

رخساره‌های توفانی در بخش آغازین سازند نیور (سیلورین پایینی) در جنوب غرب کاشمر

الناز خزائی^۱، محمدحسین محمودی قرائی^{۲*}، اسداله محبوبی^۳ و جعفر طاهری^۴

۱، ۲ و ۳- دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

۴- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی واحد مشهد

نویسنده مسئول: mhmgharaie@um.ac.ir

دریافت: ۹۵/۱۲/۲۲ پذیرش: ۹۶/۳/۲۸

چکیده

بخش زیرین سازند نیور واقع در کوه بوغو در جنوب غرب کاشمر و در زون ایران مرکزی، از ۲۰۰ متر شیل، سنگ آهک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. بررسی‌های میکروسکوپی و میدانی منجر به شناسایی ویژگی‌های بافت، ساخت (فیزیکی و بیولوژیکی) و ترکیب مرتبط با جریان‌های توفانی در بخش‌های آغازین بخش زیرین سازند نیور شده است. از جمله این شواهد می‌توان به چینه‌بندی مورب پشته‌ای، کنگلومرا با دانه‌ها اینتراکلیست با سطح زیرین فرسایشی و دانه‌بندی تدریجی اشاره کرد. بر پایه این ویژگی‌های رسوبی و توالی عمودی رخساره‌ها مدل رسوبی نهشته‌های توفانی نزدیک به خاستگاه برای رخساره‌های مورد بررسی پیشنهاد شد. با توجه به جایگاه ایران مرکزی در طی اردوئیسین و سیلورین که در عرض‌های جغرافیای دیرینه نزدیک ۳۰ درجه جنوبی واقع بوده است، توفان‌های استوایی توانسته‌اند این مناطق را زیر تاثیر قرار دهند. این نهشته‌ها در یک محیط رمپ در خرده صفحه ایران مرکزی واقع در شمال گندوانا تشکیل شده‌اند. شناسایی رخساره‌های توفانی در رسوبات سیلورین در شمال بلوک طبس افزون بر جغرافیای دیرینه می‌تواند در رابطه با شرایط آب و هوای دیرینه نیز دارای اهمیت باشد. به طوری که گرم‌شدگی اوایل سیلورین باعث ایجاد توفان‌های سیکلونی در اقیانوس‌ها و بر جا گذاشتن نهشته‌های توفانی شده است.

واژه‌های کلیدی: امواج توفانی، نهشته توفانی، سازند نیور، خرده صفحه ایران، سیلورین

مقدمه

واقع پس از مرز اردوئیسین/سیلورین در خاور ایران مرکزی مورد بررسی قرار گیرد و با توجه به این که نهشته‌های توفانی در این بخش از توالی از گسترش زیادی برخوردارند تمرکز بررسی‌ها بر این نهشته‌ها خواهد بود. نهشته‌های توفانی^۲ به رسوباتی گفته می‌شود که نشانه‌هایی از آشفتگی شدید و رسوب‌گذاری دوباره در محیط‌های کم ژرفای زیر تاثیر توفان را نشان دهد (اگر، ۱۹۷۴). امواج توفانی می‌تواند ناشی از نیروهای جوی باشد که بر بخش‌های کم ژرفای فلات قاره و آب‌های اقیانوسی تاثیر می‌گذارد (جان استون و بالوین، ۱۹۸۶). تاکنون این گونه رسوبات در ایران در سازندهای الیکا (طهماسبی، ۱۳۷۶)، رسوبات اواخر کامبرین زیرین تا بخش پایانی کامبرین میانی در منطقه تویه دروار (لاسمی و امین رسولی، ۱۳۷۸-الف؛ لاسمی و امین رسولی، ۱۳۷۸-ب؛ لاسمی، ۱۳۷۹)، نواحی البرز مرکزی و شرقی (جهانی، ۱۳۸۵)، سازند پابده در زاگرس (محسنی و ال-

بررسی مرزهای رویدادی^۱ و شرایط رسوب‌گذاری پس از آن، از جمله مرز اردوئیسین/سیلورین همواره مورد علاقه چینه‌شناسان و رسوب‌شناسان بوده است (باراش، ۲۰۱۴). در حال حاضر گروه‌های کاری متعدد در نقاط مختلف جهان مشغول بررسی رسوبات دربردارنده مرز اردوئیسین سیلورین هستند که از آن جمله می‌توان به بررسی تغییرات رخساره‌ای پس از مرز اردوئیسین/سیلورین اشاره نمود (هرمن و هاپت، ۲۰۱۰). در ایران نیز بررسی‌های متعدد دیرینه‌شناسی و چینه‌شناسی بر روی رسوبات دربردارنده مرز اردوئیسین/سیلورین انجام شده است (طاهری، ۱۳۸۲؛ صاحب جمعی، ۱۳۹۱؛ هایراپطیان و همکاران، ۲۰۱۱؛ قویدل سیوکی، ۲۰۰۳)، ولی تا کنون تغییرات رخساره سنگی و رسوب‌شناسی آن مورد بررسی دقیق قرار نگرفته است. در این پژوهش کوشش شده است که رسوب‌شناسی سنگ‌های سیلورین زیرین و در

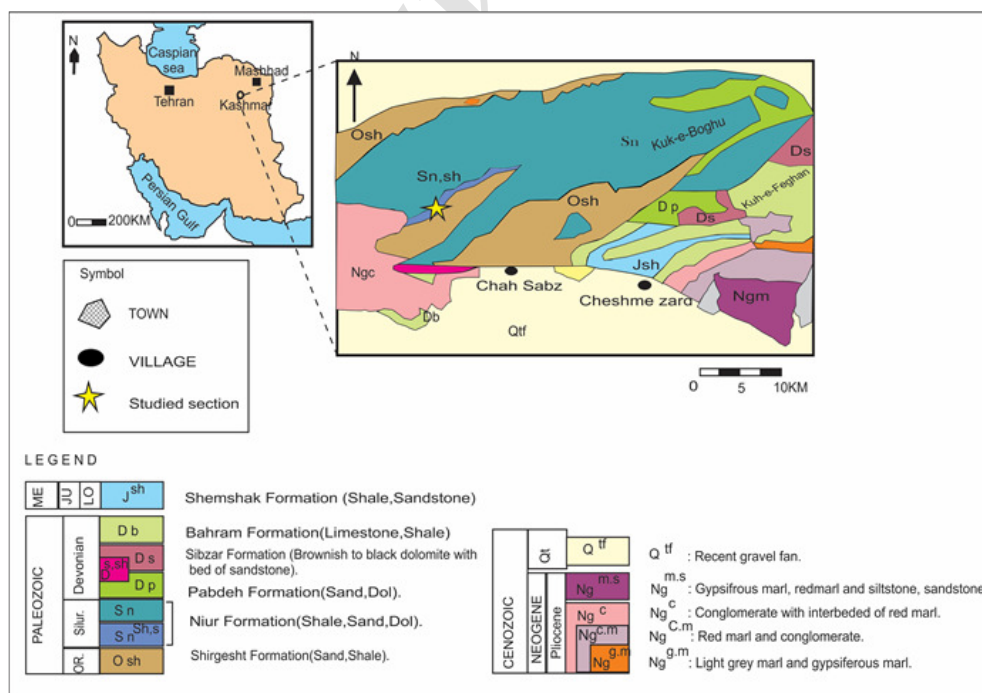
²Tempstite¹Boundary Events

برای نخستین بار توسط روتنرو همکاران (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸) به عنوان سازند نیور معرفی شد. این سازند در محل برش الگو (روستای نیوار در جنوب خاوری از یک‌کوه) ۴۴۵ متر ضخامت داشته و از سنگ‌آهک قهوه‌ای رنگ دارای مرجان با میان لایه‌هایی از شیل و یک بخش دولومیتی در قسمت زیرین تشکیل شده است، ولی ارتباط سطح زیرین آن با واحدهای سنگی زیر آن گسله می‌باشد (آقناباتی، ۱۳۸۵). در برش مرجع نیز که در ۹۰ کیلومتری جنوب برش الگو در ناحیه شیرگشت و در شرق دهانه کلوت قرار دارد، همچون برش الگو نبود چینه‌ای مهمی در سطح زیرین سیلورین گزارش شده است. بنابراین، برش مورد بررسی در جنوب کاشمر که در بردارنده رسوبات سیلورین زیرین است، می‌تواند اطلاعات سودمندی در رابطه با شرایط رسوب‌گذاری اوایل سیلورین و به عبارتی پس از مرز رویدادی اردوئیسین-سیلورین در اختیار قرار دهد. این ناحیه به لحاظ جغرافیایی از شمال به دشت کاشمر و از جنوب به پلائیای کویر نمک محدود می‌شود. در برش مورد بررسی بخش زیرین سازند نیور به سن سیلورین پایینی به سبب برای ۲۰۰ متر از ماسه‌سنگ‌های آهکی و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای و سنگ‌آهک تشکیل شده است (شکل ۲).

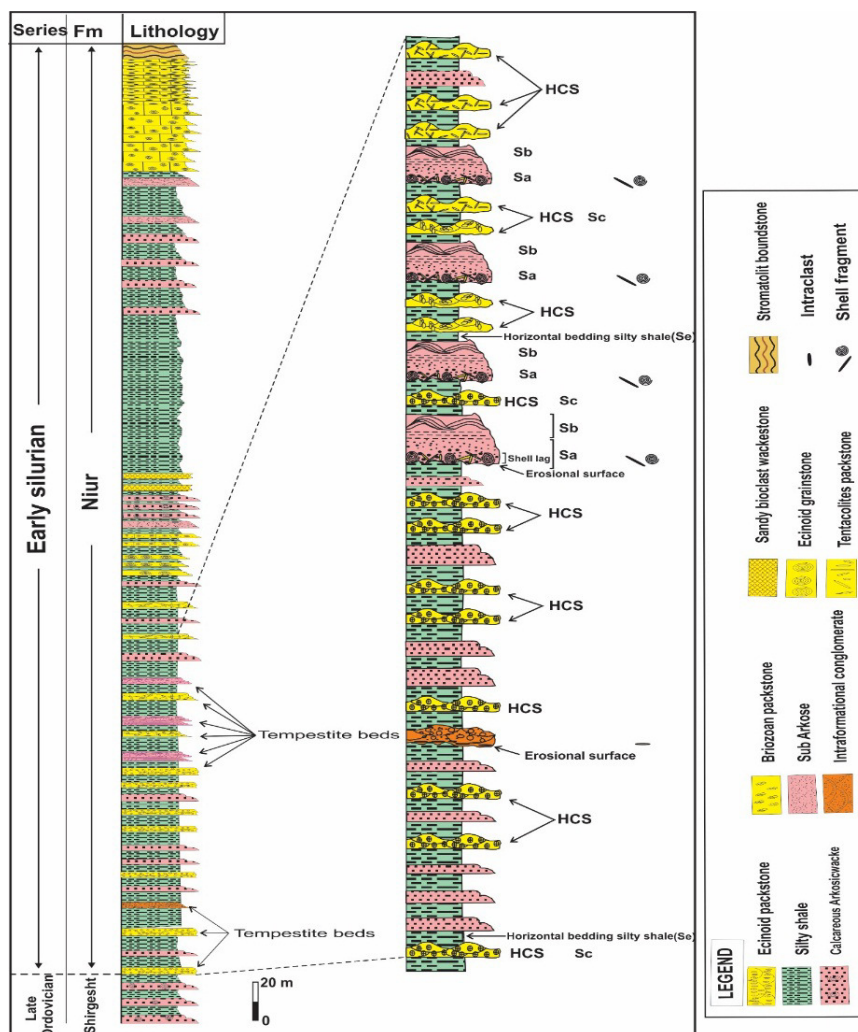
آصم، ۲۰۰۴) گزارش شده است. در این بررسی برای نخستین بار شواهد رخساره‌های توفانی در رسوبات سیلورین زیرین در برش کوه بوغو شناسایی شده است. هدف اصلی این پژوهش، معرفی مهم‌ترین شواهد رخساره‌های توفانی در نهشته‌های مورد بررسی به منظور واکاوی محیط دیرینه و شرایط حاکم بر محیط رسوب‌گذاری است. این پژوهش می‌تواند به درک بیشتر ما در زمینه‌ی اثرات و عوامل طبیعی مانند توفان و امواج بر تنه‌سینی انواع رسوبات، رخساره‌ها و ساخت‌های رسوبی مرتبط با این فرایندها کمک شایانی نماید.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در محدوده رسوبی-ساختاری ایران مرکزی و مشخصاً در بلوک طبرس قرار دارد (شکل ۱). بر خلاف بسیاری از مناطق ایران مرکزی که بدون رخنمون‌های کاملی از رسوبات سیلورین و به ویژه بخش زیرین آن هستند، در جنوب کاشمر توالی به نسبت کاملی از رسوبات سیلورین رخنمون دارد که از مهم‌ترین ویژگی‌های آن پیوسته بودن رسوبات و دربرداشتن گذر تدریجی دوره اردوئیسین به سیلورین و هم‌چنین رسوبات سیلورین زیرین است. سنگ‌های سیلورین ایران مرکزی



شکل ۱. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشمر (طاهری، ۱۳۸۰) با کمی تغییر (منطقه مورد بررسی با ستاره مشخص شده است).



شکل ۲. ستون چینه‌سنگی بخش زیرین سازند نیور در برش کوه بوغو (HCS: چینه‌بندی مورب پشته‌ای، Sa: دانه‌بندی تدریجی نرمال، Sb: لامیناسیون موازی)

سنگ‌شناسی و مرز لایه‌ها که می‌توانند به تحلیل رخساره‌های توفانی کمک کنند مورد بررسی قرار گرفتند.

نتایج

شواهد میدانی و ویژگی‌های پتروگرافی از مهم‌ترین شواهد در شناسایی رخساره‌های توفانی مورد استفاده بوده‌اند. در مطالعات میکروسکوپی ویژگی‌هایی مانند نوع، درصد و اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده، میزان ماتریکس و نیز دیگر ویژگی‌های بافتی (مانند حضور اینتراکلاست، جورشدگی کم در بعضی رخساره‌ها و...) که می‌تواند در آنالیز رخساره‌های مربوطه مفید باشد مورد بررسی قرار گرفته‌اند. از شواهد میدانی می‌توان به انواع ساختمان‌های رسوبی (مانند چینه‌بندی متقاطع پشته‌ای، ریپل‌مارک‌ها و...)، نوع لایه‌بندی، مرز لایه‌ها و شواهد

روش پژوهش

برای انجام مطالعات پتروگرافی که شامل شناسایی رخساره‌های میکروسکوپی (پتروفاسیس‌ها و میکروفاسیس‌ها) و بافت و ترکیب رسوبات است، شمار ۴۸ نمونه سنگی از برش کوه بوغو گردآوری و برش نازک تهیه شد. نمونه‌برداری به صورت سیستماتیک و از فواصل تقریبی هر ۲ متر و در صورت تغییر رخساره، نمونه‌های تکمیلی برداشته شد. شناسایی ویژگی‌های نوری دانه‌های تشکیل‌دهنده واحدهای سنگی توسط میکروسکوپ پلاریزان و با بزرگنمایی‌های 4X و 10X انجام شده است. برای نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از رده‌بندی دانهم (دانهم، ۱۹۶۲) و نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها از طبقه‌بندی پتی‌جان و همکاران (پتی‌جان و همکاران، ۱۹۸۷) بهره‌گیری شد. تمامی شواهد میکروسکوپی و میدانی از جمله ساخت رسوبی، دانه‌بندی، ویژگی‌های

زیست‌آشفستگی اشاره کرد. در ادامه مهم‌ترین ویژگی‌های مشاهده شده و ارتباط این شواهد با رسوبات توفانی به تفصیل شرح داده می‌شود.

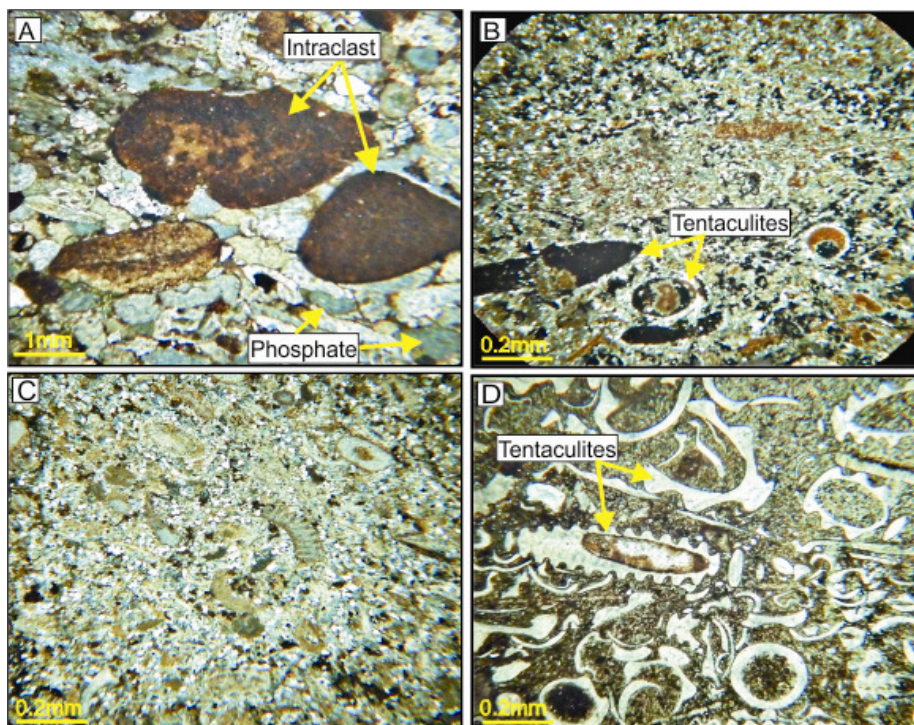
بافت و ترکیب رسوبات

مشاهدات میکروسکوپی منجر به شناسایی کنگلومرای درون حوضه‌ای با دانه‌های اینتراکلیست و فسفات گردید. عمده دانه‌های تشکیل‌دهنده این نوع کنگلومرا نیمه زاویه‌دار هستند. اندازه این دانه‌ها از ۱ تا ۵ میلی‌متر در تغییر بوده و دارای جورشدگی بد است (شکل ۳، A). هم‌چنین ماسه‌سنگ دارای دانه‌بندی تدریجی ریز شونده به سمت بالا با خرده‌های فسیلی در سطح زیرین است که دارای دانه‌های کوارتز به صورت توده‌ای در قسمت‌های میانی می‌باشد (شکل ۳، B). این ماسه‌سنگ در برش مورد بررسی به سیلت‌های لامینه‌ای موازی تبدیل شده است. اندازه خرده‌های

بایوکلیست موجود در بخش پایین این ماسه‌سنگ از ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر در تغییر است. هم‌چنین جورشدگی خرده‌های تشکیل‌دهنده بخش‌های پایین این رخساره به نسبت خوب است (شکل ۳، B). دیگر رخساره شناسایی شده پکستون ماسه‌ای است که عمدتاً شامل دانه‌های آواری کوارتز است (شکل ۳، C). اندازه خرده‌های فسیلی و کوارتز در این رخساره به ترتیب بین ۰/۰۵ تا ۰/۵ و ۰/۰۱ تا ۰/۰۲ میلی‌متر در تغییر است (شکل ۳، C). در پایان پکستون‌هایی با دانه‌های فسیلی شکسته (پکستون تنناکولیتسی) شناسایی شده است (شکل ۳، D). تنناکولیتس عمدتاً خرده‌های فسیلی این رخساره است و اندازه این خرده‌های فسیلی بین ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر در تغییر است (شکل ۳، D). این رخساره نیز از جورشدگی ضعیفی برخوردار است.

جدول ۱. مهم‌ترین ویژگی‌های بافتی و ترکیبی رخساره‌های توفانی در منطقه مورد بررسی

توصیف	رخساره‌های توفانی
متوسط لایه، اندازه دانه‌ها بین ۰/۵ تا ۱۰ میلی‌متر، دانه‌ها شامل کوارتز، خرده‌سنگ‌های رسوبی، اینتراکلیست و فسفات، نیمه زاویه‌دار با جورشدگی ضعیف، در صحرا به رنگ کرم تا قهوه‌ای، دانه‌پشتیبان، با سطح زیرین فرسایشی	کنگلومرای پلی‌میکتیک
متوسط لایه، اندازه دانه‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر، دانه‌های اصلی شامل کوارتز (۶۵٪)، فلدسپار (۱۵٪)، خرده‌سنگ‌ها کمتر از ۰/۲، دارای دانه‌های فسیلی (۱۵٪) و ماتریکس کمتر از ۱۵٪، دانه‌ها نیمه زاویه‌دار، از دید رسیدگی بافتی نیمه رسیده. جورشدگی کم، در روی زمین به رنگ خاکستری، دارای سطح زیرین فرسایشی، دانه‌بندی تدریجی نرمال، لامیناسیون موازی و ریپلی	ماسه‌سنگ ساب آرکوز
نازک لایه، اندازه دانه‌ها در حد سیلت، سبز رنگ، دارای لامیناسیون‌های موازی و مورب موجی	شیل سیلتی
در صحرا کرم رنگ، خرده‌های اسکلتی شامل خارپوست (۵۰٪)، بریوزوئر (۲۰٪) و دوکفه‌ای (۵٪) و دانه‌های غیر اسکلتی شامل پلوئید (۱۰٪)، پوسته خرده‌های دوکفه‌ای و بریوزوئر شکسته شده‌اند، دارای ساخت چین‌بندی پشته‌ای (HCS)	پکستون اکینوئیدی
پکستون بریوزوئر دار، کرم رنگ، شامل خرده‌های اسکلتی بریوزوئر (۵۵٪)، خارپوست (۲۰٪) و براکیوپد (۵٪)، میانگین اندازه خرده‌های اسکلتی ۱.۵ میلی‌متر، دارای ساخت چین‌بندی پشته‌ای (HCS)	پکستون بریوزوئر دار
پکستون تنناکولیتس‌دار، زرد تا کرم رنگ، خرده‌های اسکلتی شامل تنناکولیتس (۴۵٪)، براکیوپد (۱۰٪)، خارپوست (۲٪)، تریلوبیت (۱٪)، میانگین اندازه خرده‌های اسکلتی ۰.۲۵ تا ۲ میلی‌متر، پوسته تنناکولیتس شکسته‌اند، دارای ساخت چین‌بندی پشته‌ای (HCS)	پکستون تنناکولیتسی
قهوه‌ای رنگ، خارپوست (۱۰٪)، براکیوپد (۳٪) و پاوئید (۲۰٪)، کوارتز ریز دانه (۲۵٪) به ترتیب عمده‌ترین دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی، میانگین اندازه خرده‌های اسکلتی ۰.۴ میلی‌متر، دارای ساخت لامیناسیون موازی	پکستون بایوکلیست‌دار ماسه‌ای



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی رخساره‌های توفانی در منطقه مورد بررسی. (A) کنگلومرا با دانه‌ها اینتراکلاست و فسفات، (B) ماسه‌سنگ با دانه‌بندی تدریجی: در سطح زیرین دانه‌های فسیلی به نسبت درشت و به سمت بالا کوارتز ریز دانه، (C) پکستون ماسه‌ای، (D) پکستون تناکولیتسی با دانه‌های فسیلی شکسته

برجای گذاشته شده‌اند (خزائی و همکاران، ۱۳۹۵) (شکل ۲).

ساختمان‌های رسوبی

ساخت‌های رسوبی مشاهده شده در بخش مورد بررسی شامل ساخت‌های فیزیکی و زیست‌خاستگاهی است:

۱. ساخت‌های فیزیکی

الف) سطح فرسایشی: این سطح در سطح زیرین کنگلومرای پلی‌میکتیت با ستبرای ۱۰ سانتی‌متر که دارای اینتراکلاست و هم‌چنین ماسه‌سنگ‌های ساب‌آرکوزی با ستبرای ۲۵ سانتی‌متر دارای دانه‌ها فسیلی فراوان در سطح زیرین به خوبی مشهود است (شکل ۴).

ب) دانه‌بندی تدریجی و لایه‌بندی توده‌ای در ماسه‌سنگ‌ها: ساخت دانه‌بندی تدریجی بیش‌تر پس از سطح زیرین فرسایشی دیده شده و معمولاً ستبرایی نزدیک ۵-۱۰ سانتی‌متر دارند. دانه‌بندی تدریجی نرمال یا به سمت بالا ریز شونده است که عموماً در ساب‌آرکوزهای دارای صدف موجودات دیده شدند (شکل ۵، A و B).

رخساره‌ها

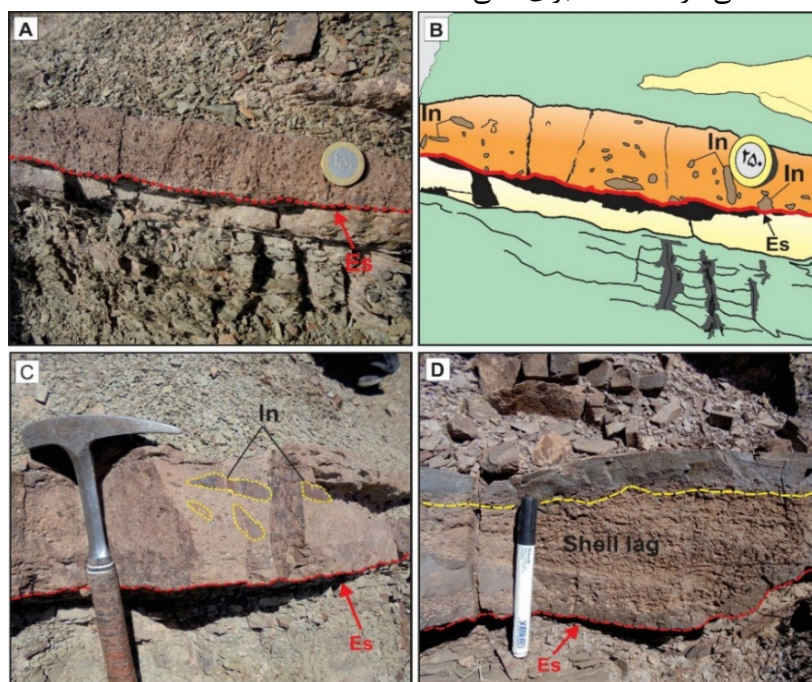
بر پایه مطالعات میکروسکوپی، دو مجموعه رخساره سیلیسی آواری و کربناته شناسایی شد. پتروفاسیس‌های آواری شامل ماسه‌سنگ ساب‌آرکوز، کنگلومرای پلی‌میکتیک و شیل‌سیلتی، و ریز رخساره‌های کربناته نیز شامل پکستون اکینوئیدی، پکستون بریوزوائی، پکستون تناکولیتسی (رخساره‌های دریای باز)، گرینستون اکینوئیدی (رخساره سد)، پکستون پلوئیدی ماسه‌ای (رخساره لاگون) و در پایان بایندستون استروماتولیتی (رخساره پهنه‌کشندی) است (خزائی و همکاران، ۱۳۹۵) (شکل ۲). بخش زیرین سازند نیور با شیل و میان لایه‌های سنگ‌آهک (پکستون‌های دریای باز) آغاز می‌شود. سنگ‌آهک‌ها به ستبرای ۱۰ تا ۱۵ سانتی‌متر با سطح زیرین مسطح و دارای چین‌بندی مورب پشته‌ای بزرگ مقیاس به طور متناوب تکرار می‌شوند و در ادامه ماسه‌سنگ‌هایی که گاه با سطح زیرین فرسایشی و ساخت دانه‌بندی تدریجی و لایه‌بندی موازی و ریپلی هستند نمایان می‌شوند. تغییرات عمودی رخساره‌ها و ارتباط آن‌ها با یکدیگر و نیز نوع دانه‌ها و بافت آن‌ها نشان می‌دهد که این رخساره‌ها در یک محیط رمپ کم‌ژرفا

لایه‌بندی موازی نزدیک ۵ تا ۷ سانتی‌متر است (شکل‌های ۵- و ۶- A).

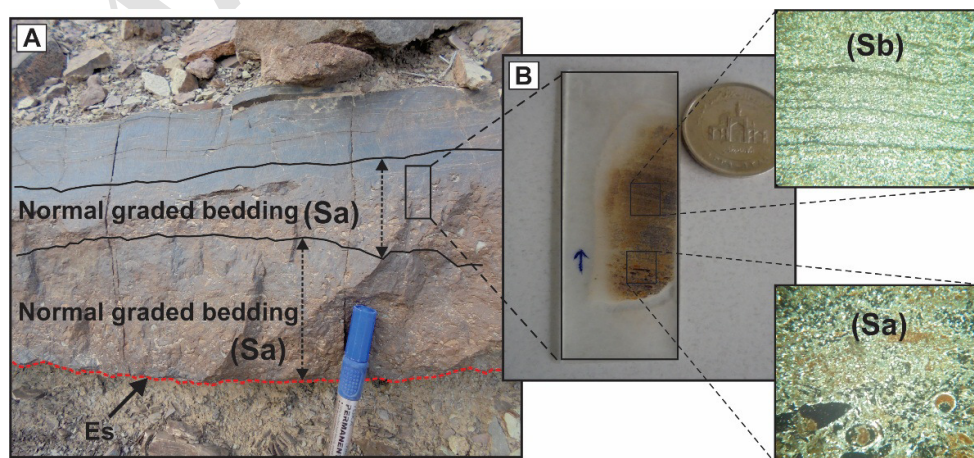
(د) **لایه‌بندی ریپلی:** این لایه‌بندی بعد از لایه‌بندی توده‌ای در رخساره ساب‌آرکوز در منطقه مورد بررسی دیده شده است (شکل‌های ۶- B و C). ستبرای هر لایه بین ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر و ستبرای هر سری ۳ تا ۵ سانتی‌متر در تغییر است. اغلب این ریپل‌ها از نوع جریان‌ی بوده‌اند که مجموع ستبرای آن‌ها حدود ۳ تا ۵ سانتی‌متر بوده است (شکل‌های ۶- B و C).

لایه‌بندی توده‌ای با ستبرای نزدیک ۷ تا ۱۰ سانتی‌متر نیز بعد از گسترش دانه‌بندی تدریجی تشکیل شده است و در ادامه این ساخت لایه‌بندی توده‌ای لایه‌های شیلی آشکار می‌شوند (شکل ۶- A).

(ج) **لایه‌بندی موازی:** لایه‌بندی موازی در رسوبات مورد بررسی در پتروفاسیس ساب‌آرکوز بسیار ریز دانه با ستبرای ۲۵ سانتی‌متر، دارای سطح زیرین فرسایشی و دانه‌بندی تدریجی و لایه‌بندی توده‌ای و ریپلی دیده می‌شود که بعد از لایه‌بندی توده‌ای تشکیل شده است و ستبرای هر سری ۲-۳ سانتی‌متر است. ستبرای کلی



شکل ۴. تصویرهای میدانی از واحدهای سنگی بخش زیرین سازند نیور. (A) کنگلومرا با سطح زیرین فرسایشی و دانه‌ها اینتراکلاست، (B) شکل شماتیک از تصویر (A)، (C) کنگلومرای دارای دانه‌ها بزرگ و پهن اینتراکلاست، (D) ماسه‌سنگ با سطح زیرین فرسایشی و پوسته‌های فسیلی باقی‌مانده (Shell lag)، (In: Intraclast; Es: Erosional surface).

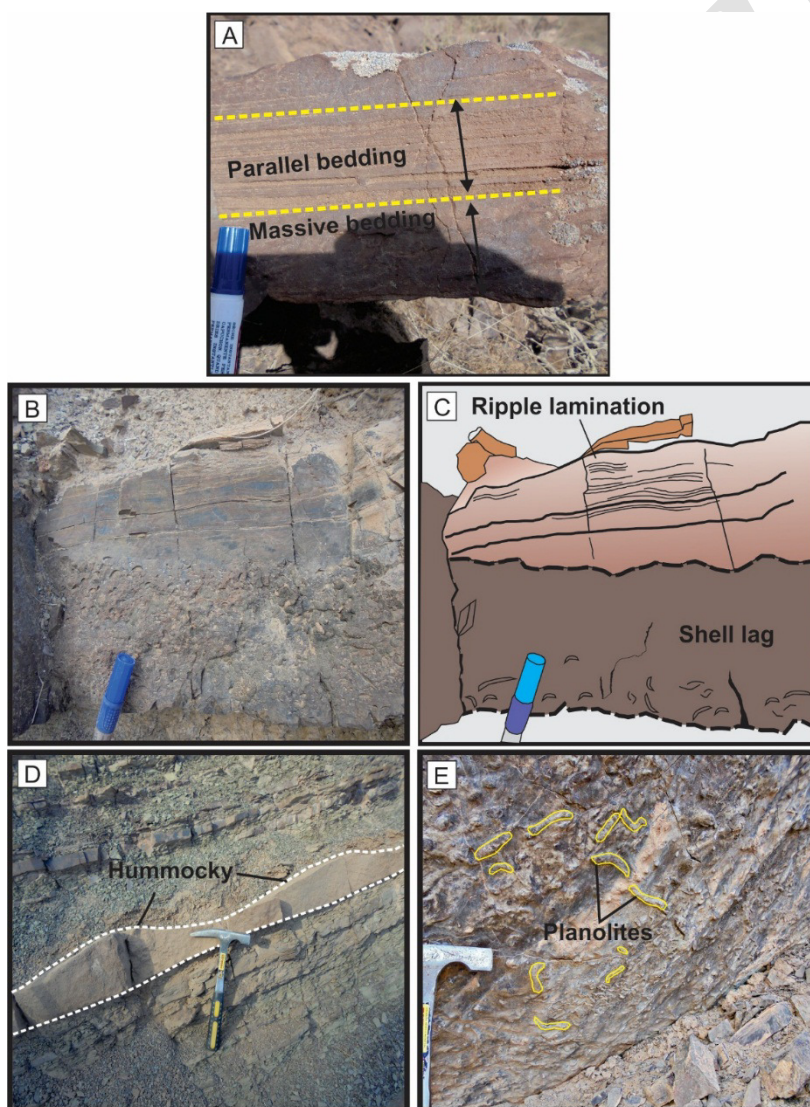


شکل ۵. (A) تصویر میدانی از ماسه‌سنگ با سطح زیرین فرسایشی و دانه‌بندی تدریجی، (B) مقطع میکروسکوپی از ماسه‌سنگ دارای دانه‌بندی تدریجی و لایه‌بندی موازی

۲. ساخت بایوژنیک (زیست خاستگاهی)

اثر فسیل پلانولیتس: این نوع اثر فسیل به صورت لوله‌های باریک منحنی مانند یا ساده افقی و منفرد در سطح زیرین ماسه‌سنگ‌های ریز دانه میانی بخش زیرین سازند نیور به سترای ۲۵-۳۰ سانتی‌متر به خوبی قابل دیدن است. اثر فسیل پلانولیتس حفاری تغذیه‌ای موقتی است که به وسیله موجودات تغذیه کننده در درون رسوب ایجاد شده است (لیما و نتو، ۲۰۱۲) که توسط ماسه‌سنگ‌های ریز دانه پُر شده و قالبشان بر سطح زیرین این ماسه‌سنگ‌ها نمایان شده است (شکل ۶-E).

۵) چینه‌بندی مورب پشته‌ای: چینه‌بندی مورب پشته‌ای در مقیاس بزرگ به صورت لایه‌های مورب مواج مانند در پکستون‌های بخش زیرین سازند نیور به رنگ کرم، با سطح زیرین صاف و مسطح که به صورت بین لایه‌ای در شیل‌های سیلتی قرار دارند، دیده شد (شکل ۶-D). برآمدگی‌های دیده شده در لایه‌های رسوبی مورد بررسی بیش‌تر نزدیک ۴ تا ۶ سانتی‌متر بلندی و ۳۰ تا ۴۰ سانتی‌متر پهنا دارند. شاخص‌های اصلی که گسترش چینه‌بندی مورب پشته‌ای را تحت تاثیر قرار می‌دهند شامل اندازه دانه‌های رسوبی، شدت امواج توفان، شیب کف حوضه و چگالی توده آب است (لیو و همکاران، ۲۰۱۲).



شکل ۶. A) لایه‌بندی توده‌ای و موازی در لایه ماسه‌سنگی، B) ماسه‌سنگ با دانه‌ها صدف برجای مانده در سطح زیرین و لایه‌بندی ریپلی، C) شکل شماتیک تصویر (B)، D) چینه‌بندی مورب پشته‌ای (Hummocky) در رخساره‌های پکستونی بخش مورد بررسی، E) اثر فسیل پلانولیتس در سطح زیرین لایه ماسه‌سنگی

بحث

بخش‌های کم‌ژرفا تا ژرف‌تر رمپ و بسته به شدت حوادث غیر عادی آب و هوایی و در اثر حمل و نقل رسوبات توسط امواجی که قدرت بیش‌تری نسبت به امواج شرایط معمولی دارند ایجاد می‌شوند که رسوبات را از بخش‌های کم ژرفا به بخش‌های ژرف‌تر حوضه حمل می‌کنند (پرز-لویز و پرز-والرا، ۲۰۱۲). اثرات توفان بر روی لایه‌های رسوبی بوسیله ژرفا آب، محل سطح زیرین امواج معمولی (FWWB) و توفانی (SWB) کنترل می‌شوند. با توجه به شواهدی که گفته شد می‌توان گفت که رسوبات آغازین بخش زیرین سازند نیور زیر تاثیر توفان‌های دریایی و در زیر سطح زیرین امواج معمولی در محدوده اثر امواج توفانی تشکیل شده‌اند. مقایسه ویژگی‌های تیپیک رسوبات توفانی گزارش شده از دیگر نقاط جهان با ویژگی‌های تمپستایت‌های سازند نیور در جدول ۲ ارائه شده است.

آنالیز واحدهای رسوبی بخش زیرین سازند نیور و هم‌چنین وجود اثر فسیل پلانولیتس در این بخش، یک محیط رسوبی به نسبت کم ژرفا را نشان می‌دهد (خزائی و همکاران، ۱۳۹۵). وجود لایه‌های ماسه‌سنگی و کنگلومرای با سطح زیرین فرسایشی بر روی شیل‌ها، دانه‌ها اینتراکلت در کنگلومرا، فراوانی پوسته‌های صدف موجودات باقی‌مانده در سطح زیرین لایه‌های ماسه‌سنگی، دانه‌بندی تدریجی نرمال، لامیناسیون موازی و ریپل‌های جریان‌ی و در پایان چینه‌بندی مورب پشته‌ای نشان دهنده ته‌نشینی رسوبات این بخش از سازند نیور در شرایط پر انرژی و در اثر رسوب‌گذاری ناگهانی بر روی رسوبات شیلی در منطقه رمپ بیرونی است. چنین شرایطی موید رخدادهای توفانی است (ریدینگ و کولینسون، ۱۹۹۶؛ رودریگوئز-توار و همکاران، ۲۰۰۷). لایه‌های توفانی روی

جدول ۲. مقایسه ویژگی‌های مشاهده شده در رخساره‌های توفانی بخش زیرین سازند نیور در برش بوغو با سایر نقاط دنیا

سازند نیور	سایر محققین
چینه‌بندی مورب پشته‌ای	همه
خرده‌های فسیلی برجای مانده	۱۱، ۱۰، ۹، ۸، ۷، ۶، ۵
دانه‌بندی تدریجی	۱۱، ۱۰، ۹، ۸، ۷، ۶، ۵
لایه‌بندی موازی	۱۱، ۱۰، ۹، ۸، ۷، ۶، ۵
لایه‌بندی ریپلی	۱۱، ۱۰، ۹، ۸، ۷، ۶، ۵
سطح فرسایشی	همه
تناوب سنگ آهک و شیل	۴
حضور اینتراکلت	۱۱، ۷، ۶، ۵
(۱) - زگلر (۱۹۸۱)، (۲) - آگنر (۱۹۸۲)، (۳) - سیلاخر (۱۹۸۲)، (۴) - هندفورد (۱۹۸۶)، (۵) - مولینا و همکاران (۱۹۹۷)، (۶) - ساوردا و نانسون (۲۰۰۳)، (۷) - محسنی و ال آصم (۲۰۰۴)، (۸) - کریم (۲۰۰۷)، (۹) - ژوا و همکاران (۲۰۱۱)، (۱۰) - لیو و همکاران (۲۰۱۲)، (۱۱) - پرز لویز و پرز والرا (۲۰۱۲).	

مدل رسوبی

مدل رسوب‌گذاری نهشته‌های توفانی مورد بررسی، همانندی بسیار زیادی به توالی بوما در رخساره‌های توربیدیتی دارد. رسوبات توفانی و توربیدایت بر پایه برخی از شواهد قابل جدایی هستند، از آن جمله ساختارهای رسوبی مانند چینه‌بندی متقاطع پشته‌ای هستند که فقط در رخساره‌های توفانی قابل مشاهده‌اند و در محیط‌های توربیدیتی حضور ندارند (اینسل و همکاران، ۱۹۹۱). هم‌چنین فراوانی پوسته‌های فسیلی وابسته به محیط‌های کم‌ژرفاتر در لایه‌ها (shell lag) و هم‌چنین اثر فسیل پلانولیتس که ویژه محیط‌های کم‌ژرفا است، می‌توانند

موید محیط‌های توفانی برای ته‌نشست این رسوبات باشند (اینسل و همکاران، ۱۹۹۱). لایه‌بندی مسطح موازی در بیش‌تر موارد به فرم تدریجی به ریپل‌های موجی در توالی‌های توفانی کامل می‌شود (آگنر، ۱۹۸۲). رخساره‌های توفانی نیز مانند رخساره‌های توربیدیتی به ترتیب به دو نوع نزدیک به خاستگاه^۱ و دور از خاستگاه^۲ جداسازی می‌شوند (لیانگ، ۱۹۹۴). بخشی از توالی مورد بررسی که همانند بخش‌های آگزین توالی بوما است نشان می‌دهد ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌های آهکی در منطقه مورد بررسی در رخدادهای با انرژی بالا نهشته شده‌اند. در

^۱Proximal
^۲Distal

همکاران، ۲۰۰۷). بر پایه این جایگاه جغرافیایی دیرینه، جریانات توفانی مورد بررسی در این بررسی ناشی از تندبادهای استوایی بوده‌اند که محیط‌های دریایی استوایی و نیمه استوایی را تحت تاثیر قرار داده‌اند (لی و همکاران، ۲۰۱۴). اگر چه توفان‌ها اغلب محدوده استوا تا عرض‌های جغرافیایی ۲۰ درجه را در بر می‌گیرند ولی مناطق موجود در عرض‌های ۲۵ تا ۳۰ درجه را نیز تحت تاثیر قرار می‌دهند (مارساجیلا و کلین، ۱۹۸۳). ایجاد امواج توفانی در دوره‌های غیر یخچالی با آشفتگی در ترموکلاین^۳ مرتبط بوده است به گونه‌ای که در سیلورین آغازین و پس از دوره کوتاه یخچالی هیرنانتین^۴ (اواخر اردویسین) گرم شدن اقیانوس‌ها باعث ایجاد توفان‌های سیکلونی^۵ شده است (کیدر و ورسلی، ۲۰۱۰). هم‌چنین دریا‌های حواشی ابرقاره گندوانا مکانی ایده‌آل برای ایجاد توفان بوده است (مارساجیلا و کلین، ۱۹۸۳). بنابراین بر پایه جایگاه منطقه مورد بررسی در زون توفانی غالب، جریان توفانی استوایی توانسته است به راحتی به خرده صفحه ایران مرکزی رسیده و رسوبات این حوضه را تحت تاثیر قرار دهد. در واقع بخش‌های شمالی گندوانا تحت نفوذ توفان بوده است (لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۷۸-الف) (شکل ۸)، و ایران مرکزی را در آن زمان تحت تاثیر قرار داده است. بنابراین شرایط آب و هوایی گرم تا گرم و خشک که ویژه مدار ۳۰ درجه جنوبی است، به پدید آمدن توفان‌های گرمسیری در ایران کمک کرده است که شناسایی رخساره‌های توفانی بخش زیرین سازند نیور می‌تواند گواهی بر آن باشد. از سوی دیگر یافته‌های داده‌های ژئوشیمیایی نیز شرایط آب‌وهوایی دیرینه گرم و خشک را برای رسوبات مورد بررسی در ناحیه مورد نظر نشان می‌دهد که می‌تواند تا حد زیادی موید جایگاه و شرایط ایران مرکزی در سیلورین زیرین باشد (خزائی، ۱۳۹۴).

نتیجه‌گیری

مشاهدات میدانی و میکروسکوپی رخساره‌های بخش زیرین سازند نیور در برش بوغو در جنوب‌باختر کاشمر منجر به شناسایی مجموعه‌ای از شواهد شامل کنگلومرای اینتراکست‌دار با سطح زیرین فرسایشی، ماسه‌سنگ با

محیط‌های دریایی کم ژرفا تر معمولاً توفان‌ها آغازگر مکانیزم رسوب‌گذاری با ویژگی‌های یاد شده هستند اما تاثیر جریانات توفانی به سوی مناطق ژرف‌تر کاهش پیدا می‌کند (اگنر، ۱۹۸۲). یک توالی کامل از رخساره‌های توفانی به پنج بخش تقسیم می‌شود که به صورت S_a تا S_e نام‌گذاری شده است (اگنر، ۱۹۸۲).

شواهدی مانند لایه‌های به نسبت سست، فراوانی خرده‌های فسیلی در رخساره پکستونی، سطح زیرین فرسایشی در کنگلومرای اینتراکست‌دار و ماسه‌سنگ فسیل‌دار با دانه‌بندی تدریجی در ماسه‌سنگ‌ها (S_a) و لایه‌بندی موازی (S_b) (شکل‌های ۵-A, B و ۶-A, B) و چینه‌بندی مورب پشته‌ای (S_c) (شکل ۶-D) در رسوبات مورد بررسی از نزدیک بودن محیط تشکیل این رخساره‌ها به خاستگاه جریان حکایت دارند. نهشته شدن شیل سیلتی (S_e) بر روی رخساره‌های دارای چینه‌بندی مورب پشته‌ای بزرگ مقیاس نشانگر کاهش شدت انرژی توفان و رسوب‌گذاری در یک محیط آرام نسبت به رخساره‌های زیرین در برش مورد بررسی است. رخساره‌های توفانی مورد بررسی در ۷۵ متر ابتدایی سازند نیور دیده شدند و بر پایه فراوانی از سطح زیرین به سمت بالای سازند، رخساره S_c به صورت بزرگ مقیاس بیش‌ترین فراوانی را در بخش‌های آغازین داشته و به سمت بالا رخساره‌های S_a و S_b فراوان‌تر می‌شوند (شکل ۲). بنابراین با توجه به شواهد یاد شده جایگاه ته‌نشست رخساره‌های تحت تاثیر توفان در رسوبات بخش زیرین سازند نیور شناسایی شده است (شکل ۷).

ارتباط رخساره‌های توفانی با جغرافیای دیرینه

بازسازی جغرافیای دیرینه زمان پالئوزوئیک (برای نمونه؛ گلونکا، ۲۰۰۴، ۲۰۰۷، ۲۰۰۹؛ تورسویک و کوکز، ۲۰۰۹) نشان می‌دهد که دست کم بخش‌های زیادی از البرز و شمال‌باختری ایران، کمربند سنندج-سیرجان، ایران مرکزی و بلوک لوت به صورت بلوک‌های جداگانه‌ای بوده‌اند. از طرفی در طی اردویسین میانی گندوانا به سمت نیمکره جنوبی حرکت کرده است (مارساجیلا و کلین، ۱۹۸۳). بنابراین خرده صفحه ایران همراه با بلوک‌های مختلف کشورهای مجاور اغلب در نزدیکی مدار ۳۰ درجه جنوبی و در حاشیه شمال‌غربی ابرقاره گندوانا قرار داشته است (استمپفلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ روبان و

³Thermocline

⁴ Hirnantian

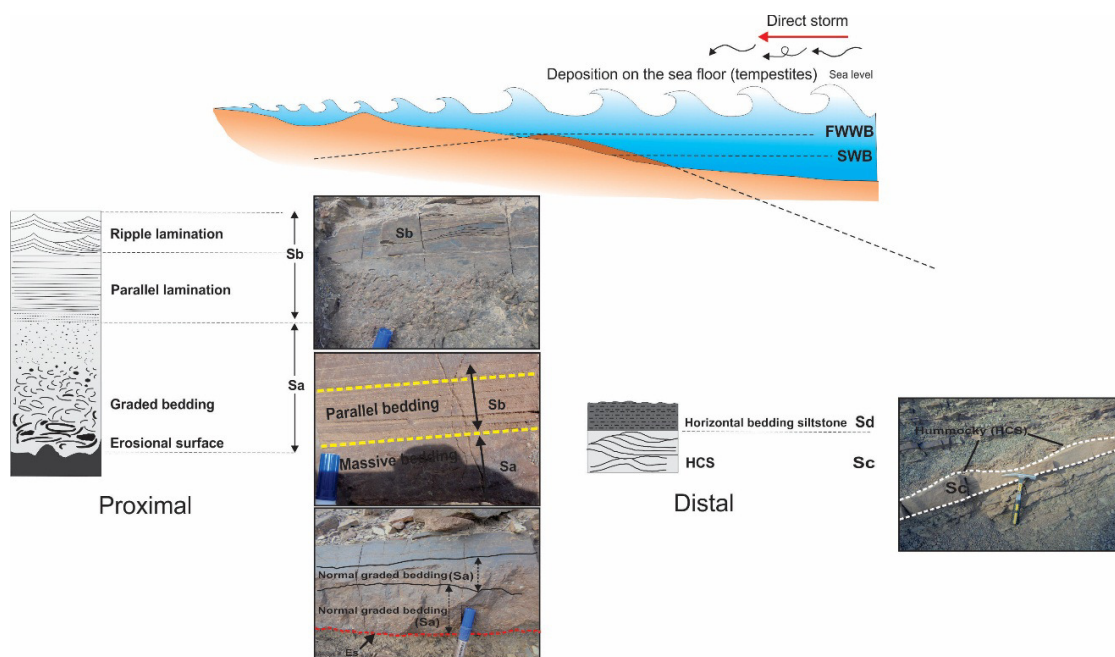
⁵Cyclonic

مرکزی در شمال‌باختری قاره گندوانا و زیر تاثیر توفان‌های شدید گرمسیری بوده است.

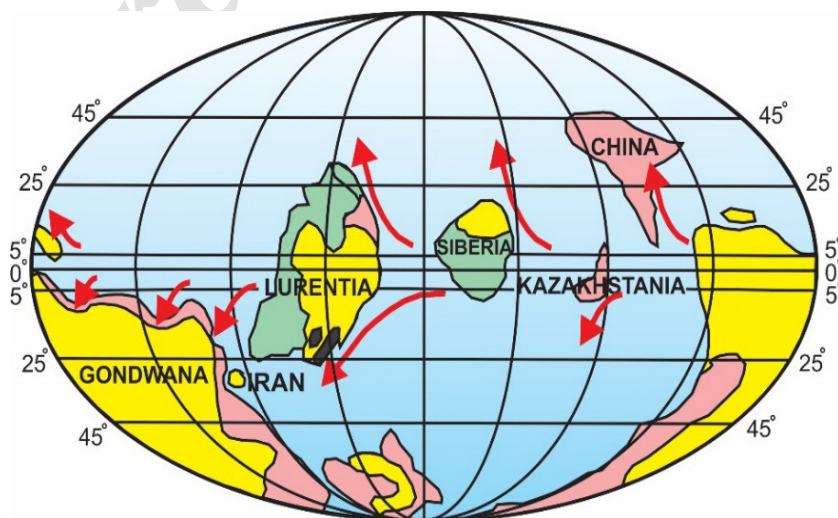
سپاسگزاری

نویسندگان از گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد و هم‌چنین حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه به خاطر پشتیبانی‌های مادی و معنوی در انجام این پژوهش (کد طرح پژوهشی ۳/۳۲۸۱۶) کمال سپاسگزاری را دارند.

سطح زیرین فرسایشی به همراه دانه‌ها فسیلی باقی‌مانده (shell lag)، چین‌بندی مورب پشته‌ای (HCS)، دانه‌بندی تدریجی، لایه‌بندی توده‌ای و موجی شد که بر این پایه می‌توان این رسوبات را به رخساره‌های زیر نفوذ جریانات توفانی در این بخش نسبت داد به طوری که این رخساره‌ها در حد فاصل بین دو سطح پایه امواج عادی و توفانی و نزدیک به خاستگاه جریان تشکیل شده‌اند. بررسی نقشه‌های جغرافیایی دیرینه و تطبیق جایگاه ایران با جایگاه سیستم‌های توفانی در سیلورین زیرین موید این است که در عرض ۳۰ درجه جنوبی خرده صفحه ایران



شکل ۷. مدل رسوبی رخساره‌های توفانی در برش کوه بوغو



شکل ۸. جهت جریان و جایگاه سیستم‌های توفانی از اردوئیسین فوقانی تا سیلورین پایینی و جایگاه ایران در آن زمان (نقشه جغرافیایی دیرینه، اقتباس از (مارساجیلا و کلین، ۱۹۸۳)

منابع

- Aigner, T (1982) Calcareous Tempestites: Storm-dominated Stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany), In: Einsele, G., Seilacher, A. (Eds.), Cyclic and Event Stratification, Springer-Verlag, Berlin. pp. 180-198.
- Barash., M.S (2014) Mass extinction of the marine biota at the Ordovician-Silurian transition due to environmental changes. *Oceanology*, v. 54, 780-787.
- Dunham, R.J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir American Association of Petroleum Geologists*, v. 1, 108-121.
- Einsele G., Ricken W., and Seilacher A (1991) "cycles and events in stratigraphy", Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1991. 955p.
- Ghavidel-Syooki, M (2003) Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros Basin, Southern Iran. *Review of Paleobotany and Palynology*, v. 127, 241-268.
- Golonka, J (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, v. 381, 235-273.
- Golonka, J (2007) Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies Maps. Late Paleozoic. *Geologia*, v. 33, 145-209.
- Golonka, J (2009) Phanerozoic Paleoenvironment and Paleolithofacies Maps. Early Paleozoic. *Geologia*, v. 35(4), 145-209.
- Hairapetian, V., Mohibullah, M., Tilley, L.J., Williams, M., Miller, C.G., Afzal, J., Ghobadi Pour, M., Hejazi, S.M (2011) Early Silurian carbonate plat-form ostracods from Iran: a peri-Gondwanan fauna with strong Laurentian affinities. *Gondwana Research*, v. 20, 645-653.
- Handford, C. R (1986) Facies and bedding sequence in Shelf-Storm Deposited Carbonate-Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian), Arkansas. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 56, 123-137.
- Herrmann., D.A., Haupt., J.B (2010) Toward identifying potential causes for stratigraphic change in subtropical to tropical Laurentia during the Mohawkian (early Late Ordovician), In: Finney, S.C. and Berry, W.B.N., (eds.), *The Ordovician Earth System. The Geological Society of America Special Paper*, v. 466, 29-35.
- Johnston, H.D., Baldwin, C.T (1986) Shallow siliciclastic seas. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Facies and Environments*. 2nd edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 266-268.
- Kidder, D.L., and Worsley, T.R (2010) Phanerozoic Large Igneous Provinces (LIPs), HEATT (Haline Euxinic Acidic Thermal
- آقاباتی، ع (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- جهانی، د (۱۳۷۹) تحلیل حوضه‌های رسوبی نهشته‌های سازند الیکا در البرز شرقی و مرکزی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، ۲۷۵ صفحه.
- خزائی، ا.، محمودی‌قرائی، م.، ح.، محبوبی، ا.، طاهری، ج (۱۳۹۵) آنالیز رخساره‌ها در گذر از نهشته‌های اردوئیسین (بخش فوقانی سازند شیرگشت) به سیلورین (بخش زیرین سازند نیور) در جنوب‌غرب کاشمر، شمال بلوک طیس. فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۶، ۱۱۱-۱۲۶.
- خزائی، ا (۱۳۹۴) رسوب‌شناسی و بررسی تغییرات سطح آب دریا در رسوبات اردوئیسین فوقانی-سیلورین زیرین، جنوب غرب کاشمر. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد. ۱۲۸ صفحه.
- صاحب‌جمعی، س (۱۳۹۱) پالینولوژی و پالینواستراتیگرافی رسوبات ممبر ۱ سازند نیور در جنوب‌غرب کاشمر در برش چاه تجری، دانشگاه آزاد اسلامی-واحد مشهد، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، ۱۷۰.
- طاهری، ج (۱۳۸۰) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشمر، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- طاهری، ج (۱۳۸۲) چینه‌شناسی رسوبات سیلورین در نواحی جنوب‌باختری کاشمر و شمال طیس بر پایه کنودونت‌ها، پژوهشکده علوم زمین، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، ۱۴۶.
- طهماسبی، ع (۱۳۷۶) بررسی میکروفاسیس، محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های بخش‌های زیرین و میانی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ۱۲۵ صفحه.
- لاسمی، ی (۱۳۷۹) رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانس‌های عضوهای ۱ و ۲ سازند میلا در البرز شرقی، فشرده مقالات هجدهمین گردهمایی علوم زمین، تهران، سازمان زمین‌شناسی، ص. ۹۳-۹۷.
- لاسمی، ی. و امین‌رسولی، ه (۱۳۷۸-الف)، رخساره‌ها محیط رسوبی و سکانس‌های عضوهای ۱ و ۲ سازند میلا در البرز شرقی، فشرده مقالات هجدهمین گردهمایی علوم زمین، تهران، سازمان زمین‌شناسی، ص. ۹۳-۹۷.
- لاسمی، ی. و امین‌رسولی، ه (۱۳۷۸-ب)، بررسی رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون در منطقه تویه-درورار، فشرده مقالات سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، شیراز، ص. ۵۶۷-۵۶۹.
- Ager, D.V (1974) Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan high atlas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 15, 83-93.

- in high-resolution sequence stratigraphy: the Glossifungites ichnofacies in Triassic successions from the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentary Geology*, v. 198, 293–307.
- Ruban, D.A., Al-Husseini, M. and Iwasaki, Y (2007) Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, v. 12, 35–56.
- Ruttner, A. Nabavi, M.H., Hajian, J (1968) Geology of Shirgesht area (Tabas area, East Iran). *Geological Society of Iran*, No. 4, 133 p.
- Savrda, C.E. and Nanson, L.L (2003) Ichnology of fair-weather and storm deposits in an Upper Cretaceous estuary (Eutaw Formation, western Georgia, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 202, 67–83.
- Seilacher, A (1982) General Remarks about Event Deposits. In: Einsele, G. and Seilacher, A. (Eds.), *Cyclic and Event Stratification*. Springer-Verlag, Berlin, 161–174.
- Stampfli G., Marcoux J. and Baud A (1991) Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 87, 373–409.
- Torsvik T.H. and Cocks L.R.M (2009) The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand. In: Basset M.G. (Eds.), *Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography*. Geological Society London Special Publications, v. 325, 3–21.
- Zeigler, M.A., Bambach, R.K. and Barrett, S. F (1981) Mesozoic and Cenozoic Paleogeographic maps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 65, 10–11.
- Zhoa, Z.C., Willems, H., Li, Y. and Luo, H (2011) A well-preserved carbonate tempestite sequence from the Cambrian Gushan Formation, eastern North China Craton. *Palaeoworld*, v. 20, 1–7.
- Transgression) episodes, and mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 295, 162–191.
- Liang, G (1994) The storm deposits and its tectonic setting. *Global Geology*, v. 13, 131–143 (in Chinese).
- Li, F., Yang, Y., Li, Junwu., Yang, C., Dai, T., Zhao, J. and Yi, H (2014) Lacustrine tempestite and its geological significance in the Cenozoic study of the Qaidam Basin. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 92, 157–167.
- Lima, J.H.D. and Netto, R.G (2012) Trace fossils from the Permian Teresina formation at Cerro caveiras (S Brazil). *Revista brasileira de paleontologia*, v. 15, 5–22.
- Liu, X., Zhong, J., Grapes, R., Bian, S., Liang, C (2012) Late Cretaceous tempestite in northern Songliao Basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 56, 33–41.
- Marsaglia, K. M. and Klein, G.D (1983) The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *The Journal of Geology*, v. 91, 116–142.
- Mohseni, H. and Al-Aasam, I.S (2004) Tempestite deposits on a shore-influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, v. 27, 163–178.
- Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P.A. And Vera, J. A (1997) Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, v. 109, 95–109.
- Pe´rez-Lo´pez, A. and Pe´rez-Valera, F (2012) Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentology*, v. 59, 646–678.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R (1987) *Sand and Sandstone*. Berlin Springer-Verlag, 553p.
- Reading, H.G. and Collinson, J.D (1996) *Clastic Coasts*. In: Reading, H.G. (ed.). *Sedimentary Environments: process, facies and stratigraphy*. Blackwells, UK, 154–231.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Pe´rez-Valera, F. and Pe´rez-Lo´pez, A (2007) Ichnological analysis