس میکریتی در بعضی بخش‌ها به میکرواسپار/اسپارایت متبلور شده است. وجود ریز رخساره اسفنج کراتوس پکستون در راس آهک‌های پاراتیروولیتس‌دار به عنوان افق انقراض انتهایی پرمین در نظر گرفته شده است (لدا و همکاران، ۲۰۱۴؛ گلیوا و همکاران، ۲۰۲۰) (شکل، ۷b).





شکل ۶- تصاویر صحرایی از آهک‌های تریاس زیرین سازند الیکا، برش زال، ناحیه جلفا. (a) ساختار استروماتولیتی در آهک‌های بخش بالایی تریاس زیرین سازند الیکا، (b) ساختار استروماتولیتی در آهک‌های بخش میانی تریاس زیرین سازند الیکا.

**Figure 6- Field photograph from Lower Triassic Elika Formation, Zal section, Julfa area. a) Stromatolitic structure of the upper part limestones of the Lower Triassic Elika Formation, b) Stromatolitic structure of the middle part limestones of the Lower Triassic Elika Formation.**

۵-۲- ریز رخساره رس مرزی

- سوزن اسفنج استراکد و کستون

این ریزرخساره در آهک‌های نازک لایه که بصورت بین لایه با شیل‌های رس مرزی می‌باشد وجود دارد. پوسته کامل استراکد و قطعات پوسته منفصل آن (در حدود ۱۵ درصد)، که با کلسیت اسپاری جایگزین شده و یا در پوسته کامل داخل آن توسط میکریت پر شده است، و سوزن‌های اسفنج کراتوس اجزا اصلی (در حدود ۱۰ درصد) این ریزرخساره هستند که در درون ماتریکس میکریتی قرار گرفته‌اند. گرد شدگی و جور شدگی ضعیف است. دانه‌های اسکلتی غیر قابل تشخیص و قطعات میکریتی از مشکله‌های فرعی این ریزرخساره هستند (شکل، ۷c).

### ۵-۳- ریز رخساره‌های سازند الیکا

- مادستون

این ریزرخساره در آهک‌های تریاس زیرین سازند الیکا در بخش‌های مختلف زیرین، میانی و بالایی آن مشاهده می‌شود. این ریزرخساره تنها شامل میکریت می‌باشد ولی در بعضی موارد بویژه در آهک‌های بخش‌های زیرین و بالایی الیکا دارای بلورهای پیریت می‌باشد (شکل، ۷e). استراکد و پلوئیدهای از عناصر فرعی این ریزرخساره هستند (شکل‌های، ۷d,e).

- استراکد وکستون

این ریزرخساره هم در آهک‌های متوسط لایه خاکستری قاعده‌ای سازند الیکا و هم در آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه بخش‌های بالایی سازند الیکا با ویژگی حضور قطعات جدا شده و کامل پوسته استراکد بعنوان مشکله اصلی مشخص می‌شود. جورشدگی و گرد شدگی دانه‌های اسکلتی ضعیف می‌باشد. پلوئیدها زاویه دار و نیمه گرد شده از عناصر فرعی این ریزرخساره هستند. ماتریکس میکریتی به میکرواسپارایت/اسپارایت متبلور شده است (شکل، ۷f).

- اسفنج کراتوس وکستون

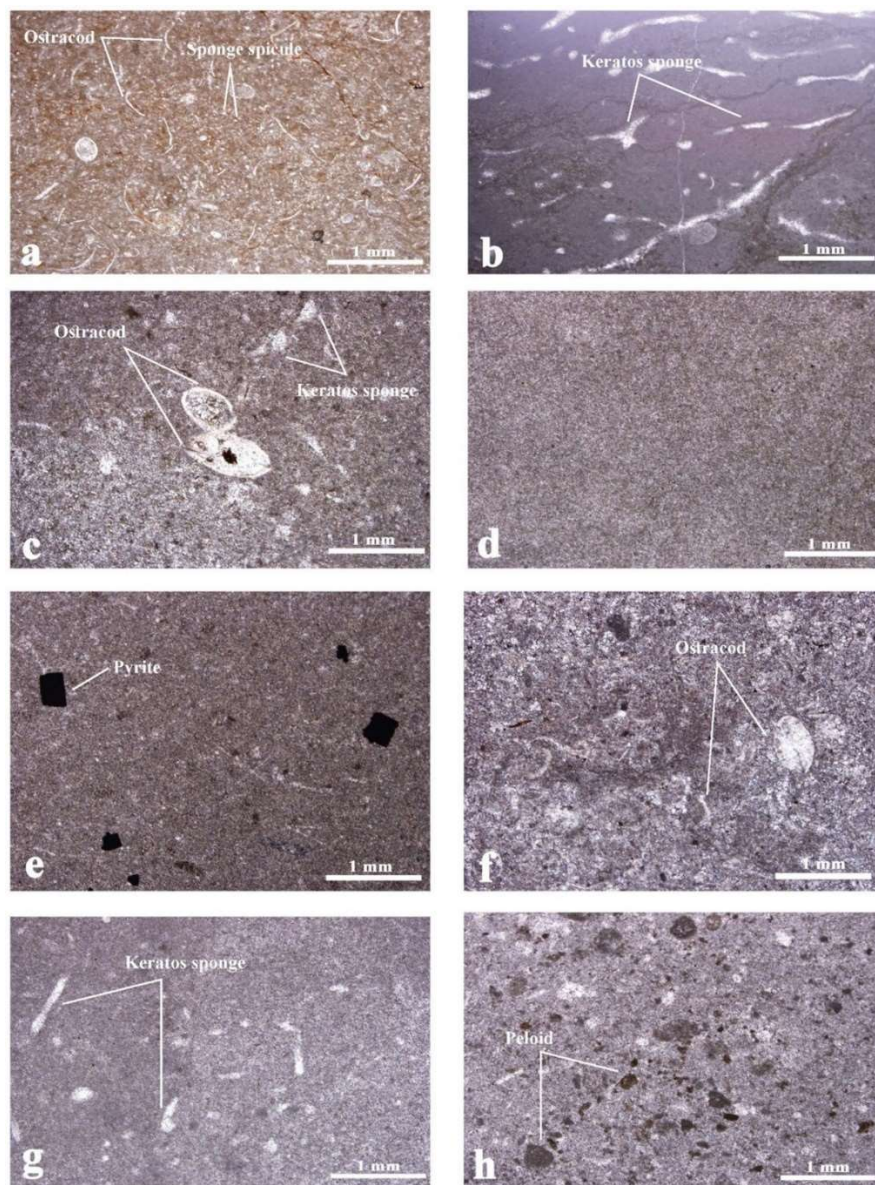
این ریزرخساره در قاعده‌ای ترین لایه سازند الیکا و بلافاصله در بالای رس مرزی قرار گرفته است و متعلق به آهک‌های خاکستری تا سبز کم‌رنگ نازک لایه در قاعده این سازند می‌باشد. تنها مشکله اصلی این ریز رخساره اسفنج کراتوس (در حدود ۱۵ درصد) است که جورشدگی و گردشدگی ضعیفی نشان می‌دهند و در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند. پلوئیدهای گردشده تا نیمه گردشده جز عناصر فرعی این آلوم هستند. این ریزرخساره برای اولین بار در قاعده سازند الیکا در برش زال مشاهده شده و در مطالعات قبلی (لدا و همکاران، ۲۰۱۴) و گلیوا و همکاران (۲۰۲۰) به آن اشاره نشده است (شکل، ۷g).

- پلوئیدال وکستون

این ریزرخساره در آهک‌های زرد تا خاکستری روشن متوسط لایه بخش‌های قاعده ای تریاس زیرین الیکا وجود دارد. پلوئیدهای زاویه دار تا نیمه زاویه دار از عناصر اصلی این ریز رخساره هستند که در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند. اینتراکلاستهای زاویه دار و اسفرهای اسپارایتی از عناصر فرعی این ریزرخساره هستند. گرد شدگی و جورشدگی آلوم ها ضعیف است. زمینه میکریتی در بعضی قسمت‌ها شواهدی از تبلور مجدد نشان می‌دهد (شکل، ۷h).

- کلارایا وکستون

این ریزرخساره در بخش میانی آهک‌های زرد تا خاکستری کم‌رنگ متوسط لایه تریاس زیرین سازند الیکا مشاهده می‌شوند و در آنها قطعات اسکلتی صدف دو کفه ای کلارایا که دچار تبلور مجدد شده‌اند تنها مشکله این ریز رخساره بوده که در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند. جورشدگی و گردشدگی دانه ها ضعیف می‌باشد. در اطراف بعضی از دانه ها آثار ضعیفی از میکریتی شدن وجود دارد. ماتریکس میکریتی دچار تبلور مجدد شده و در بین کریستال‌های کلسیت اسپاری پیریت وجود دارد (شکل، ۸a).



شکل ۷- عکس‌هایی از مقاطع نازک تعدادی از نمونه‌های برداشت شده از آهک‌های پاراتیرولیتس‌دار، رس مرزی به سن پرمین بالایی و آهک‌های تریاس زیرین سازند الیکا در برش زال، ناحیه جلفا. a) Sponge ostracod wackestone، نمونه P-9، آهک پاراتیرولیتس‌دار؛ b) Keratos sponge packstone، نمونه P-10، آهک پاراتیرولیتس‌دار؛ c) Sponge spicule ostracod wackestone، نمونه BC-1، رس مرزی؛ d) Mudstone، نمونه T-11، آهک‌های بخش زیرین تریاس زیرین سازند الیکا؛ e) Mudstone، نمونه T-183، آهک‌های بخش میانی تریاس زیرین سازند الیکا که دارای پیریت می‌باشد؛ f) Ostracod wackestone، نمونه T-5، آهک‌های بخش زیرین تریاس زیرین سازند الیکا؛ g) Keratos sponge wackestone، نمونه T-1، لایه پایه قاعده‌ای آهک‌های بخش زیرین تریاس زیرین سازند الیکا؛ h) Peloidal wackestone، نمونه T-8، آهک‌های بخش زیرین تریاس زیرین سازند الیکا.

Figure 7- Photomicrographs of some thin sections of collected samples from Upper Permian Paratirolites Limestone, "Boundary Clay" and Lower Triassic Elika Formation at Zal section, Julfa area. a) Sponge ostracod wackestone, sample P-9, Paratirolites Limestone; b) Keratos sponge packstone, sample P-10, Paratirolites Limestone; c) Sponge spicule ostracod wackestone, sample BC-1, "Boundary Clay"; d) Mudstone, sample T-11, limestones in the lower part of the Lower Triassic Elika Formation; e) Mudstone, pyrite-bearing limestones of the middle part of the Lower Triassic Elika Formation; f) Ostracod wackestone, sample T-5, limestone in the lower part of the Lower Triassic Elika Formation; g) Keratos sponge wackestone, sample T-1, basal beds of the lower limestones of the Lower Triassic Elika Formation; h) Peloidal wackestone, sample T-8, limestones of the lower part of the Lower Triassic Elika Formation.

- بایوکلاستیک پلوییدال وکستون

این ریزرخساره در آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه بخش ریرین سازند الیکا وجود دارد که در آن پلوییدهای نیم گرد تا زاویه دار، گاستروپودها و استراکدها (در حدود ۲۰ درصد) مشکله‌های اصلی بوده و دانه‌های اسکلتی غیرقابل تشخیص مشکله‌های فرعی را تشکیل می‌دهند. زمینه میکریتی در بعضی قسمت‌ها به میکرو اسپارایت/اسپارایت متبلور شده است. میزان جورشدگی و گرد شدگی ضعیف می‌باشد (شکل، ۸b).

- اینتراکلاستیک وکستون

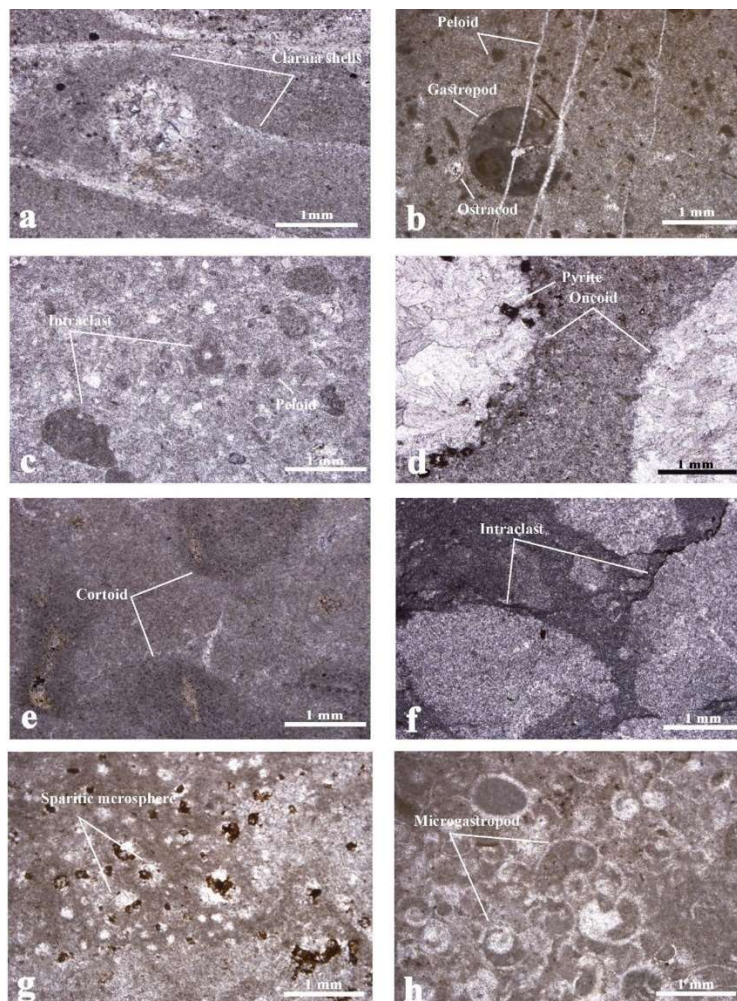
این ریزرخساره در آهک‌های خاکستری تیره تا کمرنگ و متوسط لایه بخش‌های بالایی تریاس زیرین الیکا یافت می‌شود. اینتراکلاست‌ها مشکله اصلی در این ریزرخساره هستند و دارای ترکیبی مشابه با زمینه میکریتی هستند و دارای جورشدگی ضعیف بوده و زاویه دار تا نیمه زاویه دار با قطر ۱ تا ۵ میلی متر هستند. پلوییدهای نیمه گرد تا زاویه دار و قطعات اسکلتی استراکد جز مشکله‌های فرعی در این ریزرخساره هستند. در زمینه آثاری از تبلور مجدد وجود دارد (شکل، ۸c).

- آنکوئیدال وکستون/فلوتستون

این ریزرخساره در آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه قاعده‌ای سازند الیکا و در آهک‌های خاکستری متوسط بالایی سازند الیکا مشاهده می‌شود. آنکوئیدها با چشم غیرمسلح در این آهک‌ها قابل رویت هستند (شکل‌های، ۵e, f). آنکوئیدها دارای اشکال کروی تا بیضوی بوده و جورشدگی در آنها متوسط می‌باشد. از عناصر فرعی این ریزرخساره استراکدها و اسفرهای اسپارایتی را می‌توان نام برد. حفظ شدگی آنکوئیدها بسیار ضعیف می‌باشد بطوریکه کل ساختار آنکوئید با کلسیت اسپاری پرشده و فقط پوشش میکریتی ظریفی در اطراف دانه‌ها وجود دارد. پیریت در حاشیه و بر روی دانه‌های آنکوئید ماهده می‌شود. آنکوئید وکستون همچنین در مطالعات قبلی در آهک‌های تریاس زیرین سازند الیکا گزارش شده است (هوراسک و همکاران، ۲۰۰۷؛ لدا و همکاران، ۲۰۱۴) (شکل، ۸d).

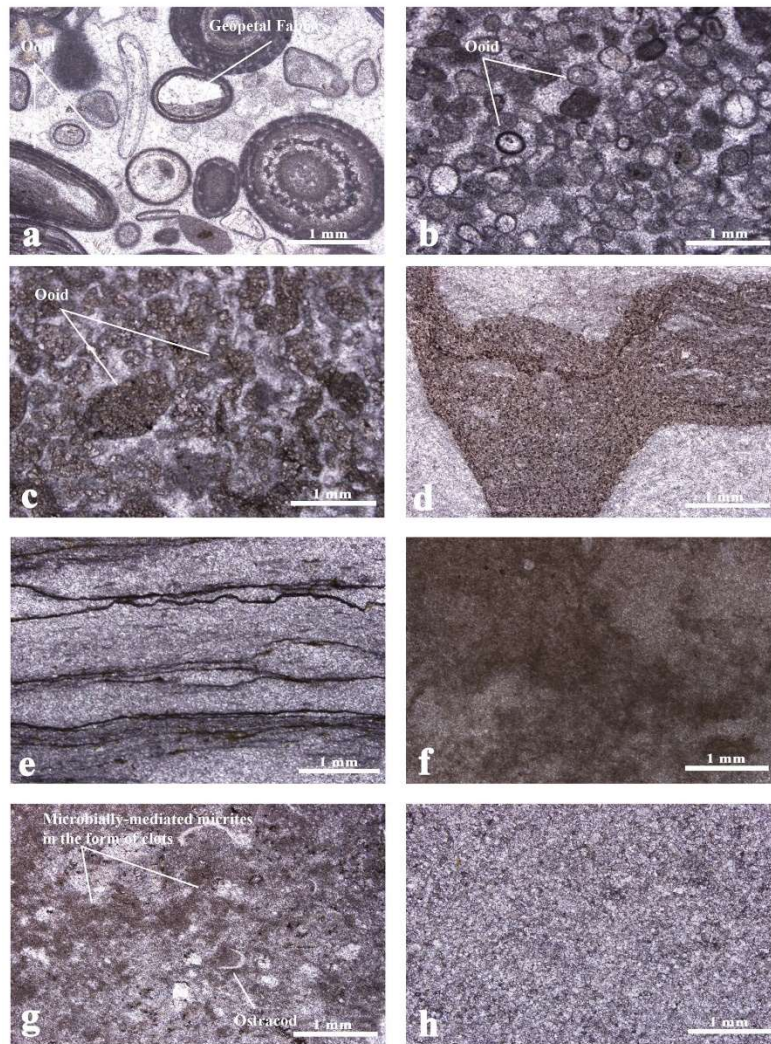
- کورتوئید وکستون/فلوتستون

این ریزرخساره در آهک‌های خاکستری تیره و متوسط لایه بخش‌های میانی سازند الیکا وجود دارد. این دانه‌ها اکثراً گرد شده هستند و پوشش‌های میکریتی در اطراف دانه‌ها در یک سمت هسته آنکوئیدها بیشتر از طرف دیگر می‌باشند. هسته کورتوئیدها را دانه‌های بیوکلاست تشکیل می‌دهند که در پاره‌ای موارد میکریتی شدن گسترده باعث از بین رفتن ساختار اولیه قطعه اسکلتی شده است و کاملاً توسط میکریت جایگزین شده و یک قطعه میکریتی (اینتراکلاست) را بجا گذاشته است. شواهد پوشش‌های میکریتی مخرب در کورتوئیدها مشهود است بطوریکه در هیچکدام از آلوکم‌ها مرز مشخصی و منظمی بین هسته و پوشش میکریتی وجود ندارد و آلوکم فاقد یک شکل مدور و مشخص هستند. این وضعیت ناشی از فعالیت فراوان جلبک‌های مشخص برای سوراخ‌های ریز (microboring) در داخل قطعات اسکلتی می‌باشد (شکل، ۸e).



شکل ۸- عکس‌هایی از مقاطع نازک تعدادی از نمونه‌های برداشت شده از آهک‌های تریاس زیرین سازند الیکا در برش زال، ناحیه جلغا. (a) Claraia wackestone، نمونه T-159، آهک‌های بخش میانی تریاس زیرین سازند الیکا، پوسته‌های کلارایا دچار تبلور مجدد شده‌اند؛ (b) Bioclastic peloidal wackestone، نمونه T-2، آهک‌های بخش زیرین تریاس سازند الیکا؛ (c) Intraclastic wackestone، نمونه T-255، آهک‌های بخش بالایی تریاس زیرین سازند الیکا؛ (d) Oncoidal floatstone، نمونه T-242، آهک‌های بخش بالایی تریاس سازند الیکا، آنکوئیدها اسپاریتی شده‌اند و در اطراف آنها میکریتی شدن ضعیفی مشاهده می‌شود. همچنین بلورهای دولومیت بر روی آنکوئیدها رشد کرده است؛ (e) Cortoidal folatstone، نمونه T-177، آهک‌های بخش میانی تریاس سازند الیکا، هسته کورتوئیدها عناصر اسکلتی است که فقط آثاری از آن مشاهده می‌شود؛ (f) Intraclastic floatstone، نمونه T-215، آهک‌های بخش بالایی تریاس سازند الیکا؛ (g) Sparitic microsphere wackestone، نمونه T-7، آهک‌های بخش زیرین تریاس سازند الیکا؛ (h) Microgastropod packstone، نمونه T-2، آهک‌های بخش زیرین تریاس سازند الیکا، که آثاری از میکریٹ لخته ای در زمینه آن مشاهده می‌شود که احتمالاً منشأ میکروبیال دارد.

**Figure 8- Photomicrographs of some thin sections of the collected samples from Lower Triassic Elika Formation at Zal section, Julfa area. a) Claraia wackestone, sample T-159, limestones of the middle part of the Lower Triassic Elika Formation, Claraia shells have been recrystallized; b) Bioclastic peloidal wackestone, sample T-2, limestones of the lower part of the Lower Triassic Elika Formation; c) Intraclastic wackestone, sample T-255, limestones of the upper part of the Lower Triassic Elika Formation; d) Oncoidal floatstone, sample T-242, limestones of the upper part of the Lower Triassic Elika Formation, oncoids are sparitic and with low micrite envelope, dolomite crystals have grown on oncoids; e) Cortoidal folatstone, sample T-177, limestones of the middle part of the Elika Formation, skeletal grains form the cortoid nucleus which are partly preserved; g) Sparitic microsphere wackestone, sample T-7, limestones of the lower part of the Lower Triassic Elika Formation; h) Microgastropod packstone, sample T-2, limestones of the Lower part of the Lower Triassic Elika Formation with clotted micrite in the background of microbial origin.**



شکل ۹- عکس‌هایی از مقاطع نازک تعدادی از نمونه‌های برداشت شده از آهک‌های تریاس زیرین سازند الیکا در برش زال، ناحیه جلفا. (a) Ooidal grainstone، نمونه T-259، آهک‌های بخش بالایی تریاس زیرین سازند الیکا؛ (b) Ooidal grainstone، نمونه T-257، آهک‌های بخش بالایی تریاس زیرین سازند الیکا، هسته‌های اسپاریتی که برخی از آنها کاملاً ساختار خود را از دست داده است؛ (c) Ooidal grainstone، نمونه T-60، آهک‌های بخش بالایی تریاس زیرین سازند الیکا، ائیدها دولومیتی شده‌اند و فاقد ساختار می‌باشند و تنها شبی از ائید را نشان می‌دهند؛ (d) Stromatolite boundstone، نمونه T-63، آهک‌های بالایی بخش زیرین تریاس سازند الیکا، نمونه Stromatolite boundstone، نمونه T-217، آهک‌های بخش میانی تریاس سازند الیکا؛ (f) Thrombolite boundstone، نمونه T-147، آهک‌های بخش میانی تریاس سازند الیکا؛ (g) Bioclastic wackestone، نمونه T-15، آهک‌های بخش زیرین تریاس سازند الیکا، در این آهک‌ها میکریست که توسط میکروب‌ها ایجاد شده به فرم لخته‌ای و بی شکل مشاهده می‌شود؛ (h) Dolosparite، نمونه T-212، آهک‌های بخش بالایی تریاس سازند الیکا.

**Figure 9- Photomicrographs of some thin sections of the collected samples from Lower Triassic Elika Formation at Zal section, Julfa area. a) Ooidal grainstone, sample T-259, limestones of the upper part of the Lower Triassic Elika Formation, b) Ooidal grainstone, sample T-257, limestones of the upper part of the Lower Triassic Elika Formation, ooids are with sparitic nucleus that some of them have lost their original structures; c) Ooidal grainstone, sample T-60, limestones of the upper part of the Lower Triassic Elika Formation, ooids are dolomitized and have no structure and only show ghost of ooids; d) Stromatolite boundstone, sample T-217, limestones of the middle part of the Lower Triassic Elika Formation; f) Thrombolite boundstone, sample T-147, limestones of the middle part of the Lower Triassic Elika Formation; g) Bioclastic wackestone, sample T-15, limestones of the lower part of the Elika Formation, in this limestones micrite is in the form of clots and amorphous shapes; h) Dolosparite, sample T-212, limestones of the upper part of the Lower Triassic Elika Formation.**

- اینتراکلاستیک وکستون/فلوتستون

این ریزرخساره ظاهری شبیه به برش دارد و در آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه در بخش‌های زیرین و میانی تریاس زیرین سازند الیکا مشاهده می‌شود. قطعات اینتراکلاست در اندازه قلوه بوده و در رخنمون قابل رویت هستند (شکل‌های، d, g, ۵). اینتراکلاست‌های میکریتی زاویه دار تا نیمه گرد شده هستند و در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند. هم کلاست‌ها و هم زمینه تا حدودی دچار تبلور مجدد شده‌اند. گردش‌دگی و جورشدگی در این رخساره ضعیف است. قطعات اینتراکلاست بصورت نامنظم قرار گرفته‌اند. اندازه این قطعات اکثراً بیشتر از یک سانتیمتر است و تا ۳ تا ۵ سانتی متر می‌رسد و مشابه با کنگلومرای درون حوضه ای با قلوه‌های مسطح است که در نهشته‌های تریاس زیرین سایر نقاط دنیا نیز گزارش شده است (ویگنال و تویچت، ۱۹۹۹؛ سانو و همکاران، ۲۰۱۱). علت ایجاد این کنگلومراها به کنده شدن سنگ آهک‌های سنگی شده توسط بر اثر طوفان‌های شدید نسبت داده شده است (سپکاسکی، ۱۹۸۲؛ ویگنال و تویچت، ۱۹۹۹؛ پروس و همکاران، ۲۰۰۵) (شکل، f, ۸).

- میکروسفر اسپارایتی وکستون

این ریزرخساره در آهک‌های ورقه ای خاکستری روشن تا زرد روشن در بخش زیرین سازند الیکا وجود دارد که حاوی آلوکم‌های کروی، بیضوی یا نامنظم است که داخل آنها با کلسیت اسپاری پر شده است و اندازه آنها تا ۱۸ میلیمتر می‌رسد. این آلوکم‌ها بصورت جدا از هم یا بصورت فشرده دیده می‌شوند. میکروسفرها همراه با پیریت هستند که بین کلسیت اسپاری که درون میکروسفرها را پر می‌کند قرار گرفته است و در پاره ای موارد میکروسفرها دارای یک پوشش پیریتی کاملاً تیره هستند. علاوه بر میکروسفرها قطعات پوسته استراکود و یا پوسته کامل آن نیز به تعداد کم مشاهده می‌شود. میکروسفرهای اسپارایتی نامنظم ممکن است بقایای کریئوئیدها باشد که در این صورت تجمعات متراکم آنها می‌تواند نماینده نهشته‌های بوجود آمده توسط طوفان باشد (لدا و همکاران، ۲۰۱۴). بعضی از نمونه‌های میکروسفر بسیار بزرگ بوده و می‌تواند نماینده آنکوئیدها باشد که کاملاً اسپارایتی شده است. این ریزرخساره همچنین در رسوبات تریاس زیرین جنوب چین (کرشواو، ۱۹۹۹)، جنوب تبت (بروهویلر، ۲۰۰۹) و عمان (بود و همکاران، ۲۰۱۲) گزارش شده است (شکل، g, ۸).

- میکروگاستروپود پکستون

این ریزرخساره در آهک‌های متوسط زرد کمرنگ بخش‌های قاعده‌ای سازند الیکا مشاهده می‌شود و میکروگاستروپودها با تراکم نسبتاً بالا (بیش از ۷۰ درصد) جز مشکله‌های اصلی هستند که در یک زمینه میکریتی قرار گرفته‌اند و حجرات آنها عمدتاً با میکریت یا اسپارایت پر شده است. استراکد و سوزن اسفنج از عناصر فرعی می‌باشند. حفظ شدگی میکروگاستروپودها ضعیف می‌باشد. جورشدگی ضعیف تا متوسط و گردش‌دگی نیز متوسط است. میکروگاستروپود پکستون بعنوان تمپستایت در موقعیت رمپ میانی در نظر گرفته شده‌اند (عارفی فرد و بود، ۲۰۲۲). این نهشته‌ها عمدتاً در مناطق کم عمق کربناته تریاس در سایر نقاط دنیا نیز گزارش شده‌اند (Calvet and Tucker, 1988؛ Colombie et al., 2014). نهشته‌های طوفانی سازند الیکا در برش مورد مطالعه دارای ضخامت بسیار کم در حد چند سانتیمتر بوده و دانه ریز هستند و ذرات غالب آن گاستروپود هستند (شکل، h, ۸).

- الییدال گرینستون

این ریزرخساره در آهک‌های خاکستری متوسط لایه بخش بالایی سازند الیکا مشاهده می‌شود که متشکل از گرینستونی است که مشکله‌های آن عمدتاً الیید می‌باشد. الییدها دارای اندازه کوچک تا متوسط می‌باشد با اندازه‌هایی بین ۰/۱ تا ۱/۵ میلیمتر است و به اشکال کروی و بیضوی دیده می‌شوند. بیش از ۹۰ درصد آلوکم‌ها الیید هستند و کمتر از ۱۰ درصد آلوکم‌ها را عناصر اسکلتی تشکیل می‌دهند. جورشدگی در الییدها ضعیف تا متوسط است. الییدها به اشکال کروی، بیضوی و کشیده دیده می‌شوند. هسته الییدها شامل قطعات گرد شده‌ای از الییدهای دیگر، قطعات اسکلتی و یا کلسیت اسپارایتی است. الییدهای سطحی و مرکب نیز در این رخساره

مشاهده می شود. پوشش‌های دور هسته‌های فشرده و فاقد ویژگی خاصی بوده و یا ممکن است لامینه‌های ظریفی را نشان دهند که یادآور الییدهای میکریتی است. پوشش‌های میکریتی در قطعات اسکلتی معدودی که در این رخساره وجود دارد نیز مشاهده می‌شود. در بخش‌های زیرین این رخساره الییدهایی هسته‌های کاملاً اسپارایتی شده و پوشش‌های دور هسته کاملاً میکریتی بوده و هیچ ساختاری را نشان نمی‌دهد. الییدها عمدتاً با اندازه کوچک (در حدود ۰/۵ میلی‌متر) بوده و جورشدگی متوسط دارند. در الیید گرینستونی که در بخش‌های بالایی این ریزرخساره دیده می‌شود، حفظ شدگی الییدها ضعیف بوده و تبلور مجدد و دولومیتی شدن گسترده است بطوری‌که فقط شبیحی از الییدها مشاهده می‌شود. جورشدگی و گردشدگی دانه‌های الیید ضعیف تا متوسط است (شکل‌های، ۹a,b,c).

#### - استروماتولیت باندستون

استروماتولیت‌ها در برش مورد مطالعه در بخش‌های مختلف برش مورد مطالعه شامل لایه‌های بالای بخش زیرین، بخش میانی و لایه‌های زیرین بخش بالایی تریاس زیرین سازند الیکا رخنمون دارند. میکروبیالیت‌های سازند الیکا بلافاصله در بالای مرز پرمو-تریاس مانند برش دره همبست (طراز و همکاران، ۱۹۸۱؛ حیدری و همکاران، ۲۰۰۳؛ کورته و همکاران، ۲۰۰۴؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۳؛ عارفی فرد و بود، ۲۰۲۲) ظاهر نمی‌شوند. استروماتولیت‌ها از تناوب لایه‌های تیره و روشن تشکیل شده‌اند. لایه‌های روشن در بعضی بخش‌ها دچار تبلور مجدد شده و یا دولومیتی شده‌اند. لایه‌های تیره از ورقه‌های بسیار نازک میکریتی (به ضخامت در حدود ۴۵۰ تا ۵۰۰ میکرون) تشکیل شده‌اند که بصورت بین لایه‌ای با لامینه‌های ضخیم‌تر (به ضخامت حدود میکرون ۹۰۰ تا ۱ میلی متر)، که متشکل از آلوکم‌های بدام افتاده نظیر قطعات اسکلتی ناشناخته، قطعات کوچک اسپارایتی و پلوییدها هستند، قرار می‌گیرند. لامینه‌های میکریتی در بعضی موارد بسیار تیره بوده و همراه با بلورهای پیریت می‌باشند. همچنین در این استروماتولیت‌ها حفراتی دیده می‌شوند که با کلسیت اسپاری پر شده‌اند و موازی با سطح لایه‌بندی هستند (شکل‌های، ۹d,e).

#### - ترومبولیت باندستون

ترومبولیت‌ها در مقایسه با استروماتولیت‌ها در افق‌های محدودی در تریاس زیرین سازند الیکا در برش مورد مطالعه مشاهده می‌شوند، بطوری‌که تنها در افق‌های محدودی در بخش‌های زیرین و میانی سازند الیکا وجود دارد. ترومبولیت‌ها با فابریک لخته‌ای در روی زمین قابل شناسایی هستند (شکل، ۵e). در مقاطع نازک ترومبولیت‌ها بصورت میکریک لخته‌ای و فاقد شکل، که ناشی از تشکیل میکریک بواسطه فعالیت میکروبی می‌باشد، وجود دارد (شکل، ۹g) که در بین لخته‌ها آلوکم‌هایی نظیر استراکد، پلوییدها، میکروسفرهای اسپارایتی و کلسیت اسپاری وجود دارد (شکل، ۹f).

#### - دولو اسپارایت (دولومیت‌های متوسط بلور)

این دولومیت‌ها در افق‌های محدودی در بخش‌های زیرین و میانی سازند الیکا مشاهده می‌شود. اندازه بلورها بین ۶۲ تا ۲۶۰ میکرون (میانگین ۱۶۰ میکرون) تغییر می‌کند. این نوع بافت معادل زینوتاپیک (Xenotopic) فریدمن (۱۹۶۵)، زینوتاپیک (Xenotopic-A) گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و Nonplanar-A مازولو (۱۹۹۲) است. بافت این دولومیت‌ها از موزائیکی از بلورهای بی‌شکل با مرز بین بلوری از نوع غیرمسطح تشکیل شده‌اند. در این نوع دولومیت‌ها هیچگونه آثاری از بافت اولیه مشاهده نمی‌گردد. دولومیت‌های با بافت متوسط بلور یا دولواسپارایت‌ها در دمای بالا جانشین سنگ آهک می‌شوند و بافت غیر مسطح را بوجود می‌آورند (گرگ و سیبلی، ۱۹۸۴؛ گرگ، ۱۹۸۸؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). بنظر می‌رسد که دولواسپارایت‌های سازند الیکا در اثر تبلور دولومیکرواسپارایت‌ها و یا جانشینی سنگ آهک اولیه در دمای بالا و در طی تدفین بوجود آمده باشد (شکل، ۹h).



## ۶- محیط رسوبگذاری

در آهک پاراتیرولیتس‌دار به سن چنگسینگین بالایی که بخش قاعده‌ای برش مورد مطالعه در برش زال را تشکیل می‌دهد با داشتن محتویات فونایی متشکل از آمونوئید، استراکد، سوزن اسفنج، رادیولر و کرینویید، ریز رخساره‌هایی غالباً با زمینه میکریتی (مانند بیوکلاستیک و کستون) و آشفستگی زیستی شدید دلالت بر یک محیط شلف بیرونی رسوبگذاری آرام و عمیق و کم انرژی با نرخ پایین رسوبگذاری را دارند. وجود مجموعه‌های فراوانی از استراکدهای بنتیک در چنگسینگین پسین در برش زال دلالت بر وجود اکسیژن فراوان و کافی در آهک پاراتیرولیتس‌دار دارد (کوزور، ۲۰۰۷؛ گلیوا و همکاران، ۲۰۲۰). وجود موقعیت آب‌های عمیق در نهشته‌های بالایی چنگسینگین با نبود شواهد فرسایش در برش ارس (گلیوا و همکاران، ۲۰۲۰) و سایر رسوبات همزمان در آباده و برش آلی‌بازی (ریچوز و همکاران، ۲۰۱۰؛ لدا و همکاران، ۲۰۱۴) تشخیص داده شده است. اسفنج کراتوس پکستون در گذر از آهک پاراتیرولیتس‌دار به رس مرزی با داشتن یک شبکه فیبری کلسیتی شده از اسفنج‌هایی که در یک ماتریکس میکریتی قرار گرفته‌اند هنوز شرایط آب‌های عمیق را نشان می‌دهد. ریزرخساره اسفنج پکستون که بدنبال حادثه انقراض انتهایی پرمین بوجود آمده همانطوری که توسط لو و ریتنر (۲۰۱۴) و بود و همکاران (۲۰۲۱) نیز گزارش شده، اولین بار بعنوان یک نشانه‌ای از انقراض انتهایی پرمین توسط لدا و همکاران (۲۰۱۴) و گلیوا و همکاران (۲۰۲۰) و همچنین به عنوان رخساره بعد از انقراض توسط هیندل و همکاران (۲۰۱۸) و فوستر و همکاران، (۲۰۲۰) از آن نام برده شده است. همزمانی فابریک اسفنج کراتوس با رخساره‌های ترومبولیت به سن گریسباخین تا دینارین به عنوان یک ویژگی بعد از انقراض در نظر گرفته شده است (لو و ریتنر، ۲۰۱۴؛ فریسنبیچلر و همکاران، ۲۰۱۸؛ هیندل و همکاران، ۲۰۱۸؛ بود و همکاران، ۲۰۲۱). از طرف دیگر، گذر از آهک پاراتیرولیتس‌دار به رس مرزی به سن بالایی‌ترین بخش چنگسینگین نشان دهنده توقف رسوبگذاری کربناته و پایان تسلط فونا بوسیله استراکدهای با پوسته کوچک همراه با کنودونت‌ها و آمونوئیدهای می‌باشد (قادری و همکاران، ۲۰۱۴؛ کورن و همکاران، ۲۰۱۶، ۲۰۲۱a,b) که خود نشانه‌ای از تغییر محیطی اصلی است. رخساره رس مرزی دارای یک تفاوت لیتولوژی شاخص با آهک پاراتیرولیتس‌دار زیرین می‌باشد بطوری که غالباً از رسوبات شیلی تشکیل شده است. محیط رسوبی رس مرزی بحث برانگیز بوده است زیرا عده‌ای برای آن یک موقعیت شلف بیرونی کم انرژی را در نظر گرفته‌اند (ریچوز و همکاران، ۲۰۱۰؛ لدا و همکاران، ۲۰۱۴؛ گلیوا و همکاران، ۲۰۲۰) و عده‌ای دیگر یک موقعیت دریایی کم عمق را برای آن پیشنهاد کرده‌اند (محتاط آقایی و همکاران، ۲۰۰۹). هیچگونه شواهدی از بیرون زدگی و فرسایش در رس مرزی وجود ندارد اما بر اساس تغییر رنگ از قرمز به سبز کمرنگ در شیل‌های بالایی رس مرزی به نظر می‌رسد که یک شرایط کم عمق در بخش بالایی رس مرزی بوجود آمده است (عارفی فرد و بود، ۲۰۲۲). این شرایط کم عمق شدگی نباید با بیرون زدگی اشتباه شود اما می‌تواند به عنوان یک تغییر در سطح آب دریا و موقعیت رسوبگذاری از شلف بیرونی مربوط به اسفنج پکستون در راس آهک پاراتیرولیتس‌دار به موقعیت شلف میانی در بخش بالایی رس مرزی در نظر گرفته شود.

شروع رسوبگذاری نهشته‌های کربناته جدید با نام سازند الیکا با لایه‌های دارای میکروگاستروپود (بلروفونتیدها) پکستون است که منعکس کننده تمپستایت‌ها در موقعیت رمپ میانی کم عمق تر است. تغییر رخساره از آهک‌های حاوی فسیل چنگسینگین به آهک‌های با تنوع فسیلی کم و اندک تریاس زیرین استیلای شرایط سخت برای زیست موجودات را بعد از انقراض انتهایی پرمین نشان می‌دهد اگرچه حضور میکروگاستروپودها، استراکدها و کرینوییدها دلالت بر وجود شرایط دریایی نسبتاً مساعد و تا حدودی اکسیژن‌دار برای زیست محدود این موجودات می‌باشد. دلیل حضور کم تجمعات فسیلی در تریاس زیرین ناشی از استرس‌های محیطی پایدار و تاخیر طولانی مدت در بهبود شرایط محیطی برای زیست موجودات می‌باشد (وی و همکاران، ۲۰۱۵؛ سانگ و همکاران، ۲۰۱۸). ریز رخساره میکروگاستروپود پکستون با پلوییدال بایوکلاست و کستون و بایوکلاستیک و کستون همراه با اسفرهای پر شده با کلسیت اسپاری مربوط به سنگ آهک‌های ورقه‌ای لایه‌های کلارایا سازند الیکا دنبال می‌شود. تفسیر منشا اسفرها مشکل است اما احتمالاً بقایای اسکلتی هستند که توسط کلسیت اسپاری پر شده‌اند. اسفرهای اسپارایتی در نهشته‌های تریاس زیرین آباده (عارفی فرد و بود، ۲۰۲۲) و همچنین عمان و جنوب چین (کرشاو و همکاران، ۲۰۱۱، بود و همکاران، ۲۰۱۲، لدا و همکاران، ۲۰۱۴) گزارش شده‌اند.

میکروگاستروپود پکستون و بایوکلاستیک وکستون در قاعده لایه‌های کلارایا همچینین دارای یک ظاهر لخته‌ای هستند که منشا میکروبی را پیشنهاد می‌کند اما هیچگونه تشکیلات میکروبی در قاعده نهشته‌های تریاس زیرین در برش زال قابل شناسایی نیست. محیط رسوبگذاری بخش‌های قاعده‌ای سازند الیکا در مقایسه با آهک پاراتیرولیتس‌دار و رس مرزی زیرین موقعیت شلف درونی را نشان می‌دهد. وجود آنکوئیدال وکستون در بالای بخش‌های قاعده‌ای لایه‌های کلارایا به یک روند به سمت بالا کم عمق شونده دلالت دارد. وجود اینتراکلاستیک وکستون/فلوتستون در بخش‌های زیرین و بالایی برش مورد مطالعه نشان دهنده وجود شرایط و فعالیت طوفانی با انرژی بالا بصورت دوره‌ای در طی نهشته شدن رسوبات تریاس زیرین بوده که منجر به کنده شدن سیمان آغازی در کف دریا و خرد شدن آنها و نهشته شدن مجدد آنها بعد از جابجایی اندک شده است (پروس و همکاران، ۲۰۰۵؛ گلیوا و همکاران، ۲۰۲۰). نهشته‌های میکروبی بصورت عمدتاً استروماتولیت، ترومبولیت به تعداد محدودتر و همچینین به شکل میکریت لخته‌ای، و کورتوئیدها در بخش‌های بالایی بخش زیرین و بخش‌های میانی و بالایی تریاس زیرین الیکا در موقعیت آب‌های کم عمق شلف داخلی مشاهده می‌شوند. وجود نهشته‌های میکروبی در رسوبات تریاس زیرین در حوضه تئیس نظیر برش همبست (حیدری و همکاران، ۲۰۰۳؛ کورته و همکاران، ۲۰۰۴؛ ریچوز و همکاران، ۲۰۱۰، عارفی فرد و بود، ۲۰۲۲)، برش ارس (لدا و همکاران، ۲۰۱۴؛ فریزنیچلر و همکاران، ۲۰۱۸؛ گلیوا و همکاران، ۲۰۲۰)، برش تاش و کلاریز (ستوهیان، ۱۳۸۷، ۱۳۹۳)، برش آلی باشی (لدا و همکاران، ۲۰۱۴)، برش کوه سورمه (هیندل و همکاران، ۲۰۱۸)، برش شهرضا (ریچوز، ۲۰۰۶) و برش کوه دنا (هیندل و همکاران، ۲۰۱۵) گزارش شده است. حضور الیتیک گرینستون در بخش‌های بالایی تریاس زیرین سازند الیکا نشان دهنده یک محیط دریایی پرانرژی است. از طرف دیگر، بر روی این ریزرخساره دولومیت‌ها قرار گرفته‌اند که به دلیل اینکه هیچگونه آثاری از بافت اولیه را نشان نمی‌دهند تفسیر محیط رسوبی آنها بسیار مشکل است. بطور کلی رسوبگذاری در طی تریاس زیرین در برش زال شرایط آب‌های کم عمق صورت گرفته که با نوسانات انرژی همراه بوده است.

## ۶- نتیجه گیری

در این تحقیق جزئیات تغییرات ریزرخساره و محیط رسوبی توالی پرمین بالایی-تریاس زیرین در برش زال در شمال غرب ایران مورد بررسی قرار گرفت. گذر از نهشته‌های پرمین بالایی به تریاس زیرین با تغییرات رخساره‌ای دریای عمیق (رمپ بیرونی) به محیط کم عمق شلف درونی مشخص می‌شود. وجود اسفنج کراتوس وکستون، میکروگاستروپود پکستون و پلوئیدال وکستون در قاعده نهشته‌های تریاس زیرین در برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که بر خلاف برش دره همبست در ناحیه آباده تشکیلات میکروبیال در شروع تریاس در این برش تشکیل نشده است. با این وجود، میکریت لخته‌ای با منشا میکروبی در لایه‌های قاعده‌ای برش زال قابل تشخیص می‌باشد. حضور اسفنج کراتوس در لایه‌های رس مرزی و لایه قاعده‌ای سازند الیکا بعنوان فابریک بعد از انقراض برای اولین بار در این برش گزارش می‌شود. بر خلاف گزارش‌های قبلی تشکیلات میکروبیال در نهشته‌های تریاس زیرین سازند الیکا در برش زال بیشتر از نوع استروماتولیت بوده و به مقدار کمتر شامل ترومبولیت و میکریت لخته‌ای و کورتوئید می‌باشند که عمدتاً در لایه‌های بالایی بخش زیرین و بخش‌های میانی و بالایی سازند الیکا گسترش دارند. هرچند که در بخش‌های قاعده‌ای و بطور محدود در بخش‌های میانی و بالایی توالی مورد مطالعه حضور عناصر اسکلتی نظیر استراکد، اسفنج و دوکفه ای مشاهده می‌شود ولی دارای فراوانی و تنوع کم بوده که استیلای استرس‌های محیطی طولانی مدت در محیط را نشان می‌دهد. با توجه به گسترش و نوع ریزرخساره‌های سازند الیکا در برش مورد مطالعه، محیط رسوبی آن از نوع کم عمق با نوسانات انرژی بوده است. وجود اینتراکلاستیک فلوتستون (در بخش‌های زیرین و میانی) و اییدال گرینستون (در بخش‌های بالایی) شرایط انرژی بالا، وجود بایوکلاستیک وکستون، پلوئیدال وکستون، و مادستون شرایط انرژی پایین و وجود تشکیلات میکروبیال شرایط انرژی متوسط را نشان می‌دهد.

## References

- Alavi, M (1991) Tectonic map of the Middle East, Geological survey of Iran. Scale: 1, 5000000.
- Alavi, M (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21 (1): 1-33. doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7
- Algeo, T. J., Twitchett, R. J (2010) Anomalous Early Triassic sediment fluxes due to elevated weathering rates and their biological consequences: *Geology*, 38: 1023-1026. doi.org/10.1130/G31203.1
- Algeo, T. J., Chen, Z. Q., Fraiser, M. L., Twitchett, R. J (2011) Terrestrial-marine teleconnections in the collapse and rebuilding of Early Triassic marine ecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 1-11. doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.01.011
- Arefifard, S (2017) Foraminiferal-based paleobiogeographic reconstructions in the Carboniferous of Iran and its implications for the Neo-Tethys opening time: a synthesis. *Geologica Acta*, 15 (2): 1-17. 10.1344/GeologicaActa2017.15.2.5
- Arefifard, S., Baud, A (2022) Depositional environment and sequence stratigraphy architecture of continuous Upper Permian and Lowermost Triassic deep marine deposits in NW and SW Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 603: 111187. doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111187
- Babakhui, G., Adabi, M. H., Moalemi, A., Lotfpour, M (1386) Determining the primary mineralogical composition of the carbonates of the lower part of Elika Formation in Jaban region using geochemical and petrographic studies, 26th Conference of Earth Sciences, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran (in Persian).
- Baud, A., Richoz, S., Beauchamp, B., Cordey, F., Grasby, S., Henderson, C.M., Krystyn, L., Nicora, A (2012) The Buday'ah Formation, Sultanate of Oman: a Middle Permian to Early Triassic oceanic record of the Neotethys and the late Induan microsphere bloom. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43 (1): 130-144. doi.org/10.1016/j.jseae.2011.08.016
- Baud, A., Richoz, S., Brandner, R., Krystyn, L., Heindel, K., Mohtat, T., Mohtat-Aghai, P., Horacek, M. (2021) Sponge takeover from End-Permian Mass Extinction to early Induan Time: Records in Central Iran Microbial Buildups. *Frontiers in Earth Science*, 9: 1-23. doi.org/10.3389/feart.2021.586210
- Bruhwieler, T., Goudemand, N., Galfetti, T., Bucher, H., Baud, A., Ware, D., Hermann, E., Hochuli, P. A., Martini, R (2009) The Lower Triassic sedimentary and carbon isotope records from Tulong (South Tibet) and their significance for Tethyan palaeoceanography. *Sedimentary Geology*, 222 (3): 314-332. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.10.003
- BadriKolalo, N., Hamidi, B., Vaziri, S. H., Aghanabati, S. A (2015) Biostratigraphic Correlation of Elikah Formation in Zal Section (Northwestern Iran) with Ruteh and Type Sections in Alborz Mountains Based on Conodonts. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 7: 78-88.
- Besse, J., Torq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., Krystyn, L., Saidi, A (1998) Late Permian to Late Triassic paleomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangea. *Geophysical Journal International*, 135: 77-92. doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00603.x
- Brunet, M. F., Wilmsen, M., Granath, J. W (2009) South Caspian to Central Iran Basins. *Geological Society of London, Special Publications*, 312: 1-6. doi.org/10.1144/SP312
- Calvet, E., Tucker, M. E (1988) Outer ramp carbonate cycles in the Upper Muschelkalk, Catalan Basin, NE Spain. *Sedimentary Geology*, 57: 185-198. doi.org/10.1016/0037-0738(88)90026-7
- Colombie, C., Badenas, B., Aurell, M., Gotz, A. E., Bertholon, S., Boussaha, M (2014) Feature and duration of meter-scale sequences in a storm-dominated carbonate ramp setting (Kimmeridgian, northeastern Spain). *Sedimentary Geology*, 312: 94-108. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.08.002
- Erwin, D. H., Bowring, S. A., Jin, Y.G (2002) The end-Permian mass extinctions. In: Koeberl, C., MacLeod, K. G. (Eds.), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America Special Paper, 356: 363-383. 10.1130/0-8137-2356-6.363
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*: Berlin. Springer-Verlag, Heidelberg, New York, 984p.
- Foster, W.J., Lehrmann, D.J., Yu, M., Ji, L., Martindale, R.C (2018) Persistent environmental stress delayed the recovery of marine communities in the aftermath of the Latest Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33 (4): 338-353. 10.1002/2018pa003328
- Friedman, G. M (1965) Terminology of Crystallization Textures and Fabrics in Sedimentary Rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 35: 643-655. doi.org/10.1306/74D7131B-2B21-11D7-8648000102C1865D

- Friesenbichler, E., Richoz, S., Baud, A., Krystyn, L., Sahakyan, L., Vardanyan, S., Peckmann, J., Reitner, J., Heindel, K (2018) Sponge-microbial build-ups from the lowermost Triassic Chanakhchi section in southern Armenia: Microfacies and stable carbon isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 490: 653-672. doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.11.056
- Ghaderi, A., Garbelli, C., Angiolini, L., Ashouri, A. R., Korn, D., Rettori, R., Gharaie, M. H. M (2014) Faunal change near the end-Permian extinction: the brachiopods of the Ali Bashi Mountains, NW Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 120: 27-59. 10.13130/2039-4942/6048
- Ghaderi Barmi, S (1393) Facies and sedimentary environment of Elika Formation in west of Damghan (Shamshirzanan Mountain), M.Sc. thesis, Islamic Azad University, Shahrood branch (in Persian).
- Glaus, M (1964) Trias und oberperm in Zentralen Elburs (Persien). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 57: 497-508.
- Gliwa, J., Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Tomás, S., Foster, W. J., Forel, M.-B., Ghanizadeh Tabrizi, N., Grasby, S. E., Struck, U., Ashouri, A. R., Korn, D (2020) Aras Valley (Northwest Iran): high-resolution stratigraphy of a continuous central Tethyan Permian/Triassic boundary section. *Fossil Record*, 23: 33-69. doi.org/10.5194/fr-23-33-2020
- Golshani, F., Partoazar, H., Seyed-Emami, K (1986) Permian-Triassic Boundary in Iran. *Memorie della societa geologica italiana*, 34: 257-262.
- Gregg, J. M (1988) Origins of dolomite in the offshore facies of the Bonneterre Formation (Cambrian), southeast Missouri, in: Shukla, V., Baker, P. A. (Eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones: Society Economic Paleontologists and Mineralogists Special publication*, 43: 67-83. doi.org/10.2110/pec.88.43.0067
- Gregg, J. M., Shelton, K. L (1990) Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonneterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 60: 549-562. doi.org/10.1306/212F91E2-2B24-11D7-8648000102C1865D
- Gregg, J. M., Sibley, D. F (1984) Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture. *Journal of Sedimentary Research*, 54: 908-931. doi.org/10.1306/212F8535-2B24-11D7-8648000102C1865D
- Hassanzadeh, J., Wernicke, B. P (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics* 35: 586-621. doi.org/10.1002/2015TC003926
- Heindel, K., Foster, W.J., Richoz, S., Birgel, D., Roden, V.J., Baud, A., Brandner, R., Krystyn, L., Mohtat, T., Koşun, E., Twitchett, R.J., Reitner, J., Peckmann, J (2018) The formation of microbial-metazoan bioherms and biostromes following the latest Permian mass extinction. *Gondwana Research*, 61: 187-202. doi.org/10.1002/2015TC003926
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W. J., Ghazi, A. M (2003) Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction: part I- Sedimentology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 405-423. doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00258-X
- Jahani, D (1397) Sedimentology and sedimentary environment of intra-basin conglomerates with flat clasts of the lower part of the Elika Formation (Lower Triassic) in Alborz Mountains, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 110: 47-54 (in Persian). doi.org/10.22071/gsj.2018.109715.1340
- Kershaw, S., Zhang, T., Lan, G. (1999) A ?microbialite carbonate crust at the Permian–Triassic boundary in South China, and its palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146 (1-4): 1-18. doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00139-4
- Kershaw, S., Crasquin, S., Li, Y., Collin, P.Y., Forel, M.B., Mu, X., Baud, A., Wang, Y., Xie, S., Maurer, F., Guo, L (2011) Microbialites and global environmental change across the Permian-Triassic boundary: a synthesis. *Geobiology*, 10: 25-47. doi.org/10.1111/j.1472-4669.2011.00302.x
- Korn, D., Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Ashouri, A. R (2016) The ammonoids from the late Permian Paratirolites Limestone of Julfa (East Azerbaijan, Iran). *Journal of Systematic Palaeontology*, 14: 841-890. doi.org/10.1080/14772019.2015.1119211
- Korn, D., Hairapetian, V., Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Akbari, A (2021a) The Changhsingian (late Permian) ammonoids from Baghuk Mountain (Central Iran). *European Journal of Taxonomy*, 776: 1-106. doi.org/10.5852/ejt.2021.776.1559
- Korn, D., Leda, L., Heuer, F., Moradi Salimi, H., Farshid, E., Akbari, A., Schobben, M., Ghaderi, A., Struck, U., Gliwa, J., Ware, D., Hairapetian, V (2021b) Baghuk Mountain (Central Iran): high-resolution stratigraphy of a continuous Central Tethyan Permian–Triassic boundary section. *Fossil Record*, 24 (1): 171-192. doi.org/10.5194/fr-24-171-2021, 2021
- Korte, C., Kozur, H. W., Joachimski, M. M., Strauss, H., Veizer, J., Schwark, L (2004) Carbon, sulfur, oxygen and strontium isotope records, organic geochemistry and biostratigraphy across the Permian/Triassic boundary in Abadeh, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 9: 565-581. doi.org/10.1007/s00531-004-0406-7

- Kozur, H.W (2007) Biostratigraphy and event stratigraphy in Iran around the Permian–Triassic Boundary (PTB): implications for the causes of the PTB biotic crisis. *Global Planetary Change*, 55 (1-3): 155-176. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.06.011
- Leda, L., Korn, D., Ghaderi, A., Hairapetian, V., Struck, U., Reimold, W. U (2014) Lithostratigraphy and carbonate microfacies across the Permian-Triassic boundary near Julfa (NW Iran) and in the Baghuk Mountains (Central Iran). *Facies*, 60 (1): 295-325. doi.org/10.1007/s10347-013-0366-0
- Liu, X.-C., Wang, W., Shen, S.-Z., Gorgij, M. N., Ye, F.-C., Zhang, Y.-C., Furuyama, S., Kano, A., and Chen, X.-Z (2013) Late Guadalupian to Lopingian (Permian) carbon and strontium isotopic chemostratigraphy in the Abadeh section, central Iran: *Gondwana Research*, 24(1): 222-232. doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.012
- Luo, C., Reitner, J (2014) First report of fossil “keratose” demosponges in Phanerozoic carbonates: preservation and 3-D reconstruction, *Naturwissenschaften*, 101: 467-477, 2014. doi.org/10.1007/s00114-014-1176-0
- Mahari, R (2012) Sequence Stratigraphy Based on Facies and Sedimentary Environments of Triassic Elika Formation in North of Tabriz, Iran. *Life Science Journal*, 9(2): 64-70.
- Mazzullo, S. J (1992) Geochemical and Neomorphic Alteration of Dolomite: A Review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37. doi.org/10.1007/BF03175390
- Metcalf, I (2006) Palaeozoic and Mesozoic tectonic evolution and palaeogeography of East Asian crustal fragments: the Korean Peninsula in context. *Gondwana Research*, 9: 24-46. doi.org/10.1016/j.gr.2005.04.002
- Metcalf, I (2013) Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*. 66: 1-33. doi.org/10.1016/j.jseas.2012.12.020
- Mohtat-Aghai, P., Vachard, D., Krainer, K (2009) Transported foraminifera in Palaeozoic deep red nodular limestones exemplified by latest Permian *Neendothyra* in the Zal section (Julfa area, NW Iran). *Revista española de micropaleontología*, 41: 197-213.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., Zanchi, A (2009a) Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *Georabia*, 14: 17-48. doi.org/10.2113/georabia140417
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M., Berra, F (2009b) The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. *Geological Society of London, Special Publication*, 312: 7-29. doi.org/10.1144/SP312
- Natal'in, B. A., Şengör, A. M. C (2005) Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure. *Tectonophysics*, 404: 175-202. doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.011
- Pashaei, H., Hamdi, B., Aganbati, S. A (1391) Biostratigraphy of Triassic deposits in Ruteh section in Alborz Mountains (north of Tehran), *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 86: 11-18 (in Persian).
- Payne, J. L., Lehrmann, D. J., Wei, J., Orchard, M. J., Schrag, D. P., Knoll, A. H (2004) Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. *Science*, 305: 506-509. 10.1126/science.1097023
- Payne, J. L., Lehrmann, D. J., Wei, J., Knoll, A. H (2006) The pattern and timing of biotic recovery from the end-Permian extinction on the Great Bank of Guizhou, Guizhou Province, China. *Palaios* 21:63-85. doi.org/10.2110/palo.2005.p05-12p
- Pourheydar, S. Z., Adabi, M. H., Mousavi Tasouj, M. R., Sadeghi, A (1399) Diagenesis processes and geochemical characteristics of Elika Formation deposits in the large Gadhamgah anticline in the south of Central Alborz. *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, 6(1): 55-82 (in Persian). doi.org/10.22071/gsj.2020.194184.1679
- Pourheydar, S. Z., Adabi, M. H., Mousavi Tasouj, M. R., Sadeghi, A (1400) The sedimentary environment of the Lower-Middle Triassic carbonate platform in the large Gadhamgah anticline in the south of central Alborz. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 31(2): 148-137 (in Persian). doi.org/10.22071/gsj.2020.194184.1679
- Pruss, S. B., Corsetti, F. A., Bottjer, D. J (2005) The unusual sedimentary rock record of the Early Triassic: a case study from the southwestern United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222 (1-2): 33-52. doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.03.007
- Retallack, G. J (1995) Permian–Triassic life crisis on land. *Science*, 267: 77-80. 10.1126/science.267.5194.77
- Richoz, S (2006) Stratigraphie et variations isotopiques du carbone dans le Permien superieur et le Trias inferieur de quelques localites de la Neotethys (Turquie, Oman et Iran). (Institut de Geologie et Paleontologie).
- Richoz, S., Krystyn, L., Baud, A., Brandner, R., Horacek, M., Mohtat-Aghai, P (2010) Permian-Triassic boundary interval in the Middle East (Iran and N. Oman): progressive environmental change from detailed carbonate carbon isotope marine curve and sedimentary evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39 (4): 236-253. doi.org/10.1016/j.jseas.2009.12.014
- Ruttner, A (1993) Southern borderland of Triassic laurasia in north-east Iran. *Geologische Rundschau*, 82: 110-120. 10.1007/BF00563274

- Saidi, A., Brunet, M. F., Ricou, L. E (1997) Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from late Paleozoic to early cretaceous subsidence curves. *Geodynamica Acta*, 10: 189-208. doi.org/10.1080/09853111.1997.11105302
- Samii Rad, M (1393) Facies and sedimentary environment of Elika Formation (Early Triassic) in the northeast of Damghan (Darbanmeh region), M.Sc. thesis, Islamic Azad University, Shahrood branch (in Persian).
- Sano, H., Onoue, T., Orchard, M. J., Martini, R (2011) Early Triassic peritidal carbonate sedimentation on a Panthalassan seamount: the Jesmond succession, Cache Creek Terrane, British Columbia, Canada. *Facies*, 58 (1): 113-130. 10.1007/s10347-011-0270-4
- Sedlacek, A. R., Saltzman, M. R., Algeo, T. J., Horacek, M., Brandner, R., Foland, K., Rhawn, F., Denniston, R. F (2014)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  stratigraphy from the early triassic of Zal, Iran: linking temperature to weathering rates and the tempo of ecosystem recovery. *Geology*, 429: 779-782. doi.org/10.1130/G35545.1
- Sengör, A. M. C (1990) A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: the Geology and Tectonics of the Oman Region, Robertson, A. H. F., Searle, M. P., Ries, A. C. (Eds). Geological Society of London, Special Publication, 49: 797-831. 10.1144/GSL.SP.1992.049.01.49
- Sepkoski J. J (1982) Mass extinctions in the Phanerozoic oceans: a review. In: Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the earth, Silver L. T., Schultz, P.H. (Eds.). Geological Society of America, special Papers, 190: 283-289. doi.org/10.1130/SPE190-p283
- Seyed-Emami, K (2003) Triassic in Iran. *Facies*, 48 (1): 91-106. doi.org/10.1007/BF02667532
- Sotohian, F (1387) Sequence stratigraphy of the Elika Formation in Talash section, Eastern Alborz. *Journal of Science, University of Tehran, Tehran University Science Journal*, 34(1): 69-61 (in Persian).
- Sotohian, F (1393) Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Lower and Middle Triassic deposits in the Calariz section (southwest of Shahrood), *Applied Sedimentology*, 4: 37-49 (in Persian).
- Haijun Song, H., Wignall, P. B., Dunhill, A. M (2018) Decoupled taxonomic and ecological recoveries from the Permo-Triassic extinction. *Science Advances*, 4: 1-6. 10.1126/sciadv.aat5091
- Stampfli, G. M., Borel, G. D (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33. doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X
- Stampfli, G. M., Borel, G. D (2004) The TRANSMED transects in space and time: Constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. M., Ziegler, P (Eds.), *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer Verlag, 53-80. doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7\_3
- Sun, Y. D., Joachimski, M. M., Wignall, P. B., Yan, C., Chen, Y., Jiang, H., Wang, L., Lai, X (2012) Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse. *Science*, 338: 366-370. 10.1126/science.1224126
- Tahmasabi, A (1376) Investigation of microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the lower and middle parts of the Elika Formation in the east of Central Alborz, M.Sc. thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran (in Persian).
- Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K., Shimizu, D., Bando, Y., Ishii, K.-I., Maurata, M., Okimura, Y., Sakagami, S., Nakamura, K., Tokuoka, T (1981) The Permian and the lower Triassic systems in Abadeh region, Central Iran: *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University*. In: Series of Geology and Mineralogy, 47: 62-133.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482p.
- Vaziri, S (1384) Lithostratigraphy of the Elika Formation in the northeast of Jajarm (Eastern Alborz, Binalud transitional zone), *Journal of Basic Sciences (Islamic Azad University)*, 15(57): 271-285 (in Persian).
- Wan, B., Chu, Y., Chen, L., Liang, X., Zhang, Z., Ao, S., Talebian, M (2021) Paleo-Tethys subduction induced slab-drag opening the Neo-Tethys: Evidence from an Iranian segment of Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 221: 103788. doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103788
- Wei, H., Shen, J., Schoepfer, S. D., Krystyn, L., Richoz, S., Algeo, T. J (2015) Environmental controls on marine ecosystem recovery following mass extinctions, with an example from the Early Triassic. *Earth-Science Reviews*, 149: 108-135. doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.10.007
- Wignall, P. B., Twitchett, R. J (1999) Unusual intraclastic limestones in Lower Triassic carbonates and their bearing on the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Sedimentology*, 46 (2): 303-316. doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00214.x
- Xu, H. P., Zhang, Y.-C., Yuan, D.-X., Shen, S. Z (2022) Quantitative palaeobiogeography of the Kungurian–Roadian brachiopod faunas in the Tethys: Implications of allometric drifting of Cimmerian blocks and opening of the Mesozoic Tethys Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 601: 111078. 10.1016/j.palaeo.2022.111078

- Yaqoubi, M., Najafzadeh, A., Zahdi, A., Mahari, R., Khaleghi, F (1401) Petrography and geochemistry of Elika Formation dolomites in the Zal section, Julfa, Northwestern Iran. *Applied Sedimentology*, 10(19): 53-35 (in Persian). 10.22084/PSJ.2022.25490.1326
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M., Muttoni, G (2009) The Cimmerian evolution of the Naxhlak-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society of London, Special Publication*, 312: 261-286. doi.org/10.1144/SP312.1
- Zhang, Y.-C., Zhai, Q.-G., Fan, J.-J., Song, P.-P., Qie, W.-K (2022) Editorial preface to special issue: From Prototethys to Neotethys: Deep time paleobiogeographic and paleogeographic evolution of blocks in the Qinghai-Tibet Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 599: 111046. 10.1016/j.palaeo.2022.111046

# Microfacies and depositional environment of the Lower Triassic deposits of the Elika Formation at the Zal section, Julfa area, NW of Iran

S. Arefifard\*<sup>1</sup> and S. Shahinfar<sup>2</sup>

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2- Ph. D. (graduated), Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

\* sarefi.s@lu.ac.ir

## Abstract

One of the most complete sedimentary successions of the Upper Permian-Lower Triassic is located at Zal section, in NW Iran. This section was examined in order to determine the microfacies changes and depositional environment in uppermost Permian and through the entire Lower Triassic. The microfacies change from deep deposits of the uppermost portion of the *Paratirolites* Limestone to the upper Changhsingian Boundary Clay post-extinction facies is sharp lithologically and in terms of faunal content. This change appears to be associated with shallowing but there is no evidence of erosion or subaerial exposure. Despite of the presence of microgastropod packstone and bioclastic wackestone with clotted appearance in their micritic matrix, which is indicative of microbial origin, at the beginning of Triassic at the Zal section, but no microbial buildups such as thrombolite are observable in the lowermost beds of the Elika Formation. Keratos sponge fabric, which has been previously reported only from the uppermost beds of the upper Changhsingian *Paratirolites* Limestone at Zal section, has been found both in uppermost Changhsingian Boundary Clay and in lowermost beds of the Lower Triassic Elika Formation as post-extinction facies. Upper Permian to Lower Triassic transition at Zal section is associated with considerable microfacies change from deep water setting to shallow water inner shelf setting. Microbial carbonates appear in the upper beds of the lower part and in the middle and upper parts of the Lower Triassic Elika Formation at Zal section, which unlike previous reports is mainly in the form of stromatolite, and in a more limited way includes thrombolite, clotted micrite and cortoids. The microfacies study of the Lower Triassic Elika Formation shows the prevalence of a shallow water environment with energy fluctuations in different parts such as mudstone and bioclastic wackestone (low energy), microbial buildups (medium energy) and intraclastic floatstone and ooidal grainstone (high energy).

**Keywords:** Elika Formation, Lower Triassic, Environmental changes, Microbial carbonates, End-Permian extinction.

## Introduction

The Lower and Middle Triassic deposits in Iran generally include platform carbonate rocks that overlie disconformably the Permian strata (Golshani et al., 1986). Lower and Middle Triassic sediments can be divided into three distinct lithological units, which include the lower thin-bedded limestone unit, the middle dolomite unit, and the upper limestone unit (Seyd Emami, 2003). Lower and Middle Triassic sediments in Alborz generally consist of limestone in the lower part and dolomite in the upper part and are named as Elika Formation (Glaus, 1964). In the type section and other outcrops of the Elika Formation in Alborz, the lower part of the Elika Formation consists of platy limestones and marly limestones, which can be distinguished from the thick dolomites of the upper parts by the characteristic of thin bedding, worm-like structures, and the presence of *Claraia* bivalves and small gastropods. Due to the abundant presence of worm-like structures in the limestones of the lower part of Elika Formation, they are called vermiculated lime. Dolomites and dolomitic limestones in the upper part of Elika Formation are massive and cliffy and are known as Elika dolomites. In some areas of Alborz, such as Veresk and Shahmirzad, the dolomites of the upper part of the Elika Formation are overlain by limestones known as the Veresk limestone, which



form the uppermost part of the Elika Formation. As the Neotethys opened, the Cimmerian blocks moved northward, and subduction of the Paleotethys oceanic crust along the Eurasian margin was activated, which continued for almost most of the Permian to Triassic time (Rüttner, 1993; Besse et al., 1998; Zanchi et al., 2009; Metcalfe, 2013; Xu et al., 2022). The presence of thick deposits of the Elika Formation (up to 900 m, for example, in the Shahmirzad and Versak sections) compared to the Middle and Upper Permian deposits of Alborz (up to 500 m in the type sections of the Ruteh and Nessen formations) was as the result of the general transgression of the sea throughout Alborz at the beginning of the Triassic (Brunette et al., 2009). This increase in the thickness of the sediments in the Lower Triassic of Alborz is probably caused by the approach of Alborz to the oblique subduction zone of the Turan arc (Natal'in and Shengör, 2005; Muttoni et al., 2009a,b). The Elika Formation overlies disconformably the Middle Permian (Ruteh Formation) or Upper Permian (Nessen Formation) rocks, and its upper boundary is defined by disconformity discontinuity under the Upper Triassic-Middle Jurassic shales and sandstones of the Shamshak Formation. Biostratigraphy (Pashaei et al., 2012; BadriKolalo et al., 2015), microfacies, depositional environment, and sequence stratigraphy (Tahmasabi, 1996; Vaziri, 2005; Sotohian, 2008, 2014; Mahari et al., 2012; Samii Rad, 2014; Ghaderi Barmi, 2014; Jahani, 2018; Pourheydar et al., 2021) and geochemistry (Babakhui et al., 2007; Pourheydar et al., 2020; Yaqoubi et al., 202) of the Elika Formation in different southern, western and eastern parts of Alborz and limitedly in Julfa region have been studied by several geologists. The Early Triassic represents a long period of biotic recovery after the end-Permian extinction, which destroyed marine and terrestrial ecosystems (Retallack, 1995; Erwin et al., 2002; Payne et al., 2006; Algeo et al., 2011). The Early Triassic was characterized by instability in the carbon cycle and global temperature fluctuations, suggesting that environmental perturbations prevented biotic recovery (Payne et al., 2004; Sun et al., 2012). Increased sedimentation rates (Algeo and Twitchett, 2011) and unusual temperature changes (Sun et al., 2012) probably contributed to the prolonged recovery of the marine ecosystem after the end-Permian biotic crisis. Strontium  $^{88/87}\text{Sr}$  isotope values of Lower Triassic deposits in the Zal section, in Julfa region, have been studied by Sedlasek et al (2014). In Zal section, no detailed studies have been carried out on the microfacies and sedimentary environment of the Lower Triassic deposits. Investigating the depositional environment of Lower Triassic carbonates in the Zal section provides the possibility to evaluate the relationship between environmental changes and its impact on marine ecosystem changes after the end-Permian extinction.

## Materials and methods

In order to study the deposits of the uppermost part of the Upper Permian and the Lower Triassic and their microfacies and depositional environment, the well-known Zal section in the northwest of Iran was measured and sampled (264 samples) including the uppermost beds of the *Paratirolites* limestones (2 samples), "Boundary Clay" (one sample) and Lower Triassic limestones of the Elika Formation (261 samples). Thin sections were prepared from the collected samples and studied by polarizing microscope. Tucker and Wright (1990) and Flügel (2010) were used to name the microfacies and determine the depositional environment.

## Discussion of results

In *Paratirolites* Limestone of upper Chenghsingian age, which forms the basal part of the section studied in the Zal section, with faunal contents consisting of ammonoid, ostracod, sponge spicule, radiolarian and crinoid, microfacies mostly with micritic background (such as bioclastic wackestone) and intense biological disturbances indicate a calm, deep and low-energy outer shelf environment with a low sedimentation rate. The existence of abundant assemblages of benthic ostracods in the late Chenghsingian in the Zal section indicates the presence of abundant and sufficient oxygen in *Paratirolites* Limestone (Kozur, 2007; Gliva et al., 2020). The presence of deep waters in the upper deposits of Chenghsingian has been recognized by the lack of evidence of erosion in Aras section (Gliva et al., 2020) and other coeval deposits in the Abadeh and Ali Bashi sections (Richoz et al., 2010; Leda et al., 2014). Keratos sponge packstone in transition from

*Paratirolites* Limestone to “Boundary Clay” with a calcitized fibrous network of sponges embedded in a micritic matrix still represents deep water conditions. The sponge packstone microfacies, which was formed after the end-Permian extinction event, as reported by Luo and Reitner (2014) and Baud et al. (2021), was first introduced as an indication of the end-Permian extinction event by Leda et al. (2014) and Gliwa et al. (2020) and also as post-extinction facies by Heindel et al. (2018) and Foster et al., (2020). The coincidence of the Keratos sponge fabric with thrombolite facies of Griesbachian to Dienerian age has been considered as a post-extinction feature (Luo and Reitner, 2014; Friesenbichler et al., 2018; Heindel et al., 2018; Baud et al., 2021). On the other hand, the transition from the *Paratirolites* Limestone to the uppermost Changhsingian “Boundary Clay” indicates the cessation of carbonate sedimentation and the end of fauna dominance by small-shelled ostracods along with conodonts and ammonoids (Qadri et al., 2014; Korn et al., 2016, 2021a,b) which is a sign of the main environmental change. The “Boundary Clay” facies has an important lithological difference with the underlying *Paratirolites* Limestone, as it is mostly composed of shaly deposits. The depositional environment of the “Boundary Clay” has been controversial because some have considered a low-energy outer shelf setting for it (Richoz et al., 2010; Leda et al., 2014; Gliwa et al., 2020) and others have suggested a shallow marine setting (Mahhatat Aghaei et al., 2009). There is no evidence of emerging and erosion in the “Boundary Clay”, but based on the color change from red to pale green in the upper shales of the “Boundary Clay”, it seems that a shallowing condition has occurred in the upper part of the “Boundary clay (Arefifard and Bau, 2022). This shallowing condition should not be confused with emerging, but it can be considered as a change in sea level and depositional setting from the outer shelf related to the sponge packstone at the top of *Paratirolites* Limestone to the middle shelf setting in the upper part of the “Boundary Clay”. The beginning of the deposition of new carbonate deposits named Elika Formation is with microgastropod (Blerophontids) packstone beds, which reflects tempestites in the shallower middle ramp position. The facies change from the limestones containing the Changhsingian fossil-bearing limestones to the limestones with little fossil diversity in the Lower Triassic shows the harsh conditions for organisms after the end-Permian extinction, although the presence of microgastropods, ostracods and crinoids indicates relatively favorable marine and somewhat oxygenated conditions for the limited life of these organisms. The reason for the low presence of fossil assemblages in the Lower Triassic is due to persistent environmental stress and long-term delay in the recovery of environmental conditions for organisms (Wei et al., 2015; Song et al., 2018). The microgastropod packstone microfacies is followed by ploidal bioclast wackestone and bioclastic wackestone along with spheres filled with sparry calcite related to platy limestones of *Claraia* beds of the Elika Formation. Sparitic spheres have been reported in the Triassic deposits of Abadeh (Arafifard and Baud, 2022) as well as Oman and South China (Kershaw et al., 2011; Baud et al., 2012, Leda et al., 2014). The microgastropod packstone and bioclastic wackestone at the base of the *Claraia* beds also have a clotted appearance that suggests a microbial origin, but no microbial formations can be identified at the base of the Lower Triassic deposits in the Zal section. The depositional environment of the basal parts of the Elika Formation shows an inner shelf setting compared to the *Paratirolites* Limestone and the underlying “Boundary Clay”. The presence of oncoidal wackestone above the basal parts of the *Claraia* beds indicates a shallowing upward trend. The presence of intraclastic wackestone/floatstone in the lower and upper parts of the studied section indicates the existence of periodic high-energy storm activity during the deposition of the Lower Triassic deposits, which led to the removal of the initial cement on the sea floor and their crushing and redeposition after little reworking (Pruss et al., 2005; Gliwa et al., 2020). Microbial deposits are mainly stromatolite, limited thrombolite and also in the form of clotted micrite, and cortoids which are observable in the upper portions of the lower part and the middle and upper parts of the Lower Triassic of Elika Formation in an inner shelf setting. The presence of microbial deposits in the Lower Triassic deposits have been reported in the Tethys basin, such as the Hambast section (Heydari et al., 2003; Korte et al., 2004; Richoz et al., 2010, Arefifard and Baud, 2022), the Aras section (Leda et al., 2014; Friesenbichler et al., 2018; Gliwa et al., 2020), the Tash and Kalariz section (Sotohian, 2013, 2014), the Ali Bashi section (Leda et al., 2014), the Kuh-e Surmeh section (Heindel et al., 2018), the Shahreza section (Richoz, 2006) and the Dena Mountain section (Heindel et al., 2015). The

presence of oolitic grainstone in the upper parts of the Lower Triassic of the Elika Formation indicates an energetic marine environment. On the other hand, dolomites overlie this microfacies, which are very difficult to interpret their sedimentary environment because they do not show any relicts of the primary texture. In general, during the Lower Triassic, sedimentation took place in the Zal section under shallow water conditions, which was associated with energy fluctuations.

### **Conclusion**

In this research, the details of the microfacies changes and sedimentary environment of the Upper Permian-Lower Triassic sequences at the Zal section, in northwest Iran were investigated. The transition from Upper Permian to Lower Triassic deposits is characterized by facies changes from outer ramp to inner shelf environment. The presence of Keratos sponge wackestone, microgastropod packstone and peloidal wackestone at the base of Lower Triassic deposits in the section under study shows that, unlike Hambast Valley section in Abadeh region, microbial formations were not formed in this section at the beginning of Triassic time. Nevertheless, clotted micrite of microbial origin can be detected in the basal beds of the Zal section. The presence of keratos sponge in the "Boundary Clay" beds and the basal beds of the Elika Formation as a fabric after extinction is reported for the first time in this section. Contrary to previous reports, the microbial formations in the Lower Triassic deposits of the Elika Formation in the Zal section are more of stromatolite type and to a lesser extent, they include thrombolite, clotted micrite and cortoid, which are mainly found in the upper layers of the lower part and the middle and upper parts of the Elika Formation. Although the presence of skeletal elements such as ostracod, sponge and bivalve can be observed in the basal parts and limitedly in the middle and upper parts of the studied sequence, they have low abundance and diversity, which shows the influence of long-term environmental stresses in the environment. Considering the distribution and type of microfacies of Elika Formation in the studied section, its depositional environment was of shallow type with energy fluctuations. The presence of intraclastic floatstone (in the lower and middle parts) and ooidal grainstone (in the upper parts) indicates high energy conditions. The bioclastic wackestone, peloidal wackestone, and mudstone indicates low energy conditions and the presence of microbial formations indicates medium energy conditions.