

رخساره‌های رسوبی و اثرات طوفان در سیستم‌های آواری- کربناته تریاس پسین (نورین-رتین) در شمال اصفهان، ایران مرکزی

مریم منانی، استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران *
ناصر ارزانی، استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران

چکیده

با پیشروی دریای تریاس پسین و پس از رویداد خشکی زایی سیمرین پیشین، توالی رسوبی متشکل از مارن، ماسه سنگ و سنگ آهک ریفی در ایران مرکزی بر جا گذاشته شده است که به سازند نایبند موسوم است. این سازند در شمال اصفهان به بخش‌های گلکان (تناوب مارن و ماسه سنگ)، بیدستان (ماسه سنگ و سنگ آهک ریفی)، حوض شیخ (تناوب مارن و ماسه سنگ)، حوض خان (سنگ آهک ریفی با میان لایه‌هایی از مارن) و قدیر (تناوب مارن و ماسه سنگ همراه با آثار زغالی) قابل تفکیک است. در این مطالعه بخش‌های بیدستان و حوض خان مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته‌اند. این دو واحد به صورت شاخص و متشکل از بایوسترومی هستند که از مجموعه سنگ‌های ریفی مرجانی-اسفنجی است و شامل لایه کلیدی از موجودات ریف ساز (مرجان و اسفنج)، ریف زی (بازوپایان، شکم پایان، لاله دریایی و دوکفه‌ای) و مخصوصاً *Heterastridium* spp. می‌باشد. با توجه به مطالعات صحرایی، مقاطع نازک میکروسکوپی و بررسی رخساره‌ها، مدل محیط رسوبی سازند نایبند در شمال اصفهان به صورت شلف باز آواری-کربناته و تحت تأثیر امواج طوفانی در نظر گرفته می‌شود. در این مدل تناوب ماسه سنگ و مارن نهشته‌های آواری بخش گلکان در زیرقاعده امواج آب و هوایی و در محدوده اثر امواج طوفانی در شلف خارجی (outer shelf) تشکیل شده‌اند. رسوبات مخلوط آواری-کربناته بخش حوض شیخ و سنگ آهک‌های ریفی بخش بیدستان و حوض خان در قسمت شلف میانی (outer shelf - transition) نهشته شده‌اند. بررسی نحوه رسوب‌گذاری در بخش‌های مختلف سازند نایبند در شمال اصفهان و مخصوصاً شناخت شرایط حاکم بر محیط رسوب‌گذاری سیستم مخلوط آواری-کربناته (بخش‌های گلکان، بیدستان، حوض شیخ و حوض خان) در این منطقه، اهمیت این مطالعه را مشخص می‌کند.

واژه‌های کلیدی: سازند نایبند، تریاس پسین، ایران مرکزی، اثرات طوفانی، سیستم مخلوط آواری-کربناته.

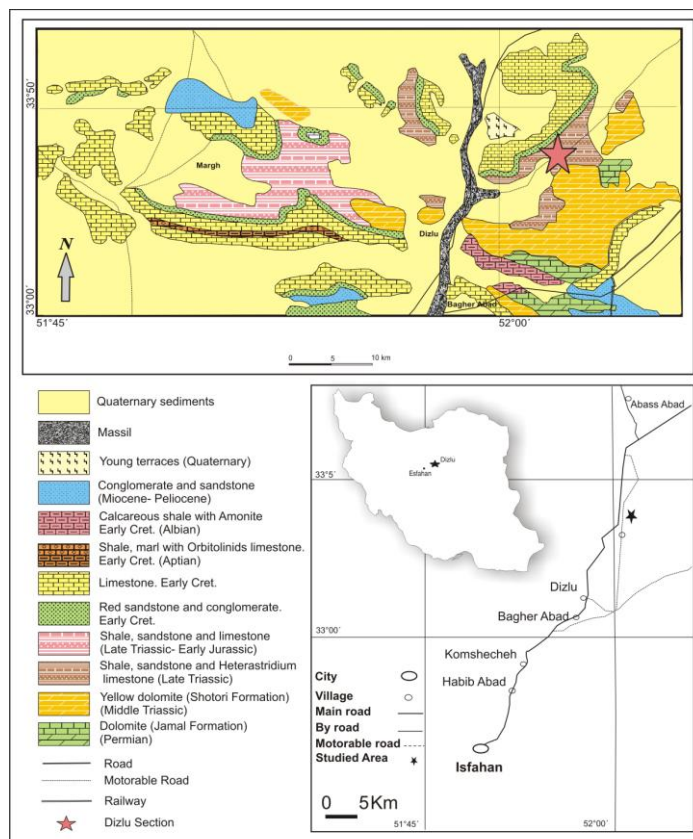
مقدمه

رسوبات سازند نایبند با سن تریاس پسین (نورین-رتین) به صورت مجموعه‌ای از رسوبات تخریبی، کربناته و مخلوط کربناته-آواری در مرکز و شرق ایران گسترش وسیعی دارد و ضخامت این رسوبات در برش الگو در ۲۲۰ کیلومتری جنوب طبس (روستای نایبند)، به ۳۰۰۰ متر می‌رسد (Kluyver et al. 1983; Seyed-Emami 2003; Fürsich et al. 2005). ویژگی‌های سنگ‌شناسی و رخساره‌ای این رسوبات در بخش وسیعی از ایران مرکزی مشابه است و معمولاً مشخص کننده تهنشینی آنها در محیط‌های دریایی کم عمق است. بهر حال در ناحیه انارک رسوبات تریاس پسین انارک کاملاً متفاوت است و از نوع رسوبات توربیدیتی و محیط رسوبی نسبتاً عمیق می‌باشد (Fürsich et al. 2005). یکی از مناطقی که رسوبات تریاس پسین با رخساره‌های دریایی کم عمق رخنمون دارد و موضوع این مطالعه است، در ۶۰ کیلومتری شمال-شمال شرق اصفهان واقع شده است و دارای مختصات جغرافیایی $33^{\circ} 04' 10'' \text{ N}$, $52^{\circ} 01' 40'' \text{ E}$ می‌باشد (شکل ۱). این منطقه از نظر موقعیت زمین‌شناسی در حاشیه غربی زون ایران مرکزی و شرق زون سنندج-سیرجان و در حاشیه جنوبی نقشه زمین‌شناسی کاشان (۱:۲۵۰۰۰۰) قرار گرفته است (زاهدی و همکاران ۱۳۷۰). اگرچه ضخامت این سازند در برش مورد مطالعه، نسبت به برش الگو زیاد نیست و حداکثر به ۶۶۰ متر می‌رسد (منانی ۱۳۸۹)، ولی مانند آنچه در بیشتر نقاط ایران مرکزی به عنوان رسوبات سازند نایبند شناخته شده است (Nützel et al. 2010; Kluyver et al. 1983)، قابل شناسایی و تفکیک به بخش‌های پنجگانه است (منانی ۱۳۸۹; Mannani and Yazdi 2009). به طور کلی، بخش‌های پنجگانه سازند نایبند در شمال اصفهان را به سیستم‌های آواری زیرین (بخش گلکان)، سیستم کربناته-آواری (سنگ آهک‌های ریفی مرجانی-اسفنجی بخش‌های بیدستان و حوض

خان، آواری حوض شیخ) و سیستم آواری بالایی (بخش قدیر) می‌توان تقسیم نمود (جدول ۱). این مطالعه به بررسی رخساره‌ها، محیط‌رسوبی و فرایندهای اصلی اثرگذار، مخصوصاً اثرات طوفان، در تحول سیستم‌های مختلف رسوبی این مجموعه در بخش‌های گلکان، بیدستان، حوض شیخ و حوض خان می‌پردازد. مطالعه شواهد رسوبی و تغییرات محیط‌های رسوبی گذشته همانند منطقه شمال اصفهان که تحت اثر امواج طوفانی قرار گرفته است، می‌تواند در شناخت عوامل مؤثر در رسوب‌گذاری و بازسازی محیط‌های رسوبی و جغرافیای دیرینه کاربرد داشته باشد.

روش مطالعه

رسوبات تریاس پسین در شمال اصفهان (برش دیزلو)، با استفاده از نقشه چهار گوش زمین‌شناسی کاشان (زاهدی و همکاران ۱۳۷۰) مورد مطالعه قرار گرفت. در مطالعات صحرایی با ثبت خصوصیات لایه‌های رسوبی (رنگ، ضخامت، لایه بندی، گسترش جانبی، ساختمان‌های رسوبی)، نمونه‌برداری به صورت سیستماتیک و منظم در فواصل ۱ متری و در شرایط تغییر رخساره‌ای، در فواصل کمتر حتی ۵ سانتیمتری انجام شد. در این برش تعداد ۲۱۸ نمونه برداشت گردید که ۱۷۱ نمونه جهت تهیه مقطع نازک میکروسکوپی، ۳۰ نمونه جهت اسیدشویی و ۱۷ نمونه جهت گل‌شویی آماده‌سازی و مطالعه گردید. سنگ‌های کربناته اسیدشویی گردید ولی هیچ‌گونه میکروفسیلی یافت نگردید. تقسیم‌بندی ماسه سنگ‌ها بر اساس روش (Pettijohn et al. 1987)، سنگ‌های کربناته به روش (Dunham 1962) و سنگ آهک‌های ریفی مجموعه بایوستروماها به روش (Embry and Klovan 1971) انجام گرفت. سپس بر اساس تمام شواهد موجود، رخساره‌های رسوبی تقسیم‌بندی و مدل رسوبی تشکیل آنها تفسیر گردید.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی برش دیزلو در شمال اصفهان (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی کاشان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰- با تغییراتی از زاهدی و همکاران ۱۳۷۰).

جدول ۱- چینه‌شناسی سازند ناپبند در ایران مرکزی (با تغییراتی از Fürsich et al. 2005)

	Nayband area	North of Isfahan area
	Ab- e- Haji Fm	?
Norian- Rhaetian	Nayband 7 mb	Nayband Formation
	Qadir Mb Alternated Shale and Sandstone	
	Nayband 6 mb	
	Howz- e- Khan Mb Shale, Sandstone and biostromal reefs	
	Howz- e- Sheikh Mb Alternated Shale and Sandstone	
	Bidestan Mb Shale, Sandstone and biostromal reefs	
	Gelkan Mb Alternated Shale and Sandstone	
	Shotori Formation (Espahak Mb)	

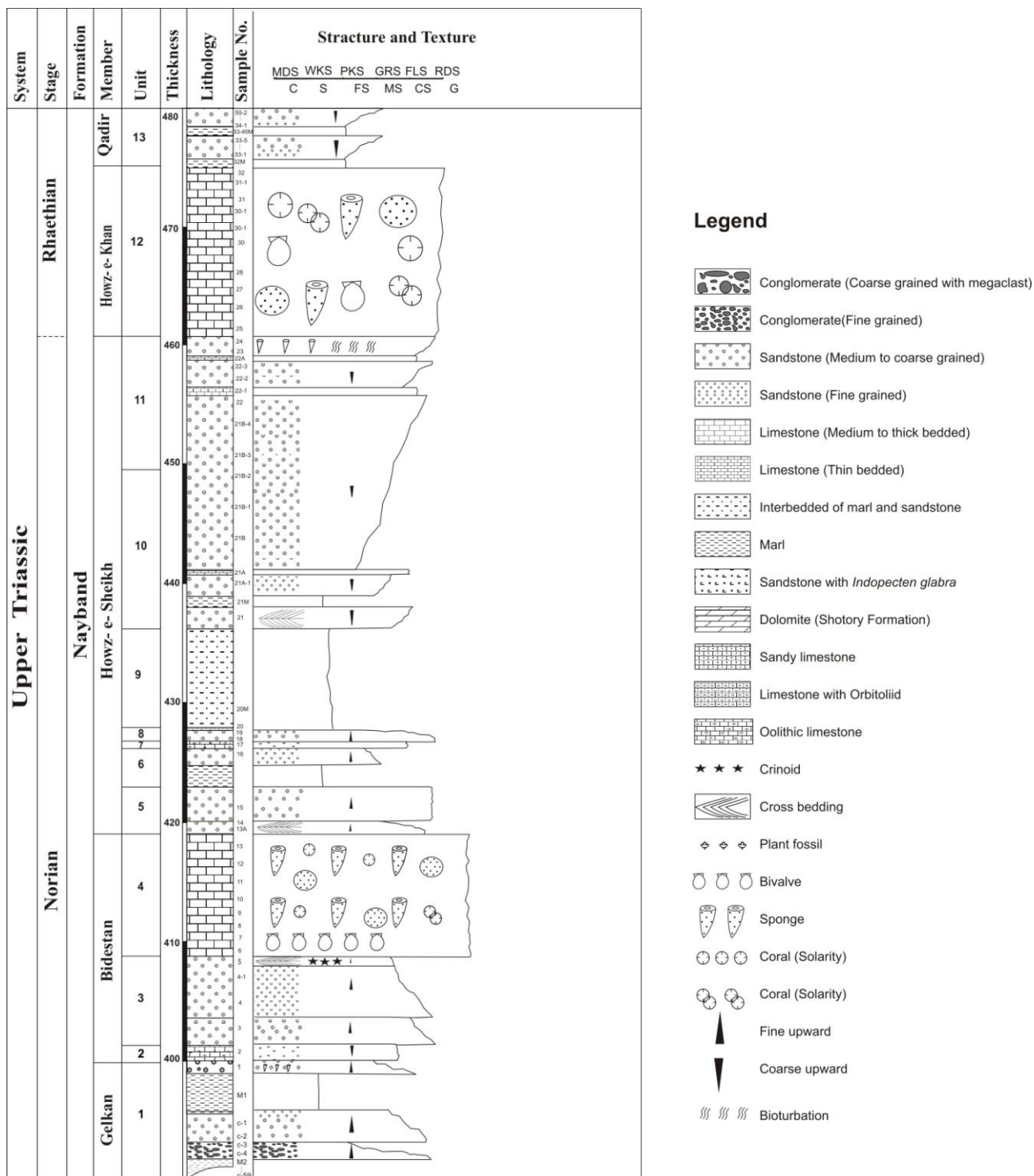
بحث

آواری و کربناته، آواری بالایی نهشته شده است (جدول ۲). این مطالعه به بررسی رخساره‌ها و محیط‌رسوبی در سیستم رسوبی آواری زیرین (بخش گلکان) و به ویژه مخلوط آواری-کربناته (بخش‌های بیدستان، حوض شیخ و حوض خان) می‌پردازد:

سازند نایبند در شمال اصفهان، در برش مورد مطالعه شامل بخش‌های پنجگانه، گلکان، بیدستان، حوض شیخ، حوض خان و قدیر می‌باشد (شکل ۲). این بخش‌ها، در سه سیستم رسوبی شامل بخش آواری زیرین، مخلوط

جدول ۲- رخساره‌های رسوبی در نهشته‌های سازند نایبند (بخش‌های گلکان، بیدستان، حوض شیخ و حوض خان) در منطقه دیزلو، شمال اصفهان (چزئیات در شکل ۲ نمایش داده شده است).

کد	لیتوفاسیس	ذرات آواری	خرده‌های اسکلتی	ساختمان‌های رسوبی و بایوژنیک	انرژی محیط	تفسیر محیط
A	تناوب ماسه سنگ و مارن سیستم آواری زیرین بخش گلکان	- کوارتز - خرده سنگ - فلدسپات	-	ریپل مارک متقارن، لامیناسیون افقی، فلوٹ کست، دانه‌بندی تدریجی، آثار فسیل <i>Rhizocorallium isp.</i>	زیاد	outer shelf (محدوده اثر امواج طوفانی)
B1	سنگ آهک اوولیتیک سیستم کربناته- آواری قاعده بخش بیدستان	- کوارتز به میزان کم	-	-	متوسط تا زیاد	shoal (شلف داخلی)
B2	سنگ آهک ریفی، دوکفه‌ای، مرجانی و اسفنجی سیستم کربناته- آواری بخش‌های بیدستان- حوض خان	-	- مرجان - اسفنج - دوکفه‌ای - براکیوپود - هترآستریدیوم - کرینئید	- ریف‌های لکه‌ای - بایوس‌تروم، رسوبات درجا و خردشدگی قطعات مرجانی و اسفنجی	زیاد	mid shelf (شلف میانی)
B3	ماسه سنگ آهکی کرینئیددار (سیستم کربناته- آواری بخش حوض شیخ)	- کوارتز	- بایوکلاست - فرامینیفر - کرینئید	- چینه‌بندی متقاطع کم شیب (HCS) Amalgamation- <i>Skolithus isp.</i>	زیاد (طوفانی)	outer shelf - transition



شکل ۲- ستون رسوبی نهشته های سازند نایبند (بخش های گلکان، بیدستان، حوض شیخ، حوض خان و قدیر)،
برش دیزلو در شمال اصفهان

مجموعه لیتوفاسیس A: تناوب مارن و ماسه سنگ

مجموعه لیتوفاسیس A در سیستم آواری زیرین (بخش گلکان) رخنمون دارد و شامل تناوبی از مارن به رنگ متمایل به زیتونی و ماسه سنگ قهوه‌ای و به ضخامت کل ۴۰۰ متر است (جدول ۲ و واحد لیتولوژی ۱ در شکل ۱-۳). در این مجموعه، حد اکثر ضخامت لایه‌های مارنی بیش از ۱۰ متر و متوسط ضخامت لایه‌های آن ۳ متر است. و ضخامت لایه‌های مارنی از قاعده بخش گلکان به سمت بالا کاهش می‌یابد. رسوبات مارنی فاقد فسیل است و علی‌رغم رخنمون قابل توجه در صحرا، در گل شویی نمونه آنها هیچ فسیلی یافت نشد.

لایه‌های ماسه‌سنگی در این تناوب به صورت تک لایه‌ای و یا مجموعه‌ای از لایه‌ها به صورت یک یا چند سیکل رسوبی قرار دارند (شکل ۲-۳). ضخامت لایه‌های ماسه سنگی ۶۰ تا ۸۰ سانتیمتر است و در هر سیکل رسوبی لایه‌ها به سمت بالا ضخیم‌تر می‌شوند. قاعده لایه‌ها فرسایشی است و به صورت ناگهانی به مارن تغییر رخساره می‌دهد. در قاعده بعضی از لایه‌ها دانه‌های گراول به اندازه چند سانتیمتر، آثار پراکنده فلوت کست و کانال‌های کوچک (gutter cast) مشاهده می‌گردد (شکل ۳-۳ و ۳-۴). آثار فسیلی *Rhizocorallium* در قاعده بعضی لایه‌ها وجود دارد (شکل ۳-۴). قطعات صدف دوکفه‌ای و خرده‌های مرجان که بر اثر طوفان جابجایی یافته، در قاعده بعضی از لایه‌های ماسه سنگی وجود دارد (شکل ۶ و ۴-۵). در قسمت بالایی این لایه‌ها، دانه‌های ماسه با سیمان اکسید آهن (شکل ۵-۳) و در بعضی از لایه‌های آثار خرده‌های چوب وجود دارد. در بعضی لایه‌ها لامیناسیون باعث جدایش خطی لامینه‌های نازک از همدیگر شده است (شکل ۶-۳). در بخش فوقانی لایه‌ها، ساخت رسوبی ریپل مارک متقارن و موجی شکل و همچنین ریپل مارک‌های چند گوشه

مشاهده می‌گردد (شکل ۱-۴ و ۲-۴). در هر لایه اندازه دانه‌های ماسه به سمت بالا ریزشونده ولی در کل سیکل‌های رسوبی به سمت بالا درشت شونده است. از نظر پتروگرافی و نوع پتروفاسیس، این لیتوفاسیس ماسه سنگ ساب لیتارنایت است که شامل: ۸۰٪ کوارتز، ۱۵٪ خرده‌های سنگ بسیار ریز و چرت و ۵٪ فلدسپات‌های در حال تجزیه می‌باشد (شکل ۴-۴).

تفسیر

تناوب لایه‌های ماسه سنگی با قاعده فرسایشی بر روی مارن، وجود شواهد و ساخت‌های رسوبی فرسایشی مانند آثار پراکنده فلوت کست، ذرات گراولی در قاعده لایه و کاهش اندازه دانه‌ها به طرف بالای لایه، لامیناسیون در بخش فوقانی لایه و وجود ریپل مارک بر سطح لایه می‌تواند نشان‌دهنده ته نشینی ماسه در شرایط پر انرژی و در اثر حادثه رسوب‌گذاری ناگهانی بر روی یک زمینه رسوب‌گذاری آرام برای رسوبات مارنی باشد. چنین شرایطی در حوادث طوفانی (storm) اتفاق می‌افتد (Flügel 2010; Rodríguez-Tova, et al. 2007). لایه‌های طوفانی (storm bed and tempestite) بر روی شلف‌ها و توسط حوادث غیر عادی آب و هوایی و در اثر حمل و نقل رسوبات توسط امواجی که قدرت بیشتری نسبت به امواج آب و هوایی معمولی دارند، ایجاد می‌شوند و رسوبات را از قسمت داخلی شلف (on shore) به قسمت عمیق‌تر حوضه (outer shelf) حمل می‌کنند (Reading 1996; Tucker and Wright 1990; Pérez-Lopez and Pérez-Valera 2011).

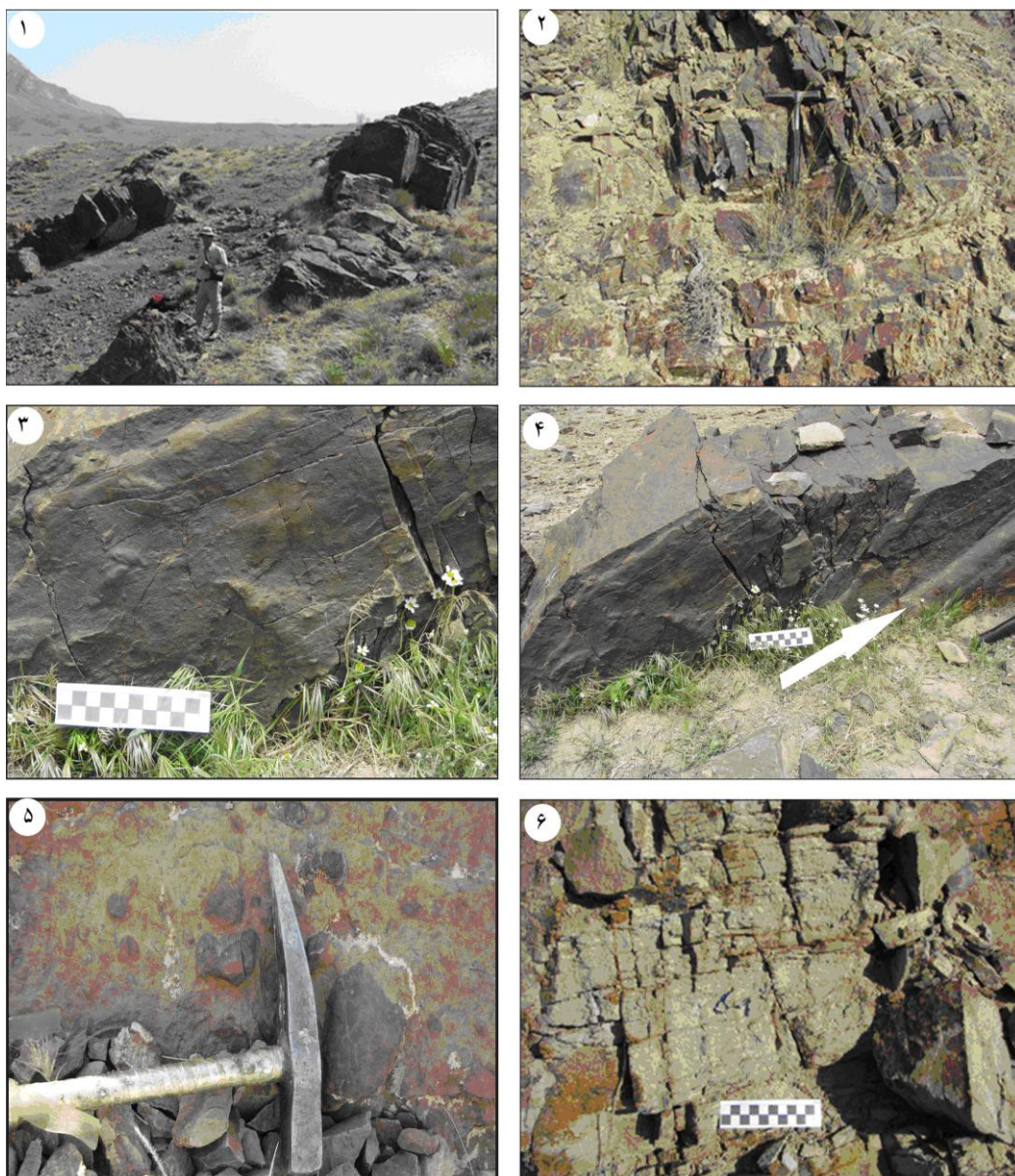
اثرات طوفان بر روی لایه‌های رسوبی به وسیله عمق آب، محل قاعده امواج آب و هوایی معمولی (FWWB) و امواج طوفانی (SWB) کنترل می‌شوند. لایه‌های سنگ

آهک و ماسه سنگی که توسط طوفان ایجاد می‌شود *tempestite* نامیده می‌شود. لایه‌های ناشی از *tempestite* به صورت بین لایه‌ای با مارن یا شیل قرار دارند و در سکناس‌های کم عمق معمولی هستند. ضخامت آنها از چند میلیمتر تا دهها سانتیمتر می‌رسد. لایه‌های مذکور دارای قاعده شارپ و فرسایشی، دانه بندی تدریجی، لامیناسیون، مخلوط شدگی (*amalgamation*)، ساخت رسوبی ریپل مارک و آثار حفاری موجودات در سطح رسوبات می‌باشد (Flügel 2010). اثر فسیلی *Rhizocorallium isp.* در شرایط پر انرژی (در فاصله زمانی بین دو طوفان بزرگ) ایجاد می‌شود (Rodríguez-Tova, et al. 2007).

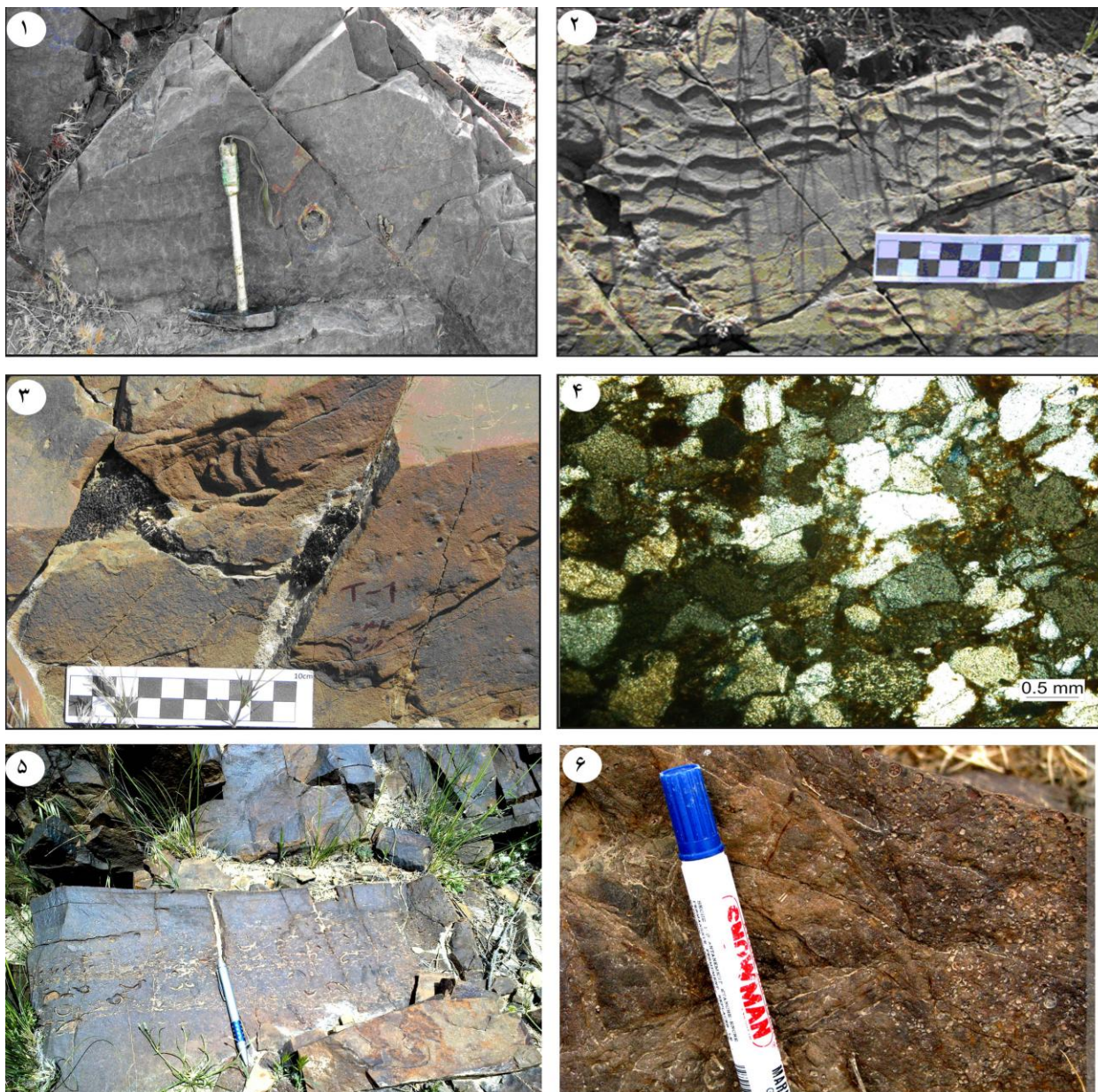
کانال‌های کوچک (*gutter cast*) نیز معمولاً در شرایط پر انرژی و فازهای طوفانی ایجاد می‌شوند (Rodríguez-Tova et al. 2007). اگرچه بعضی از شواهد لایه‌های طوفانی مانند رسوبات توربیدیتی هستند، ولی تفاوت‌هایی بین این دو وجود دارد از جمله کانال‌های کوچک (*gutter cast*) و ریپل‌های موجی در توالی بوما کمیاب هستند و مشخص کننده حوادث طوفانی می‌باشند (Fürisch et al. 2005). لایه‌های حادثه‌ای نتیجه‌ای از مراحل رسوب‌گذاری در یک زمان کوتاه هستند که در رسوبات ثبت شده است. در لایه‌های ماسه سنگی شواهدی مبنی بر اثرات طوفان در محیط کم عمق دریایی شلف وجود دارد که به صورت حوادث غیر عادی رسوبی باعث تشکیل لایه‌های

ماسه سنگی ضخیم تا متوسط لایه تک حادثه‌ای (*single event beds*) یا لایه‌های ضخیم چند حادثه‌ای (*amalgamated/multihistory beds*) شده است. لایه‌های تک حادثه‌ای معمولاً در تناوب با مارن‌های ضخیم و یا بندرت به صورت چند لایه ماسه سنگی بر روی هم قرار گرفته‌اند. لایه‌های چند حادثه‌ای به صورت تک لایه و یا مجموعه‌ای از لایه‌ها رخمون دارند که هر بخش از لایه قسمتی از واقعه رسوب‌گذاری را به طور ناقص نشان می‌دهد (Flügel 2010). با توجه به شواهدی که ذکر گردید، رسوبات سیستم آواری مذکور (بخش گلکان) در شمال اصفهان، توسط طوفان‌های دریایی در قسمت‌های خارجی شلف (*outer shelf*) و در زیر قاعده امواج آب و هوایی-محدوده اثر امواج طوفانی تشکیل گردیده‌اند.

مجموعه لیتوفاسیس B: مخلوطی از آواری و کربناته
این لیتوفاسیس مخلوطی از رسوبات آواری و کربناته است و به صورت تناوب لایه‌های کربناته، ماسه سنگی و یا لایه‌های حاوی رسوبات هیبرید (سیلیسی آواری - کربناته) می‌باشد و شامل سنگ آهک اوولیتی نازک تا متوسط لایه خاکستری رنگ، ماسه سنگ آهکی نازک تا متوسط لایه قهوه‌ای - خاکستری رنگ و سنگ آهک ریفی مرجانی - اسفنجی ضخیم لایه خاکستری رنگ می‌باشد. این سیستم رسوبی رسوبات بخش‌های بیدستان، حوض شیخ و حوض خان را در بر می‌گیرد.



شکل ۳- تناوب ماسه سنگ و مارن و ساختمان‌های رسوبی در لیتوفاسیس A، بخش گلکان: ۱- دور نمای تناوب ماسه سنگ و مارن، ۲- لایه‌های ماسه سنگی به سمت بالا ضخیم شونده، ۳- ساخت رسوبی در لایه‌های ماسه سنگی شامل آثار شبیه به فلوت کست، ۴- آثار gutter cast در ماسه سنگ‌ها، ۵- قطعات کنده شده در قاعده سیکل‌های آواری، ۶- لامیناسیون در لایه‌های ماسه سنگی.



شکل ۴- ساخت رسوبی، آثار فسیلی و پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در لیتوفاسیس A، بخش گلکان: ۱- ریپل مارک متقارن در سطح ماسه سنگ‌ها، ۲- ریپل مارک‌های چند گوشه بر سطح لایه ماسه‌سنگی، ۳- اثر فسیلی *Rhizocorallium isp.*، ۴- مقطع نازک از ساب لیتارنایت (xpl)، ۵- لایه‌های طوفانی (Storm Bed) که قطعات صدف دوکفه‌ای بر اثر طوفان جابجایی یافته و در محل دیگری تجمع یافته‌اند (در قسمت‌های پایینی بخش گلکان)، ۶- لایه‌های ماسه سنگی با میان لایه‌ای از شیل نازک همراه با صدف دوکفه‌ای‌ها که بر اثر طوفان جابجایی یافته و در محل دیگری تجمع یافته‌اند (در قسمت‌های بالایی بخش گلکان).

لیتوفاسیس B1: آهک اوولیتی

این رخساره با قاعده مشخص بر روی بخش سنگ‌های آواری قرار می‌گیرد و به صورت گرینستون تا پکستون اوولیتی است که ساخت رسوبی لامیناسیون تا لایه‌بندی متقاطع موازی را نشان می‌دهد. اولویت‌ها حالت شعاعی تا متحدالمرکز دارند. هسته بعضی از این آلوک‌ها از جنس کوارتز است ولی ۸۰٪ از اوولیت‌ها بدون هسته مرکزی مشخص می‌باشند. تعدادی از اوولیت‌ها به هم چسبیده‌اند و تشکیل اوولیت‌های مرکب را داده‌اند (شکل ۳-۱-۵).

تفسیر

رخساره آهک اوولیتی که با قاعده مشخص بر روی ماسه سنگ‌های لیتوفاسیس A قرار گرفته است، تغییر ناگهانی لیتوفاسیس آواری به کربناته و احتمالاً کم عمق شدگی نسبی را در سیستم رسوبی که طوفان‌های دریایی اثر می‌کرده‌اند، مشخص می‌کند. اوولیت‌های شعاعی-متحدالمرکز در شوری کمی متغیر (کمتر از حد نرمال یا فوق شور)، انرژی متوسط تا زیاد امواج دریا تشکیل می‌شوند (شکل ۴-۵) (Strasser 1986; Flügel 2010).

لیتوفاسیس B2: سنگ آهک ریفی دوکفه‌ای، مرجانی و

اسفنجی

این لیتوفاسیس شامل سنگ آهک ریفی مرجانی-اسفنجی ضخیم لایه خاکستری رنگ می‌باشد که در دو بایوستروم (بایوستروم ۱ و ۲) رخنمون دارد (شکل ۲). اجزای اصلی اسکلتی لیتوفاسیس مذکور شامل: دوکفه‌ای، مرجان و اسفنج می‌باشند (واحد لیتولوژی ۴، بایوستروم ۱). در قسمت قاعده بایوستروم (۱) دو کفه‌ای‌ها بیش از ۸۰٪، اسفنج‌ها ۱۵٪، مرجان‌ها (اغلب انفرادی) حدود ۵٪، سنگ آهک ریفی را تشکیل می‌دهند. کوارتز و کانی اپک کمتر از ۵٪ در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. با

توجه به کثرت دو کفه‌ای‌های در جا در قسمت قاعده بایوستروم (۱) Shell bank ایجاد گردیده است. در قسمت بالایی این واحد لیتولوژی درصد فراوانی مرجان، اسفنج و هترآستریدیوم‌های کوچک افزایش می‌یابد. گونه‌های مرجانی که در بخش بیدستان (واحد لیتولوژی ۴، بایوستروم ۱) شناسایی گردیده‌اند، شامل:

Distichophyllia cf. norica, *Retiophyllia clathrata*, *Margarophyllia capitata*?, *Margarophyllia crenata*?, *Margarophyllia michaelis*?, *Astraeomorpha crassisepta*, *Crassistella juvavica*, *Pamirophyllum iranica*.

انحلال فشاری نیز در سنگ آهک‌های ریفی این قسمت دیده می‌شود. قطعات اسکلتی ریف شکسته شده و جابجایی یافته‌اند (شکل ۱-۶). در مقاطع نازک حاشیه ذرات اسکلتی میکریتی گردیده و ذرات بزرگتر از ۲ میلیمتر دارای فراوانی بیشتر از ۷۰٪ به وسیله گل کربناته بهم متصل گردیده‌اند و به صورت دانه پشتیبان هستند. بنابراین بر اساس تقسیم‌بندی (Embry and Klován 1971) رودستون نامیده می‌شوند (شکل ۲-۶). در بخش بالایی بایوستروم (۱) میزان قطعات اسکلتی بزرگتر از ۲ میلیمتر بیش از ۱۰٪ هستند و به صورت گل پشتیبان می‌باشند که بر اساس تقسیم‌بندی (Embry and Klován 1971) فلوئستون تبدیل می‌گردد. دومین بایوستروم برش دیزلو (واحد لیتولوژی ۱۲) شامل سنگ آهک ریفی مرجانی-اسفنجی متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ می‌باشد (شکل ۲). انواع موجودات ریف‌ساز از جمله اسفنج و مرجان‌های انفرادی و کلنی و موجودات ریف زی مثل دو کفه‌ای، براکیوپود، کرینوتید و هترآستریدیوم مشاهده می‌گردد. گونه‌های مرجانی که در بخش حوض خان (واحد لیتولوژی ۱۲، بایوستروم ۲) شناسایی گردیده‌اند، شامل:

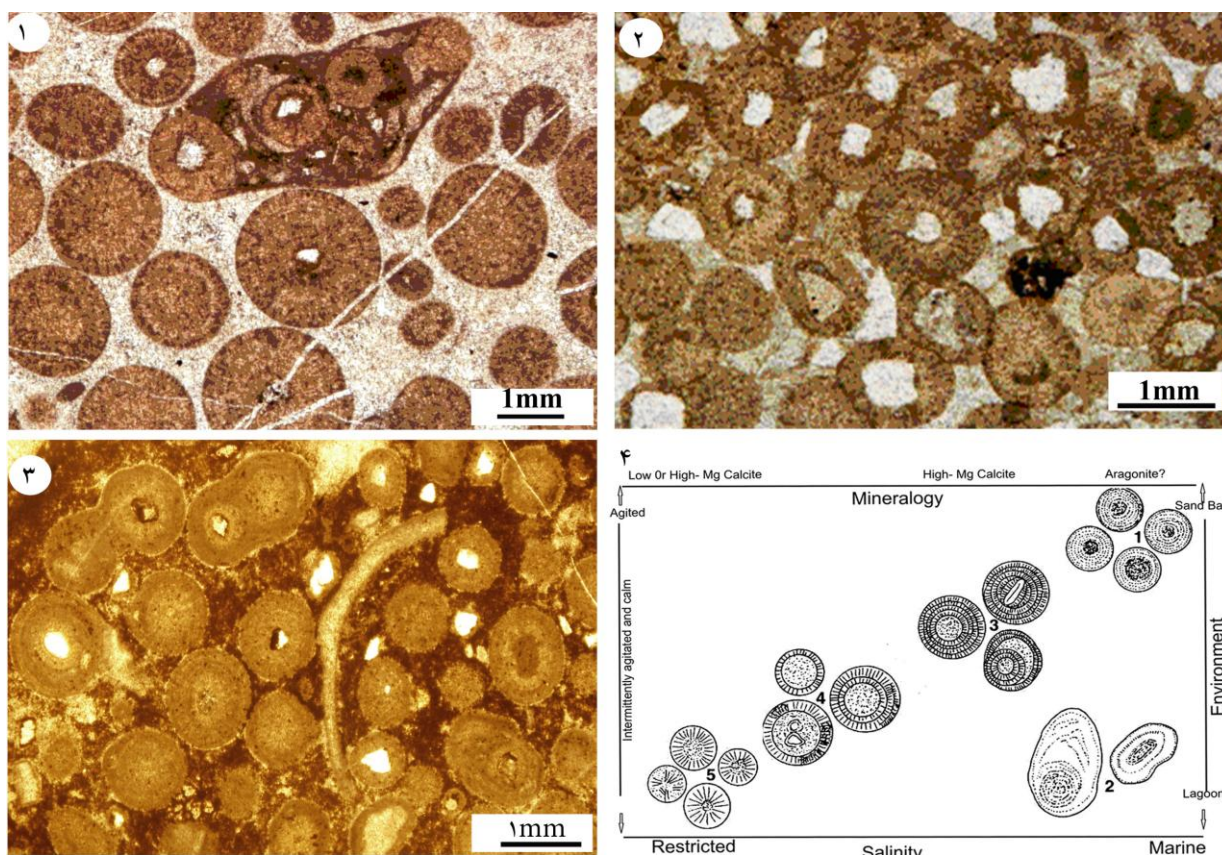
هم داشته‌اند که معرف دوره‌های آرام بعد از وقوع طوفان است. اپی تکا در ساختمان دیواره مرجان‌ها تخریب گردیده و اکثراً اندازه آنها، کوچک تا متوسط و گاهی خمیده است و مورفولوژی آنها نشان دهنده شرایط نامناسب زندگی‌شان می‌باشد. به طوری که در طی طوفان‌های قوی مرجان‌ها جابه‌جایی یافته، شکسته شده و با دیگر قطعات آواری و ارگانیکی به صورت رودستون تجمع یافته‌اند. این چنین طوفان‌هایی، کثیرالوقوع نمی‌باشد، بنابراین مرجان‌ها توانسته‌اند تا حدودی توسعه یابند. با توجه به شکل مرجان‌ها و جوانه زدن مجدد آنها، نرخ رسوب‌گذاری در این محیط بالا بوده بنابراین موجودات برای جلوگیری از مدفون شدگی و بقا تلاش زیادی نمودند اما نتوانسته زیاد رشد نمایند (شکل ۷).

بر روی بخش بیدستان، آواری‌های بخش حوض شیخ و بر روی بخش حوض خان، آواری‌های بخش قدیر در شمال اصفهان نهشته گردیده است. بنابراین میزان ورود مواد آواری در داخل حوضه رسوب‌گذاری شمال اصفهان (تریاس پسین) افزایش یافته است. مرجان‌ها به خاطر وجود همزیست جلبکی در زون یوفوتیک و آب‌های شفاف زیست می‌کنند (Pomar 2001). پس در شرایط ورود مواد تخریبی به حوضه رسوبی آب شفافیت خود را از دست داده و نور کافی نمی‌تواند به آن نفوذ نماید. بنابراین همزیست‌های جلبکی مرجان‌ها از بین رفته و مرجان‌ها دیگر قادر به زیست نبوده و ریف به طور کامل مستهلک گردیده است. این موجودات ریف‌ساز در منطقه مذکور ایجاد بایوستروم نموده‌اند و قادر به تشکیل سد نبوده‌اند. آنها بر روی شلف میانی (mid shelf) رشد یافته‌اند.

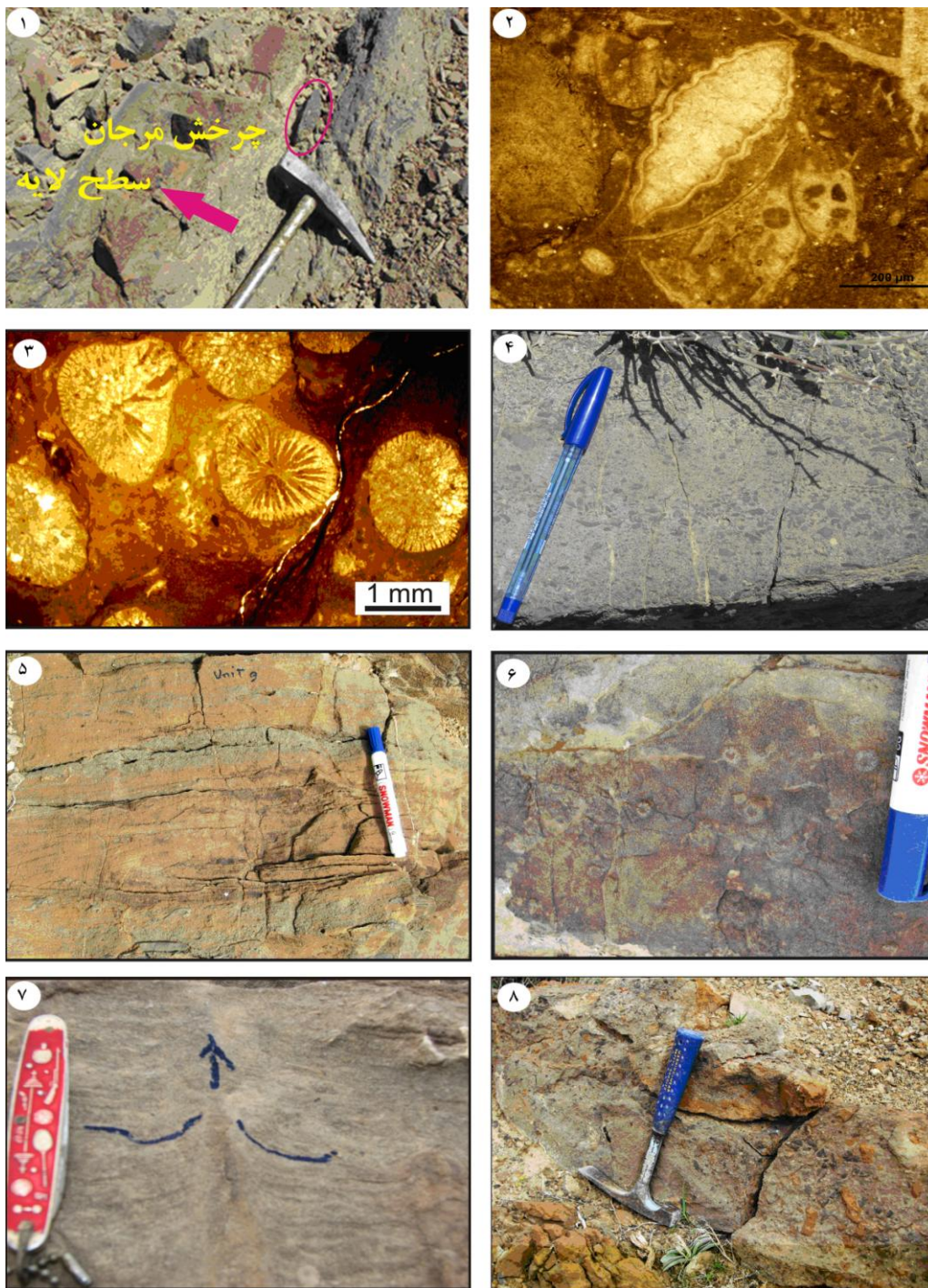
Distichophyllia cf. *norica*, *Oedalmia* *norica*, *Retiophyllia* *norica*, *Cuifia* *columnaris*, *Cuifia* *gigantella*, *Couifia* cf. *gigantella*, *Margarophyllia* *capitata*?, *Distichomeandra* *austriaca*, *Distichomeandra* cf. *dieneri*, *Astraeomorpha* *confuse*, *Pamiroseris* *rectilamellosa*, *Pamiroseris* sp.1, *Pamiroseris* sp.2, *Crassistella* *juvavica*, *Chondrocoenia* *schaefhaeutli*, *Chondrocoenia* cf. *schaefhaeutli*, *Stylophylloopsis* *polyactis*, *Stylophylloopsis* *rudis*, *Stylophylloopsis* *lindstroemi*, *Stylophylloopsis* cf. *lindstroemi*, *Stylophylloopsis* sp. مرجان‌ها حدود ۷۰٪، اسفنج‌ها ۱۰٪ و دو کفه‌ای‌ها ۲۰٪ سنگ آهک ریفی واحد ۱۲ را تشکیل می‌دهند. گل کربناته در بین صدف موجودات بی‌مهره به دام افتاده است (شکل ۳-۶) و به صورت دانه پشتیبان هستند و با توجه به تقسیم‌بندی (Embry and Klovan 1971) رودستون نامیده می‌گردد.

تفسیر

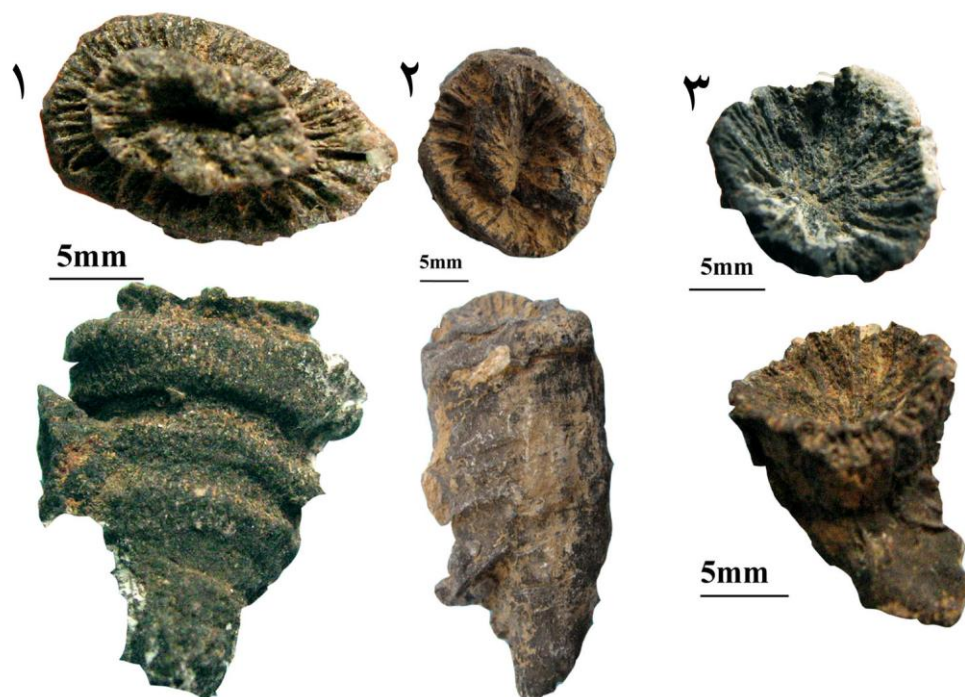
در این مجموعه لیتوفاسیس، موجودات ریف‌ساز که به صورت درجا رشد می‌نمایند و فونایی که در ریف زیست می‌کنند، حضور دارند. شکل هندسی آن لایه‌ای و در منطقه گسترش چشمگیری دارد، بنابراین از کلمه بایوستروم استفاده گردیده است. قطعات اسکلتی درجا در بخش بیدستان (بایوستروم ۱) تقریباً ۵۰٪ ذرات را تشکیل داده‌اند اما در بخش حوض خان (بایوستروم ۲) حدود ۸۰٪ قطعات اسکلتی در جا هستند. انرژی زیاد امواج (در هنگام طوفان) باعث از بین رفتن موجودات زنده گردیده است. به طور کلی مرجان‌های سازند نایبند از تنوع نسبتاً خوبی برخوردار هستند و گاهی رشد خوبی



شکل ۵- تصویر مقاطع نازک میکروسکوپی و محیط تشکیل انواع آهک‌های اوولیتی در لیتوفاسیس B1. بخش‌های بیدستان، حوض شیخ و حوض خان: ۱- آهک‌های اوولیتی گرینستون در قاعده بخش بیدستان، ۲- آهک‌های اوولیتی گرینستون در واحد لیتولوژی ۷، بخش حوض شیخ، ۳- اوولیتی پکستون در قاعده بخش حوض خان (واحد لیتولوژی ۱۲)، ۴- اوولیت‌ها می‌توانند در محیط‌های رسوبی با شرایط مختلف تشکیل شوند (Strasser 1986; Flügel 2010)، (برای شرح در متن مقاله مراجعه شود).



شکل ۶- ساختمان‌های رسوبی و اثرات طوفان در آهک‌های ریفی لیتوفاسیس B، بخش‌های بیدستان، حوض شیخ و حوض خان: ۱- چرخش مرجان نسبت به سطح لایه‌بندی، بخش بیدستان، ۲- گل کربناته در بین ذرات بزرگتر از ۲ میلیمتر (رودستون)، بخش بیدستان، ۳- به دام افتادن گل کربناته در بین مرجان‌ها، بخش حوض خان، ۴- مخلوط شدگی (amalgamation) در ماسه سنگ‌های بخش حوض شیخ، ۵- چین‌بندی متقاطع پشته‌ای، بخش حوض شیخ، ۶- آثار فسیلی اسکولایتوس، واحد لیتولوژی ۱۱، حوض شیخ، ۷- اثر آشفته‌گی زیستی، واحد لیتولوژی ۱۱، بخش حوض شیخ، ۸- ماسه سنگ آهکی کرینوئیددار در بخش بیدستان و حوض شیخ.



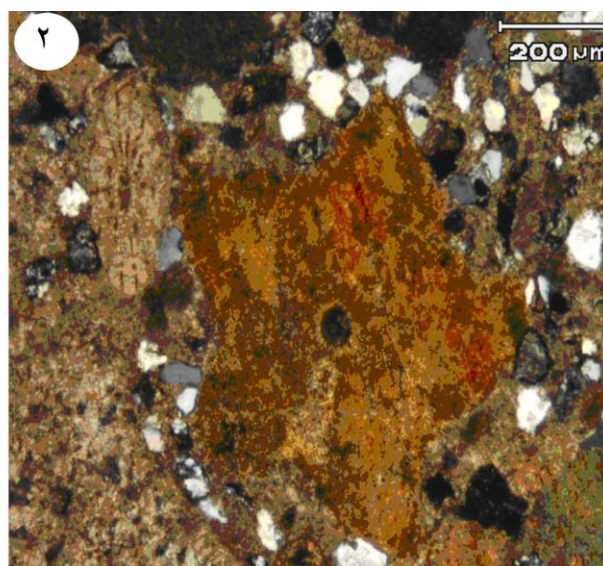
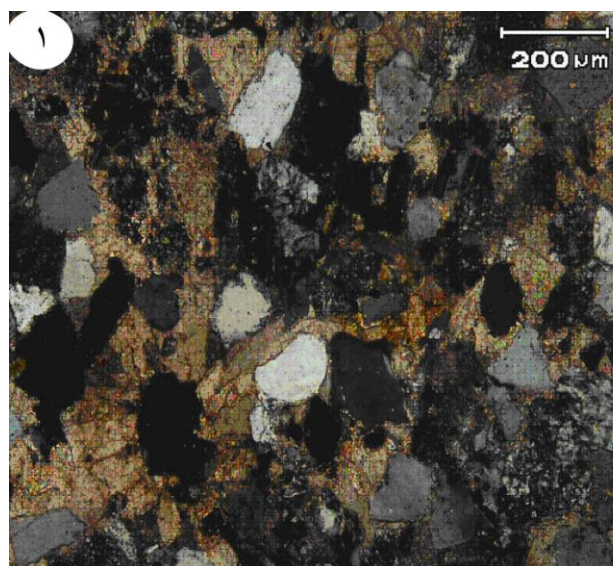
شکل ۷- شرایط زیستی نامناسب برای مرجان‌ها و تلاش برای زنده ماندن در بخش‌های بیدستان و حوض خان: ۱- جوانه زدن مجدد در سطح کالیس و دیواره جانبی گونه *Margarophyllia crenata*، ۲- جوانه زدن مجدد در سطح کالیس گونه *Cuifia cf. gigantella*، ۳- اندازه کوچک و خمیده گونه *Margarophyllia capitata*? (در تمام گونه‌های مرجانی اپی تکا تخریب گردیده است).

است (شکل ۱-۸). در قسمت بالایی واحد لیتولوژی ۳، قطعات کرینئوئید زیاد (حدود ۷۵٪) و دانه‌های کوارتز درشت که جور شدگی خوبی نیز دارا می‌باشند، مشاهده می‌گردد (شکل ۲-۸). سیمان شدگی و تخلخل بین ذره‌ای از عوامل عمده دیاژنز می‌باشد که در این لیتوفاسیس دیده می‌شود. آثاری از مخلوط شدگی (amalgamation) در ماسه سنگ‌های واحد لیتولوژی ۵ قابل مشاهده است و رخساره طوفانی تشکیل یافته است (شکل ۴-۶). در واحد ماسه سنگی (۵) ساخت رسوبی چینه‌بندی متقاطع پشته‌ای (HCS) دیده می‌شود (شکل ۵-۶). در واحدهای ماسه سنگی ۱۰ و ۱۱ ساخت رسوبی چین بندی متقاطع پشته‌ای، اثر فسیلی

لیتوفاسیس B3: ماسه سنگ آهکی کرینئوئیددار
این لیتوفاسیس شامل: ماسه سنگ آهکی نازک لایه قهوه‌ای تا خاکستری می‌باشد (واحدهای لیتولوژی ۳، ۵، ۱۰ و ۱۱- بخش‌های بیدستان و حوض شیخ در شکل ۲). در هر لایه و گاهی در مجموعه‌های رسوبی اندازه دانه‌های ماسه دانه درشت تا متوسط است که به سمت بالا ریز شونده است. دانه‌های ماسه نیمه زاویه‌دار تا زاویه‌دار از جنس کوارتز با جورشدگی متوسط در زمینه‌ای از سیمان آهکی مشاهده می‌گردد. میزان دانه‌های ماسه حدود ۶۰-۷۰٪ و میزان آهکی که در بین دانه‌ها وجود دارد ۳۰-۴۰٪ می‌باشد. در لیتوفاسیس مذکور سیمان آهکی و آثار حیاتی در بین دانه‌های ماسه فراوان

لایه‌های ماسه سنگی بخش‌های بیدستان و حوض شیخ وجود دارد (شکل ۶-۸).

اسکولایتوس (*Skolithus isp.*) (شکل ۶-۶) و آثار آشفته‌گی زیستی (Bioturbation)، (شکل ۶-۷) قابل مشاهده است. قطعات کرینوئید به وفور در تعدادی از



شکل ۸- تصویر مقاطع نازک میکروسکوپی ماسه سنگ‌های بخش بیدستان و حوض شیخ: ۱- ماسه سنگ آهکی (xpl) واحد لیتولوژی ۵، بخش حوض شیخ، ۲- ماسه سنگ آهکی کرینوئیددار (xpl)، واحد لیتولوژی ۳، بخش بیدستان (موقعیت واحدها در شکل ۲ مشخص است).

تفسیر

کم آب دریا بوده است (Homewood and Allen 1981, Basilici et. al. 2012). آثار چینه‌بندی متقاطع پشته‌ای نیز نشانه وقوع طوفان می‌باشند (Harms et al. 1975). اثر فسیلی اسکولایتوس (Pemberton et al. 1992) و آثار آشفته‌گی زیستی (Droser and Bottjer 1986) نشان‌دهنده عمق بسیار کم آب دریا می‌باشند.

با توجه به حضور اثر فسیلی اسکولایتوس و آثار آشفته‌گی زیستی که در آخرین واحدهای ماسه سنگی بخش حوض شیخ مشاهده می‌گردد، عمق آب دریای تریاس پسین در شمال اصفهان بسیار کم بوده است. در فرصت بین دو طوفان جانداران کف زی وقت کافی دارند که رسوبات را برهم بریزند. کرینوئیدها نیز

در این رخساره به دلیل فراوانی دانه‌های کوارتز، میزان ورود مواد آواری در حوضه رسوبی زیاد بوده است. رسوبات آواری مذکور شاخص رخساره طوفانی است که ذرات به سمت بالا ریز شونده می‌باشند (Flügel 2010). وقتی طوفان رخ می‌دهد و رخساره ویژه خود را ایجاد می‌کند، طوفان‌های بعدی رخساره مذکور را تخریب می‌کنند و مانع از تشکیل سیکل کاملی از رخساره طوفانی (amalgamated) می‌گردد (Lubeseder et. al. 2009). ذرات اسکلتی و غیر اسکلتی دانه درشت در این رخساره دیده می‌شود. در این رسوبات ساخت رسوبی چینه‌بندی متقاطع وجود دارد که نشان‌دهنده عمق بسیار

جدید رسوباتی که توسط طوفان‌های قدیمی‌تر تشکیل شده‌اند را بهم ریخته و ایجاد amalgamation نموده است. آثاری از این رخساره طوفانی در ماسه سنگ‌های آهکی بخش حوض شیخ قابل تعقیب است. ساخت رسوبی چینه‌بندی متقاطع پشته‌ای (HCS) که شاخص رسوبات طوفانی است در ماسه سنگ‌های مذکور مشاهده می‌شود.

شلف خارجی^۳

شواهدی که در لایه‌های ماسه‌سنگی که در تناوب لایه‌های مارنی بخش گلکان از سازند نایبند وجود دارد و شامل لایه‌های ماسه سنگ با آثار فلوت کست (به صورت محدود و متفرق)، قاعده شارپ و فرسایشی لایه‌ها، دانه‌بندی تدریجی، لامیناسیون، مخلوط شدگی (amalgamation)، ساخت رسوبی ریپل مارک و آثار حفاری موجودات در سطح لایه‌ها، اثر فسیلی *Rhizocorallium isp.* و کانال‌های کوچک (gutter cast)، مؤید رسوب‌گذاری رسوبات آواری توسط طوفان‌های دریایی (tempestite) در شلف خارجی outer shelf و در زیر قاعده امواج آب و هوایی - محدوده اثر امواج طوفانی است.

نشان‌دهنده شوری نرمال آب دریا می‌باشند (Flügel 2010) که با بافت پکستون تجمع یافته‌اند. با توجه به شواهد مذکور و وجود amalgamation و ساخت رسوبی چینه‌بندی متقاطع پشته‌ای (HCS) در واحدهای ماسه سنگی مذکور می‌توان محیط تشکیل این رسوبات را به محیط outer shelf - transition نسبت داد.

مدل محیط رسوبی

بر اساس مطالعات صحرایی و انواع لیتوفاسیس و پتروفاسیس که شرح آن داده شد، مدل رسوبی سازند نایبند در شمال اصفهان به صورت شلف تحت تأثیر طوفان (storm-dominated shelf) می‌باشد (شکل ۹). در بخشی از محیط این شلف رسوب‌گذاری به صورت مخلوط سیلیسی آواری - کریناته و در قسمت عمده آن رسوب‌گذاری به صورت سیلیسی آواری و تناوب ماسه سنگ و مارن بوده است. زیر محیط‌های این مدل رسوبی به صورت بخش‌های زیر قابل تقسیم می‌باشد:

شلف داخلی^۱

سنگ آهک‌های اوولیتی در محیط شلف داخلی و در تناوب با ماسه سنگ تشکیل گردیده‌اند. در محیط شلف داخلی انرژی زیاد و دائمی امواج باعث تخریب بستر دریا و جابجایی ذرات رسوبی می‌شود.

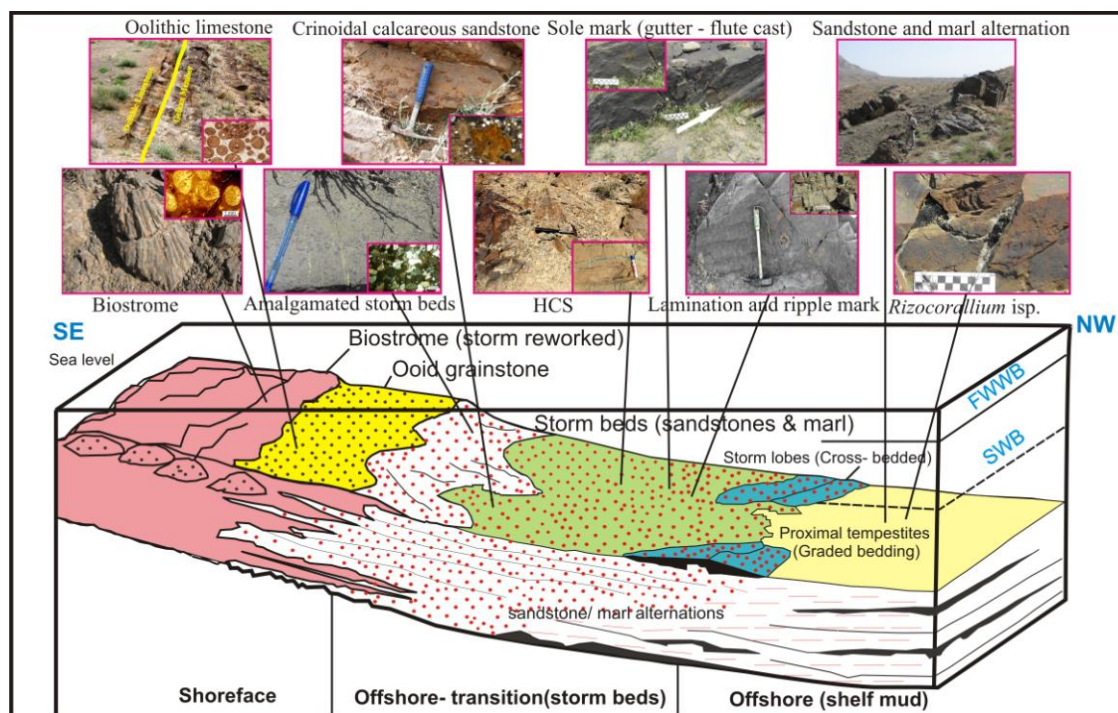
شلف میانی (زون تحولی شلف داخلی به شلف خارجی)^۲

موجودات ریف ساز تریاس پسین منطقه شمال اصفهان که به صورت بایوستروم (بخش بیدستان و حوض خان) تجمع یافته‌اند، در محیط شلف میانی زیست می‌نموده‌اند. در این زون طوفان‌های بساری رخ داده و طوفان‌های

¹ inner shelf

² mid shelf (outer shelf - transition)

³ Outer shelf



شکل ۹- مدل رسوبی سازند نایبند در منطقه شمال اصفهان

نتیجه‌گیری

بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی و بررسی رخساره‌هایی که در فوق شرح داده شد، نتیجه می‌شود که:

۱- مدل محیط رسوبی سازند نایبند در شمال اصفهان به صورت شلف باز (open shelf) آواری- کربناته و تحت تأثیر امواج طوفانی در نظر گرفته می‌شود.

۲- سنگ آهک‌های اوولیتیک در محیط شلف داخلی (inner shelf) تشکیل گردیده‌اند و شاهدی بر انرژی زیاد و دائمی امواج می‌باشند.

۳- ساخت رسوبی چینه‌بندی متقاطع پشته‌ای (HCS) و ایجاد amalgamation که شاخص رسوبات طوفانی است در رسوبات مخلوط آواری- کربناته بخش حوض شیخ و سنگ آهک‌های ریفی بخش بیدستان و حوض خان حاکی از رسوب‌گذاری آنها در قسمت شلف میانی (outer shelf - transition) می‌باشد.

۴- حضور آثار فلوت کست (به صورت محدود و متفرق)، قاعده شارپ و فرسایشی لایه‌ها، دانه‌بندی تدریجی، لامیناسیون، مخلوط شدگی (amalgamation)، ساخت رسوبی ریبیل مارک و آثار حفاری موجودات در سطح لایه‌ها، اثر فسیلی *Rhizocorallium isp.* در لایه‌های ماسه سنگی کانال‌های کوچک (gutter cast) در لایه‌های ماسه سنگی که در تناوب لایه‌های مارنی بخش گلکان از سازند نایبند وجود دارد، نشانه رسوب‌گذاری آنها در زیرقاعده امواج آب و هوایی و در محدوده اثر امواج طوفانی در شلف خارجی (outer shelf) می‌باشد.

منابع

زاهدی، م.، م. عمیدی، م. ه. امامی، و م. زهره بخش، ۱۳۷۰، نقشه زمین شناسی چهارگوش کاشان (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰): سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ف ۷.

- Mannani, M., and M. Yazdi, 2009, Late Triassic and Early Cretaceous sedimentary sequences of the northern Isfahan Province (Central Iran): stratigraphy and paleoenvironments: *Boleetin De La Societed Geologica Mexicana*, v. 61 (3), p. 367-374.
- Nützel, A., M. Mannani, , B. Senowbari- Daryan and M. Yazdi, 2010, Gastropods from the Late Triassic Nayband Formation (Iran), their relationships to other Tethyan faunas and remarks on the Triassic gastropods body size problem: *Neus Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen.*, v. 256 (2), p. 213- 228.
- Pemberton, S.G., J.A. Maceachern, and R.W. Frey, 1992, Trace Fossil Facies models, environmental and allostratigraphic significance. In: *Facies Models, Respone to sea level change* (Eds Walker, R.C. and N.P. James): Geological Assocation of Canada, St John's, Newfound land, 47-72.
- Perez- Lopez, A and F. Perez- Valera, 2011, Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain): *Sedimentology*, , v. 59 (2), p. 646–678.
- Pettijohn, F.J., P. E. potter and R. Siever, 1987, *Sand and Sandstone*: Spiringer New York, 553 pp.
- Pomar, L., 2001, Type of carbonate platforms, a genetic approach: *Basin Research*, v. 13, p. 313- 334.
- Reading, H. G. (Ed.), 1996, *Sedimentary Environments: Pro- cesses. Facies and Stratigraphy* (3rd edition): Blackwell Science, Oxford.
- Rodríguez-Tovar, F. J., F. Pérez-Valera, and A. Pérez-López. 2007, Ichnological analysis in high-resolution sequence stratigraphy, The Glossifungites ichnofacies in Triassic successions from the Betic Cordillera (southern Spain): *Sedimentary Geology*, v. 198, p. 293–307.
- Seyed- Emami, K., 2003, Triassic in Iran: Facies, v. 48, p. 91-106.
- Strasser, A, 1986, Black- Pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas and Tunisia): *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 1097-1109.
- Tucker, M. E, and V. P. Wright, 1990, *Carbonate Sedimentology*: Blackwell Scientific Publicateions, Oxford, 482 pp.
- منانی، م.، ۱۳۸۹، زیست چینه‌نگاری و سنگ چینه‌نگاری نهشته‌های رتولیس منطقه شمال اصفهان: رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ۲۴۴ ص.
- Basilici, G., De Luca P.H.V., and E.P. Oliveira, 2012, A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian–Ordovician Lagarto and Palmares formations, north-eastern Brazil: *Sedimentology*, v. 59, p. 1613-1639.
- Droser, M. L., and D.J. Bottjer, 1986, A semi quantitative Field classification of Ichnofabric: *Journal of Sedimentary Research*, v. 56, p. 558-559.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum and Geology Memoirs*, v. 1, p. 108-121.
- Embry, A. F. and J.E. Klován, 1971, A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. N. W. T., *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of carbonate rocks*: Springer, Berlin- Heidelberg, New York, and 976 P.
- Fürsich, F., M. Hautmann, B. Senowbari- Daryan, and K. Seyed Emami, 2005, The Upper Triassic Nayband and Darkuh Formations of east-central Iran: Stratigraphy, facies patterns and biota of extensional basins on an accreted terrane: *Beringeria* , v. 35, p. 53-133.
- Harms, J. C., J. B. Southward, D. R. Spearing and R. G. Walker, 1975, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, v. 2: 161p.
- Homewood, P., and P.A. Allen, 1981, Wake-, tide-, and current- controlled sand bodies of Miocene molasses, western Switzerland: *American Association of Petrology and Geology Bulletin*, v. 65, p. 2534-2545.
- Kluyver, H.M., R. Tirrul, and P.N. Chance, 1983, Explanatory text of the Naybandan Quadrangle maps, scale 1:250000: *Geological Survey of Iran*, J8, 143 P.
- Lubeseder, S., J. Redfern, and L. Boutib, 2009, Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation—Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco: *Sedimentary Geology*, v. 215, p. 13- 32.