

بررسی ریزرخساره‌ها، تفسیر شرایط ته‌نشینی و تعیین مدل رسوبی نهشته‌های اواخر پرمین میانی و مرز گوادولوپین - لوپینگین در ناحیه آباد، ایران، غرب پالتوتیس

سیما شاهین فر^۱، بیژن یوسفی‌یگانه^{۲*} و سکینه عارفی فرد^۳

۱، ۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

نویسنده مسئول: Bizhan-yegane@gmail.com

دریافت: ۹۷/۱۲/۴ پذیرش: ۹۸/۵/۲۲

چکیده

در ایران رسوبات پرمین-تریاس در دامنه شمال شرقی کوه همبست، در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر آباد رخنمون دارند. یکی از ویژگی‌های منحصر بفرد این رسوبات وجود رخنمون‌های کاملی از سنگ‌های پرمین میانی تا پرمین بالایی است که نشانگر حوادث اتفاق افتاده در انتهای پرمین میانی است. منطقه مورد مطالعه شامل دو مقطع چینه‌شناسی در دره همبست شامل واحد ۳ سازند سورمق (Capitanian)، سازند آباد (Capitanian) شامل واحد 4a، واحد 4b و قسمت ابتدایی سازند همبست (Wuchiapingian) می‌باشد. بر اساس مطالعات انجام شده بر روی ۳۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی تعداد ۱۰ ریزرخساره رسوبی شامل ریزرخساره‌های وکستون بایوکلاستی، وکستون بایوکلاستی (استافلید)، وکستون بایوکلاستی (همی‌گوردیوپسیده)، وکستون / وکستون بایوکلاستی، وکستون بایوکلاستی (جلبکی)، وکستون بایوکلاستی (استراکد)، وکستون بایوکلاستی فنسترال‌دار، وکستون استروماتولیت‌دار، دولوستون و مادستون شناسایی شد. این ریزرخساره‌ها در پلاتفرمی از نوع رمپ هموکلینال نهشته شدند و مربوط به محیط لاگون غیرمحصور و محیط جزرومدی می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: سازند سورمق، سازند آباد، سازند همبست، ریزرخساره، جزرومدی، لاگون

پیشگفتار

دوره پسروی دریای پرمین در پایان این سیستم صورت گرفته، به همین دلیل، مرز بالای ردیف‌های پرمین ایران به طور عموم ناپیوسته ولی از نوع دگرشیبی موازی است. با این حال، در چند ناحیه از ایران (جلفا، کندوان، آمل، شهرضا و آباد) شواهدی از رسوب‌گذاری پیوسته از پرمین به تریاس گزارش شده است.

اغلب تحقیقات گذشته بر روی مرز گوادولوپین-لوپینگین در ناحیه آباد عمدتاً شامل داده‌های زیست‌چینه‌نگاری و ژئوشیمیایی است. طراز (۱۹۶۹، ۱۹۷۱ و ۱۹۷۳) و طراز و همکاران (۱۹۸۱) بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین را در چندین مقطع چینه‌شناسی در دره همبست در ناحیه آباد بررسی و هفت واحد چینه‌شناسی را معرفی کردند. واحدهای ۱ تا ۳ متعلق به سازند سورمق به سن Roadian-early Capitanian، واحدهای ۴ و ۵ متعلق به سازند آباد به سن Mid-Late Capitanian و واحدهای ۶ و ۷ متعلق به سازند همبست و به سن Wuchiapingian-Changhsingian می‌باشند و مبنای تعیین سن آن‌ها فونای فوزولینید، کنودونت و آمونیت هستند. باغبانی (۱۹۹۳) و

گسترش جغرافیایی سنگ‌های پرمین ایران، بسیار زیاد است و این باور وجود دارد که در زمان کربونifer پایانی و یا پرمین پیشین، با آرام گرفتن رخدادهای زمین‌ساختی هرسی‌نین و حرکت‌های رو به پایین زمین، شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا فراهم آمده است، به گونه‌ای که بسیاری از فرابوم‌های قدیمی در شمال آذربایجان، البرز، ایران مرکزی، سنندج - سیرجان و هم‌چنین زاگرس با دریای کم ژرفا و پیشرونده پرمین پوشیده شده، و سنگ‌های پرمین را می‌توان بر روی ردیف‌های گوناگون کربونifer، دونین، سیلورین، اردویسین و کامبرین دید. شواهد متعدد از پیشروی و پسروی مکرر در توالی سنگ‌های پرمین ایران گویای آن است که دریای پرمین بطور قابل‌ملاحظه‌ای تحت تاثیر حرکت‌های دیررس هرسی‌نین قرار داشته است. جدا از نبودهای رسوبی کوتاه و موقتی که به طور عموم با تشکیل افق‌های بوکسیت و لاتریت و یا نهشت رسوبات تبخیری همراه بوده، رسوبات پرمین ایران نشانگر سه چرخه رسوبی بزرگ است. آخرین

افتاده در انتهای پرمین میانی را امکان‌پذیر می‌سازد. منطقه مورد مطالعه شامل دو مقطع چینه‌شناسی در دره همبست شامل واحد ۳ سازند سورمق (Capitanian)، سازند آبادیه شامل واحد 4a (Capitanian)، واحد 4b (Capitanian-Wuchiapingian)، واحد ۵ (Wuchiapingian) و قسمت ابتدایی سازند همبست (Wuchiapingian) می‌باشد. با توجه به موارد ذکر شده در بالا بخصوص وجود رخنمون‌های کاملی از پرمین میانی تا پرمین بالایی، هدف اصلی این مطالعه بررسی دقیق ریزرخساره‌ها، شناسایی شرایط ته‌نشینی و مدل رسوبی نهشته‌های اواخر پرمین میانی و مرز گوادولوپین-لوپینگین در ناحیه آبادیه می‌باشد.

با توجه به اهمیت جهانی مرز گوادولوپین - لوپینگین جا دارد مختصری به آن بپردازیم:

بحران زیستی در انتهای پرمین، بزرگ‌ترین حادثه در تاریخ حیات فانروزوئیک است بطوریکه فونای پالئوزوئیک توسط فونای جدید جایگزین شدند (اروین، ۲۰۰۶). این حادثه در دو مرحله یکی در مرز پرمین میانی و پسین (Guadalupian-Lopingian boundary or G-LB) در ۲۶۰ میلیون سال پیش و دیگری در مرز پرمین و تریاس (Permian-Triassic boundary or P-TB) در ۲۵۲ میلیون سال پیش اتفاق افتاد (استنلی و یانگ، ۱۹۹۴؛ بامباچ، ۲۰۰۶). حادثه انتهای گوادالوپین تا اندازه‌ای مهم‌تر از انقراض انتهای لوپینگین می‌باشد زیرا در اثر این حادثه تنوع زیستی فراوان فونای دریایی کم عمق پرمین برای اولین بار قبل در مرز گوادالوپین-لوپینگین بطور چشمگیری کاهش پیدا کرد (ایسوزاکی و همکاران، ۲۰۱۱؛ گروس و وانگ، ۲۰۱۳). علاوه بر تغییرات اصلی در اجتماعات زیستی، حادثه مرز گوادالوپین-لوپینگین در داشتن پدیده‌های زمین‌شناسی متنوع در مقیاس جهانی منحصر بفرد می‌باشد بعنوان مثال می‌توان به پایین‌ترین سطح آب دریا در فانروزوئیک (هگ و اسپوچتر، ۲۰۰۸)، شروع نوسانات ناپایدار $\delta^{13}C_{carb}$ (ایسوزاکی، ۲۰۰۷a,b - ۲۰۰۹) و تغییر الگوی سریع در قطبیت مغناطیسی^۱ (ایسوزاکی، ۲۰۰۹) اشاره نمود که در این فاصله زمانی اتفاق افتاد. تمامی این پدیده‌هایی که ذکر شد در فانروزوئیک بسیار کمیاب بوده و محدود به بخش انتهایی پرمین میانی است. در واقع به نظر می‌رسد که

در بازنگری بیواستراتیگرافی رسوبات پرمین در ناحیه آبادیه واحدهای ۱ و ۲ را به سازند سورمق، واحد ۴ را به سازند آبادیه و واحدهای ۵، ۶ و ۷ را به سازند همبست نسبت داده است. سن سازندهای سورمق، آبادیه و همبست در این بازنگری به ترتیب Artinskian-Wuchiapingian، Capitanian و Wordian، Changsingian در نظر گرفته شده است. کوباشی و ایشی (۲۰۰۳) با مطالعه مجدد فوزولینیدهای سازند آبادیه در مقطع همبست سن Mid Roadian-Early Capitanian را برای این سازند در نظر گرفتند. کوزور (۲۰۰۵) و کنودونت‌های بالاترین بخش پرمین و مرز پرموتریاس را در مقاطع آبادیه، شهرضا و جلفا را مطالعه نمود. بررسی‌های بسیار دقیقی بر روی کنودونت‌های پرمین بالایی نواحی آبادیه و جلفا توسط شن و می (۲۰۱۰) انجام شد. علاوه بر مطالعات بیواستراتیگرافی بررسی‌های ژئوشیمیایی بر روی رسوبات پرمین و تریاس آغازی ایران در مقطع آبادیه صورت گرفته است. حیدری و همکاران (۲۰۰۰) محتویات Sr و ایزوتوپ‌های $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ برای رسوبات پرمین و تریاس آغازی بررسی کردند. این مطالعه عمدتاً برای تعیین تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن و محتویات استرونیوم در رسوبات پرمین بالایی و تریاس آغازی در این مقطع صورت گرفت و فواصل نمونه‌برداری در رسوبات سازندهای سورمق و آبادیه بسیار زیاد و از دقت کم برخوردار است. کورته و همکاران (۲۰۰۴) تغییرات ایزوتوپ‌های کربن، اکسیژن و گوگرد را در رسوبات پرمین بالایی و مرز پرمو-تریاس در مقطع آبادیه بررسی کردند. لیو و همکاران (۲۰۱۲) برای تعیین موقعیت دقیق مرزهای Guadalupian-Lopingian، Permian-Triassic و Wuchiapingian-Changsingian در مقطع آبادیه از ایزوتوپ‌های کربن و استرونیوم استفاده کردند و توانستند سه مرز کروناستراتیگرافی مختلف شامل پرمو-تریاس (PTEB)، گوادولوپین-لوپینگین (GLB) و وچیاپینگین-چانگسینگین (WCB) را در آبادیه تعیین کنند.

در ایران رسوبات پرمین-تریاس در دامنه شمال شرقی کوه همبست، در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر آبادیه رخنمون دارند. یکی از ویژگی‌های منحصر بفرد این رسوبات وجود رخنمون‌های کاملی از پرمین میانی تا پرمین بالایی است که بررسی کاملی از حوادث اتفاق

¹ Illawara Reversal

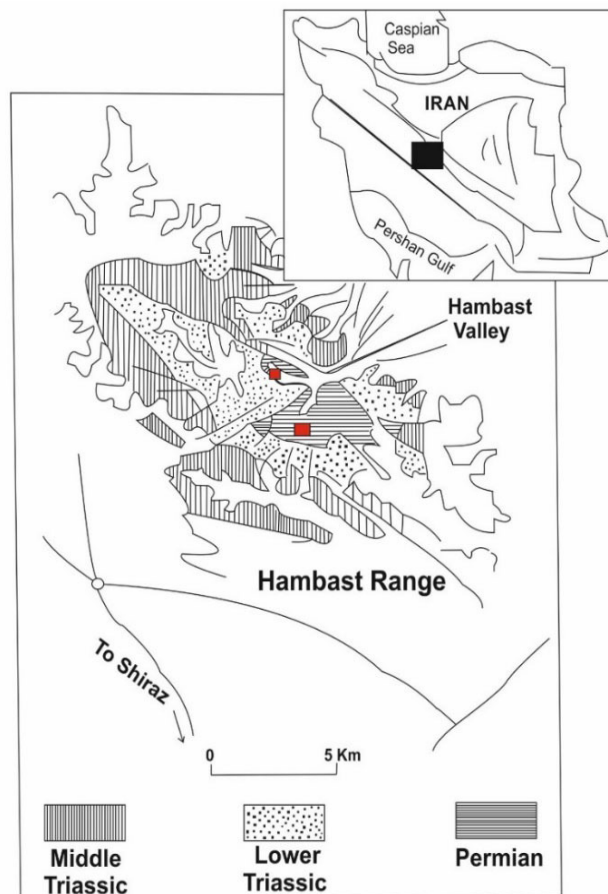
گسل‌هایی از فروافتادگی گاوخونی - ابرقو در شمال شرق و کمر بند متامورفیک یزد خواست - دهبید در جنوب غرب جدا می‌شود. بخش عمده کمر بند شهرضا - آباد - همبست شامل نهشته‌های پرمین و تریاس با روند NW-SE است که ناحیه‌ای در حدود ۲۵ کیلومتر عرض و ۲۰۰ کیلومتر طول را پوشش می‌دهد. برش‌های مورد مطالعه در منطقه همبست در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر آباد قرار دارند. برای رسیدن به برش‌های مورد نظر از مسیر جاده آسفالته شهرستان ابرکوه به دره همبست و پس از طی مسافت ۱۰ کیلومتری از طریق یک جاده خاکی و بعد از طی ۲ کیلومتر پیاده‌روی در جهت جنوب غرب به محل برش اول دست می‌یابیم. برش دوم نیز در فاصله ۳ کیلومتری برش اولی قرار دارد. مختصات جغرافیایی برش اول با عرض جغرافیایی "58.5 30 55' N و طول جغرافیایی "30.3 53 12' E و برش دوم "21.8 53 12' E و "04 53 30' N می‌باشد (شکل ۱).

انتقال از دنیای پالئوزوئیک به دنیای مزوزوئیک در مرز گوادلوپین- لوپینگین اتفاق افتاده است (ایسوزاکی، ۲۰۰۹). در مورد علت انقراض در مرز گوادلوپین- لوپینگین نظریات متفاوتی نظیر پسروی جهانی (چین و همکاران، ۱۹۹۴؛ کلودکا و همکاران، ۲۰۱۲؛ عارفی‌فرد، ۲۰۱۷)، انفجار عظیم گدازه بازالتی Emeishan در جنوب چین (وینگال و همکاران، ۲۰۰۹؛ بوند و همکاران، ۲۰۱۰) انتشار وسیع متان (رتالک و همکاران، ۲۰۰۶)، و سرمای جهانی (ایسوزاکی، ۲۰۰۷a) ارائه شده است ولی دلیل قطعی آن هنوز مشخص نیست.

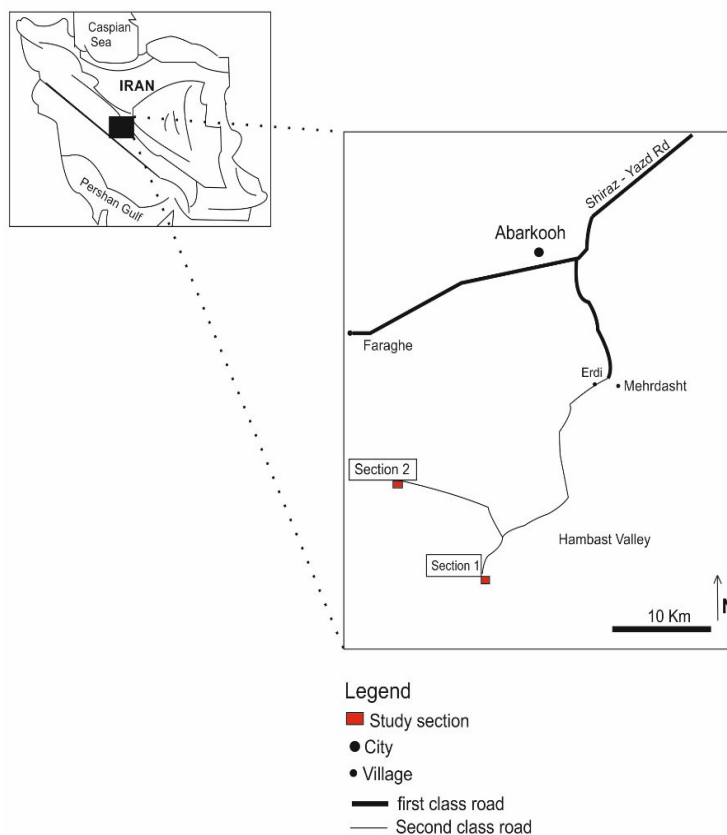
موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش

مورد مطالعه

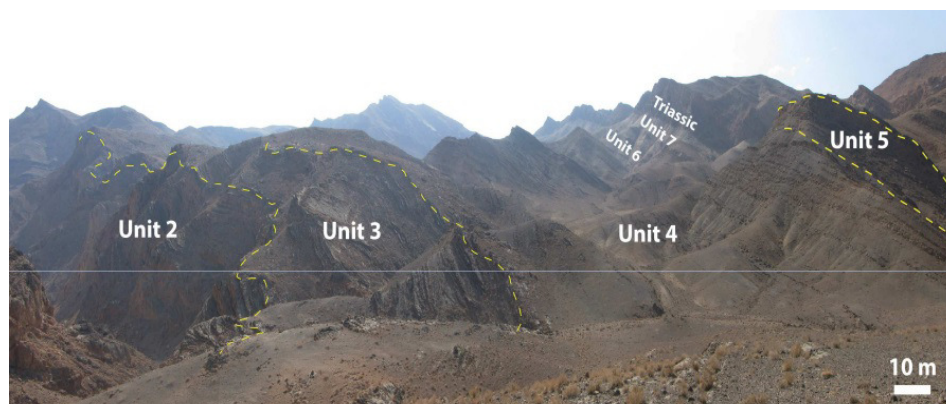
ناحیه آباد از لحاظ ساختاری بر اساس مطالعات باغبانی (۱۹۹۳) بخش جنوبی بلوک ایران مرکزی بوده و شامل کمر بند شهرضا - همبست - آباد است که توسط



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی عمومی کوه‌های همبست (طراز و همکاران، ۱۹۸۱) مستطیل قرمز نشان‌دهنده برش‌های مورد مطالعه می‌باشد.



ادامه شکل ۱. (ب) نقشه راه‌های دسترسی به منطقه (توسط نگارنده). مستطیل قرمز نشان‌دهنده برش‌های مورد مطالعه می‌باشد.



شکل ۲. واحدهای ۲ و ۳ سازند سورمق (Roadian to lower Capitanian)، واحد ۴ سازند آباده (Capitanian)، واحد ۵ سازند آباده (Capitanian)، واحدهای ۶ و ۷ سازند همبست (Upper Permian) و نهشته‌های تریاس در برش اول دره همبست (دید به سمت جنوب غرب).

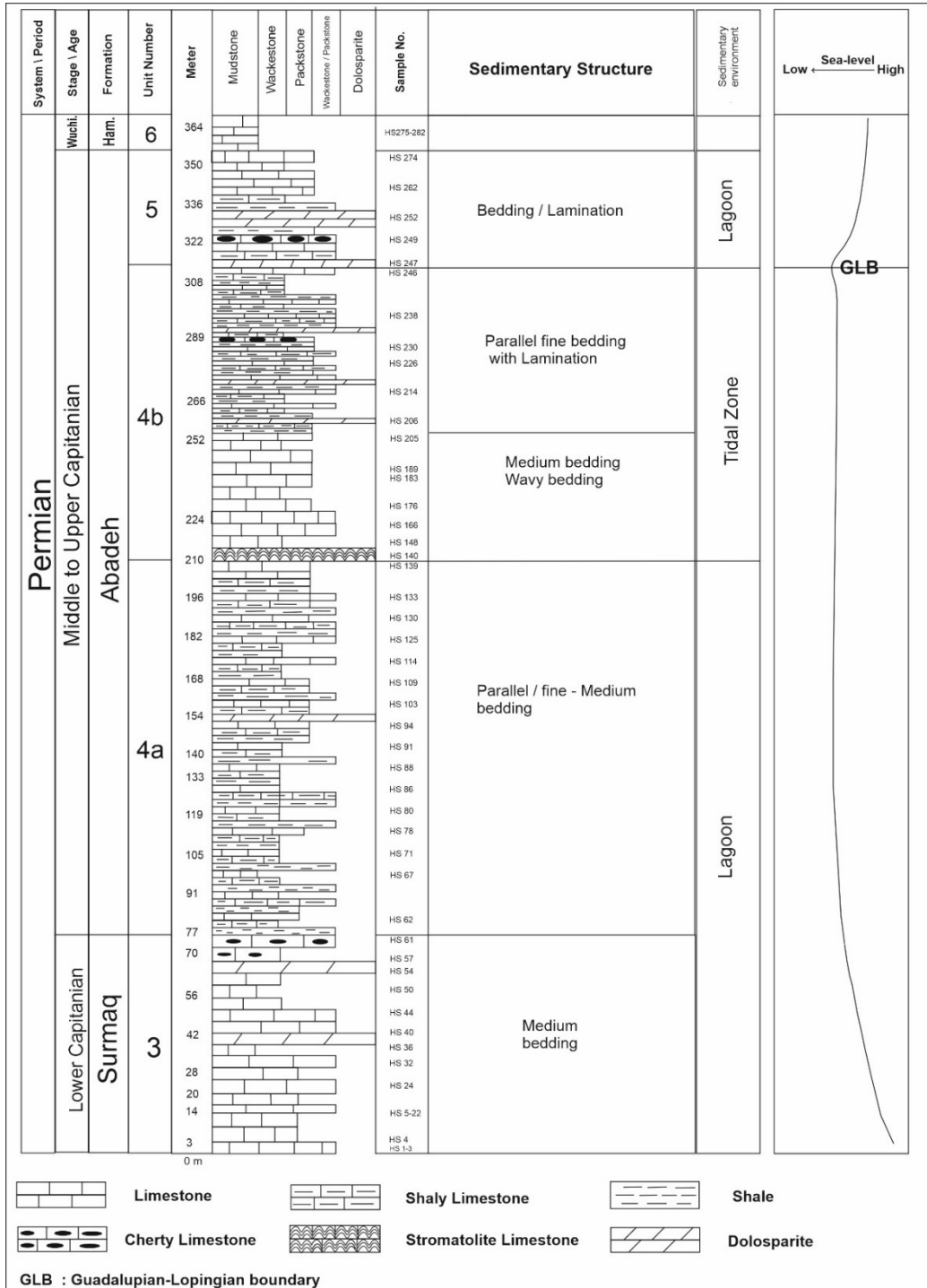
سازند آباده (شامل دو واحد چین‌شناسی است که واحد یک (4a) از تناوب سنگ‌آهک و شیل تشکیل شده که ستبرا شیل‌ها به سمت بالای واحد افزایش می‌یابد. کل ستبرا واحد 4a سازند آباده ۱۳۵ متر می‌باشد و دارای سن Mid Capitanian است. واحد 4b شامل حدود ۱۰۰ متر سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه با میان لایه گرهک چرتی به سن Capitanian است. واحد ۲ این سازند (5) شامل

سنگ‌چینه‌نگاری برش مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه شامل دو مقطع چین‌شناسی در دره همبست در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر آباده می‌باشد. در برش اول رسوبات Capitanian متشکل از واحد ۳ سازند سورمق (سنگ‌آهک‌های با فوزولینید فراوان به ستبرا ۷۵ متر و گرهک (نودول) چرتی در قسمت انتهایی و به سن Lower Capitanian است و

Wuchiapingian می‌باشد. مرز زیرین برش با واحد ۲ سازند سورماق و مرز بالایی آن با واحد ۷ سازند همبست هر دو بصورت همشیب می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳).

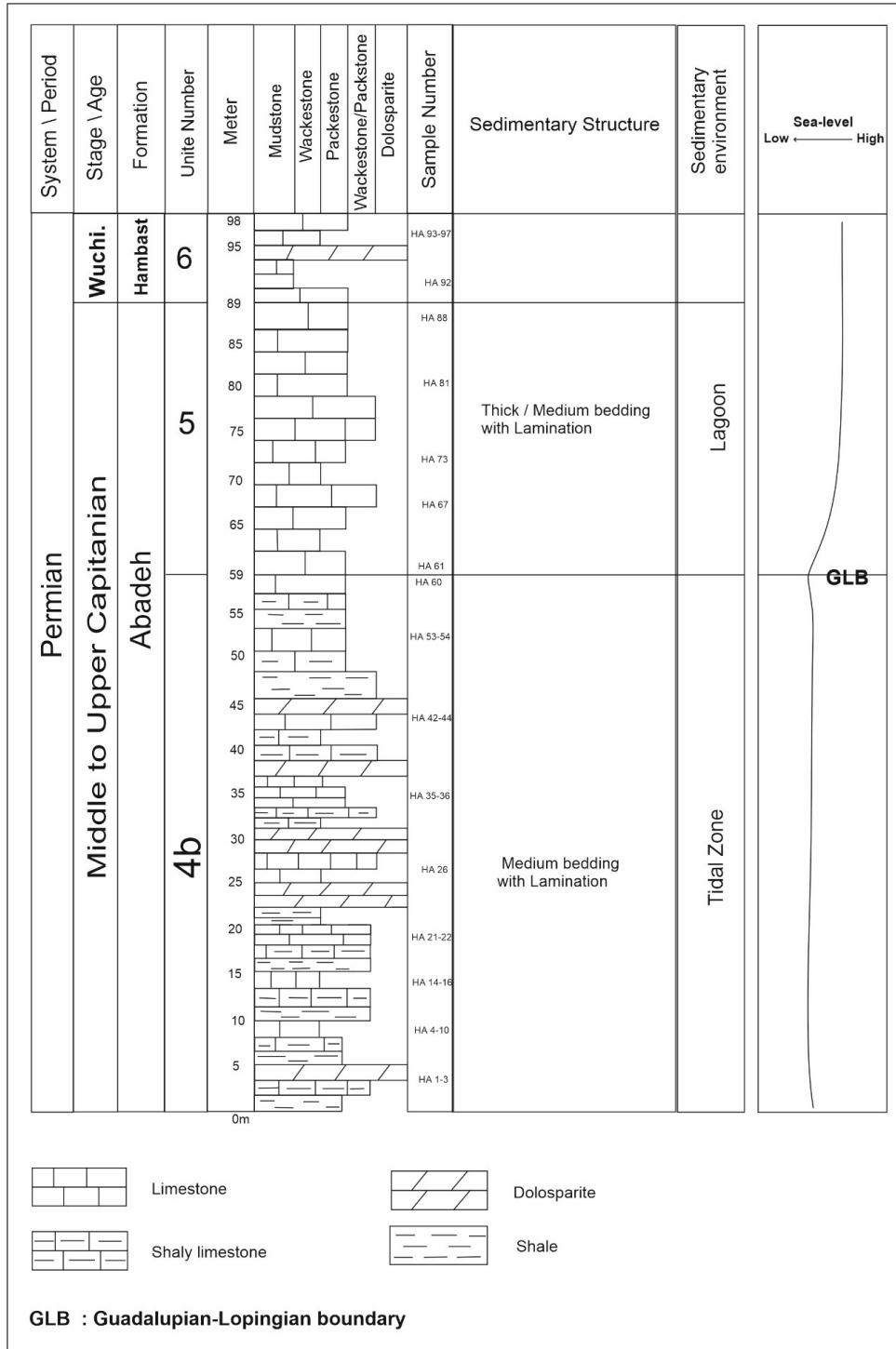
حدود ۴۵ متر تناوب سن آهک و شیل با میان لایه گرهک‌های چرتی به سن Upper Capitanian می‌باشد. قسمت انتهایی برش شامل واحد یک سازند همبست است که متشکل از آهک‌های نازک لایه به سن



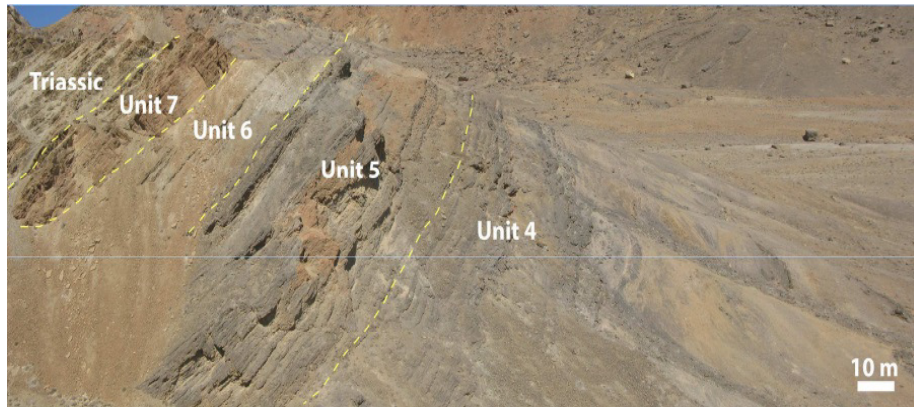
شکل ۳. ستون چینه‌شناسی برش اول دره همبست

سن Capitanian می‌باشد. قسمت انتهایی نیز شامل ۱۰ متر سنگ‌آهک نازک‌لایه سازند همبست به سن Wuchiapingian می‌باشد. مرز بالایی آن با واحد ۷ سازند همبست بصورت همشیب می‌باشد (شکل‌های ۴ و ۵).

برش دوم نیز شامل واحد 4b سازند آباده متشکل از سنگ‌آهک شیلی به سن Capitanian است و کل ستبرا این واحد حدود ۶۰ متر می‌باشد. واحد ۵ سازند آباده با ستبرا تقریبی ۳۰ متر از آهک تشکیل شده است که به



شکل ۴. ستون چینه‌شناسی برش دوم دره همبست



شکل ۵. واحد 4b سازند آباده (Capitanian)، واحد ۵ سازند آباده (upper Capitanian)، واحد ۶ و ۷ سازند همبست (Permian) و نهشته‌های تریاس در برش دوم دره همبست (دید به سمت غرب)

مواد و روش‌ها

برای شناخت ریزرخساره‌ها و شرایط ته‌نشینی نهشته‌های پرمین دره همبست ابتدا بررسی‌های صحرایی برای شناسایی برش‌های کامل انجام شد سپس ۳۸۰ عدد نمونه سنگی از قاعده برش مورد مطالعه به سمت راس برش‌ها، به صورت سیستماتیک در فواصل منظم، به صورت عمود بر امتداد لایه‌ها و منطبق بر تغییرات سنگ‌شناختی انتخاب گردید. از مرز لایه‌ها و مرز واحدهای سنگ‌چینه‌ای، تغییرات لیتولوژی، ساخت‌های رسوبی و ضمامن فسیلی عکس تهیه شد. مرحله بعد شامل تهیه ۳۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی و مطالعه مقاطع بوسیله میکروسکوپ دوچشمی می‌باشد. رنگ‌آمیزی برخی از مقاطع نازک توسط محلول آلزارین قرمز (Alizarin Red - S) و فری‌سیانید پتاسیم به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (۱۹۶۵) انجام شده است. برای نام‌گذاری ریزرخساره‌های کربناته از روش دانهام (۱۹۶۲) و کمربند رخساره‌ای ویلسون (۱۹۷۵) و مقایسه با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) استفاده شده است.

بحث

ریزرخساره‌ها

اجزای تشکیل‌دهنده نهشته‌های مورد مطالعه نشانگر کربناته بودن آن‌ها است. این اجزا در دو گروه اصلی (فراوان) و فرعی (فراوانی کمتر) قرار می‌گیرند، نوع و درصد اجزای اصلی (آلوک‌های اسکلتی و یا غیراسکلتی)، ارتوکم‌ها، بافت سنگ (شکل، اندازه و رابطه دانه‌ها)،

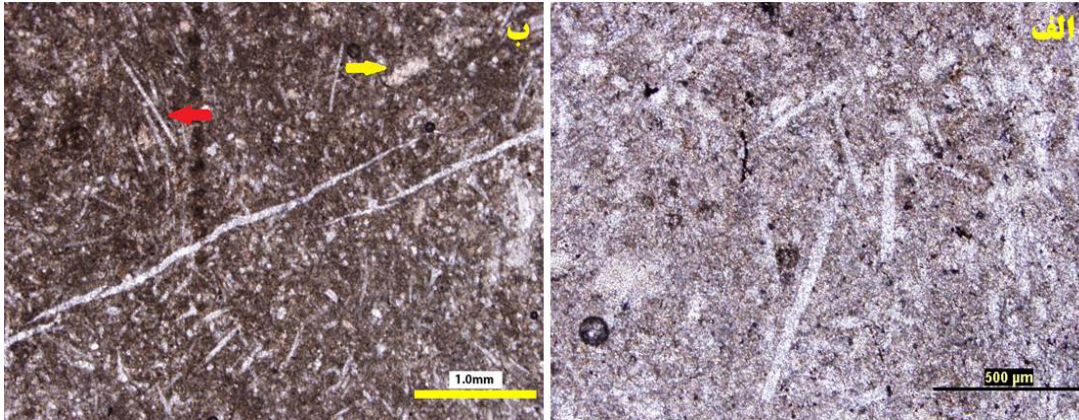
ساختمان رسوبی و تغییرات عمودی اجزای متشکله در توالی‌های مورد مطالعه شرایط رسوب‌گذاری و تشکیل آن‌ها را مشخص می‌کند که این موضوع منجر به شناسایی و تفکیک افتراقی ریزرخساره‌ها می‌شود. ریزرخساره‌های شناسایی شده در ۲ کمربند رخساره‌ای قرار می‌گیرند که به ترتیب از بخش‌های دور از ساحل (عمیق) به سمت مناطق ساحلی (کم عمق‌تر) شامل لاگون و پهنه جزرومدی می‌شوند، این ریزرخساره‌ها از آن جایی که کنار هم نهشته شده‌اند دارای ارتباط و پیوستگی هستند. در مجموع در این مطالعه تعداد ۱۰ ریزرخساره شناسایی شد.

۱- وکستون بایوکلاستی (Bioclast Wackestone)

جز اصلی این ریزرخساره سوزن اسفنج حدود ۱۵ درصد است که در خمیره‌ای از میکرایت دانه‌ریز قرار دارند. سوزن‌ها منفرد گاهی دوتایی بوده (شکل ۶ الف)، با توجه به خردشدگی و شکستگی این سوزن‌ها اندازه آن‌ها از ۸۰ تا ۵۰۰ میکرون در تغییر است. از عناصر اسکلتی فرعی می‌توان به روزنبران با پوسته پورسلانوز و بدون منفذ نظیر خانواده همی‌گوردیوپسیده، قطعات دوکفه‌ای و براکیوپود اشاره کرد. اندازه روزنبران همی‌گوردیوپسیده بطور معمول بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ میکرون در تغییر است. بایوکلاست‌های فرعی اغلب کامل و تنوع کمی دارند. در برخی مقاطع مربوط به این ریزرخساره به علت بیش‌تر بودن دانه‌ها، بافت سنگ به پکستون شباهت پیدا می‌کند (شکل ۶ ب).

سوزن اسفنج‌ها جهت‌گیری خاصی را نشان نمی‌دهند، چنین جریان‌هایی تنها سبب حمل آن‌ها به این قسمت از محیط لاگون شده‌اند، به علاوه حمل آن‌ها به این قسمت از لاگون است. نبود لایه یا لامینه‌های ممتد چرتی همراه این ریزرخساره دلیل دیگری بر اثبات شرایط لاگونی است. این ریزرخساره معادل RMF 20 فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

تفسیر: با توجه به آمیختگی اجزای اسکلتی نظیر سوزن اسفنج و براکیوپود، روزنبران پورسلانوز و بدون‌منفذ نظیر خانواده همی‌گوردیوپسیده و هم‌چنین تنوع کم بایوکلاست‌ها و کامل بودن آن‌ها و نیز بافت سنگ بخش‌های انتهایی لاگون برای این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شود. از طرفی شکستگی، خردشدگی و جهت‌یافتگی متفاوت سوزن‌های اسفنج نشانه تاثیر جریان‌های کم انرژی همگرا به سمت ساحل است زیرا



شکل ۶. الف) تصویر میکروسکوپی سوزن‌های منفرد و دوتایی در ریزرخساره وکستون بایوکلاستی، نور ppl. ب) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون بایوکلاستی، فلش قرمز نشان‌دهنده سوزن اسفنج و فلش زرد قطعات بایوکلاستی می‌باشد، نور ppl.

در این ریزرخساره است. انحلال فشاری و انحلال حجرات روزنبران و پرشدگی آن‌ها با کلسیت ثانویه از مهم‌ترین ویژگی‌های دیاژنتیکی این ریزرخساره است (شکل ۷ الف).
تفسیر: روزنبران با پوسته هیالین آب‌هایی با شوری معمول دریایی را برای زندگی انتخاب کرده و ترجیح می‌دهند ولی همراهی آن‌ها با روزنبران با پوسته پورسلانوز اغلب معرف آب‌های کم عمق با گردش محدود آب و شوری بالا (لاگون) است. حضور این دو نمونه روزنبر در این ریزرخساره معرف رسوب‌گذاری و تشکیل آن در محیط‌های کم عمق و نیمه محصور فلات است (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۰۶) این ریزرخساره معادل RMF 13 فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

۳- **وکستون بایوکلاستی (همی‌گوردیوپسیده) Bioclast (Hemigordiopside) Wackestone**
جزء اصلی این ریزرخساره روزنبران خانواده همی‌گوردیوپسیده (پورسلانوز و بدون‌منفذ) با فراوانی حدود ۳۰ درصد است که در خمیره‌ای از میکرایت قرار

۲- ریزرخساره پکستون بایوکلاستی (استافلید) Bioclast (Staffelid) Packstone

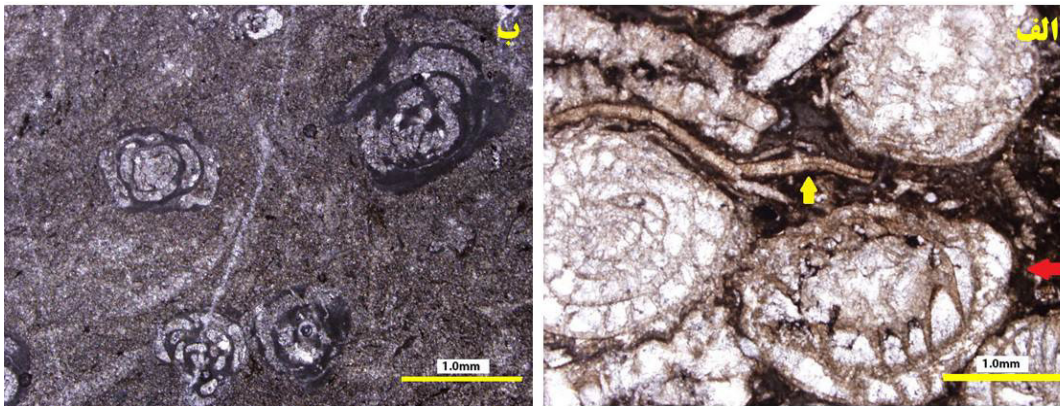
فونای غالب و عمده این ریزرخساره روزنبر استافلید^۱ است که از نظر فراوانی حدود ۳۵ تا ۴۰٪ و اندازه استافلیدها گاهی تا ۱/۲ میلی‌متر هم می‌رسد، را به خود اختصاص داده است. از نظر شکل و اندازه تقریباً این آلوکم به صورت یکنواخت دیده می‌شود که در خمیره یا زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند. هر چند که در این ریزرخساره اجزای این جز اسکلتی بسیار غالب است ولی از سایر روزنبران همراه می‌توان پالئوتکستولاریا (پوسته گرانولار)، گلوبی‌والولینا (پوسته میکروگرانولار)، انوتوبریتینا (پوسته میکروگرانولار)، خانواده همی‌گوردیوپسیده (پوسته پورسلانوز و بدون‌منفذ) و پروتونودوساریده (هیالین) را نام برد. از اجزای اسکلتی فرعی در این ریزرخساره می‌توان به استراکد، قطعات دوکفه‌ای، جلبک و براکیوپود نیز اشاره کرد. تماس دندانه‌ای شکل پوسته استافلیدها نشانه بافت دانه به دانه^۲

¹ Staffelid

² Fitted fabric

تفسیر: با توجه به فراوانی روزنبر پورسلانوز بدون منفذ در درجه اول همی‌گوردیوپسیده و سپس میلیولید، نبود اثر جریان‌های همگرا، بافت کلی رخساره، اجزای اصلی و فرعی، تنوع اندک اجزای اسکلتی (اصلی و فرعی)، نبود سیمان کلسیت‌اسپاری بین دانه‌ها بخش میانی محیط لاگون که به نسبت از نظر سطح انرژی در وضعیت پایین‌تری قرار دارند برای این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شود. این ریزرخساره معادل RMF 20 فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

گرفته‌اند. بخش‌های درونی (حجرات) این میکروفسیل با بلورهای اسپار پر شده‌اند ولی حاشیه حجره‌ها میکرایتی هستند. از اجزای اسکلتی دیگر که به صورت فرعی مشاهده می‌شوند می‌توان به میلیولید (پورسلانوز) با فراوانی حدود ۸ درصد و به میزان کمتر قطعات دوکفه‌ای، استراکد و از اجزای غیراسکلتی به اندکی پلت و اینتراکلاست اشاره کرد. تبلور میکرایت به میکرواسپار به عنوان پدیده دیاژنتیکی (نئومورفیسم افزایشی) در این ریزرخساره است (شکل ۷ ب).



شکل ۷. الف) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره پکستون استافلیدی بایوکلاست‌دار، فلش قرمز نشان‌دهنده استافلید و فلش زرد قطعات بایوکلاستی می‌باشد، نور ppl. ب) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون بایوکلاستی همی‌گوردیوپسیده، نور ppl.

در این ریزرخساره رسوب‌گذاری در محیط کم عمق و محصور لاگون به نظر می‌رسد ولی حضور فونای هیالین و منفذدار (پروتونودوساریده) و میکروگرانولار (استافلیده) همراه با همی‌گوردیوپسیده رسوب‌گذاری در پهنه نورگیر محیط باز لاگونی را بیش‌تر نشان می‌دهد (پومار، ۲۰۰۱). قرارگیری روزنبران مشبک و غیرمشبک کنار هم، همراه با جلبک از ویژگی‌های شرایط ته‌نشینی رمپ داخلی است (کورد و برندو، ۲۰۰۳). هم‌چنین وکستون بایوکلاستی تا پکستون و وجود گل‌آهکی پیشنهاد می‌کند که یک محیط آرامی وجود داشته است (عارفی‌فرد، ۲۰۱۷). در نگاهی اجمالی به این ریزرخساره پکستون بودن بسیار به چشم می‌خورد اما در واقع به دلیل انعطاف‌پذیری مواد پرکننده بین بایوکلاست‌ها در اثر فشارهای بعدی چنین بافتی را نشان می‌دهد. به دلیل عمیق بودن نسبی این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره‌های بعدی تا حدی با تنوع بایوکلاستی هم مواجه هستیم. این ریزرخساره معادل RMF 13 فلوگل (۲۰۱۰) و کمر بند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

۴- وکستون / پکستون بایوکلاستی (Bioclast Wackestone / Packstone)

اجزای اصلی این ریزرخساره شامل درصد فراوانی از روزنبران کوچک نظیر خانواده همی‌گوردیوپسیده (پوسته پورسلانوز و بی‌منفذ) و استافلید (پوسته میکروگرانولار) با فراوانی حدود ۱۵ تا ۳۰ درصد در تغییر می‌باشند که در خمیرهای از میکرایت قرار دارند. اسپیکول اسفنج، قطعات دوکفه‌ای، براکیوپود، ساقه کرینوئید، جلبک (*Permalcalculus fragilis Gymnocodium bellerophontis*) و استراکد از جمله اجزای اسکلتی هستند که به صورت پراکنده و فرعی در این ریزرخساره دیده می‌شوند. بافت این ریزرخساره از گل‌پشتیبان تا دانه پشتیبان در تغییر است. در برخی قسمت‌های این ریزرخساره نئومورفیسم افزایشی میکرایت به میکرواسپار دیده می‌شود که این خود از پدیده‌های دیاژنتیکی به حساب می‌آید (شکل ۸ الف).

تفسیر: با توجه به فراوانی آلوکم همی‌گوردیوپسیده (از روزنبران کوچک با پوسته پورسلانوز) و بافت گل‌پشتیبان

۶- وکستون بایوکلاستی (استراکد) Bioclast (Ostracod) Wackestone

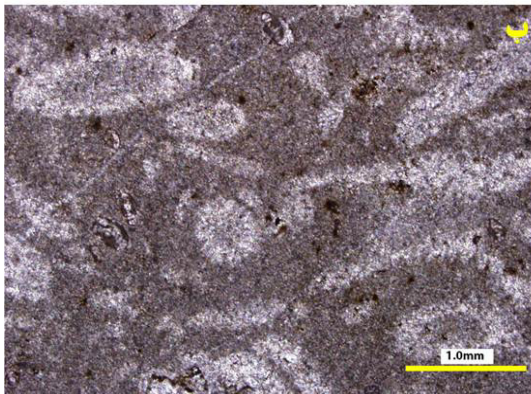
جز اسکلتی اصلی این ریزرخساره قطعات استراکد با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد است و قطعات جلبکی (*Permocalculus plumosus*) و دوکفه‌ای اجزای اسکلتی فرعی را در آن تشکیل می‌دهند. استراکدها شرایط سخت محیطی را تحمل می‌کنند و به خاطر واکنش سریع به تغییرات محیطی برای مطالعات پالئوآکولوژیکی استفاده شدند (بوسو، ۱۹۷۶)، (شکل ۹ الف).

تفسیر: عدم تنوع اجتماعات فونی در این ریزرخساره حاکی از شرایط نامناسب محیطی برای زیست موجودات است. با توجه به بافت گل‌پشتیبان در این ریزرخساره و نیز وجود استراکدهای فراوان با جهت‌گیری تصادفی بخش‌های ابتدایی محیط لاگون برای این ریزرخساره در نظر گرفته شده است. جهت‌گیری تصادفی (اغلب کفه‌های منفرد و شکسته شده استراکد) حاکی از جریان‌های ضعیف و کم انرژی است از طرفی نبود علائم خروج رخساره از آب، وجود فابریک ضعیف ژئوپتال همگی دلالت بر بخش‌های ابتدایی محیط لاگون دارند. این ریزرخساره معادل RMF 19 فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) است.

۵- وکستون بایوکلاستی (جلبکی) Bioclast (Algal) Wackestone

جلبک سبز با فراوانی حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد جز اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره است که در خمیره میکرایتی قرار دارند، قطعات شکم‌پایان، دوکفه‌ای و روزنبران کوچک نظیر خانواده همی‌گوردیوپسیده از اجزای فرعی اسکلتی هستند. هم‌چنین از اجزای غیراسکلتی در این ریزرخساره می‌توان به پلوئیدها اشاره کرد از جمله فرایندهای دیاژنزی در این ریزرخساره انحلال برخی از آلوکوم‌ها نظیر میلیولید، خمیدگی و فشردگی جلبک‌ها در اثر فشار، پرشدگی شکستگی‌ها با کلسیت اسپاری می‌باشد (شکل ۸ ب).

تفسیر: با توجه به فابریک گل‌پشتیبان، هم اندازه بودن قطعات جلبکی سبز وجود میلیولید، وجود پلت‌ها، فراوانی نسبتاً کم بایوکلاست‌ها، نبود جهت‌گیری خاص در آلوکوم‌ها محیط لاگون با انرژی و عمق کم برای این ریزرخساره در نظر گرفته می‌شود. پخش محیطی جلبک‌های آهکی سبز که بیش‌ترین پراکنش را در محیط لاگون نشان می‌دهند برای مثال: ورای، ۱۹۷۷ تاییدی بر این تفسیر است. این ریزرخساره با ریزرخساره استاندارد RMF17 فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵) مطابقت دارد.



شکل ۸. الف) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون/پکستون بایوکلاستی، خانواده همی‌گوردیوپسیده (فلش زرد)، خانواده استافلییده (فلش قرمز)، فرایند میکرایتی شدن (فلش سبز) مشاهده می‌شود، نور ppl. ب) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون بایوکلاستی جلبکی، نور ppl.

میلی‌متر و عرض آن‌ها از ۶۰ تا ۷۰۰ میکرون در تغییر است. از نظر شکل‌شناسی بصورت مثلی شکل، دوکی شکل، موجی شکل، لامینه‌ای شکل و گوه‌ای شکل دیده می‌شوند. گاهی بدنبال هم قرار گرفتن آن‌ها لامینه‌های منفصل و ناممتدی را به نمایش می‌گذارد. در برخی

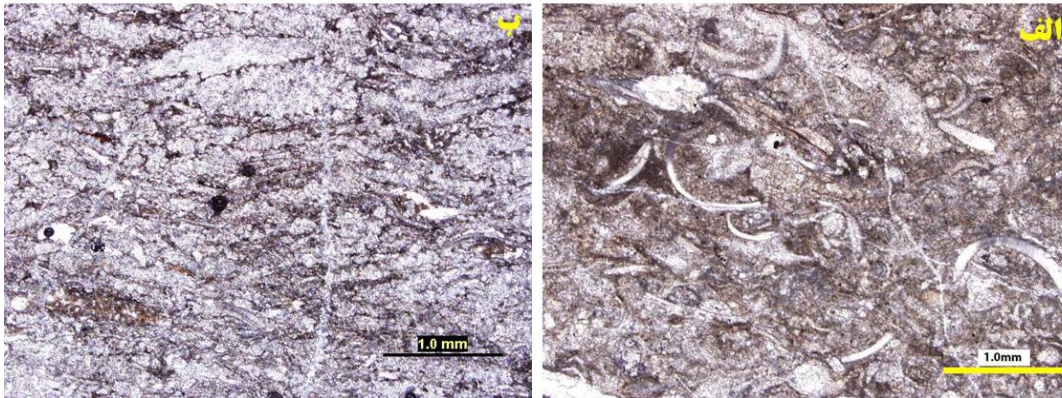
۷- وکستون بایوکلاستی فنسترال‌دار (Fenestral Bioclast Wackeston)

حفرات روزنه‌ای^۱ از ویژگی‌های اصلی این ریزرخساره به شمار می‌آیند، بطور معمول طول این حفرات از ۰/۱ تا ۱

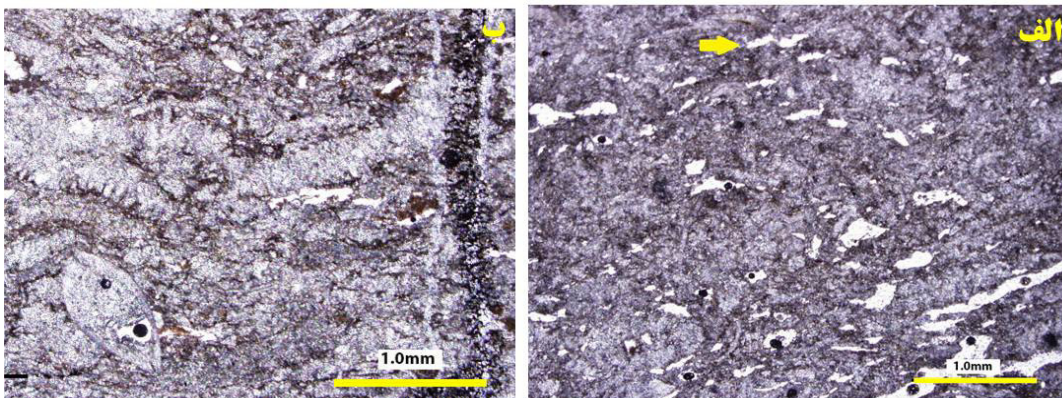
^۱ Fenestral cavities

هم‌چنین فابریک فنسترال بیانگر شرایط خروج از آب است، جهت‌گیری ترجیحی یکسویه جلبک‌ها، خمیدگی آن‌ها به دور پوسته استراکدها (شکل ۱۰ ب) نشانه وجود جریان‌های یکسویه و همگرا در این ریزرخساره می‌باشد. فنسترال‌ها در این ریزرخساره حمایت بافتی نمی‌شوند و در واقع مستقل از بافت هستند، نیز بر اساس نظر شاین (۱۹۸۳) فنسترال‌ها معرف محیط بین جزرومدی هستند. این ریزرخساره معادل RMF 23 فلوگل ۲۰۱۰ و کمر بند شماره ۹ ویلسون ۱۹۷۵ است.

قسمت‌های مقطع روزنه‌ها بهم پیوسته شده و یا همدیگر را قطع کردند و وابستگی به فابریک سنگ را نشان نمی‌دهند. این روزنه‌ها معرف به تله افتادن گاز در رسوبات است. قطعات شکسته شده جلبک، استراکد و دوکفه‌ای که جهت‌گیری ترجیحی تحت تاثیر جریان را نشان می‌دهند (شکل ۹ ب) در زمینه میکرایتی در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند (شکل ۱۰ الف).
تفسیر: فراوانی خمیره میکرایتی و محدود بودن اجزای اسکلتی و غیراسکلتی به انرژی پایین محیطی دلالت دارد.



شکل ۹. الف) تصویر میکروسکوپی وکستون بایوکلاستی استراکدار، نور ppl. ب) تصویر میکروسکوپی جهت‌گیری ترجیحی تحت تاثیر جریان، نور ppl



شکل ۱۰. الف) تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون بایوکلاستی فنسترال دار، نور ppl. ب) تصویر میکروسکوپی جهت‌گیری ترجیحی یکسویه جلبک‌ها، خمیدگی آن‌ها به دور پوسته استراکدها، نور ppl

را از ترومبولیت تفکیک کرد. برش طولی جلبک‌های سازنده استروماتولیت بصورت دندان‌های شکل و برش عرضی آن‌ها بصورت روزنه‌ای شکل دیده می‌شود. بافت این ریزرخساره گل‌پشتیبان است، از اجزای بسیار فرعی همراه با این ریزرخساره می‌توان به شکم‌پایان و دوکفه‌ای اشاره کرد. در مقاطع میکروسکوپی رشته‌های جلبکی بسیار به هم نزدیک و فشرده هستند. فابریک ژئوپتال نیز

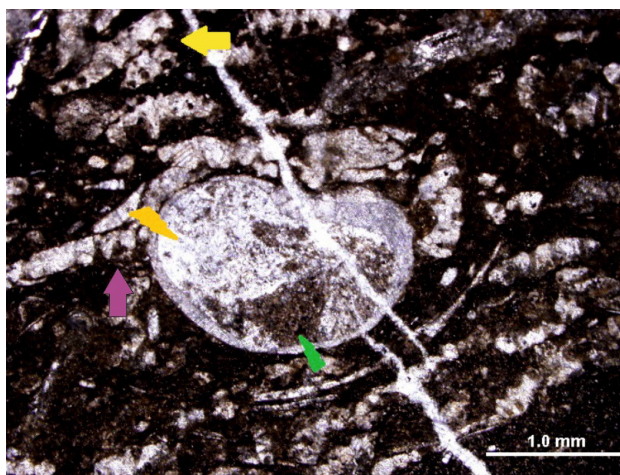
۸- وکستون استروماتولیت‌دار (Stromatolite Wackestone)

استروماتولیت یک ساخت آلی - رسوبی غیراسکلتی است (تاگر، ۲۰۰۱). در این ریزرخساره رشته‌های جلبکی سازنده استروماتولیت (با فراوانی ۳۵ درصد) در خمیره‌ای از میکرایت قرار دارند و با توجه به موازی بودن آن‌ها و لامینه‌بندی ظریف حاصل از آن‌ها می‌توان براحتی آن‌ها

کننده از آن‌ها نظیر شکم‌پایان است (هاردی، ۱۹۸۶). شکل استروماتولیت‌ها تابعی از انرژی محیط است که از حالت نواری (کم انرژی) به حالت موج (انرژی بیشتر) بر می‌گردد (گلمک و واکر، ۱۹۹۷). به نظر می‌رسد این ریزرخساره شبیه به خلیج فارس به بالای جزرومدی (سوپراتایدال) مربوط باشد. لامینه‌بندی حاصل از فعالیت جلبکی نیز در این ریزرخساره موقعیت آن را در بخش بالایی محیط بین جزرومدی قرار می‌دهد. این ریزرخساره معادل RMF 23-24 فلوگل ۲۰۱۰ و کمربند شماره ۹ ویلسون ۱۹۷۵ است.

در این ریزرخساره نمایان است (شکل ۱۱). در بررسی‌های صحرایی ارتفاع گنبد‌های ایجاد شده ۲۰ سانتی‌متر و طول موج آن‌ها حدود ۳۵ سانتی‌متر است (شکل ۱۲).

تفسیر: لامینه‌بندی موجود در این ریزرخساره حاصل جذب رسوب توسط رشته‌های جلبکی است که در واقع نوعی اینکراساسیون^۱ است. استروماتولیت‌ها از زیرجزرومدی تا بالای بین جزرومدی در سواحل امروزی دیده می‌شوند (برای مثال مک گروگور، ۱۹۸۳). پراکنش استروماتولیت‌ها تابعی از آب و هوا و موجودات تغذیه



شکل ۱۱. تصویر میکروسکوپی ریزرخساره وکستون استروماتولیت‌دار، قطعات جلبک سبز (فلش زرد)، فابریک ژئوپتال (سیمان اسپارایتی): فلش نارنجی، میکرایت: فلش سبز) مشاهده می‌شود، نور ppl.



شکل ۱۲. عکس صحرایی ریزرخساره وکستون استروماتولیت‌دار، مقیاس گوشه سمت راست بالا.

می‌شوند. از جمله ویژگی‌های دیگر این ریزرخساره تخلخل بین‌بلوری است. برخی از رخساره‌های مربوط به این ریزرخساره دولومادستون هستند (شکل ۱۳). تفسیر: در مقاطع این ریزرخساره دولومیتی شدن شدید دیده می‌شود. بطور کلی تشکیل و گسترش دولومیت بیانگر افت سطح آب و خروج رسوبات از محیط آبی است

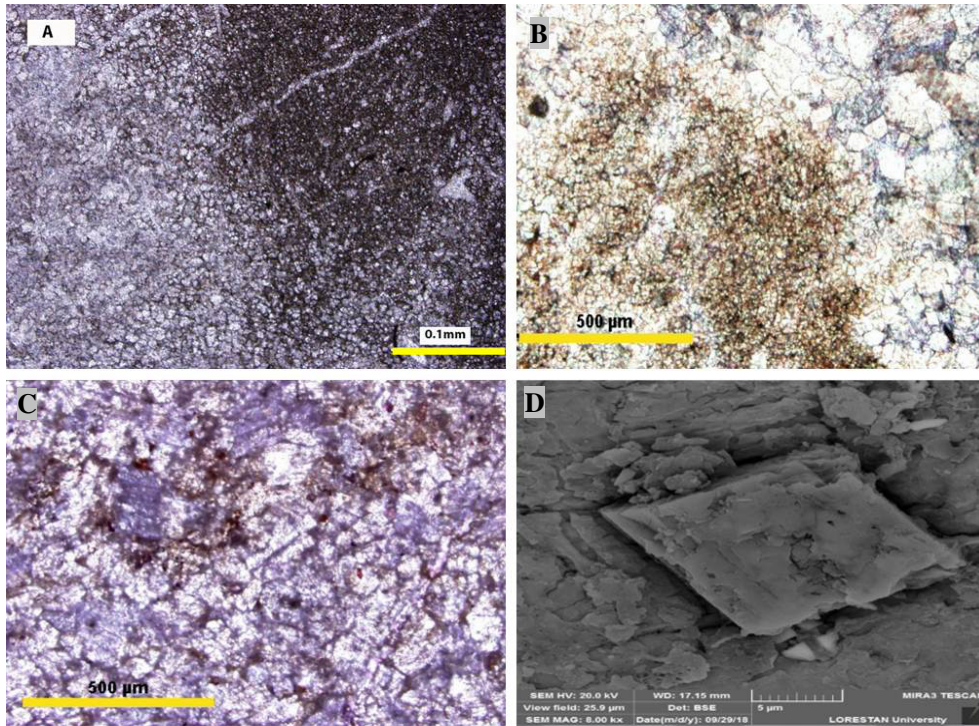
۹- ریزرخساره دولوستونی (Dolostone)

در این ریزرخساره اغلب بلورهای بی‌شکل، نامسطح و بافت موزائیک زینتوپیک تا ایدیتوپیک را نشان می‌دهند. گاهی دولومیت‌های باروک که مرزهای مستقیم تا منحنی شکل را نشان می‌دهند در شکستگی‌ها دیده

¹ encrustation

داخلی پهنه گلی جزرومدی تشکیل می‌شوند (وارن، ۲۰۰۰). در چنین ریزرخساره‌ای (دولومادستون‌ها) فقدان اجزای اسکلتی مبین ته‌نشست آن در پهنه‌های جزرومدی تا بالای جزرومدی است (آمودیو، ۲۰۰۶).

و به دنبال آن رخساره‌های کربناته (بخصوص آهکی) تحت تاثیر شورابه‌های غنی از عنصر منیزیم دولومیتی می‌شوند. این ریزرخساره موید محیط پهنه کشندی است و معادل RMF 22 فلوگل ۲۰۱۰ و کمر بند شماره ۹ ویلسون ۱۹۷۵ می‌باشد. دولومادستون‌ها در قسمت



شکل ۱۳. تصویر میکروسکوپی ریزرخساره دولوستونی، B دولواسپارایت در نور پلاریزان C دولواسپارایت آهن‌دار که با فروسیانید پتاسیم و آلیزارین قرمز رنگ آمیزی شده است D تصویر میکروسکوپ الکترونی دولواسپارایت با قطری بیش از ۱۰ میکرون، A: نور ppl، B و C: نور xpl.

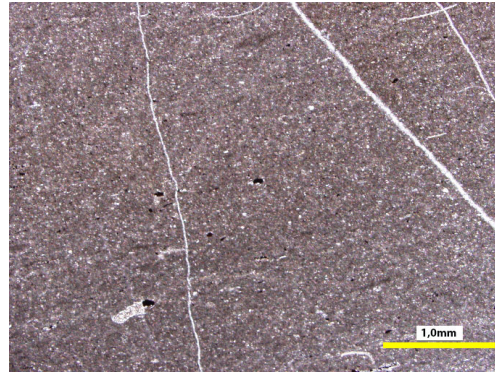
مناسب برای زیست موجودات دریایی است (آل‌شهران و کندال، ۲۰۰۳). دانه‌های کوارتز در این ریزرخساره منشأ برون حوضه‌ای دارند. هم‌چنین فقدان اجزای اسکلتی بر ته‌نشست این ریزرخساره در پهنه‌های جزرومدی و بالای جزرومدی دلالت می‌کند (آمودیو، ۲۰۰۶). دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بین جزرومدی تشکیل می‌شوند (وارن، ۲۰۰۰، گریگ و شلتون، ۱۹۹۰) این ریزرخساره معادل RMF 22 فلوگل ۲۰۱۰ کمر بند شماره ۹ ویلسون ۱۹۷۵ است.

در جدول شماره ۱، ویژگی‌های ریزرخساره‌ها آورده شده است.

۱۰- ریزرخساره مادستونی (Mudstone)

این ریزرخساره دارای کمتر از ۵٪ قطعات بایوکلاستی نظیر استراکد و دوکفه‌ای است و بیش‌تر از ۹۰٪ گل آهکی دارد. در مقیاس دستی همگن بودن، سطح شکست صدفی، تغییرات رنگ (اغلب رنگ‌های تیره و خاکستری) دیده می‌شود. از دیگر ویژگی‌های این ریزرخساره دانه‌های پراکنده کوارتز، دولومیت و لامینه‌بندی است لامینه‌ها در اثر اختلاف اندازه بلورهای گل‌آهکی و قدری مواد آلی دیده می‌شود که در مقیاس میکروسکوپی قابل رویت است. دانه‌های کوارتز تک‌بلوری، نیمه‌زاویه‌دار و با خاموشی عادی دیده می‌شوند، هم‌چنین دولومیت‌ها اغلب بی‌شکل هستند (شکل ۱۴).

تفسیر: کمبود و یا نبود اجزای اسکلتی در این ریزرخساره بیانگر چرخش محدود آب و نبود شرایط



شکل ۱۴. تصویر میکروسکوپی ریزرخساره مادستون، نور ppl.

جدول شماره ۱: ریزرخساره ها و محیط رسوبی

ریزرخساره	MF1	MF2	MF3	MF4	MF5	MF6	MF7	MF8	MF9	MF10
فونای اصلی	سوزن اسفنج	استافلید	همی گوردیوسیده	همی گوردیوسیده -استافلید	جلبک سبز	استراکد	---	جلبک	---	---
سایر اجزای تشکیل دهنده	همی گوردیوسیده	همی گوردیوسیده پروتونودوساریده پالئوتکستولاریا گلویی والینا اوتوپریتینا	میلیولید	---	همی گوردیوسید	---	---	---	---	---
اجزای اسکلتی فرعی	دوکفه‌ای براکیوپود	استراکد -دوکفه‌ای براکیوپود جلبک	استراکد -دوکفه‌ای	اسپیکول اسفنج -دوکفه‌ای براکیوپود ساقه کرینوید -استراکد جلبک Permeocalculus Fragilis Gymnocodium bellerophonites	شکم پایان -دوکفه‌ای	جلبک Permeocalculus plumosus -دوکفه‌ای	جلبک -استراکد -دوکفه‌ای	شکم پایان -دوکفه‌ای	---	استراکد -دوکفه‌ای
خمیره	میکریت	میکریت	میکریت	میکریت	میکریت	میکریت	میکریت	میکریت	میکریت	میکریت
بافت	گل فراوان	دانه فراوان	گل فراوان	گل فراوان / دانه فراوان	گل فراوان	گل فراوان	گل فراوان	گل فراوان	---	گل فراوان
فرایند دیانزی	خردشدگی، شکستگی و جهت‌یافتگی دانه‌ها	-بافت دانه به دانه (Fitted fabric) -انحلال -پرشدگی با کلسیت ثانویه	نئومورفیسم افزایشی	نئومورفیسم افزایشی	-انحلال -خمیدگی و فشرده‌گی آلومک‌ها -پرشدگی با کلسیت ثانویه	-----	تخلخل فنسترال	فابریک ژئوپتال	تخلخل بین بلوری	تبلور مجدد
محیط	بخش انتهایی لاگون	بخش انتهایی لاگون	بخش میانی لاگون	پهنه نورگیر محیط باز لاگونی	بخش میانی لاگون	بخش ابتدایی لاگون	بین جزرومدی	بخش بالایی محیط بین جزرومدی	جزرومدی تا بالای جزرومدی	بین جزرومدی تا بالای جزرومدی

تعبیر و تفسیر محیط و مدل رسوبی

با توجه به مطالعات صحرایی و تغییرات جانبی ریزرخساره و اجزای متشکله آن‌ها و نبود رخساره‌های دریای باز و سد، شرایط ته‌نشینی پیشنهادی برای برش مورد مطالعه محیطی دریایی، کم عمق و در پلاتفرم از نوع رمپ هموکلینال می‌باشد که در آن محیط غالب لاگون غیرمحصور (بدلیل تنوع جانوری کم) شرایط تشکیل ریزرخساره‌های معرفی شده را فراهم کرده است.

چیره بودن و کستون و پکستون با ماتریکس گلی‌آهکی دلالت بر نهشته شدن در شرایط ته‌نشینی آرام دارد (کوفوکودا و همکاران، ۲۰۱۴). انرژی کم محیطی، فابریک گل‌پشتیبان، اندازه بزرگ آلومک‌های فسیلی و حتی خرده‌های شکسته شده آن‌ها، وجود جلبک‌های سبز، نبود ترک‌های گلی، فقدان زیست‌آشفتگی (بیوتوریشن)، نبود فونای دریای باز، نبود هماتیت و اکسید آهن همگی دلالت بر محیط لاگون

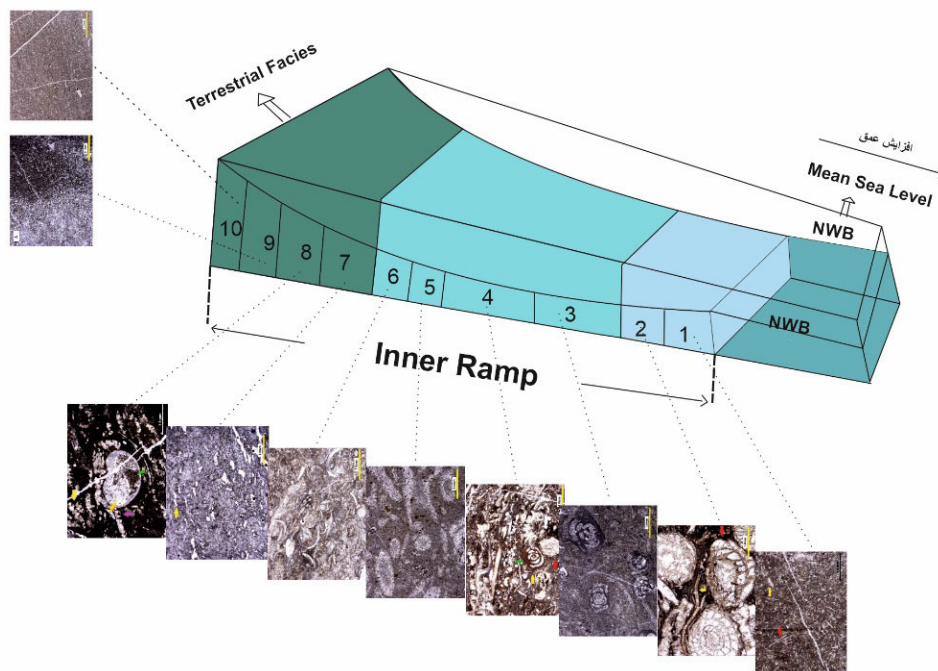
است. در مقایسه با رسوبات همزمان (کاپیتانین- وچیاپینگین) در ایران مرکزی، البرز و زاگرس (عارفی فرد، ۲۰۱۷) نیز هیچ‌گونه رخساره سدی در این بازه زمانی گزارش نشده است، نیز در مقایسه با رسوبات همزمان با سایر نواحی دنیا مانند آهک‌های " ایشیمایا و آکاساکا " در ژاپن (شرق تئیس) (کوفوکودا و همکاران، ۲۰۱۴) و جنوب چین (شرق تئیس) (جین و همکاران، ۱۹۹۴؛ شن و همکاران، ۲۰۱۰) در برش‌های "پن گلیتن و تیکیانو"، رخساره سد دیده نشده است.

در مقایسه با مطالعات مشابه در مرز گوادولوپین- لویپینگین (GLB) در البرز، ایران مرکزی و زاگرس شرایط ته‌نشینی کم عمق شامل ساب‌تایدال، اینترتایدال و بازگشت مجدد شرایط ساب‌تایدال بعد از مرز GLB و کمترین سطح آب در مرز مذکور گزارش شده است (عارفی فرد، ۲۰۱۷).

مقایسه ریزرخساره‌های معرفی شده در این مطالعه با سایر نواحی ایران نظیر جنوب غرب جلفا (برای مثال یوسفی‌راد و خاموشی، ۱۳۹۲)، شباهت زیاد رخساره‌ها را نشان می‌دهد (برای مثال آهک‌های دارای جلبک‌سبز، نرم‌تنان، براکیوپود و روزنبران کوچک). از سوی دیگر وجود چنین رخساره‌هایی از نظر اقلیم دیرینه شرایط اقلیمی گرم و معتدل را پیشنهاد می‌کند (شکل ۱۵).

می‌کنند. هم‌چنین برخی از رخساره‌ها معرف محیط جزرومدی هستند که از آن جمله می‌توان به رخساره‌های دولومیتی و استروماتولیتی اشاره کرد. از طرفی وجود ریزرخساره مادستون، دولوستون، وکستون استروماتولیت‌دار و وکستون بایوکلاستی فنسترال‌دار، دلالت بر پهنه جزرومدی دارند. با توجه به رخساره‌های معادل فلوگل (۲۰۱۰) شماره‌های ۲۰-۱۳-۱۷-۱۹-۲۳-۲۲ و کمربندهای رخساره ۸ و ۹ ویلسون (۱۹۷۵) محدود بودن شرایط محیط (لاگون و پهنه جزرومدی) کاملاً بارز و مشخص است.

بر اساس مطالعات مشابه بر روی سازندهای آباد و همبست در ایران مرکزی (برای مثال: کنگازیان و لاسمی، ۱۳۸۲ و نوروزپور و همکاران، ۲۰۱۵)، شرایط ته‌نشینی دریایی کم عمق و نزدیک ساحل برای نهشته‌های مطالعه پیشنهاد شده است. هم‌چنین عدم وجود رخساره‌های ریفی گسترده و ریزرخساره‌های وابسته مانند رخساره‌های رودستون یا فلوستون در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه تاییدی بر رمپ بودن از نوع هموکلینال می‌باشد (یوسفی‌راد و نوروزپور، ۱۳۹۶). در این مطالعه (آباد، غرب تئیس) هیچ‌گونه شواهدی از رخساره سدی در بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی دیده نشده است. در مطالعات قبلی در این منطقه مانند تراز و همکاران، ۱۹۸۱ نیز به رخساره سدی اشاره نشده



شکل ۱۵. مدل رسوبی منطقه مورد مطالعه، NWB: سطح پایه (قاعده) موج غیرطوفانی، اعداد ۱ تا ۱۰ بیانگر شماره ریزرخساره‌ها می‌باشند.

- Baghbani, D (1997) Correlation charts of selected Permian strata from Iran. *Permophiles*, 30:24-6
- Bambach, R. K (2006) Phanerozoic biodiversity mass extinctions. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34: 127-155
- Bond, D. P. G (2010) The mid - Capitanian (Middle Permian) mass extinction and carbon isotope record of South China, *Palaeogeographt, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292 (2010), p:282-294.
- Bossio, A (1976) Prima utilizzaztino degli ostracodi per la biostratigraphia e la paleoecologia del Miocene dell'arcipelagomaltese. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 15(2): 215-227
- Corda, L., Brandano, M (2003) Aphotic Zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161 (1-2): 55-70
- Dunham. R. J (1962) Classification of onate rocks. *A. A. P. G. Memoir.*, p 108-121.
- Ervin, D. H (2006) *Etnction: How life on earth Nearly Ended 250 Milion Years Ago.* Princeton University Press, Princeton, 296p.
- Flugel. E (2010) *Microfacies analysis interpretation and application.* Springer - Verlag, Beslin, 976p.
- Galmac, B., Walker, K. R (1997) Selective dolomitization of Cambrian microbial carbonate deposits: a key to mechanisms abd environments of origin : *palaios*, 12: 98-110.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in Southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Gregg. J. M. and Shelton. K. L (1990m) Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 60: 549-56.
- Groves, J. R., Wang, Y (2013) Timing and size selectivity of the Guadalupian (Middle Permian) fusulinoidean extinction. *J. Paleontol.* 87: 183-196.
- Haq, B. U., Schutter, S. R (2008) A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322:64-68
- Hardi, L. A (1986) Carbonate tidal flat deposition: Ten basic elements. *Q. J. col. Sch. Mines*, 81: 3-6.
- Heydari, E., Hassandzadeh, J., Wade, W. J (2000) Geochemistry of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran. *Sediment Geology*, 137: 85-99.
- Isozaki, Y., Kawahata, H., Ota, A (2007a) A unique carbon isotope record across the Guadalupian-Lopingian (Middle-Upper

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات انجام گرفته و بررسی ۳۸۰ مقطع نازک در ناحیه مورد مطالعه ۱۰ ریزرخساره رسوبی شامل وکستون بایوکلاستی، وکستون بایوکلاستی (استافلید)، وکستون بایوکلاستی (همی‌گوردیوپسیده)، وکستون/ وکستون بایوکلاستی، وکستون بایوکلاستی (جلبکی)، وکستون بایوکلاستی (استراکد)، وکستون بایوکلاستی فنسترال‌دار، وکستون استروماتولیت‌دار، دولوستون و مادستون شناسایی شد. این ریزرخساره‌ها معرف یک رمپ هموکلینال کربناته است که در آن دو محیط لاگون و پهنه جزرومدی قابل تفکیک و شناسایی است. ۶ نمونه ریزرخساره بر محیط لاگون و ۴ نمونه از آن‌ها بر محیط پهنه جزرومدی (بین جزرومدی و بالای جزرومدی) دلالت دارند.

منابع

- کنگازیان، ع.، لاسمی، ی (۱۳۸۲) میکروفاسیس و محیط رسوبی سنگ‌های پرمین آواده. *مجله پژوهش علوم پایه دانشگاه اصفهان*، دوره ۱۸، شماره ۲، ۹۱-۱۱۶
- یوسفی‌راد، م.، خاموشی، ت (۱۳۹۲) ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی توالی پرمین بالایی منطقه زال- جنوب غرب جلغا. *دوفصل‌نامه رسوب‌شناسی کاربردی*، جلد ۲، ۵۰-۳۸
- یوسفی‌راد، م.، نوروزپور، ح (۱۳۹۶) تحلیل حوضه رسوبی توالی پرموتریاس با نگرشی بر ریزرخساره‌ها در ناحیه شورجستان استان فارس. *نشریه یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی*، دوره ۱۱، شماره ۲۲، ۱۸-۱۱
- Carb-Al- Sharhan, A. S., Kendall, C. G. St. C (2003) Holocene coastal carbonates and evaporates of the Southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Review*, 61 (3-4): 191-243
- Amodio, S (2006) Foraminifera diversity changes and Paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow - water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, Southern Italy. *Facies*, 52 : 53-67
- Arefifard, S (2017) Sea level drop, palaeoenvironmental change and related biotic responses across Guadalupian-Lopingian boundary in southwest, North and Central Iran. *Geol. Mag.* 1-23 © Cambridge University.
- Baghbani, D (1993) The Permian sequence in the Abadeh region, central Iran. *Contributions to Eurasian Geology, Occasional Publications, Earth Sciences Research Institute, University of South Carolina*. 9B, 7-22.

- A., Chen, X. z (2012) Late Guadalupian to Lopingian (Permian) carbon and strontium isotopic chemostratigraphy in the Abadeh section, central Iran. *Gondwana Res*, 24(1): 222-232.
- Mcgregor, A. R (1983) The wait Kere Limestone, a temperate algal carbonate in the lower Tertiary of New Zealand. *J. geol. Soc. lond*, 140: 387-400.
- Noroozpour, H., Yousefi Rad, M (2015) A Review on fossil finding of Central Iran Permo-Triassic Deposits, *Open Journal of Geology*, 383-386.
- Pomar, L (2001) Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, upper Miocene, Balearic Islalands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249- 272.
- Retallack, G. J., Metzger, C. A., Greaver, T., Jahren, A. H., Smith, R. M. H., Sheldon, N. D (2006) Middle – Late Permian mass extinction on land. *Geol. Soc. Am. Bull*, 118: 1398-1411.
- Romero, J., Caus, E., and Rossel, J (2002) A model for the Palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margine of the South Pyrenean Basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43-56.
- Shen, S. Z., Mei, S. L (2010) Lopingian (Late Permian) high-resolution conodont biostratigraphic in Iran with comparison to South China zonation. *Geological Journal*, 45: 135-161
- Shinn, E. S (1983) Birds eyes, Fenestrae, Shrinkage pores and loferites: a re-evaluation . *J. sedim. Petrol*. 53: 619-629.
- Stanley, S., M., Yang, X (1994) A double mass extinction at the end of the Paleozoic era. *Science*, 266: 1340-1344.
- Taraz, H (1969) Permo-Triassic section in central Iran. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, 53: 688-693.
- Taraz, H (1971) Uppermost Permian and Permo-Triassic transition beds in central Iran. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, 55: 1280-1294.
- Taraz, H (1973) Correlation of uppermost Permian in Iran, central Asia, and South China. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, 57: 1117-1133.
- Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K., Shimizu, D., Bando, Y., Ishii, K. I., Maurata, M., Okimura, Y., Sakagami, S., Nakamura, K., Tukuoka, T (1981) The Permian and the Lower Triassic systems in Abadeh region, central Iran: *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, 47: 62-133.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Sci. Pub., London, 260 p.
- Vaziri - Moghaddam, H., Kimiagari, M., and Taheri, A (2006) Depositional environment and Permian) boundary in mid-oceanic paleoatoll carbonates: the high-productivity “Kamura event” and its collapse in Panthalassa. *Global Planetary Change*, 55: 21-38.
- Isozaki, Y., Kawahata, H., Minoshima, K (2007b) The Capitanian (Permian) Kamura Cooling Event: the beginning of the Paleozoic-Mesozoic transition. *Palaeoworld*, 16: 16-30.
- Isozaki, Y (2009) Illawarra Reversal: the fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end -Guadalupian (Permian) mass extinction , *Gnodwana Res*, 15: 421-432.
- Isozaki, Y., Aljinović, D., Kawahata, H (2011)The Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 12-21.
- Jin, Y. G., Zhang, J., Shang, Q. H (1994) Two Phaases of the end-Permian mass extinction. *Canadian Society of Petroleum Geologist Memoir*, 17: 813-822.
- Kobayashi, F. and Ishii, K. I (2003) Paleobiogeographic analysis of Yahtashian to Midian fusulinacean faunas of the Surmaq Formation in the Abadeh region, Central Iran. *Journal of Foraminiferal Research*, 33: 155-65.
- Kofukuda, D., Isozaki, Y., Igo, H (2014) A remarkable sea – level drop and relevant biotic responses across the Guadalupian-Lopingian (Permian) boundary in low-latitude mid-Panthalassa: Irreversible changes recorded in accreted paleo-atoll limestone in Akasaka and Ishiyama, Japan, *journal of Asian Earth Science*, 82:47-65.
- Kolodka, C., Vennin, E., Vachard, D., Trocme, V. & Goodarzi, M (2012) Timing annd progression of the end-Guadalupian crisis in the Fars province (Dalan Formation , Kuh-e Gakhum , Iran) constrained by foraminifers and other carbonate microfossils. *Facies*, 58 (1): 131-53.
- 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 (Geol Rundsch)*, 93:565-581.
- Kozur, H. W (2004) Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran, part I: taxonomy. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B Beiheft*, 18: 39-68.
- Kozur, H. W (2005) Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran, Part II: investigated sections and evaluation of the conodont faunas. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B Beiheft*, 19: 49-86
- Liu, X. c., Wang, W., Shen, S. z., Gorgij, M. N., Ye, F. c., Zhang, Y. c., Furuyama, S., Kano,

- Sequence Stratigraphy of the Oligocene - Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area. *Facies*, 52 (1): 41-51.
- Warren, J. K (2000) Dolomite, occurrence, evolution and economical important association. *Earth science review*, 52: 1-18.
- Wilson, J. L (1975) Carbonate facies in geologic history. Springer – Verlag , New york, 471p.
- Wingall, P. B., Veldrine, S., Bond, D. P. G., Wang, W., Lai, X., L., ali, J. R., Jiang, H, S (2009) Facies analysis and sea-level change at the Guadalupian-Lopingian Global Stratotype (Laibin, Sout China), and its bearing on the end-Guadalupian mass extinction. *J. Geol. Soc*, 166: 655-666.
- Wray, J. L (1977) Calcareous algae Elsevier Scientific Publishing Company, Amesterdam, 185 p.