

ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی و توالی‌های دیاژنزی سنگ‌های کربناته سازند آسماری (تاق‌دیس چناره، جنوب لرستان)

سیدمحمد رضا امامی‌میبدی^{۱*}، ایرج مغفوری‌مقدم^۲، مصطفی صداقت‌نیا^۳ و امین برمال^۴

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳- دانشجوی دکترا رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۴- دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد چینه‌شناسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۵- کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

نویسنده مسئول: Luckpages@yahoo.com

دریافت: ۱۴۰۰/۹/۲۲ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۱۸

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

به منظور شناسایی و درک تاریخچه رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناته سازند آسماری، یک برش چینه‌شناسی به ضخامت ۱۴۵ متر در جنوب لرستان (تاق‌دیس چناره) انتخاب شده است. لیتولوژی این سازند تناوبی از سنگ‌آهک‌های نازک لایه، متوسط لایه، ضخیم تا خیلی ضخیم لایه دولومیتی شده می‌باشد. در این برش مرز زیرین سازند آسماری با سازند شهبازان به صورت ناپیوستگی پیوسته‌نما (پاراکانفورمیتی) و مرز بالایی آن با سازند گچساران تدریجی می‌باشد. نمونه‌های برداشت شده از این برش ۱۴۵ نمونه می‌باشد که از لحاظ محیط‌رسوبی و فرایندهای دیاژنزی مورد بررسی قرار گرفتند بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات برش‌های نازک میکروسکوپی و با توجه به وجود شواهدی نظیر فراوانی روزن‌داران بنتیک بدون‌منفذ با پوسته پورسلانوز در بافتی از وکستون تا پکستون، جلبک‌های قرمز، دانه‌های کوارتز تخریبی در اندازه سیلت، جورشدگی ضعیف تا متوسط رسوبات و بافت گل‌پشتیبان در نهایت منجر به شناسایی ۷ ریزرخساره مربوط به ۴ کمر بند رخصاره‌ای لاگون، سد، بخش محدود شده (رمپ میانی) و رمپ داخلی گردید. در این برش چندین فرآیند دیاژنزی مانند میکریتی شدن، نوربختی (افزایشی و کاهش)، سیمانی شدن (سیمان هم‌محور، هم‌ضخامت فیبری، هم‌بعد، بلوکی، دروزی و پویی‌کیوتوپیک)، فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال (وابسته به فابریک و غیروابسته به فابریک)، جان‌نشینی (پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن) و تعیین مدل دیاژنزی شده است. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند آسماری در این برش در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی تفسیر شده است. سه مرحله دیاژنزی یعنی دیاژنز اولیه (اژونز)، دیاژنز میانی (مزونز) و دیاژنز نهایی (تلونز) برای نهشته‌های مورد مطالعه تعیین شده است.

واژگان کلیدی: سنگ‌چینه‌نگاری، رمپ، پلدختر، دیاژنز، محیط‌رسوبی

۱- پیشگفتار

فسیلی با ارزش و دیگر اجزای اسکلتی موجود در این سازند، می‌توان نوع محیط رسوبی آن را با توجه به مدل‌های رایج شده توسط فلوگل (۲۰۰۴) و ویلسون (۱۹۸۶) تعیین نمود. سازند آسماری با سن الیگوسن-میوسن، مهم‌ترین سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس می‌باشد. این سازند کم‌عمق‌ترین افق تولیدکننده نفت در جنوب باختری ایران محسوب می‌شود و ۷۵ درصد نفت درجای کشف شده در جنوب باختری ایران، در مخازن آسماری انباشته شده است. این سازند دارای دو بخش

محیط‌رسوبی به بخشی از سطح زمین با استعداد رسوب‌گذاری اطلاق می‌شود که با توجه به خصوصیات فیزیکی-شیمیایی و بیولوژیکی خود، از محیط‌های اطراف قابل تشخیص و تفکیک باشد. محیط‌رسوبی شامل محیط‌های فرسایشی در حال تعادل و محیط‌های رسوب‌گذاری می‌باشد (سلی، ۱۹۹۶). از آنجا که سازند آسماری، کربناته و سرشار از روزن‌داران بنتیک به سن الیگوسن-میوسن می‌باشد، با استفاده از این محتوای

یال جنوبی تاقدیس و طی مسافتی ۱۵۰۰ متری پیاده روی به سمت خاور به برش مورد نظر که همان یال شمالی تاقدیس کیالو (تاقدیس چناره) است دست می‌یابیم.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس (اسرافیلی- دیزاجی و کیانی هرچگانی، ۲۰۱۱) در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده است (شکل ۲ A). بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه که بخشی از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر می‌باشد واحدهای دوران دوم و سوم رخنمون دارند. از واحدهای دوران دوم سازندهای امیران و گورپی دیده می‌شوند که سازند گورپی هسته تاقدیس را تشکیل می‌دهد. واحدهای دوران سوم شامل سازندهای تله‌زنگ، سازند آواری کشکان، سازندهای آسماری و شهبازان و سازند گچساران می‌باشند (شکل ۲ B). سن سازند آسماری در برش مورد مطالعه میوسن زیرین (آکی‌تاین تا بوردیگالین) تعیین شده است (برمال ۱۳۹۰).

۳- لیتواستراتیگرافی سازند آسماری در برش مورد مطالعه

در برش مورد مطالعه سازند آسماری با ضخامت ۱۴۵ متر بر روی سازند شهبازان به صورت ناپیوستگی پیوسته‌نما (پاراکنفورمیتی) قرار گرفته و مرز بالایی آن با سازند گچساران تدریجی می‌باشد (شکل ۳). سازند آسماری در برش مورد مطالعه از ۷ واحد سنگ‌چینه‌ای تشکیل شده است که لیتولوژی این واحدها سنگ آهک‌های نازک‌لایه، متوسط لایه، ضخیم تا خیلی ضخیم لایه می‌باشند (شکل ۴). واحدهای سنگ‌چینه‌ای برش مورد مطالعه از پایین به بالا به شرح زیر می‌باشند. همچنین ستون سنگ‌چینه‌ای سازند در برش مورد مطالعه به همراه واحدهای تشکیل دهنده آن در شکل ۵ نشان داده شده است.

واحد ۱: ۱۵ متر سنگ‌آهک نازک لایه با سطح شکست تازه خاکستری رنگ با ریزرخساره غالب و کستون بایوکلاستی حاوی روزن‌داران بنتیک.

واحد ۲: ۳۰ متر سنگ‌آهک ضخیم لایه با سطح شکست تازه خاکستری رنگ با میان لایه‌هایی از سنگ‌آهک نازک لایه با ریزرخساره‌های غالب مادستونی و کستون بایوکلاستی حاوی روزن‌داران بنتیک.

است، بخش ماسه‌سنگی اهواز که در نواحی جنوبی فروافتادگی دزفول دیده می‌شود و بخش تبخیری کله‌ر که در شمال‌باختری فروافتادگی دزفول و جنوب باختری لرستان وجود دارد. در حقیقت رسوبات سازند آسماری را می‌توان آخرین پیشروی وسیع دریا در زاگرس تلقی کرد (مطیعی، ۱۳۷۲). این سازند برای نخستین بار در تنگ گل ترش در کوه آسماری مورد مطالعه قرار گرفت (ریچاردسون ۱۹۳۹). بر روی توالی سازند آسماری تاکنون مطالعات زیادی صورت گرفته است (وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰؛ صیرفی‌ان و همکاران، ۲۰۱۱؛ ذبیحی زوئرام و همکاران، ۲۰۱۳؛ لرستانی و همکاران، ۲۰۱۶؛ فرشی و همکاران، ۲۰۱۹؛ منجزی و همکاران، ۲۰۱۹؛ قره‌چلوس و همکاران، ۲۰۲۰؛ کمالی‌فر و همکاران، ۲۰۲۰ و کرمی و همکاران، ۲۰۲۰). در برش الگو ستبرای این سازند ۳۱۴ متر می‌باشد که بر روی شیل و مارن‌های سازند پابده قرار گرفته است (مطیعی، ۱۳۷۲). بر خلاف سنگ‌های تخریبی که در آن‌ها بافت اولیه سنگ در ایجاد تخلخل اهمیت دارد، در سنگ‌های کربناته، دیاژنز در ایجاد یا از بین بردن تخلخل نقش عمده‌ای ایفا می‌کند (مور، ۲۰۰۱). همچنین در سنگ‌های کربناته، نوع تخلخل که متاثر از بافت سنگ و دیاژنز است، بر نفوذپذیری سنگ، تاثیر مستقیم دارد. بنابراین، فرآیندهای دیاژنتیکی یکی از عوامل کنترل کننده خصوصیات مخزنی سنگ‌های کربناته هستند که در تعیین ارزش مخزنی آن‌ها نقش عمده‌ای دارند (فلوگل، ۲۰۰۴). هدف از این پژوهش بررسی محیط‌رسوبی و تفسیر فرآیندهای دیاژنتزی سازند آسماری در این بخش از حوضه رسوبی لرستان می‌باشد که تاکنون مورد مطالعه قرار نگرفته است، و بتوان به تفسیر دقیق‌تری از توالی‌های پاراژنتیکی که نشان‌دهنده‌ی ارتباط محیط‌های دیاژنتیکی مختلف با فازهای دیاژنتزی است دست یافت.

منطقه مورد مطالعه در ۲۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان پلدختر و ۶ کیلومتری خاوری منطقه تنگ فنی قرار دارد. مختصات جغرافیایی این منطقه "۲۵' ۱۷' ۳۳" عرض شمالی و "۱۱' ۴۶' ۴۷" طول خاوری می‌باشد. برای رسیدن به برش مورد نظر از مسیر جاده آسفالت پلدختر به اندیمشک پس از طی مسافت ۲۰ کیلومتر به یک جاده فرعی خاکی در سمت خاور جاده پلدختر به اندیمشک می‌رسیم و پس از طی مسافت ۶ کیلومتر از طریق این جاده فرعی به تاقدیس مورد نظر می‌رسیم. پس از عبور از

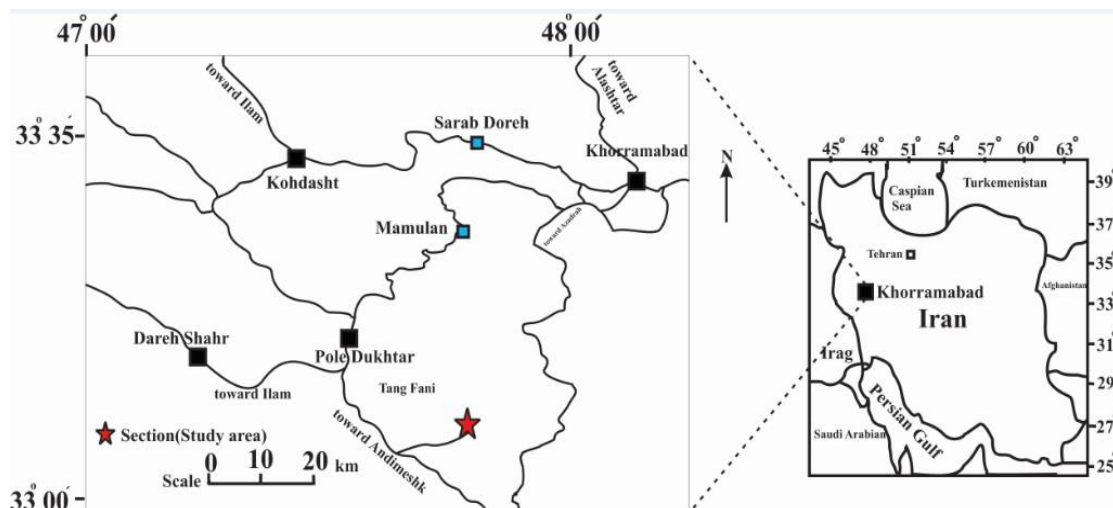
واحد ۵: ۲۴ متر سنگ‌آهک نازک لایه با سطح شکست تازه خاکستری روشن با ریزرخساره غالب وکستون بایوکستی حاوی روزن‌داران بنتیک.

واحد ۶: ۱۵ متر سنگ‌آهک ضخیم تا متوسط لایه با سطح شکست تازه کرم‌رنگ با ریزرخساره غالب وکستون بایوکستی حاوی خرده‌های اسکلتی.

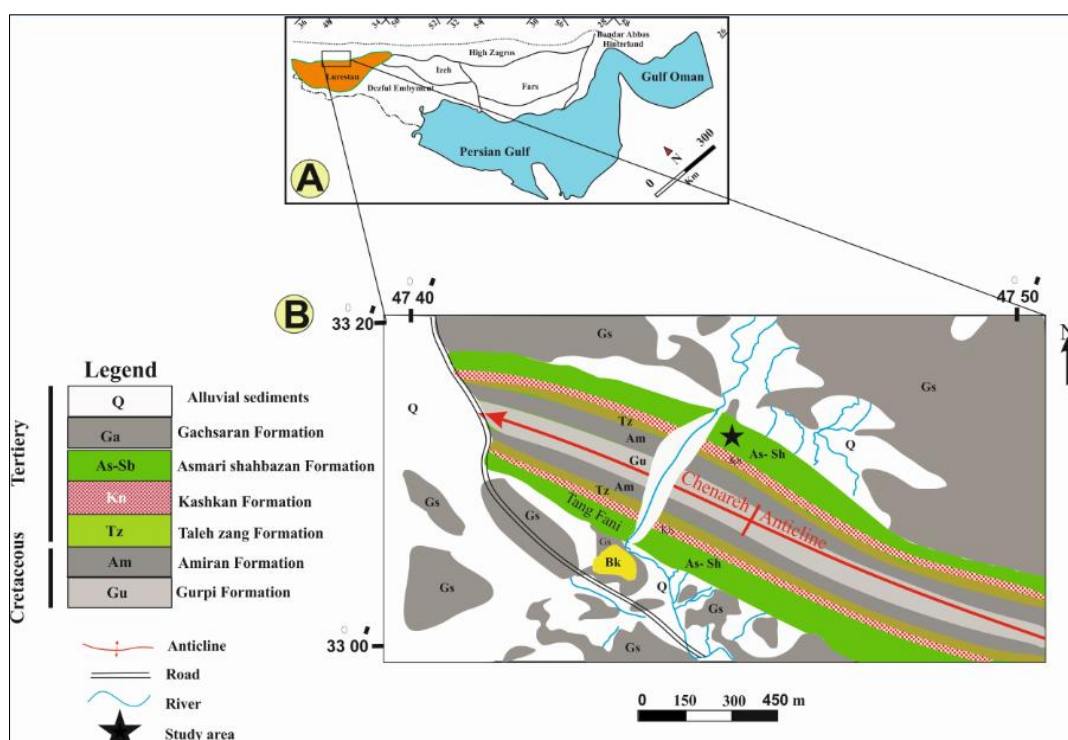
واحد ۷: ۱۰ متر سنگ‌آهک نازک تا متوسط لایه با سطح شکست تازه خاکستری رنگ با ریزرخساره غالب مادستونی.

واحد ۳: ۲۶ متر سنگ‌آهک ضخیم تا متوسط لایه با سطح شکست تازه کرم رنگ با ریزرخساره‌های غالب مادستونی، وکستون بایوکستی حاوی روزن‌داران بنتیک و ریزرخساره پکستون بایوکستی با فرامینیفر غالب میلیولید.

واحد ۴: ۲۵ متر سنگ‌آهک خیلی ضخیم لایه با سطح شکست تازه خاکستری رنگ با ریزرخساره‌های غالب وکستون بایوکستی حاوی روزن‌داران بنتیک و ریزرخساره مادستونی.



شکل ۱. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت برش انتخاب شده



شکل ۲. A: موقعیت پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس. منطقه مورد مطالعه در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده است (اسرافیلی - دیزاجی و کیانی هرچگانی، ۲۰۱۱). B: قسمتی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر به همراه گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه.



شکل ۳. الف: نمای کلی از سازند آسماری در برش مورد مطالعه (بال شمالی تا قدیس چناره، دید به سمت شمال باختری). ب: مرز بین توالی‌های آواری سازند کوشکان و سازند شهبازان - آسماری، دید به سمت شمال باختری). ج: مرز بین سازند آسماری و توالی‌های تبخیری سازند گچساران در منطقه مورد مطالعه، دید به سمت شمال.



شکل ۴. واحدهای سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در برش مورد مطالعه: الف: سنگ آهک نازک لایه. ب: سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه. ج: سنگ آهک خیلی ضخیم لایه صخره‌ساز. د: سنگ آهک متوسط لایه.

۴. روش مطالعه

دانشگاه لرستان (آزمایشگاه مرکزی شماره ۱) تهیه و در مرحله مطالعات آزمایشگاهی برش‌ها در میکروسکوپ Olympus BH2 با نور XPL و PPL در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه لرستان مورد مطالعه قرار گرفتند. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش (دانهام، ۱۹۶۲) و

نهشته‌های به سن الیگوسن - میوسن براساس بررسی نقشه زمین‌شناسی شهرستان پلدختر با مقیاس 1/100000 انتخاب و طی مطالعات صحرایی براساس تغییرات لیتولوژی تعداد ۱۴۰ نمونه برداشت شد. برش‌ها در کارگاه سنگبری

پتاسیم به روش (دیکسون، ۱۹۶۵) انجام شد. همچنین تعداد ۱۰ نمونه از دولومیت‌ها جهت عکسبرداری SEM انتخاب شدند.

میکروفاسیس‌ها بر اساس مدل (فلوگل، ۲۰۱۰) صورت گرفته است. به منظور شناسایی کلسیت از دولومیت و تعیین اینکه سیمان‌های کلسیتی مربوط به چه محیطی هستند، رنگ‌آمیزی با مخلوط آلیزارین قرمز و فری‌سیانید

Erathem	System	Series	Stage	Formation	Thicknesses (m)	Sample(No)	Lithology	Description	
Cenozoic	Neogene	Miocene	Aquitainian - Burdigalian	Asmsri	Ch.Fm			Anhydrite and Gypsume (Ghachsaran Formation)	
						10	136-145		Thin to medium bedded limestone
						15	121-135		Thick to medium bedded limestone
						24	97-120		Thin bedded limestone
						25	72-96		Very thick bedded limestone
						26	46-71		Thick to medium dolomitic limestone
						30	16-45		Thick bedded limestone with interbedded thin limestone
						15	1-15		Thin bedded dolomitic limestone
						Sh.Fm			Dolomite (Shahbazan Formation)
								Anhydrite and Gypsum	
				Limestone					
				Dolomitic					

شکل ۵. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در برش تاق‌دیس چناره

و دولومیت‌های بسیار ریزبلور (دولومیکرایت‌ها) در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. همچنین قطعات اینتراکلسیتی از نوع جلبک‌های قرمز به مقدار کمتر از ۲ درصد در این ریزرخساره مشاهده گردید.

تفسیر: مقدار اندک قطعات بایوکلسیتی نشان از محیطی آرام و کم انرژی با چرخش محدود آب و شرایط نامناسب برای زیست موجودات است. نبود شواهدی از جمله ساخت چشم‌پرنده‌ای، حفرات استروماتاکتیس، ساختمان‌های تی‌پی، قطعات اینتراکلسیتی، کانی‌های تبخیری و نبود آثار و ساختمان‌های حاصل از خشک شدن رسوبات، نشان از نهشته شدن این ریزرخساره در یک محیط لاگون رمپ داخلی دارد. این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF شماره ۱۶ فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد.

۵- ریزرخساره‌ها

بر اساس مشاهدات صحرایی و برش‌های نازک میکروسکوپی، تعداد ۷ ریزرخساره (مادستون، وکستون، بایوکلسیتی دارای فرامینیفرهای بنتیک، پکستون پلوییدی الیتی بایوکلسیتی، گرینستون پلوییدی بایوکلسیتی، پکستون بایوکلسیتی با فرامینیفر غالب میلیولید، وکستون بایوکلسیتی با خرده‌های اسکلتی و گرینستون بایوکلسیتی) شناسایی گردید که به شرح زیر می‌باشند.

ریزرخساره مادستون

توصیف: این ریزرخساره دارای فرامینیفرهای بنتیک کمتر از ۱۰ درصد می‌باشد که در زمینه‌ای از میکرایت و میکرواسپار قرار دارد (شکل ۶- الف). در این ریزرخساره قطعات کوارتز تخریبی ریزدانه به میزان کمتر از ۳ درصد

ریزرخساره وکستون بایوکلستی دارای فرامینیفرهای بنتیک

توصیف: این ریزرخساره دارای فرامینیفرهای بنتیک بدون منفذ *Miliolidea* و *Rangi Dentritina* و قطعاتی از استراکد می‌باشد که در زمینه‌ای از میکرایت و میکرواسپار به صورت شناور قرار دارند (شکل ۶-ب). فرامینیفرهای بنتیک به میزان ۲۵ تا ۳۵ درصد از اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره می‌باشند که به صورت شناور در زمینه‌ی میکرایتی مشاهده می‌شوند. همچنین در این ریزرخساره مقادیر اندکی (کمتر از ۵ درصد) خرده‌های خارداران و نرم‌تنان (دوکفه‌ای، گاستروپود) مجموعه ارگانسیم‌های سازنده این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. فسیل‌ها و ذرات غیراسکلتی اندازه‌ای در حد ماسه ریز تا درشت داشته که با جورشدگی ضعیف تا متوسط و به صورت نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده در بافت سنگ حضور دارند. دولومیتی شدن و تبدیل میکرایت به میکرواسپارایت نیز از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در این ریزرخساره می‌باشند.

تفسیر: میلیولیدها در انواع محیط‌های آبی کم‌عمق لب شور تا خیلی شور قادر به زندگی هستند. زمینه میکرایتی و وجود میلیولیدها موید محیطی آرام و کم انرژی است. به طور کلی، حضور میلیولیدها شاهدهی برای محیط‌های لاگون بوده (جل، ۲۰۰۰) و نشان از نهشته شدن این ریزرخساره در یک محیط لاگون دارد. این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF شماره ۱۶ فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد.

ریزرخساره پکستون پلوییدی الیتی بایوکلستی

توصیف: بافت دانه‌پشتیبان متشکل از خرده‌های اسکلتی (دوکفه‌ای، گاستروپود، خارداران، جلبک و استراکد) پلویید و الیید به همراه روزن‌داران بدون منفذ از ویژگی‌های مهم این ریزرخساره می‌باشند. این ریزرخساره دارای الییدهایی با جورشدگی متوسط تا نسبتاً خوب می‌باشد که به دلیل فرآیند میکرایتی شدن ساختمان داخلی خود را تا حدودی از دست داده‌اند و تشخیص فابریک داخلی آن‌ها دشوار می‌باشد. فرآیند میکرایتی شدن بیش از حد الییدها را به پلویید تبدیل کرده است (شکل ۶-ج). در این ریزرخساره می‌توان به پلت‌های مدفوعی و پلویید حاصل از میکرایتی شدن کامل اجزای زیستی نیز اشاره کرد.

تفسیر: وجود الییدهایی با جورشدگی متوسط تا خوب و نبود گل‌آهکی (میکرایت) نشان‌دهنده تشکیل این ریزرخساره در یک محیط پرانرژی مانند سد و در بالای خط امواج عادی است (وزیری‌مقدم و تهرانی، ۲۰۰۶). این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF شماره ۳۰ فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد.

ریزرخساره گرینستون پلوییدی بایوکلستی

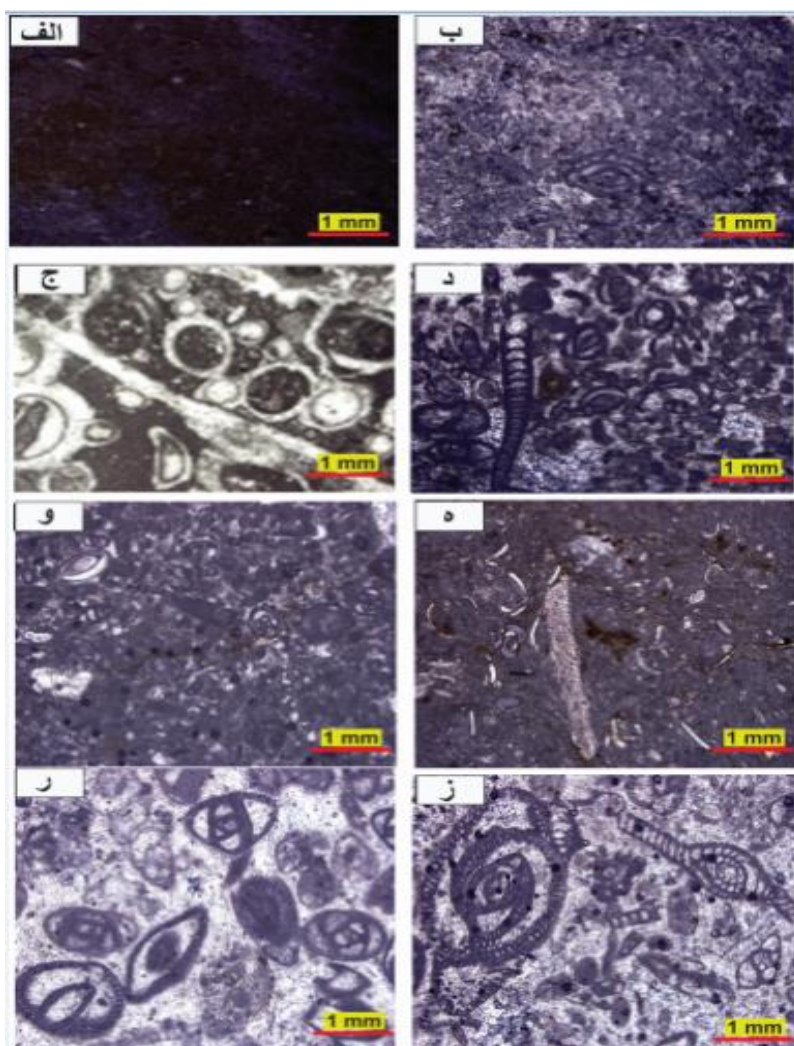
توصیف: در این ریزرخساره پلویید با فراوانی حدود ۴۰ درصد از اجزاء غالب تشکیل‌دهنده بافت سنگ می‌باشد و دارای اندازه‌های بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر (متوسط اندازه ۱/۲۵ میلی‌متر) و به صورت بیضوی، تخم‌مرغی و گرد شده بدون ساختمان داخلی و با جورشدگی نسبتاً خوب در زمینه سیمان اسپارایتی دیده می‌شوند. همچنین در این ریزرخساره فرامینیفرهای بنتیک نظیر *Miliolidea* و خرده‌های اسکلتی به میزان ۲۵ درصد نیز از اجزای تشکیل دهنده سنگ می‌باشند (شکل ۶-د). اینتراکلاست نیز با متوسط اندازه‌ای در حدود ۲/۵ میلی‌متر به عنوان اجزاء فرعی با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد در این ریزرخساره حضور دارند.

تفسیر: گردشدگی و جورشدگی نسبتاً بالای پلوییدها حاکی از یک محیط پرانرژی می‌باشد. با توجه به نبود لایه‌های شیلی و مارنی همراه با این ریزرخساره و بافت سنگ، محیط سدی رمپ داخلی برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌گردد (اینسالاکو و همکاران، ۲۰۰۶) این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF شماره ۴ فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد.

ریزرخساره پکستون بایوکلستی با فرامینیفر غالب

میلیولید

توصیف: این ریزرخساره دارای روزن‌دارانی با پوسته پورسلانوز مانند *Miliolidea* و *Rangi Dentritina* به همراه خرده‌های بایوکلستی دیگر از قبیل دوکفه‌ای، گاستروپود، بریوزوا، جلبک و خارداران می‌باشد که از تشکیل‌دهندگان اصلی این ریزرخساره می‌باشند. روزن‌داران بنتیک بدون منفذ با پوسته پورسلانوز با فراوانی حدود ۳۵ درصد اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره می‌باشند که در یک زمینه گل‌پشتیبان قرار گرفته‌اند (شکل ۶-و).



شکل ۶. ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه. الف: ریزرخساره مادستونی (نمونه شماره AS-10). ب: ریزرخساره وکستون بایوکستی دارای فرامینیفرهای بنتیک (نمونه شماره AS-12). ج: ریزرخساره پکستون پلوییدی البیتی بایوکستی (نمونه شماره AS-45). د: ریزرخساره گرینستون پلوییدی بایوکستی (نمونه شماره AS-102). و: ریزرخساره پکستون بایوکستی با فرامینیفر غالب میلیولید (نمونه شماره AS-8). ه: ریزرخساره وکستون بایوکستی با خرده‌های اسکلتی (نمونه شماره AS-61). ر و ز: ریزرخساره گرینستون بایوکستی (به ترتیب نمونه‌های شماره AS-52, AS-130).

با فراوانی حدود ۴۵ درصد در یک زمینه گل‌پشتیبان قرار گرفته‌اند. از فرایندهای دیاژنزی موجود می‌توان به پدیده تجدید تبلور ماتریکس گلی و تبدیل آن به میکرواسپارایت اشاره کرد. خرده‌های اسکلتی با اندازه‌های در حد ماسه ریز تا درشت و جورشدگی ضعیف در متن سنگ حضور دارند (شکل ۶-ه).

تفسیر: تنوع موجودات (تنوع اندک) در این ریزرخساره حاکی از افزایش عمق و شرایط دریایی است (باکستون و پدلی، ۱۹۸۹). نبود رخساره‌های شیل آهکی همراه با این ریزرخساره، محیط‌رسوبی رمپ میانی را برای آن پیشنهاد می‌کند (رئونینگ و همکاران، ۲۰۰۲) این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF شماره ۳ فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد.

تفسیر: حضور تعداد زیادی از فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز، جورشدگی و بافت سنگ، بیانگر نهشته شدن این ریزرخساره در قسمت‌های نسبتاً پرنرژی و نزدیک سد محیط‌های لاگونی است و نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری در محیط لاگون صورت گرفته است (امیرشاه‌کرمی، ۲۰۰۷). این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF شماره ۱۶ فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد.

ریزرخساره وکستون بایوکستی با خرده‌های اسکلتی توصیف: گروه زیستی این ریزرخساره را خرده‌های خارداران، استراکد، نرم‌تنان (دوکفه‌ای و گاستروپد)، جلبک کورالین و بریوزوئر و روزنداران تشکیل می‌دهند که

ریزر خساره گرینستون بایوکلستی

توصیف: در این ریزرخساره فرامینفرهای بنتیک با بیش از ۳۵ درصد اجزای اصلی تشکیل دهنده بوده که در یک زمینه سیمان اسپارایتی شفاف قرار دارند (شکل ۶- ر و ۶- ز). از اجزای تشکیل دهنده فرعی این ریزرخساره می‌توان به قطعات دوکفه‌ای، قطعات خارداران و خرده‌های ریز و درشت اینتراکلست اشاره نمود. فعالیت‌های شدید میکروارگانسیم‌ها به صورت تشکیل یک پوشش میکرایتی در اطراف آلوکوم‌ها مشاهده می‌شود. تشکیل سیمان نسل اول در این ریزرخساره مانع از فشرده شدن بیش از حد دانه‌ها در طی دیاژنز دفنی شده است.

تفسیر: با توجه به نوع آلوکوم‌ها و فقدان زمینه گلی (میکرایتی)، شرایط پرانرژی محیط سدی رمپ داخلی برای تشکیل این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF شماره ۲۷ فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد.

۶- فرآیندهای دیاژنزی و توالی پاراژنتیکی

سنگ‌های کربناته بیشتر از هر نوع سنگ رسوبی دیگر قبل و بعد از سخت‌شدگی استعداد و پتانسیل تغییر را دارا می‌باشد. از جمله این تغییرات می‌توان به تغییرات در ترکیب و بافت این سنگ‌ها اشاره کرد (پتی‌جان، ۱۹۷۵). از مهمترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه می‌توان به میکرایتی شدن، نوریختی، فشرده‌گی، انحلال، سیمانی شدن و جان‌شینی اشاره کرد.

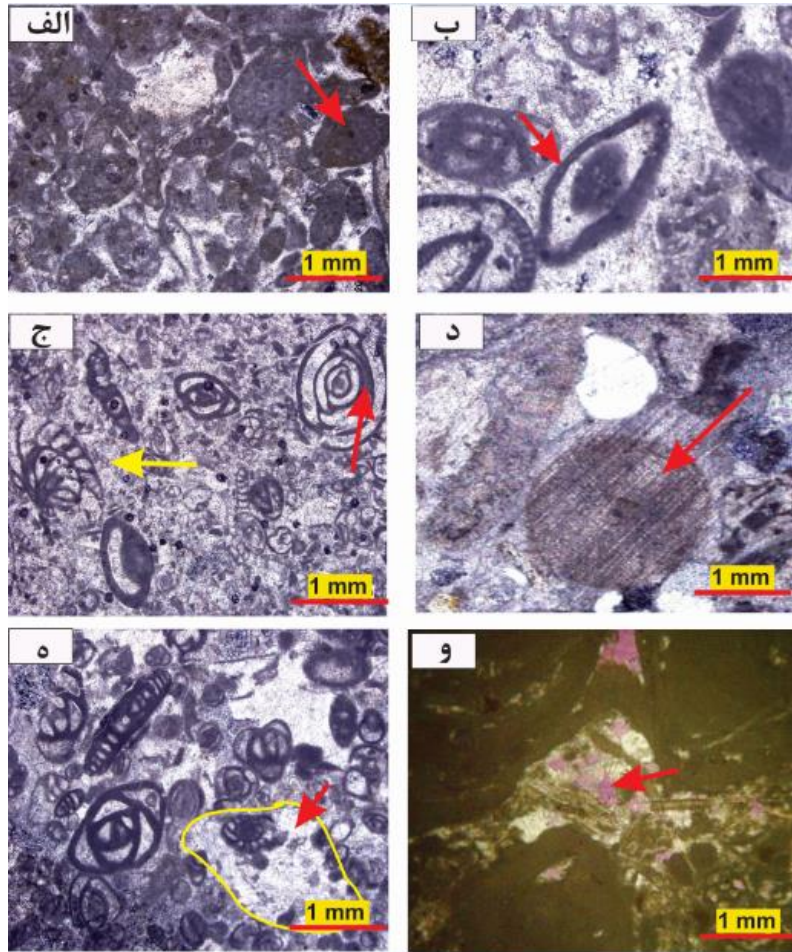
میکرایتی شدن: میکرایتی شدن از نخستین فرآیندهای دیاژنزی است که در محیط فرآتیک دریایی و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب انجام می‌شود (ال‌سای و اوردن، ۲۰۰۷). این محیط به نواحی کم عمق (عمق کمتر از ۱۰۰ متر) و گرم دریا مربوط است (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). تشکیل نوارهای میکرایت اشاره به فعالیت ارگانسیم‌ها از جمله سیانوباکتیریا، جلبک و قارچ دارد که بر سطح دانه‌ها انجام می‌گیرد (مسادی و همکاران، ۲۰۱۸؛ گارسیا-پیشل، ۲۰۰۶). گاهی پوشش میکرایتی ساخت داخلی دانه‌ها را مورد هجوم قرار داده و از بین می‌برد (شکل ۷- الف). این فرآیند به فراوانی در ریزرخساره‌های پکستون و وکستون در محیط لاگون و نیز ریزرخساره گرینستونی در محیط سد زیرآبی دیده می‌شود (شکل ۷- ب).

نوریختی: به تمام تغییرات بین یک کانی با خودش و یا با پلی‌مورف‌های آن به صورت تبدیل یا تبلور دوباره نوریختی اطلاق می‌شود (فولک، ۱۹۶۵). این فرآیند می‌تواند به صورت کلسیتی شدن بایوکلست‌های آراگونیتی (احمد و همکاران، ۲۰۰۶) که در محیط‌های دیاژنزی فرآتیک، وادوز و تدفینی رخ می‌دهد (فلوگل، ۲۰۰۴). در مقاطع مورد مطالعه فرآیند نوریختی کاهشی در صدف روزن‌دار مشاهده می‌شود، شکل (۷- ج پیکان قرمز رنگ). در شکل (۷- ج) همچنین فرآیند نوریختی افزایشی در زمینه سنگ مشاهده می‌شود که افزایش اندازه بلورهای کربنات کلسیم در جهت پیکان نشان داده شده است.

سیمانی شدن: سیمانی شدن، بصورت حفره پرکن^۱ به عنوان ته‌نشست‌های شیمیایی از محلول‌ها محسوب می‌شود که طی آن بلورهای سیمان در حفره‌های اولیه بین و داخل ذرات و در حفره‌های انحلالی در مرحله دیاژنز شکل می‌گیرند و حاصل آن استحکام رسوب و شروع سنگ‌شدگی است (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنزی (دریایی)، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود. براساس مطالعات انجام شده ۶ نوع سیمان تعیین شده است که در ادامه به توصیف آن‌ها پرداخته می‌شود:

سیمان هم‌محور: این سیمان به صورت رشد اضافه در اطراف یک دانه میزبان تک بلور (معمولا قطعه اکینودرم با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیزیم)، ایجاد شده و توسط بستر، کنترل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). همچنین این سیمان با دانه میزبان، پیوستگی نوری داشته و در نور پلاریزه با هم، خاموش و روشن می‌شوند. سیمان‌های هم‌محور با ظاهری ابری و غنی از انکلوزیون در محیط‌های دیاژنزی نزدیک سطح و وادوز دریایی و نیز متئوریک فراتیک تشکیل می‌شوند در حالی که آن‌هایی که ظاهری شفاف دارند، مربوط به محیط‌های دفنی عمیق هستند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴). در سازند مورد مطالعه، سیمان‌های هم‌محور به صورت شفاف (محیط دیاژنزی دفنی) و در رخساره‌های لاگونی نزدیک به سد و سدی در اطراف هسته اکینویدی تشکیل شده‌اند (شکل ۷- د). این سیمان‌ها مشخصه محیط دیاژنزی تدفینی هستند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴).

¹ Pore Filling



شکل ۷. الف: پدیده میکرایتی شدن کامل یک آلومک به نحوی که ساختار داخلی آن کاملاً میکرایتی شده است (نمونه شماره AS-21). ب: پوشش میکرایتی اطراف آلومک‌ها (نمونه شماره AS-53). ج: پدیده نوریختی افزایشی (پیکان زرد رنگ) و نوریختی کاهش‌ی (پیکان قرمز رنگ) (نمونه شماره AS-11). د: سیمان کلسیت هم‌محور با پیوستگی نوری با قطعه خارپوست (نمونه شماره AS-85). ه: سیمان پویی‌کیلو تویییک دربرگیرنده قطعات پلویید و فسیل روزن‌دار (نمونه شماره AS-48). و: سیمان کلسیتی هم‌بعد بین دانه‌های محیط دیاژنز متئوریک (رنگ آمیزی شده با فروسیانید پتاسیم و آلیزارین قرمز) (نمونه شماره AS-35).

آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). همانگونه که در شکل (۷- و) مشاهده می‌شود این سیمان با بلورهای هم‌اندازه فضای بین دانه‌ها (قطعات جلبکی) را پر کرده است و در مقاطع مورد مطالعه در اثر رنگ آمیزی با مخلوط فروسیانید پتاسیم و آلیزارین قرمز، سیمان‌های هم‌بعد به رنگ صورتی کم رنگ دیده می‌شوند که مؤید عدم حضور آهن می‌باشد. **سیمان قطعه‌ای:** این نوع از سیمان‌ها از نظر جنس کلسیتی هستند و تفاوت اصلی آن‌ها با سیمان‌های هم‌بعد، تفاوت در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان هم‌بعد بیش از ۲۰۰ میکرومتر در حالی که در سیمان بلوکی بیش از ۸۰۰ میکرومتر می‌باشند (فلوگل، ۲۰۰۴) و بیشتر شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند. همانگونه که در شکل (۸ - الف) مشاهده می‌شود در مقایسه با شکل (۷- و) که مربوط به سیمان

سیمان فراگیرنده (پویی‌کیلو تویییک): این سیمان از نظر کانی‌شناسی از کلسیت ترکیب یافته و شامل بلورهای درشتی است که چندین دانه را در بر گرفته است. سیمان فراگیرنده حاصل رشد آهسته بلورهای کلسیتی در محیط دفنی است و از سیالات بین ذره‌ای که بیشتر از CaCO_3 اشباع هستند تشکیل می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱؛ احمد و بهات، ۲۰۰۶). همانگونه که در شکل (۷- ه) با نوار زرد رنگ مشخص شده است سیمان فراگیرنده چندین دانه پلویید و فسیل روزن‌دار را در بر گرفته است. این سیمان در مقاطع مورد مطالعه در ریزرخساره‌های گرینستونی مشاهده شده است.

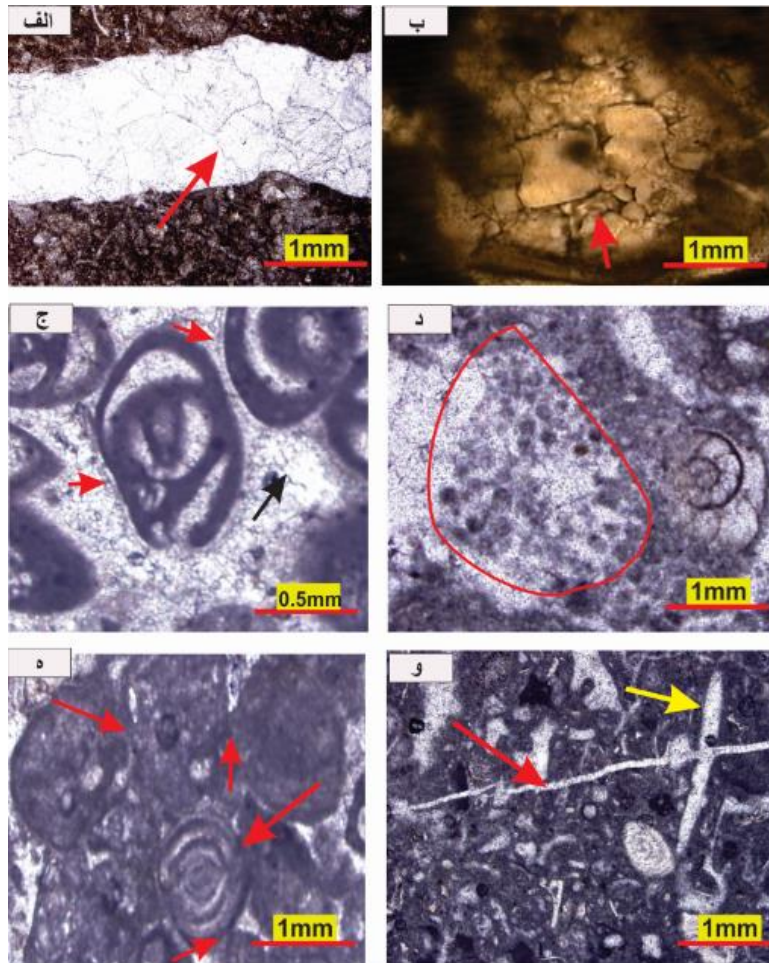
سیمان کلسیت هم‌بعد: این سیمان فضای بین دانه‌ها را پر کرده است و بیشتر در رخساره‌های گرینستونی دیده می‌شود. شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن

فابریک لخته‌ای: بلورهای کلسیت پرمینیزیم در محیط‌های دریایی می‌توانند به صورت سیمان میکرایتی دیده شوند که در این حالت بافت سیمان میکرایتی کلسیت پرمینیزیم به شکل پلوییدی است و حاوی بخش‌هایی با بلورهای بسیار ریز میکرایتی است که به وسیله بلورهای درشت‌تر کلسیت پرمینیزیم از هم جدا شده‌اند. این بافت لخته‌ای نامیده می‌شود (رحیم‌پوریناب، ۱۳۸۹). در شکل (۸ - ۵) بخشی که با علامت مشخص شده است نشان‌دهنده بافت لخته‌ای است که بلورهای بسیار ریز میکرایتی به صورت شناور در در زمینه بلورهای درشت‌تر قرار گرفته‌اند.

فشردگی: فرآیند فشردگی به میزان رسوب‌گذاری، عمق تدفین و حجم رسوبات مربوط است (اینسل، ۲۰۰۰؛ رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادلن و ویلسون، ۲۰۱۳). فشردگی به دو صورت مکانیکی و شیمیایی رخ می‌دهد. فشردگی مکانیکی بلافاصله بعد از رسوب‌گذاری رخ می‌دهد و سبب تراکم و از دست دادن آب بین ذره‌ای در رسوب می‌شود. همانگونه که در شکل (۸-۵) نشان داده شده است در اثر فشردگی فیزیکی دانه‌ها به هم فشرده شده و فابریک دانه به دانه و سطح تماس کاو- کوژ بین آلوکوم‌ها دیده می‌شود که با پیکان قرمز مشخص شده است. در شکل (۸) (و شکستگی‌های ناشی از تراکم فیزیکی نشان داده شده است. فشردگی فیزیکی همچنین سبب شکستگی اجزای آلوکوم در سنگ شده است (شکل ۹- الف). فشردگی شیمیایی نسبت به نوع فیزیکی در عمق و دمای بیشتری اتفاق می‌افتد و از مهمترین نتایج آن انحلال فشاری و تشکیل استیلولیت است. این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود (ریلسبک، ۱۹۹۳؛ نیکولایدس و والاس، ۱۹۹۷) یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیکی نیز تشکیل شوند (بترست، ۱۹۸۷). استیلولیت‌ها، دانه، سیمان، ماتریکس، شکستگی و حتی استیلولیت‌های قبلی را قطع می‌کنند. در شکل ۹ - ب تصویر میکروسکوپی انحلال فشاری (استیلولیت) نشان داده شده است که شکستگی را تحت تاثیر قرار داده است. در برش مورد مطالعه استیلولیت‌ها به وفور در مشاهدات صحرایی نیز دیده شده‌اند (شکل ۹- ج). به طور کلی فرآیند تراکم با کاهش حجم کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد (سان میگوئل و همکاران، ۲۰۱۷).

هم‌بعد می‌باشد اندازه بلورهای سیمان درشت‌تر شده‌اند. سیمان بلوکی به صورت درون‌دانه‌ای و در داخل شکستگی‌ها در ریزرخساره‌های وکستونی مشاهده می‌شود. **سیمان دروزی:** سیمان دروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم منیزیم می‌باشند (زاید، ۲۰۱۲). سیمان دروزی در واقع بیانگر محیط‌های دیاژنز متئوریک نزدیک سطح و دفنی می‌باشد (فلوگل، ۲۰۰۴). اندازه بلورها در این سیمان از حاشیه به سمت مرکز حفرات افزایش می‌یابد. این نوع سیمان در موقعیت‌های فرآتیک متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم عمق دیده می‌شود (آروسی و همکاران، ۲۰۱۵). به دلیل اینکه این سیمان در هر دو محیط دیاژنز دفنی و محیط دیاژنزی جوی تشکیل می‌شود برای تعیین منشأ سیمان آن مانند سیمان کلسیت هم‌بعد باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). همانطور که در شکل (۸- ب) مشاهده می‌شود سیمان دروزی بعد از انحلال ساختمان داخلی آلوکوم تشکیل داده شده است که با علامت فلش نشان داده شده است و به سمت مرکز آلوکوم اندازه بلورهای سیمان درشت‌تر شده‌اند، همچنین در این آلوکوم فرآیند میکریتی نیز اتفاق افتاده است. این سیمان در ریزرخساره پکستون بایوکستی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است.

سیمان هم‌ضخامت: سیمان هم‌ضخامت معمولاً به عنوان اولین نسل سیمان در محیط‌های دریایی آرام با نرخ رسوب‌گذاری پایین در اطراف دانه‌ها و فضای خالی تشکیل می‌شود (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶). این نوع سیمان مشخصه محیط‌های دیاژنزی دریایی و متئوریک می‌باشد (لانگمن، ۱۹۸۰). این سیمان در نمونه‌های مطالعه شده غالباً در فضای بین دانه‌ها دیده شده است. سیمان‌های حاشیه‌ای معمولاً نسل اول سیمان می‌باشند و در ادامه بوسیله سایر سیمان‌ها دنبال می‌گردند (شکل ۸- ج). در ضمن حالت رشته‌ای و ضخامت یکسان آن‌ها و همچنین قرارگیری سیمان‌های شفاف اسپارایتی به عنوان نسل بعدی آن‌ها، می‌تواند نشان‌دهنده دریایی بودن آن‌ها باشد (تاگر، ۲۰۰۱). از ویژگی‌های بارز این سیمان‌ها نسبت طول به عرض آن‌ها می‌باشد که معمولاً در بازه‌ی ۶ تا ۱۲ متغییر می‌باشند (فولک، ۱۹۷۴).



شکل ۸. الف: سیمان بلوکی پرکننده شکستگی (نمونه شماره AS-96). ب: سیمان دروزی با رشد و افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز (نمونه شماره AS-101). ج: سیمان هم‌ضخامت دور تا دور دانه (پیکان قرمز) که به دنبال آن سیمان‌های نسل بعدی در فضای بین دانه‌ها تشکیل شده است (پیکان تیره) (نمونه شماره AS-83). د: فابریک لخته‌ای. ه: فابریک درهم یا فشرده ناشی از تراکم فیزیکی (نمونه شماره AS-71). و: شکستگی‌های ثانویه پیکان قرمز) حاصل دیاژنز تاخیری که از فابریک سنگ تبعیت نکرده است و قطعه آلوکم (پیکان زرد) را نیز قطع کرده است (نمونه شماره AS-125).

نموده‌اند (شکل ۱۱- و). این نوع تخلخل‌های وابسته به فابریک در ریز رخساره‌های گریستونی در محیط سد زیر آبی ایجاد شده‌اند. از تخلخل‌های غیروابسته به فابریک که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده است می‌توان به نوع تخلخل کانالی اشاره کرد (شکل ۱۰ - الف) که منافذ طولی هستند که بطور ثانویه تشکیل شده‌اند و به فراوانی در رخساره‌های وکستون مشاهده می‌شوند، نوع دوم تخلخل‌هایی هستند که درون شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰ - ب) و نوع سوم تخلخل استیلولیتی می‌باشد که همانطور که در شکل مشاهده می‌شود در طول استیلولیت‌ها بطور ثانویه تشکیل شده‌اند و مربوط به محیط‌های تدفینی هستند (شکل ۱۰ - ج).

فابریک ژئوپتال: فابریک ژئوپتال ارتباط بین بالا و پایین لایه در زمانی که سنگ تشکیل شده است را نشان می‌دهد

انحلال: فرآیند انحلال یک فرآیند متضاد با سیمان‌شدگی است که منجر به افزایش تخلخل می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵؛ بوچم و همکاران، ۲۰۱۰). به دلیل تراوایی کم آهک دانه‌ریز انحلال در آن‌ها رخ می‌دهد (وستفال، ۲۰۰۶). تخلخل‌های وابسته به فابریک که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شود می‌توان به نوع تخلخل بین‌دانه‌ای (شکل ۹- د) نوع تخلخل قالبی نتیجه‌ای از حذف انتخابی، عمدتاً توسط انحلال، دانه‌ها به عنوان مثال فسیل‌ها یا ائیدها می‌باشد که بطور ثانویه در طی دیاژنز جوی و تدفینی ایجاد می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰) که در شکل (۹ - ه) با علامت فلش نشان داده شده است یک روزن‌دار نومولیت می‌باشد که فقط قالب آن حفظ شده است و نوع سوم تخلخل پناهگاهی (شلتز) می‌باشد که سمت کاو صدف دوکفه‌ای به طرف بالا قرار گرفته‌اند و زمینه را برای ایجاد این نوع تخلخل فراهم

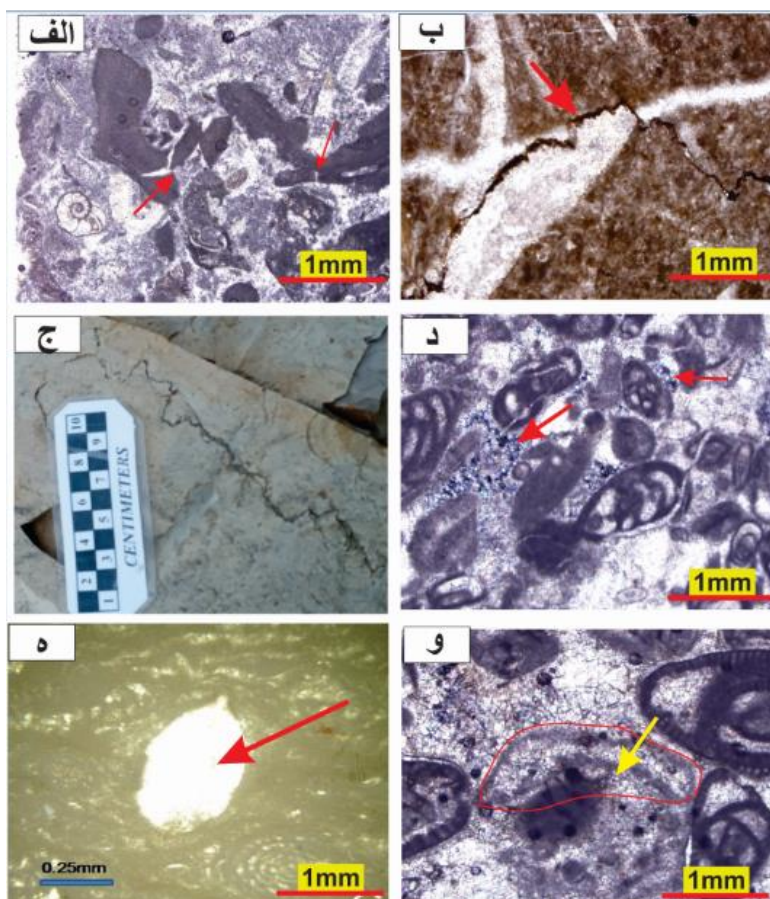
مواردی نیز در اثر هجوم کانی نظیر دولومیت قطع‌شدگی بسیار در شکل دانه اتفاق می‌افتد.

پیریته شدن: فراوانی پیریت در جزا در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است (گولدهابر، ۲۰۰۴). پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است (ال‌قالی و همکاران، ۲۰۰۶) که در شکل (۱۰-ه) با علامت فلش نشان داده شده است این پیریت‌ها در بین دانه‌های اسکلتی ریزرخساره و کستون بایوکلستی تشکیل شده‌اند.

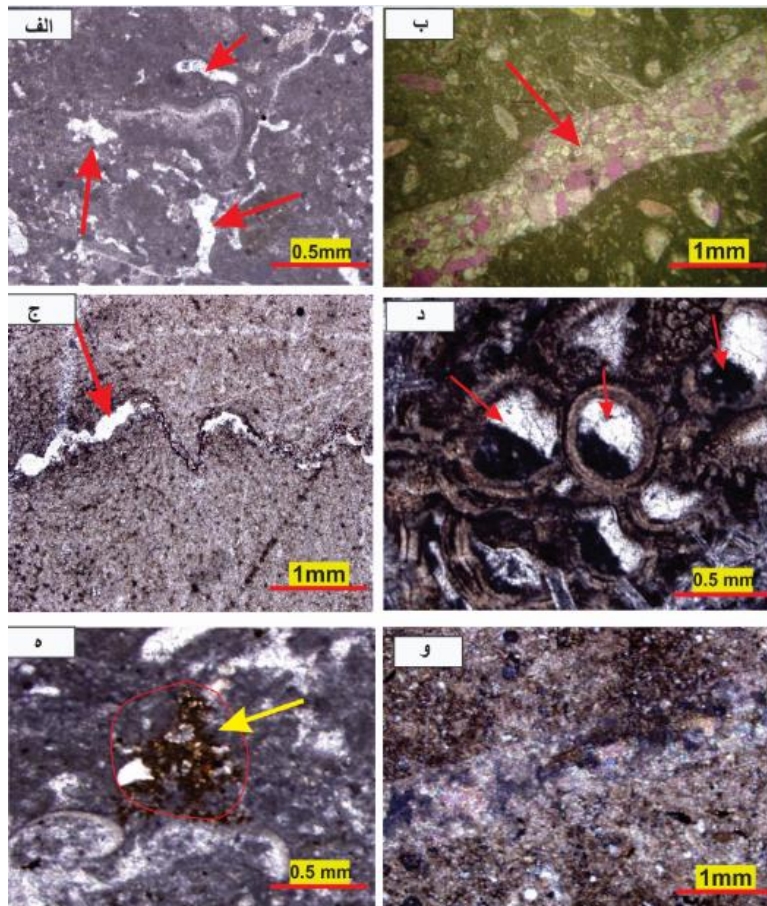
سیلیسی شدن: جانشینی کانی‌های سیلیسی به جای کانی‌های کربناته در سنگ‌های آهکی بسیار رایج و متداول است. سیلیسی شدن سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان اولیه می‌شود و از این رو ساخت داخلی دانه‌ها (اسکلتی یا غیراسکلتی) محو می‌شوند. در شکل (۱۰-و) سیلیسی شدن در رخساره مادستونی دیده می‌شود.

(سندر، ۲۰۰۱). فابریک ژئوپتال در سنگ‌آهک‌ها برای درک تاریخچه رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناته بسیار مهم است. این فابریک بیشتر در فسیل‌های جلبک‌های آهکی، حجرات بریوزوا، گاستروپود، دوکفه‌ای، براکیوپود و سفالوپودها مشاهده می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). همانگونه که در شکل (۱۰-د) مشاهده می‌شود رسوبات در داخل حجرات بریوزوا پر شده‌اند و فابریک ژئوپتال را تشکیل داده‌اند که در ریزرخساره پکستون بایوکلستی مشاهده شده است.

جانشینی: این فرآیند در سنگ‌های آهکی توسط سیلیس، کانی‌های مختلف آهن‌دار، فسفات و کانی‌های دیگر انجام می‌شود، مهمترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی موردی است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد (پتی‌جان، ۱۹۷۵). پیش زمینه جانشینی انحلال کانی قبلی است و سپس ترکیب کانی جدید و بنابراین در جانشینی احتمال حفظ ریخت‌شناسی دانه‌ها بسیار محتمل است، هرچند در



شکل ۹. الف: شکستگی در قطعه جلبک قرمز ناشی از تراکم فیزیکی (عمل شکستگی قبل از سیمانی شدن رخ داده است) (نمونه شماره As-128). ب: انحلال فشاری سبب تشکیل استیلولیت شده و شکستگی را تحت تاثیر خود قرار داده است (نمونه شماره As-75). ج: استیلولیت در مشاهدات صحرایی (نمونه شماره As-25). د: تخلخل بین‌دانه‌ای در رخساره گرینستون سدی (نمونه شماره As-138). ه: تخلخل قالبی در فسیل روزن‌دار (نمونه شماره As-91). و: تخلخل پناهگاهی در زیر قطعه دوکفه‌ای (نمونه شماره As-55).



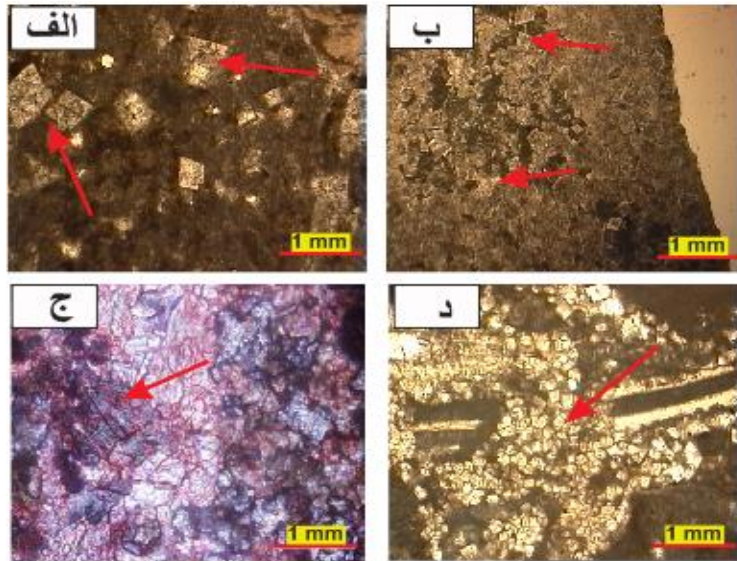
شکل ۱۰. الف: تخلخل کانالی (نمونه شماره AS-13). ب: تخلخل حاصل از شکستگی که با سیمان کلسیتی پر شده است (مقطع با آلیزارین قرمز رنگ آمیزی شده است) (نمونه شماره AS-16). ج: تخلخل تشکیل شده در امتداد استیلولیت در رخساره مادستونی (نمونه شماره AS-31). د: فابریک ژئوپتال در حفرات یک بریوزوا. (نمونه شماره AS-123). ه: پیریت دانه تمشکی در یک رخساره وکستون بایوکلستی (نمونه شماره AS-93). و: سیلیسی شدن در یک رخساره مادستونی (نمونه شماره AS-118).

بزرگ‌تر از ۲۰ میکرون می‌شوند. در نمونه‌های بررسی شده در این مطالعه دولومیتی شدن ناقص دیده می‌شود زیرا بلورهای دولومیت به صورت پراکنده بوده و اغلب منطقه‌بندی دارند و زمینه کلسیتی تغییر نیافته است. لوزوجهی‌های دولومیت اغلب در متن سنگ در اندازه‌های درشت، متوسط تا ریز دیده شده است (شکل ۱۱- الف و ب). برخی بلورهای دولومیت به صورت باروک (زین‌اسبی) در داخل شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند که این نوع از دولومیت‌ها شاخص محیط‌های دیاژنزی تدفینی هستند (شکل ۱۱- ج). دولومیت‌ها می‌توانند فابریک سنگ را قطع کنند و بافت مخرب ایجاد کنند که این موضوع نیز می‌تواند دلالت بر محیط دیاژنزی تدفینی باشد (شکل ۱۱- د). تصاویری از بلورهای دولومیت درشت بلور و متوسط تا ریز بلور تحت میکروسکوپ نوع روبشی (SEM) در شکل ۱۲ نشان داده شده است. دولومیتی شدن ناقص با توزیع و گسترش لکه‌ای در سنگ دیده می‌شود، این ویژگی گواهی

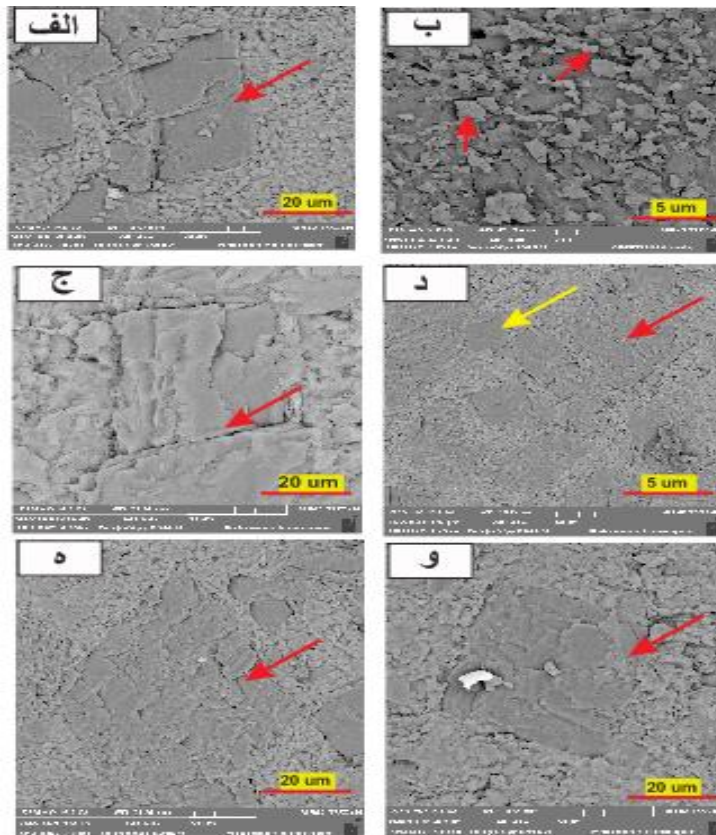
دولومیتی شدن: فراوان‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانیشینی در سنگ‌های آهکی دولومیتی شدن است (پتی‌جان، ۱۹۷۵). جانیشینی بلورهای دولومیت به جای کلسیت می‌تواند با تخریب فابریک تا حفظ آن صورت پذیرد. در فرآیند دولومیتی شدن کانی‌شناسی اولیه، اندازه بلورها و ماهیت سیالات دولومیت‌ساز مهم است (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). با توجه به مطالعات پتروگرافی صورت گرفته، دو گروه اصلی از دولومیت‌ها در منطقه مورد مطالعه شناسایی شده که شامل دولومیت‌های اولیه (هم‌زمان با رسوب‌گذاری) و دولومیت‌های ثانویه (پس از رسوب‌گذاری) می‌باشند. دولومیت‌های اولیه شامل دولومیکرایت‌ها (خیلی ریزبلور) با بافت موزاییکی و اغلب بی‌شکل در اندازه‌های بین ۴ تا ۱۰ میکرون، و دولومیت‌های ثانویه شامل دولومیکرواسپاریت‌ها (ریز بلور) بصورت نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون و دولواسپاریت‌ها (متوسط بلور) اغلب نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار و در اندازه‌های

دولومیت‌ساز می‌توانند از سازندهای زیرین (سازند شهبازان) منشأ گرفته باشند.

بر مهاجرت محلول‌های منیزیم‌دار در داخل سنگ است و از این رو خود نوعی تفریق دیاژنتیکی است (پتی‌جان، ۱۹۷۵) که در شکل ۱۱- الف دیده می‌شود. سیالات



شکل ۱۱. الف: دولومیت‌های درشت بلور با توزیع پراکنده در رخساره وکستونی (نمونه شماره AS-70). ب: دولومیت‌های متوسط تا ریزبلور بلور با توزیع پراکنده در رخساره وکستونی (نمونه شماره AS-81). ج: دولومیت نوع باروک آهن‌دار (مقطع با فروسیانیدپتاسیم رنگ‌آمیزی شده است) (نمونه شماره AS-109). د: فابریک مغرب دولومیت که قطعه دوکفه‌ای را تخریب کرده است (نمونه شماره AS-120).



شکل ۱۲. الف: دولومیت متوسط بلور با مرز صفحات صاف (نمونه شماره AS-70). ب: دولومیت‌های متوسط تا ریز بلور (نمونه شماره AS-81). ج: بلورهای درشت دولومیت با مرز بین بلوری صاف (نمونه شماره AS-70). د: فرارگیری بلورهای درشت (پیکان قرمز) و ریز (پیکان زرد) دولومیت در کنار هم (نمونه شماره AS-81). ه: بلور بسیار درشت دولومیت (نمونه شماره AS-70). و: بلور درشت دولومیت با حاشیه انحلالی ناشی از تاثیر فازهای سیالات غنی کلسیم در محیط، (نمونه شماره AS-81).

۷- بحث

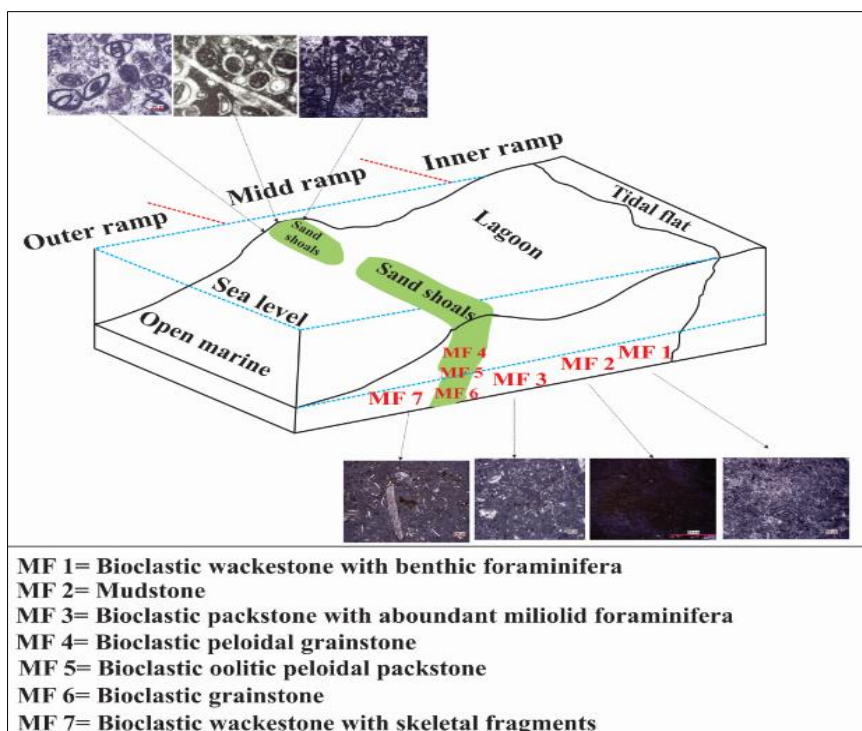
تفسیر محیط رسوبی

با توجه به شواهد صحرایی و ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه و با توجه به نبود وجود روندهای ریفی پیوسته، نمی‌توان محیط رسوب‌گذاری رسوبات مورد مطالعه را به پلتفرم کربناته نوع حاشیه‌دار نسبت داد. وجود شواهدی نظیر فراوانی روزن‌داران بنتیک بدون‌منفذ با پوسته پورسلانوز در بافتی از وکستون تا پکستون، جلبک‌های قرمز، دانه‌های کوارتز تخریبی در اندازه سیلت، جورشدگی ضعیف تا متوسط رسوبات و بافت گل‌پشتیان، محیط رسوبی نهشته‌های سازند آسماری در برش چینه‌شناسی یال شمالی تاقدیس چناره یک رمپ کربناته از نوع هم‌شیب در نظر گرفته می‌شود. با توجه به

انرژی محیط و فراوانی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، محیط‌های رسوبی تشخیص داده شده بر روی این رمپ کربناته محیط لاگون، سد، بخش محدود شده (رمپ داخلی) و رمپ میانی می‌باشند (شکل ۱۳). در فروافتادگی دزفول محیط رسوبی این سازند نیز رمپ هوموکلینال تعیین شده است (بهرامی، ۱۳۹۳؛ فرشی، ۱۳۹۶). الگوی توزیع ریزرخساره‌ها بر روی ستون چینه‌شناسی منطقه در شکل ۱۴ نشان داده شده است.

تفسیر تاریخچه دیاژنزی

براساس شواهد پتروگرافی توالی دیاژنزی در طی سه مرحله در چهار محیط دیاژنزی در سنگ‌های کربناته سازند آسماری تعیین شده است (جدول ۱).

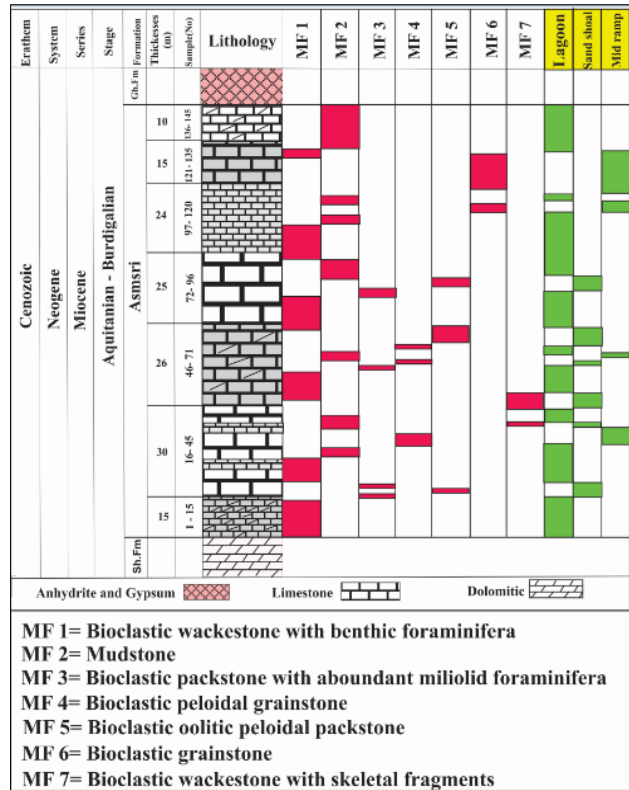


شکل ۱۳. مدل رسوبی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه

دیاژنز آغازین (انوژن)

دیاژنز دریایی: این مرحله دیاژنزی شامل فرآیندهایی است که رسوبات را حین ته‌نشست و یا بلافاصله پس از ته‌نشست تحت تاثیر قرار می‌دهد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکریتی شدن، سیمان هم‌ضخامت و تشکیل سیمان هم‌محور که مربوط به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی هستند (احمد و همکاران،

۲۰۰۶)، در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنز هستند. انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوب‌گذاری شده، سیالات اشباع با HCO_3 و CO_2 مهمترین شرایط دیاژنزی برای میکریتی شدن دانه‌ها می‌باشد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴). در این مرحله فرآیند میکریتی شدن در آلوکم‌ها بویژه در رخساره پکستون بایوکلاستی و سیمان هم‌محور در ریز رخساره گریستونی مشاهده می‌شود.



شکل ۱۴. الگوی توزیع ریزرخساره‌های سازند آسماری بر روی ستون سنگ‌چینه‌ای برش مورد مطالعه

جدول ۱. فرآیندهای دیاژنی و محیط تشکیل آن‌ها

Late	Middle	Early	زمان	فرآیندهای دیاژنی
بالا آمدگی	تدفینی	متتوریک	محیط دیاژنی	
			میکریتی شدن	
			نوریختی	
			هم نخامت فیبری	
			هم محور	
			پونیکلوتوبیک	
			دروزی	
			هم بعد	
			بلوکی	
			فیزیکی	
			شیمیایی	
			بین دانه ای	
			مولدیک	
			شلتر	
			کانالی	
			درون شکستگی	
			استیلولیتی	
			سیلیسی شدن	
			پیریتی شدن	
			دلومیتی شدن	
			پر شدن شکستگی‌ها	

———— فراوانی زیاد - - - - - فراوانی کم

پرمییزیم گردد (حیدری و همکاران، ۲۰۱۴) که در مقاطع مورد مطالعه در رخساره‌های پکستونی به فراوانی در آلوکم‌هایی از قبیل قطعات دوکفه‌ای و برخی روزن‌داران

دیاژنز آب شیرین: در محیط فرآتیک آب شیرین حفرات بین دانه‌ها همواره پر از آب است و ممکن است سبب انحلال کانی‌های نیمه‌پایدار نظیر آراگونیت و کلسیت

نوریختی، سیمانی شدن، فشردگی، انحلال، جان‌شینی قرار گرفته‌اند. فرآیندهای دیاژنزی طی سه مرحله دیاژنز اولیه، دیاژنز میانی و دیاژنز نهایی و در چهار محیط دیاژنزی دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی انجام شده است. فرآیندهای میکریتی شدن و برخی از سیمان‌ها مانند هم‌محور مربوط به مرحله دیاژنز دریایی هستند و انحلال پوسته موجودات، سیمان کلسیتی اولیه بسیار ریزبلور در این مرحله اتفاق افتاده است. در مرحله دیاژنز میانی فشردگی فیزیکی و شیمیایی و تشکیل فابریک دانه به دانه، گسترش استیلولیت، برخی سیمان‌ها مانند (بلوکی، فراگیرنده و دروزی) مربوط به این مرحله است و در مرحله نهایی گسترش شکستگی‌ها و درزه‌ها و پرشدگی آن‌ها اتفاق افتاده است.

منابع

- برمال، ا. (۱۳۹۹) چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری - شه‌بازان در یال شمالی تاقدیس چناره، حوضه لرستان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه لرستان. ۱۲۲ ص.
- بهرامی، ف.، موسوی‌حرمی، س.، ر.، خانه‌باد، م.، محمودی‌قزائی، م. ح.، صادقی، ر. (۱۳۹۳) رخساره‌ها، محیط‌رسوبی و عملکرد فرآیندهای دیاژنزی موثر بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی رامین، مجله رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۴، ص ۱۶-۳۶.
- رحیم‌پوربناب، ح. (۱۳۸۹) سنگ‌شناسی کربناته با نگرشی بر کیفیت مخزنی، دانشگاه تهران، ۵۷۰ ص.
- فرشی، م.، موسوی‌حرمی، س.، ر.، محبوی، ا.، خانه‌باد، م. (۱۳۹۶) رخساره‌ها و فرآیندهای دیاژنزی و تاثیر آن‌ها بر توزیع و ویژگی‌های پتروفیزیکی و کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی گچساران، مجله رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۹، ص ۴۰-۵۷.
- فیض‌نیا، س. (۱۳۷۷) سنگ‌های رسوبی کربناته، آستان قدس، دانشگاه امام رضا (ع). ۳۰۴ ص.
- مطیعی، ه. (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران (چینه‌نگاری زاگرس)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی، ۵۸۳ ص.
- Ahmad, A. H. M., & Bhat, G. M (2006) Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachch Sub - basin, Western, India, Journal of Asian Earth Science, 27: 857- 872.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghadam, H., Taheri, A (2007) Sedimentary Facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman- Bolbol, Zagros Basin, Iran, Journal of Asian Earth sciences, 29: 947-959.

دیده می‌شود. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند موزاییکی هم‌بعد، بلوکی و سیمان رورشدی هم‌محور می‌توانند در این مرحله تشکیل شوند (هالی و هریس، ۱۹۷۹؛ لانگمن، ۱۹۸۰).

دیاژنز میانی (مزوژنز): دیاژنز تدفینی: در این مرحله رسوبات تحت تاثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد. از عوامل موثر در این مرحله مقدار رس و سیلیس (روگه و فابریسیوس، ۲۰۰۲) شیمی آب حفره‌ای (فابریسیوس و بور، ۲۰۰۷) ته‌نشینی سیمان کلسیتی بین منافذ ریز باقی می‌ماند. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، فراگیرنده، دروزی، دولومیتی شدن، پیریته شدن رخ می‌دهد که در نمونه‌های مورد مطالعه تشخیص داده شده است. در این مرحله تراکم شیمیایی منجر به تشکیل استیلولیت‌ها می‌شود.

دیاژنز پایانی یا تلوژنز: ایجاد شکستگی و درزه در رسوب و تشکیل اکسید آهن به احتمال زیاد در حین بالآمدن رسوبات یون‌های آهن توسط آب‌های جوی و از طریق شکستگی‌ها به داخل رسوب نفوذ کرده و در شرایط اکسیدی اکسید آهن آبدار شکل گرفته و به تدریج به هماتیت تبدیل شده است. درزه‌ها و شکستگی‌های تشکیل شده در این مرحله که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده‌اند توسط سیمان‌های بلوکی و هم‌بعد پر شده‌اند که بلورهای کلسیت در شکستگی‌ها بعد از رنگ‌آمیزی به رنگ صورتی کم‌رنگ باقی مانده‌اند که می‌تواند نشان‌دهنده شرایط اکسیدی در مرحله بالآمدگی باشد.

۸- نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات برش‌های نازک میکروسکوپی و با توجه به وجود شواهدی نظیر فراوانی روزن‌داران بنتیک بدون‌منفذ با پوسته پورسلانوز در بافتی از وکستون تا پکستون، جلبک‌های قرمز، دانه‌های کوارتز تخریبی در اندازه سیلت، جورشدگی ضعیف تا متوسط رسوبات و بافت گل‌پشتیبان در نهایت منجر به شناسایی ۷ ریزرخساره مربوط به ۴ کمربند رخساره‌ای لاگون، سد، بخش محدود شده (رمپ میانی) و رمپ داخلی گردید. سنگ‌های کربناته سازند آسماری پس از رسوب‌گذاری تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنزی مانند میکریتی شدن،

- Gharechelou, S., Amini, A., Bohloli, B., Swennen, R (2020) Relationship between the sedimentary microfacies and geomechanical behavior of the Asmari Formation carbonates, southwestern Iran. *Mar Petrol Geol*, 116: 104306
- Goldhaber, M. B (2004) Sulfur – rich sediment, In: Mackenzie F. T., (ED.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 257 – 288.
- Halley, R. B. and Harris, P. M (1979) Fresh water cementation of a 1, 000 year-old oolite. *Jour. Sediment. Res*, 49: 969–988.
- Heydari, E., and Wade, W (2014) Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks: Implication for organic acids as factors in diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86: 1285 – 1303.
- Insalaco, E., Virgone, A., Corme, B., Gaillot, J., Kamali, Moallemi, A., Lotfpour, M., Monibi, S (2006) upper Dalan Member and Kangan formation between the Zagros.
- Kamalifar, F., Aleali, M., Ahmadi, V., Mirzaiee, A (2020) Facies distribution, paleoenvironment and sequence stratigraphy model of the Oligo-Miocene Asmari Formation (Fars Province, south of Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29(4).
- Karami, S., Ahmadi, V., Sarooe, H., Bahrami, M (2020) Facies analysis and depositional environment of the Oligocene – Miocene Asmari Formation, in interior Fars (Zagros Basin, Iran). *Carbonate and Evaporites*, 35 (3): DOI: 10.1007/s13146-020-00621-5
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. *AAPG Bull*, 64: 461-487.
- Lorestani, M., Kangazian, A., Safari, A., Noura, M. R., Nasehi, E (2016) Microfacies, Sedimentary Environment and Sequence Stratigraphy of the Asmari Formation in Masjed-I-Soleyman Oil Field, Khuzestan Province, Southwest Iran. *Open Journal of Geology*, 6: 840-851.
- Madden, R. and Wilson, M (2013) Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits, *Sedimentary Geology*, 286 (287): 20–38.
- Messadi, A. M., Mardassi, B., Ouali, J, A., Tourir, J (2018) Diagenetic process as tool to diagnose paleo – environment conditions, bathymetry and oxygenation during Late Paleocene – Early Eocene in the Gafsa Basin. *Carbonate and Evaporates*, 1-16.
- Monjezi, N., Amirshahkarami, M., Bakhtiar, H. A., Shirazi, MPN., Mirzaee, A (2019) Palaeoecology and microfacies correlation analysis of the Oligocene-Miocene Asmari formation, in the Gachsaran oil field, Dezful
- Arosi, A. H., Wilson, M. E. J (2015) Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform, *Sedimentary Geology*, 326: 109–134.
- Buxton, M. W. N. and Pedley, H. M (1989) A standardized model for Tethyan Tertiary carbonates ramps. *J GeollSoc London*, 149: 746-748.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section, *Nature*, 205-587.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists*, 108-121.
- Einsele, G (2000) *Sedimentary Basin Evolution, Facies and Sediment Budget*, 2nd Edition. Springer – Verlag, 297 p.
- EL – Ghali, M. A. K., Tajoti, K. G., Mansorbeh, H., Ogle, N., & Kalin, R. M (2006) Origin and timing of sidrelite cementation upper Ordovician Glacogenic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 459- 471.
- El- Saiy, A. K., & Jordan, B. R (2007) Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates. *Journal of Asian EARTH Science*, 31: 43 – 53.
- Fabricius, I. L., & Borre, M (2007) Stylolites, Porosity, depositional texture, and silicates in Chalk facies sediments. *Ontony Jave Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea. Sedimentology*, 54: 183 – 205.
- Farshi, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Khanehbad, M., Golafshani, T (2019) Reservoir rock typing using integrating geological and petrophysical properties for the Asmari Formation in the Gachsaran oil field, Zagros basin. *J Petrol Sci Eng*, 176: 161–171
- Flügel, E (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Folk, R. L (1965) Some aspect of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L. C., @ Murray, R. C., (EDS.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis – a Symposium*, SEPM Special Publication, 13: 14-48.
- Garcia – pichel, F (2006) Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs *Sedimentary Geology*, 125: 29-50.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits, Emprical model based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 155: 211-238.

- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*. 3^d Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfipour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V. and Vincent, B (2010) Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Geological Society Special Publications, 329 (1): 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. & Taheri, A (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene – Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area, *Facies*, 52: 41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H (2010) Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1): 56-71.
- Westphal, H (2006) Limestone – Marl alternation as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review. *International Journal of Science (Geology Rundsch)*, 95: 947-961.
- Wilson, J. L (1986) *Carbonate facies in geology history*: New York, Springer-verlag, 471p.
- Zaid, S. M (2012) Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt. *J. African Earth Sci*, 66: 56-71.
- Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M., Mahboubi, A., Amiri Bakhtiar, H (2013) Facies analysis and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in the northern area of Dezful Embayment, south-west Iran. *Studia UBB Geologia*, 58(1): 45-56.
- Zhang, H., Ding, L., Wang, X., Wang, L., Wang, Q. and Xia, G (2006) Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes: A Case Study from the Carboniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China. *J. China Univ. Geosci*, 17: 103-114.
- Embayment, Zagros Basin, Southwest Iran. *Carbonates Evaporites*, 34(4):1551-1568
- Moore, C. H (2001) Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Elsevier, Amsterdam, p. 444.
- Nicolaides, S., Wallace, M. W (1997) Submarine cementation and sub aerial exposure in Oligo-Miocene temperate carbonates, Torquay Basin, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 67 (3): 397-410.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks*. Harper & Row. New York. 628 pp.
- Railsback, L. B (1993) Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolite's and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the mideastern United States. *Journal of Sedimentary Research*, 63 (3): 513-522.
- Reuning, L., Reijmer, J. J. G., Betzler, C (2002) Sedimentation cycles and their diagenesis on the slope of a Miocene carbonate ramp (Bahamas ODP Leg 166), *Mari. Geol*, 185: 121-142.
- Richardson, F. D. S (1939) Lower Fars stratigraphy summary of outcrop evidences, 611: 27 – 40.
- Rogen, B., & Fabricius, I. L (2002) Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North sea. *Petroleum Geoscience*, 8: 287 – 293.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Giulio, A. D., Scotti, P., Ortenzi, A. and Massara, E. P (2011) Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy), *Sedimentology*, 58: 532-565.
- San Miguel, G., Aurell, M. and Bádenas, B (2017) Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality. *Arabian Journal of Geosciences*, 10 (16): 376 p.
- Seibel, M. J., & James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21 – 35.
- Selley, R. Z (1996) *Ancient sedimentary environments*. Chapman and Hall, 300pp.
- Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H., Arzani, N., Taheri, A (2011) Facies analysis of the Asmari Formation in central and north-central Zagros basin, southwest Iran: Biostratigraphy, paleoecology and diagenesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3): 439-458.
- Smith, J. V (2000) Three – dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veining. *Journal of Structural Geology*, 22: 59 – 64.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.