

واکاوی فرآیندهای دیاژنزی سنگ‌های کربناته سازند باغ‌ونگ در شمال طبس (خاور ایران مرکزی)

صفورا یاسبلاخی شراهی^۱، بیژن یوسفی یگانه*^۲، سکینه عارفی فرد^۳ و محمدمهدی فرهپور^۴

۱- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

۲، ۳ و ۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

نویسنده مسئول: Bizhan-yegane@gmail.com

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۹۸/۱۰/۱۷

دریافت: ۹۸/۵/۱۴

چکیده

به منظور شناسایی و درک تاریخچه بعد از رسوب‌گذاری در سنگ‌های کربناته سازند باغ‌ونگ، دو برش چینه‌شناسی باغ‌ونگ و شش‌انگشت در شمال طبس (خاور ایران مرکزی) انتخاب شده است. سازند باغ‌ونگ در برش باغ‌ونگ به ضخامت ۵۸/۵ که مرز زیرین آن با سازند سردر به صورت ناپیوستگی فرسایشی و مرز بالایی آن با سازند جمال تدریجی است. در برش شش‌انگشت ضخامت این سازند ۶۲ متر که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند سردر قرار می‌گیرد و مرز آن با سازند جمال تدریجی می‌باشد. نمونه‌های گردآوری شده در دو برش (۷۴ نمونه از برش باغ‌ونگ و ۷۰ نمونه از برش شش‌انگشت) از لحاظ فرآیندهای دیاژنزی مورد بررسی قرار گرفتند که نتایج مطالعه برش‌ها منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی مانند میکریتی شدن، نوریختی (افزایشی و کاهش)، سیمانی شدن (سیمان هم‌محور، برمحور، دروزی، پوئی‌کیلوئوپیک، هلاله‌ای، آویزه‌ای، هم‌بعد و بلوکی)، فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال (وابسته به فابریک و غیروابسته به فابریک)، جانشینی (پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن) و تعیین مدل دیاژنزی شده است. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های پرمین زیرین در این دو برش در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی تفسیر و طی سه مرحله دیاژنزی یعنی دیاژنز اولیه (اژونز) و دیاژنز میانی (مزونز) و دیاژنز نهایی (تلونز) تعیین شده است.

واژه‌های کلیدی: فرآیندهای دیاژنزی، سازند باغ‌ونگ، شمال طبس

پیشگفتار

سنگ‌آهک بایوکلستی، مارن و مادستون می‌باشد به عنوان سازند باغ‌ونگ تعیین شد که بعداً توسط لون و وزیری مقدم در سال (۲۰۰۴) به نام عضو باغ‌ونگ در نظر گرفته شده است. سازند باغ‌ونگ به عنوان تنها رخنمون رسوبات یاختاشین- بلورین در خاور ایران مرکزی حائز اهمیت می‌باشد به همین دلیل برای کنترل دقیق مطالعه و نتایج حاصل علاوه بر برش باغ‌ونگ، برش شش‌انگشت نیز انتخاب شده است و مطالعاتی که تاکنون انجام شده عمدتاً از لحاظ زیست‌چینه‌نگاری و بر روی سازند جمال بوده که از مهم‌ترین موارد می‌توان به مطالعه لون و وزیری مقدم (۲۰۰۴) در برش باغ‌ونگ اشاره نمود که طبق این بررسی سن بخش قاعده‌ای این سازند (سازند باغ‌ونگ) بلورین تا ابتدای کوبرگندین (پرمین زیرین تا میانی) در نظر گرفته شد ولی مطالعه حاضر تنها در مورد سازند باغ‌ونگ بوده که بر این اساس سن سازند باغ‌ونگ یاختاشین- بلورین (پرمین زیرین) تعیین شده است. مطالعه از لحاظ تعیین محیط‌رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سازند جمال در برش باغ توسط (ستوهیان و

رسوبات کربونیفر- پرمین بطور کامل در اطراف طبس (شتری، شیرگشت و منطقه ازبک‌کوه) ارائه شده‌اند که اولین بار توسط برخی از پژوهشگران مورد بررسی قرار گرفته‌اند (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۵؛ رویتر و همکاران، ۱۹۶۸؛ استپانو، ۱۹۷۱؛ اشتوکلین، ۱۹۷۱ و پرتوآذر، ۱۳۷۱)، در سال‌های اخیر توسط (لون و طاهری، ۲۰۰۳؛ لون و وزیری مقدم، ۲۰۰۴؛ لون و بوگوسلوسکایا، ۲۰۰۶a؛ لون و جورجیج، ۲۰۰۶b؛ لون و جورجیج، ۲۰۱۱ و عارفی فرد و همکاران، ۱۳۸۵) مطالعه شده‌اند. رسوبات پرمین در بلوک طبس تحت عنوان سازند جمال معرفی شده که اولین بار در جنوب رشته کوه شتری معرفی و به عنوان برش تیپ در نظر گرفته شده است (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۵). در ناحیه شیرگشت سازند جمال توسط (رویتر و همکاران، ۱۹۶۸) شناسایی شد و همانند برش تیپ، سازند جمال در این منطقه عمدتاً از سنگ‌آهک و دولومیت تشکیل شده است. براساس مطالعات پرتوآذر (۱۳۷۱) بخش قاعده‌ای سازند جمال که متشکل از تناوب

قاره سیمین بوده (سنگور، ۱۹۸۴) و از ابر قاره گندوانا در طول زمان پرمین جدا شده‌اند (درکورت و همکاران، ۱۹۹۳؛ استامپلی و پیلوت، ۱۹۹۳؛ اسکوتس و لانگفورد، ۱۹۹۵). علوی (۱۹۹۱) براساس گسل‌های راستالغز راستارو (گسل‌های نایبند، کلمرد، کوهبنان و پشت بادام) ایران مرکزی را به چهار زیر بلوک (بلوک لوت (LB)، بلوک طبس (TB)، بلوک پشت بادام (PBB) و بلوک یزد (YB)) تقسیم‌بندی نموده است. توالی‌های پالئوزوئیک در ایران مرکزی در بلوک طبس رسوب‌گذاری شده‌اند که توسط گسل‌های راستالغز راستارو کلمرد- کوهبنان در سمت باختر و نایبند در سمت خاور محدود شده است (علوی، ۱۹۹۱). مناطق باغ‌ونگ و شش‌انگشت در خاور ایران مرکزی (بلوک طبس)، ناحیه شیرگشت قرار گرفته‌اند. برش باغ‌ونگ در حدود ۴۵ کیلومتری شمال باختر طبس و ۴ کیلومتری جنوب منطقه شیرگشت واقع شده است که برای رسیدن به برش مورد نظر از شهرستان طبس پس از طی ۵۰ کیلومتر به طرف شمال باختر از طریق جاده طبس به شیرگشت و سپس ۱/۷ کیلومتر پیاده‌روی در جهت باختر به محل برش می‌رسیم (شکل ۱). مختصات قاعده برش باغ‌ونگ "56°45'25" طول خاوری و "33°56'32" عرض شمالی است. کل ضخامت برش ۵۸/۵ متر است که ۳ متر متعلق به سازند سردر، ۴۸ متر دربرگیرنده سازند باغ‌ونگ و ۷ متر از بخش‌های قاعده‌ای سازند جمال است. برش شش‌انگشت در شمال باختر شهرستان طبس در فاصله تقریبی ۳ کیلومتری جنوب روستای شیرگشت و ۴ کیلومتری غرب کوه باغ‌ونگ واقع شده است. مختصات قاعده این برش "56°45'12" طول خاوری و "33°57'10" عرض شمالی است. کل ضخامت برش ۶۲ متر است که ۹ متر متعلق به سازند سردر، ۴۳/۵ متر دربرگیرنده سازند باغ‌ونگ و ۸ متر از بخش‌های قاعده‌ای سازند جمال است. مرز زیرین سازند باغ‌ونگ در هر دو برش با سازند سردر به صورت ناپیوستگی فرسایشی و مرز بالایی آن با سازند جمال از نوع تدریجی می‌باشد و مشخصات سنگ‌شناسی هر دو برش در (شکل ۲) ارائه شده است.

فرآیندهای دیاژنزی و توالی پاراژنزی

سنگ‌آهک شاید بیش‌تر از هر نوع سنگ رسوبی دیگر قبل و بعد از سخت‌شدگی استعداد و توان تغییر را دارا

رنجبران، ۱۳۹۴) و چینه‌شناسی سکانسی سازند جمال توسط (عارفی‌فرد و ایساکسون، ۲۰۱۱) انجام شده اما بررسی فرآیندهای دیاژنزی برای اولین بار بر روی این توالی انجام می‌شود که با توجه به تغییرات لیتولوژی کربناته سازند باغ‌ونگ و اهمیت تغییرات بعد از رسوب‌گذاری بخصوص در سازندهای کربناته به گونه‌ای که بسیاری از مشخصه‌های توالی‌های کربناته نظیر سطوح لایه‌بندی، ساخت و بافت اولیه تحت تاثیر فرآیندهای بعد از رسوب‌گذاری تغییر می‌کند هدف اصلی این مقاله بررسی فرآیندهای دیاژنزی می‌باشد.

روش پژوهش

نهشته‌های به سن پرمین پیشین براساس بررسی نقشه زمین‌شناسی طبس با مقیاس 1/250000 و بکارگیری برنامه گوگل‌ارث انتخاب و طی برداشت‌های میدانی براساس تغییرات لیتولوژی تعداد ۷۰ نمونه از برش شش‌انگشت و تعداد ۷۴ نمونه از برش باغ‌ونگ برداشت شد، برای دقت بیش‌تر بالا و پایین نمونه‌های دستی در سر زمین با جهت پیکان مشخص و نمونه‌های دستی عمود بر جهت لایه‌بندی گرفته شدند. در انتخاب برش‌ها قابل دسترس بودن آن‌ها، نبود پوشیدگی و نبود واریزه مدنظر قرار گرفت. ضخامت واقعی لایه‌های رسوبی با استفاده از روش متر و کمپاس سنجش شد. مقاطع در کارگاه سنگبری دانشگاه لرستان تهیه و در مرحله مطالعات آزمایشگاهی مقاطع با میکروسکوپ Olympus BH2 در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه لرستان مورد مطالعه قرار گرفتند، به منظور شناسایی کلسیت از دولومیت و تعیین اینکه سیمان‌های کلسیتی مربوط به چه محیطی هستند، رنگ‌آمیزی با مخلوط آلزارین قرمز و فری‌سیانید پتاسیم به روش دیکسون (Dickson، ۱۹۶۵) انجام شد. عکسبرداری از برش‌های مربوطه توسط میکروسکوپ Olympus BX51 با دوربین Olympus DP71 انجام و هم‌چنین برای طراحی تصاویر از (برنامه Corel Draw (2018) استفاده شد.

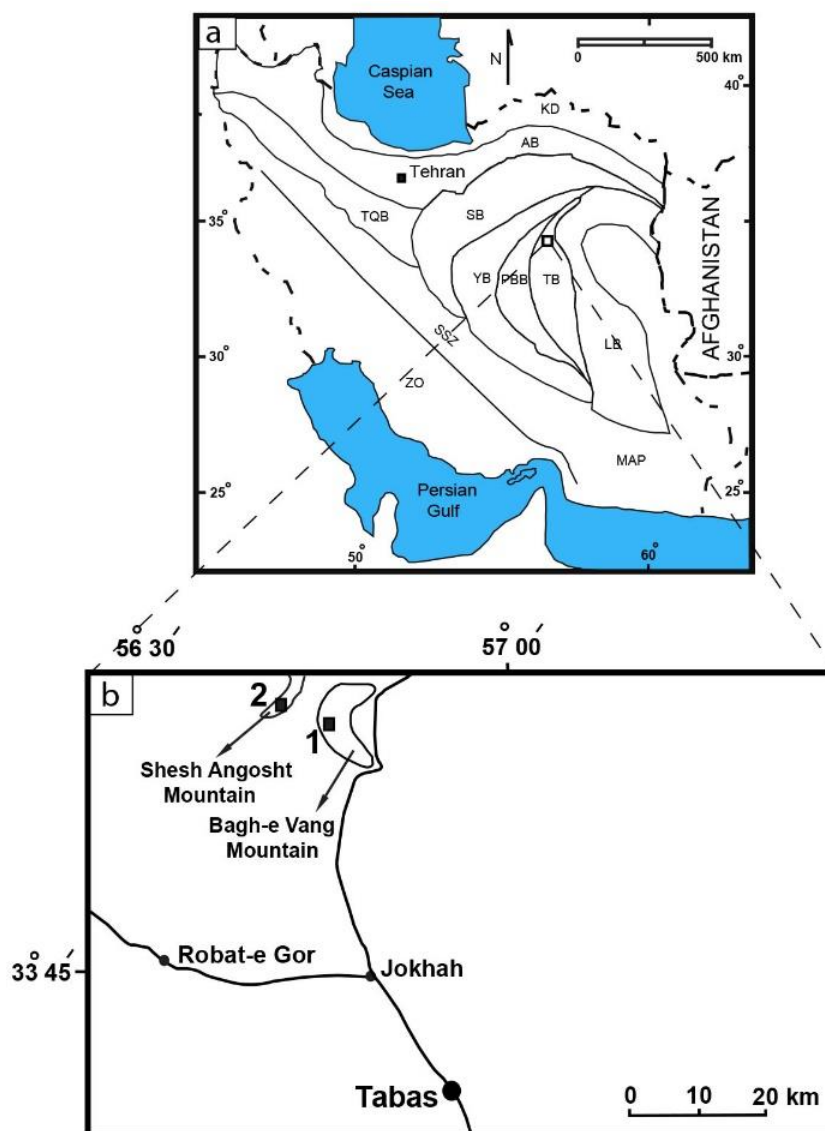
جایگاه زمین‌شناسی، جغرافیایی و راه‌های دسترسی

به برش‌های مورد مطالعه

ایران مرکزی همراه با ارتفاعات البرز در شمال ایران بین ساختار نئوتتیس و پالئوتتیس واقع بودند که بخشی از

می‌باشد. از جمله این تغییرات می‌توان به تغییرات بافتی و ترکیبی در این سنگ‌ها اشاره کرد، به عنوان مثال انواع جانسپینی‌ها نمونه‌ای از این تغییرات هستند (پتی‌جان، ۱۹۷۵).
 دیاژنز در سنگ‌های کربناته حاصل فرآیندهای مختلفی است که در محیط‌های دریایی، جوی و دفنی انجام می‌شوند از آن جمله می‌توان به فعالیت‌های بیولوژیکی و میزان به هم‌ریختگی رسوبات توسط موجودات زنده (کاسیه و همکاران، ۲۰۰۸)، نقش اسیدهای آلی (حیدری و وید، ۲۰۰۳)، ترکیب اولیه رسوب، اندازه ذرات، خلوص رسوبات، جریان بین‌ذره‌ای، موقعیت ژئومورفولوژیکی، میزان رسوب‌گذاری و تکتونیک اشاره کرد (تاکر و رایت

۱۹۹۰). ترکیب کانی‌شناسی اولیه اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوب‌گذاری نظیر؛ دما، شوری، عمق و نیز فرآیندهای دیاژنزی به دست می‌دهد (رائو، ۱۹۹۶).
 فرآیندهای دیاژنزی بعد از ته‌نشست و قبل از دگرگونی بر سنگ‌ها اثرگذار هستند و این فرآیندها در محیط‌های دیاژنزی انجام شده و تا زمانی که سنگ به حالت پایدار برسد تداوم دارند. از مهم‌ترین محیط‌های دیاژنزی می‌توان به محیط فرآتیک دریایی، محیط مخلوط آب شور و شیرین، محیط فرآتیک آب شیرین و محیط تحت اشباع یا وادوز^۱ اشاره کرد، در این محیط‌ها تغییرات در طی فرآیندهای دیاژنزی به صورت فیزیکی و شیمیایی انجام می‌شود.

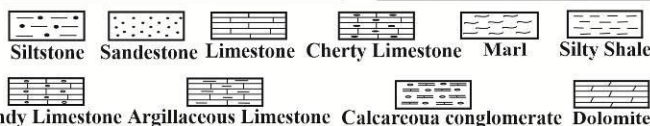


شکل ۱. نقشه جایگاه زمین‌شناسی (برگرفته از علوی، ۱۹۹۱) و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه.

^۱ Vadose

Section	Formation	System/Period	Stage/age	Biozonation	Meter	Sample Number	Lithology	Description
Shesh Angosht	Jamal	Permian	Late Bolorian	<i>Misolina et. termieri</i> Zone	60	ShJ1-8		Gray medium bedded Cherty Limestone
					57			
Sardar	Bagh-e Vang	Permian	Middle Bolorian	<i>Cinctulites</i> spp. Zone	54	ShB353		Alteration of Argillaceous Limestone and gray medium bedded Limestone with dolomite layers
					51			
Sardar	Bagh-e Vang	Permian	Early Bolorian	<i>Brevaxina dyerianum</i> Zone	48	ShB352		Gray Silty Shale
					45			
Sardar	Bagh-e Vang	Permian	Middle Bolorian	<i>Cinctulites</i> spp. Zone	42	ShB351		Gray medium bedded Sandy Limestone
					39			
Sardar	Bagh-e Vang	Permian	Latest Yakhtashian	<i>Pantinea darwazi</i> <i>Schmareda</i> spp. Zone	12	ShB350		Greenish medium bedded Siltstone
					9			

Section	Formation	System/Period	Stage/age	Biozonation	Meter	Sample Number	Lithology	Description
Shesh Angosht	Jamal	Permian	Late Bolorian	<i>Misolina et. termieri</i> Zone	57	JA1-7		Gray medium bedded Cherty Limestone
					54			
Sardar	Bagh-e Vang	Permian	Middle Bolorian	<i>Cinctulites</i> spp. Zone	51	Ba62		Alteration of Argillaceous Limestone and grey medium bedded Limestone with dolomite layers
					48			
Sardar	Bagh-e Vang	Permian	Latest Yakhtashian	<i>Pantinea darwazi</i> <i>Schmareda</i> spp. Zone	12	Ba110		Red Marl
					9			
Sardar	Bagh-e Vang	Permian	Middle Bolorian	<i>Cinctulites</i> spp. Zone	6	Ba4		Calcareous conglomerate
					3			



شکل ۲. ستون چینه‌نگاری سنگی برش‌های مورد مطالعه

تماس آب و رسوب انجام می‌شود (ال- سائی و جوردن، ۲۰۰۷). این محیط به نواحی کم عمق (عمق کمتر از ۱۰۰ متر) و گرم دریا مربوط است (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). میکریتی شدن نیاز به دانه‌های کربناته‌ای دارد که در سطح دریا به مدت طولانی باقی بمانند بجای اینکه به سرعت دفن شوند. تشکیل نوارهای میکریت اشاره به فعالیت ارگانسیم‌ها از جمله سیانوباکتیریا، جلبک و قارچ دارد که بر سطح دانه‌ها انجام می‌گیرد (مسادی و همکاران، ۲۰۱۸؛ گارسیا- پیچل، ۲۰۰۶) و سپس پر شدن این حفرات توسط میکریات، سبب تشکیل یک

از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی سازند مورد مطالعه می‌توان به میکریتی شدن^۱، نوریختی^۲، فشردگی^۳، انحلال^۴، سیمانی شدن^۵ و جان‌شینی^۶ اشاره کرد.

۱- میکریتی شدن

توصیف: میکریتی شدن از نخستین فرآیندهای دیاژنزی است که در محیط فرآتیک دریایی^۷ و در نزدیکی سطح

¹ Micritization

² Neomorphism

³ Compaction

⁴ Dissolution

⁵ Cementation

⁶ Replacment

⁷ Marine Phreatic

اولیه آلومک بطور کامل از بین رفته و تنها از روی شکل ظاهری قابل تشخیص می‌باشد که فرآیند میکریتی شدن به حفظ شکل و قالب فسیل کمک کرده و در شکل با علامت پیکان قرمز رنگ مشخص شده است. این رخداد دیاژنتیکی در محیط‌های مرطوب و در حضور آب در حین انحلال و ته‌نشینی انجام می‌گیرد (بترست، ۱۹۷۵). نوشکلی افزایشی در رابطه با برخی بلورهای رشد یافته به بهای از بین رفتن برخی دیگر از بلورها است و کربنات کلسیم مورد نیاز از انحلال بلورهای ریز و آب‌های بین روزنه‌ای در حال جریان تامین می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱) که در شکل ۳ ج هم‌چنین فرآیند نوریختی افزایشی در زمینه مشاهده می‌شود که از ابتدای پیکان آبی‌رنگ به سمت نوک آن اندازه بلورها درشت‌تر شده‌اند و برخلاف بزرگ‌تر شدن بلورها در اثر این فرآیند تخلخل افزایش آنچنانی را نشان نمی‌دهد و این خود دلالت بر تبدیل تدریجی میکرایت به بلورهای درشت‌تر می‌کند.

۳- سیمانی شدن

سیمانی شدن پدیده‌ای است در پاسخ به ته‌نشست مستقیم بلورها روی یک سطح پایدار با ورود مقدار زیادی $CaCO_3$ و نرخ رسوب‌گذاری اندک انجام (مسادی و همکاران، ۲۰۱۸) 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^{۱۰} است (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنتی (دریایی)، وادوز، آب‌شیرین و دفنی انجام می‌شود. براساس مطالعات انجام شده نه نوع سیمان تعیین شده است که در ادامه به توصیف آن‌ها پرداخته می‌شود:

۳-۱- سیمان هم‌محور^{۱۱}

توصیف: سیمان‌های هم‌محور مربوط به مراحل دیاژنز اولیه هستند به دلیل اینکه عمدتاً قبل از فرآیند فشردگی مکانیکی و بعد از برخی سیمان‌های منافذ- دروزی تاریخ‌گذاری شده‌اند (اروسی و همکاران، ۲۰۱۵). این سیمان عمدتاً جزو سیمان‌های اولیه دریایی (سندرس، ۲۰۰۱)، هرچند سیمان هم‌محور در محیط فرآتیک آب‌شیرین دیده می‌شود (احمد و الآسم، ۲۰۱۷) ولی در

پوشش میکرایتی^۸ در اطراف ذرات یا دانه‌ها می‌شود (بترست، ۱۹۷۵).

تفسیر: همیشه این پوشش میکرایتی از ضخامت یکسانی برخوردار نمی‌باشد و گاهی نیز ساخت داخلی دانه‌ها را مورد هجوم قرار داده و از بین می‌برد. در شکل (۳ الف) فرآیند میکرایتی شدن با ضخامت ناهمسان در اطراف قطعات شکسته شده دوکفه‌ای‌ها دیده می‌شود که ناهمسان بودن ضخامت معرف عملکرد چندباره‌ای موجودات حفار است و هم‌چنین وجود حاشیه میکرایتی موجب حفظ شدن قالب خارجی آلومک‌ها شده ولی در شکل (۳ ب) فرآیند میکرایتی شدن در دو مرحله و با ضخامت تقریباً یکسان در اطراف آلومک اتفاق افتاده است که بخوبی باعث حفظ شکل و قالب فسیل شده است. از طرفی ساختار داخلی آلومک‌ها همانگونه که در شکل مشاهده می‌شود از بین رفته و بعداً توسط کلسیت اسپاری پر شده‌اند. در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به فراوانی در ریز رخساره‌های پکستون و وکستون در محیط لاگون و نیز ریزرخساره گرینستونی در محیط سد زیرآبی^۹ دیده می‌شود. میکریتی شدن در اطراف قطعاتی از ارگانسیم‌های کفزی بویژه شکم‌پایان، دوکفه‌ای و روزنبران بزرگ و هم‌چنین جلبک‌ها مشاهده شده است.

۲- نوریختی

توصیف: 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 بایوکست‌های آراگونیتی باشد (احمد و همکاران، ۲۰۰۶) که در محیط‌های دیاژنتی فرآتیک، وادوز و تدفینی رخ می‌دهد (فلوگل، ۲۰۰۴). نوریختی به صورت افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱) ولی نوریختی به صورت کاهش‌ی نیز اتفاق می‌افتد که در آن اندازه دانه‌ها کوچک‌تر شده و توام با میکرایتی شدن هستند.

تفسیر: شکل ۳ ج مربوط به قطعه شکسته شده دوکفه‌ای می‌باشد که در آن فرآیند نوریختی کاهش‌ی با فرآیند میکریتی شدن اتفاق افتاده است. ساختمان داخلی

¹⁰ Lithification

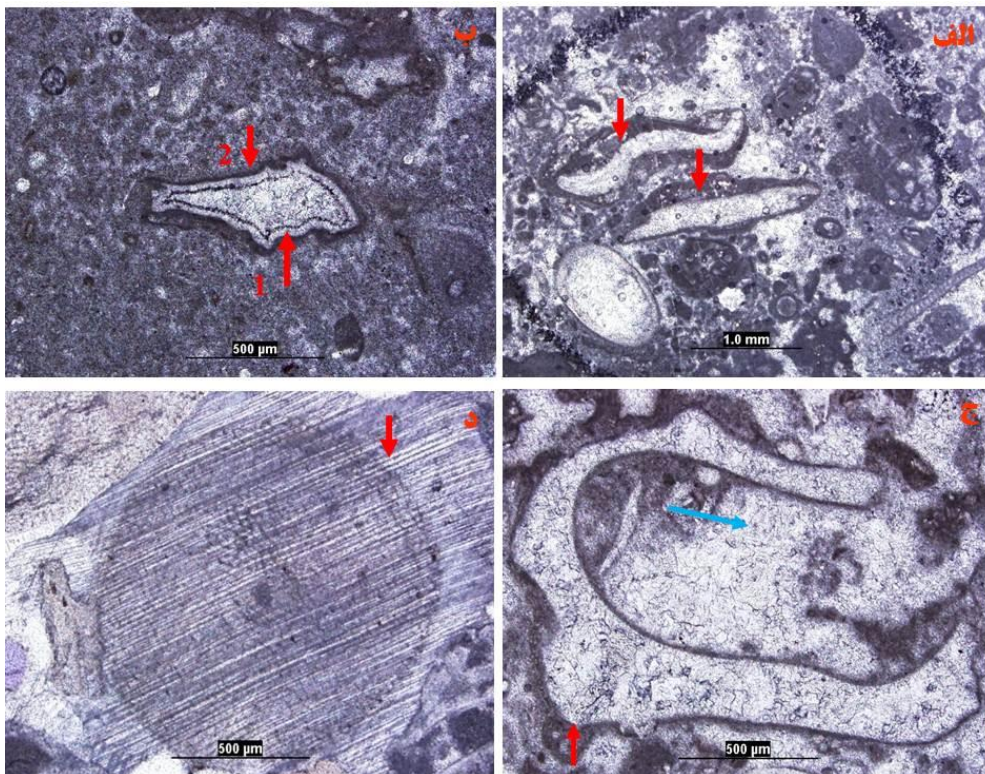
¹¹ Syntaxial

⁸ Micrite Encrust

⁹ Shoal

تفسیر: این سیمان معمولاً در رخساره‌های اکتینوئیددار و در ارتباط با دانه‌های اکتینودرم می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ مراد و همکاران، ۲۰۱۹) که در نمونه‌های مورد بررسی روی خرده‌های سالم و یا شکسته شده اکتینوئید به خوبی گسترش یافته است. تشکیل این سیمان تا حد زیادی از فشردگی فیزیکی جلوگیری کرده که همین امر تا حدی نیز به حفظ تخلخل اولیه کمک می‌کند. همانگونه که در شکل ۳ مشاهده می‌شود این سیمان بر روی مقطع سالم و عرضی اکتینوئید تشکیل که در ریزرخساره گریستون اکتینوئیددار به فراوانی یافت می‌شود.

محیط‌های دریایی پالئوزوئیک و مزوزوئیک نیز مشاهده شده است (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۴). با این حال، در دیگر محیط‌های دیاژنتیکی مانند تدفینی نیز وجود دارند (احمد و همکاران، ۲۰۰۶). گاهی این سیمان به صورت منطقه‌بندی دیده می‌شود که بخش‌های شفاف و روشن آن در محیط دفنی شکل می‌گیرد (تاکر، ۱۹۹۱). فوق‌اشباع بودن محیط نسبت به بی‌کربنات، گذر سیالات از رسوب، سکون محیط و آزاد شدن گاز CO_2 از شرایط لازم برای تشکیل این سیمان است (فلوگل، ۲۰۰۴).



شکل ۳. الف) فرآیند میکربیتی شدن در دوکفه‌ای‌ها، ب) میکربیتی شدن دو مرحله‌ای، ج) نوریختی کاهشی (پیکان قرمز) و نوریختی افزایشی (پیکان آبی رنگ) و د) سیمان هم‌محور بر روی برش عرضی اکتینوئید

۳-۲- سیمان برمحور^۱

توصیف: این سیمان به فرم نامنظم‌تر نسبت به سیمان هم‌محور دیده می‌شود و در اطراف قطعات سالم و یا شکسته شده اکتینوئید شکل گرفته است. سیمان برمحور به محیط‌های دریایی مربوط است (مور، ۲۰۰۱).

تفسیر: همانگونه که در شکل ۴ الف مشاهده می‌شود تشکیل سیمان در دو مرحله اتفاق افتاده است، سیمان مرحله اول سیمان برمحور می‌باشد و به فرم نامنظم در

اطراف مقطع عرضی اکتینوئید مشاهده می‌شود که مربوط به محیط دریایی است و سیمان مرحله دوم که مربوط به سیمان‌های بین‌دانه‌ای است در اثر فرآیند فشردگی انحلال یافته و دانه‌ها به هم نزدیک شده‌اند که با نوار آبی در شکل نشان داده شده است. وجود سیمان برمحور مانع از فشردگی بیش از حد شده است ولی در سمت چپ تصویر همانگونه که مشاهده می‌شود به دلیل گسترش نداشتن سیمان دو قطعه اکتینوئید به یکدیگر نزدیک شده‌اند.

^۱ Epitaxial

جانشین سیمان‌های قبلی است (وارن، ۲۰۰۶). جانشینی آرام به جای سیمان‌های قبلی پرشدگی فضاهای خالی بزرگ را می‌تواند توجیه کند.

۳-۵- سیمان هم‌بعد^۵

توصیف: این سیمان فضای بین دانه‌ها را پر کرده است و بیش‌تر در رخساره‌های گرینستونی دیده می‌شود. شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷).

تفسیر: همانگونه که در شکل ۵ مشاهده می‌شود این سیمان با بلورهای هم اندازه فضای بین دانه‌ها را پر کرده است و در مقاطع مورد مطالعه در اثر رنگ‌آمیزی با مخلوط فروسیانید پتاسیم و آلزارین قرمز، سیمان‌های هم‌بعد به رنگ صورتی کم رنگ دیده می‌شوند (شکل ۵ ب) که مؤید عدم حضور آهن می‌باشد. ریز دانه بودن، هم اندازه بودن و عدم شواهد دفن (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل محیط تحت جوی برای این سیمان است.

۳-۶- سیمان قطعه‌ای^۶

توصیف: 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؛ اروسی و همکاران، ۲۰۱۵) و بیش‌تر شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند. گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده این سیمان کم است (پورسر، ۱۹۷۸).

تفسیر: همانگونه که در شکل ۶ مشاهده می‌شود در مقایسه با شکل ۵ که مربوط به سیمان هم‌بعد می‌باشد اندازه بلورهای سیمان درشت‌تر شده‌اند. سیمان بلوکی به صورت درون‌دانه‌ای در داخل فسیل جلبک در ریزرخساره گرینستونی تشکیل شده است (۶ الف) و در شکل (۶ ب) سیمان بلوکی در داخل شکستگی‌ها در ریزرخساره و کستونی مشاهده می‌شود. اکثر شکستگی‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی توسط این سیمان پر شده‌اند که تشکیل سیمان بلوکی در داخل شکستگی‌ها می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در محیط دیاژنزی آب شیرین، پس از بالآمدگی باشد (سلینگ و همکاران، ۲۰۰۵).

۳-۳- سیمان کلسیت‌رشته‌ای سوزنی انبوهی نوری^۲

توصیف: فراوان‌ترین سیمان کلسیت دریایی در سنگ‌های آهکی قدیمی کلسیت رشته‌ای است که در جهت محور C بلورشناسی خاموشی و طولیل‌شدگی نشان می‌دهند. سیمان‌های کلسیتی ($FOFC$) بسیار متداول و مشابه فابریک سیمان‌های پرکننده منافذ در سنگ‌های کربناته پالئوزوئیک و مزوزوئیک هستند (ریچر و همکاران، ۲۰۱۱) و مجموعاً به شکل بادبزن هستند که در آن هر بلور دارای خاموشی موجی می‌باشد و کل مجموعه خاموشی جارویی را نشان می‌دهد (رحیم‌پوریناب، ۱۳۸۹). مطالعه ترکیب دقیق این سیمان‌ها به عنوان نمایندگانی برای بازسازی محیط قدیمی می‌تواند استفاده شود (ریتر و همکاران، ۲۰۱۵).

تفسیر: همانگونه که در شکل ۴ ب مشاهده می‌شود بلورهای این سیمان هم‌قد و روی یک پایه قرار گرفته‌اند که به صورت انبوه رشد کرده‌اند و رخ خوبی را نشان می‌دهند. امتداد محور نوری واگرا و با چرخش صفحه پلاتین میکروسکوپ خاموشی در خلاف جهت چرخش نشان می‌دهند و فراوانی ادخال بلورها موجب ایجاد ظاهری گلی یا خاکی شده است.

۳-۴- سیمان فراگیرنده^۳

توصیف: این سیمان از نظر کانی‌شناسی از کلسیت ترکیب یافته و شامل بلورهای درشتی است که چندین دانه را در برگرفته است. با توجه به درشتی بلورهای این سیمان همیشه این سوال مطرح بوده است که فضای خالی بزرگ چگونه ایجاد شده است؟

تفسیر: همانگونه که در شکل ۴ ج با نوار قرمز رنگ مشخص شده است سیمان فراگیرنده چندین قطعه جلبک با مقطع عرضی را در برگرفته است که این سیمان در مقاطع مورد مطالعه در ریزرخساره گرینستون اکیونودار یافت شده است. سیمان فراگیرنده حاصل رشد آهسته بلورهای کلسیتی در محیط دفنی است و از سیالات بین‌ذره‌ای که بیش‌تر از $CaCO_3$ اشباع هستند تشکیل می‌شود (تاگر و رایت، ۱۹۹۱؛ احمد و بات، ۲۰۰۶). مرزهای سازشی^۴ در این سیمان مرزهای بلوری را تحت تاثیر قرار داده‌اند. این سیمان پرکننده تخلخل و

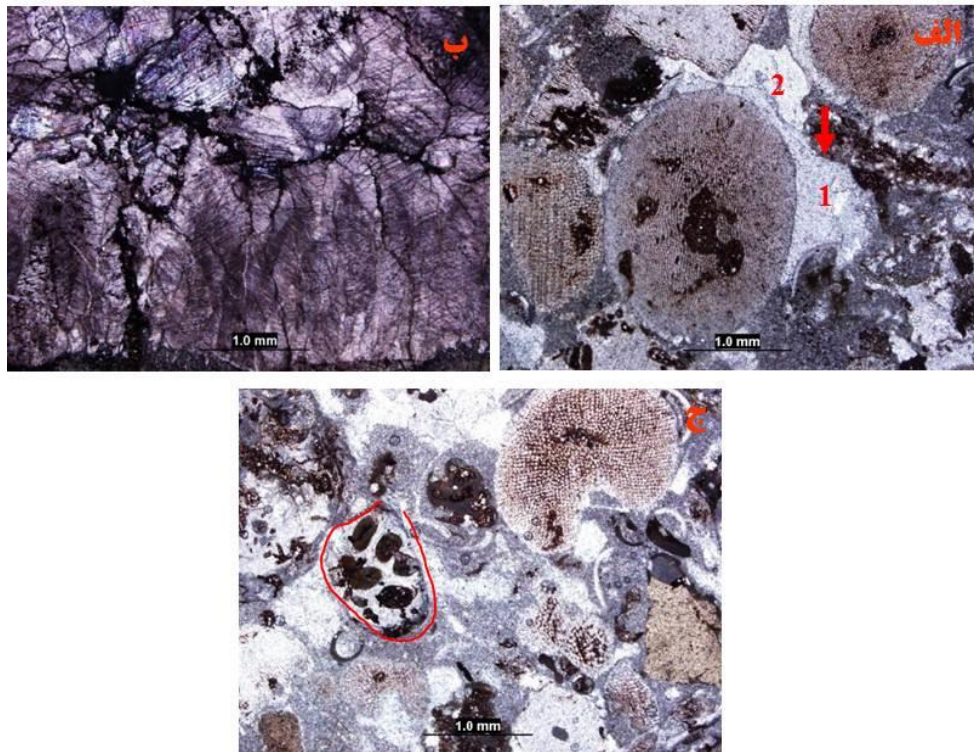
² Fascicular Optic Fibrous Calcite

³ Poikilotopic

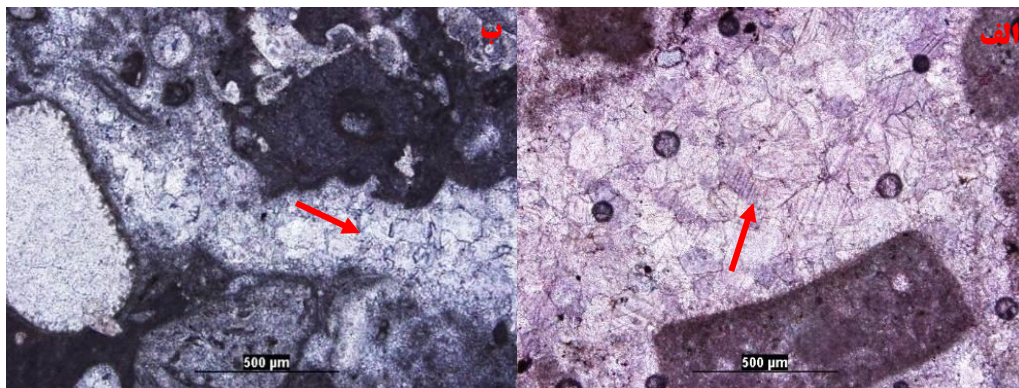
⁴ Compromise boundaries

⁵ Equant

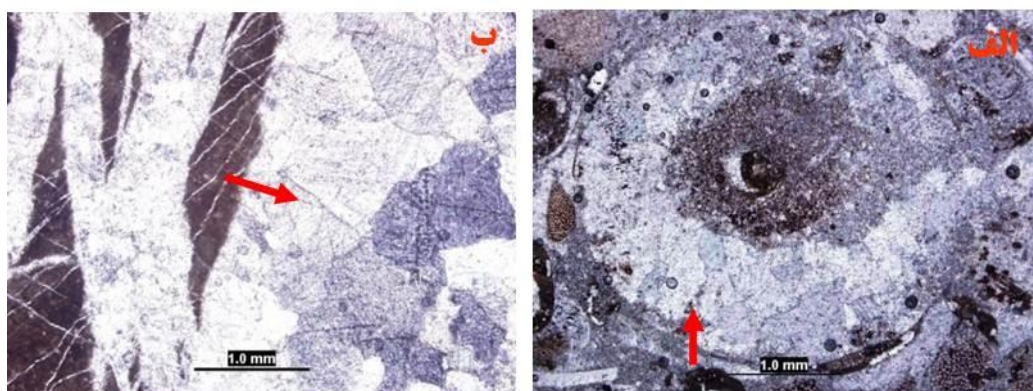
⁶ Blocky



شکل ۴. الف) فرآیند تشکیل سیمان مرحله اول برمحور و مرحله دوم سیمان بین دانه ای، ب) سیمان کلسیت رشته‌ای سوزنی انبوهی نوری، ج) نوار قرمز نشان‌دهنده سیمان فراگیرنده که چندین جلبک را در برگرفته است.



شکل ۵. سیمان هم‌بعد



شکل ۶. الف) تشکیل سیمان درون دانه‌ای بلوکی در داخل آلومک و ب) سیمان بلوکی در داخل شکستگی

۳-۷- سیمان هلاله‌ای^۱

توصیف: این سیمان بین دانه‌ها شکل می‌گیرد و شکل شناسی آن تابع موقعیت و استقرار سیال سیمان‌ساز بین دانه است از این‌رو در بخش بالایی کوژ و در بخش پایینی به صورت کاو دیده می‌شود و هرچه از دانه‌ها فاصله می‌گیریم ضخامت آن کمتر می‌شود. از سیمان‌های بارز و مشخص محیط تحت‌اشباع یا وادوز است.

تفسیر: در شکل ۷ الف سیمان هلاله‌ای که با علامت قرمز رنگ نشان داده شده است بین مقطع عرضی و سالم اکینوئید با قطعه شکسته شده اکینوئید تشکیل شده است که بخش‌های کوژ و کاو کاملاً در شکل مشخص می‌باشد و در ریزرخساره گرینستون اکینوئیددار مشاهده می‌شود. در نمونه‌های بررسی شده این سیمان در حفره‌هایی که اغلب با هوا یا آب و یا هر دو اشباع شده‌اند دیده می‌شود. تفاوت ضخامت و نامنظمی این سیمان را می‌توان به عدم تجانس جریان سیال سیمان‌ساز نسبت داد از این‌رو از نظر ریخت‌شناسی تفاوت‌های آشکاری در این سیمان دیده می‌شود.

۳-۸- سیمان آویزه‌ای^۲

توصیف: این سیمان نیز شبیه سیمان هلاله‌ای از سیمان‌های خاص محیط تحت‌اشباع است و به صورت چکه‌ای در زیر دانه‌ها دیده می‌شود. شبیه به سیمان قبلی از ضخامت یکسانی برخوردار نیست. سیمان هلاله‌ای و آویزه‌ای مربوط به محیط وادوز هستند (لی و همکاران، ۲۰۱۷).

تفسیر: این سیمان حاصل رشد رو به خارج از دانه یعنی فصل مشترک آب موئینه و هوا است. همانگونه که در شکل ۷ ب مشاهده می‌شود این سیمان به صورت چکه‌ای در زیر اکینوئید تشکیل شده است و ناهمسان بودن ضخامت کاملاً در شکل مشخص می‌باشد (بطور کلی یکسان نبودن ضخامت سیمان از ویژگی‌های سیمان‌های محیط تحت اشباع است).

۳-۹- سیمان دروزی^۳

توصیف: سیمان پرکننده حفرات بوده و از نوع سیمان‌های بی‌شکل است. اندازه بلورها در این سیمان از حاشیه به سمت مرکز حفرات افزایش می‌یابد. سیمان

دروزی حفرات ثانوی که از انحلال بعضی از قطعات اسکلتی دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان و غیره ایجاد می‌شود را نیز پر می‌کند (اروسی و همکاران، ۲۰۱۵).

تفسیر: همانطور که در شکل ۷ ج مشاهده می‌شود سیمان دروزی بعد از انحلال ساختمان داخلی دوکفه‌ای تشکیل داده شده است که با علامت پیکان نشان داده شده است و به سمت مرکز آلوکم اندازه بلورهای سیمان درشت‌تر شده‌اند که درشت شدن اندازه دانه‌ها به سمت داخل حفره دلالت بر رشد آرام بلورهای این سیمان می‌کند زیرا در بخش‌های اتصال به دانه به دلیل رقابت شدید در رشد بلوری بلورهای ریز تشکیل می‌شوند، هم‌چنین در این آلوکم فرآیند میکربیتی شدن دو مرحله‌ای نیز اتفاق افتاده است. این سیمان در ریزرخساره پکستون بایوکستی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است. این نوع سیمان در موقعیت‌های فرآتیک متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم عمق دیده می‌شود (اروسی و همکاران، ۲۰۱۵؛ مسادی و همکاران، ۲۰۱۸).

۴- فابریک لخته‌ای^۴

توصیف: بلورهای کلسیت پرمینزیم در محیط‌های دریایی می‌توانند به صورت سیمان میکرایتی دیده شوند که در این حالت بافت سیمان میکرایتی کلسیت پرمینزیم به شکل پلوئیدی است و حاوی بخش‌هایی با بلورهای بسیار ریز میکرایتی است که به وسیله بلورهای درشت‌تر کلسیت پرمینزیم از هم جدا شده‌اند. این بافت لخته‌ای نامیده می‌شود (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۹).

تفسیر: بخشی که با علامت در شکل ۷ د مشخص شده است نشان‌دهنده بافت لخته‌ای است که بافت این سیمان به شکل پلوئیدی است ولی اتصال و تداوم لکه‌های تیره این بافت را از پلت‌ها جدا می‌کند. بلورهای ریز و تیره میکرایت و بلورهای روشن کلسیت پرمینزیم هستند زیرا Mg بالا از هم اندازه بودن بلورها جلوگیری کرده است.

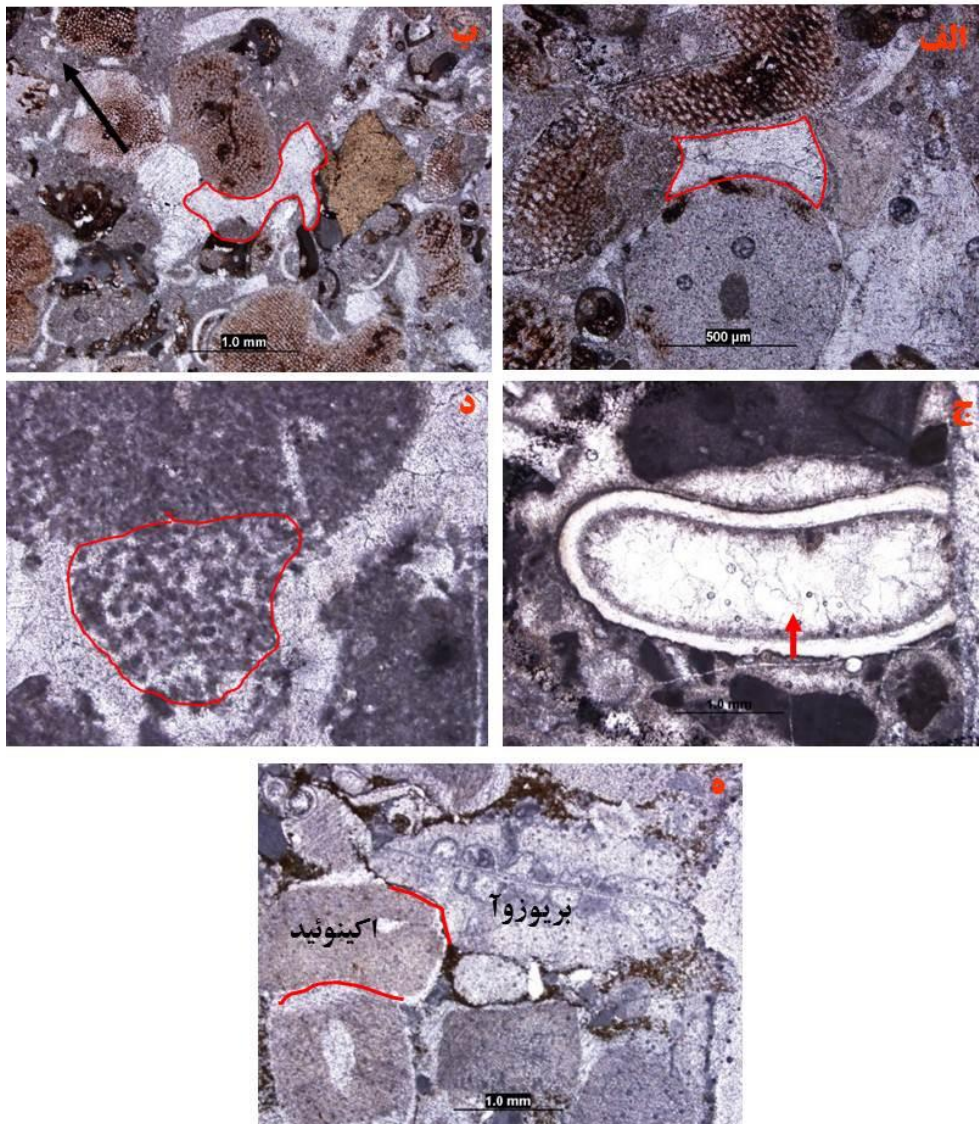
۵- فشردگی^۵

توصیف: فرآیند فشردگی به میزان رسوب‌گذاری، عمق تدفین و حجم رسوبات مربوط است (اینسل، ۲۰۰۰). فشردگی به دو صورت مکانیکی و شیمیایی رخ می‌دهد.

^۴ Grumuse^۵ Compaction^۱ Meniscus^۲ Pendent^۳ Drusy

نقطه‌ای به خطی و در نهایت تماس کاو-کوژ شکل می‌گیرد (اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲).
تفسیر: همانگونه که در شکل ۷ نشان داده شده است در اثر فشردگی فیزیکی دانه‌ها به هم فشرده شده که در اثر این فرآیند آلوکم بریوزوآ شکسته شده و به گونه‌ای آرایش یافته‌اند که باعث ایجاد فابریک دانه به دانه^۱ و سطح تماس کاو-کوژ بین دانه‌های اکینوئید و بریوزوآ و اکینوئید با یکدیگر شده که باعث افزایش نسبت دانه‌ای شده و در شکل با نوار قرمز مشخص شده است.

فشردگی مکانیکی بلافاصله بعد از رسوب‌گذاری رخ می‌دهد و سبب فشردگی و از دست دادن آب میان‌دانه‌ای در رسوب می‌شود. دانه‌ها از نظر آرایش تغییر وضعیت داده و سعی می‌کنند در مقابل فشار وارده طوری جهت‌گیری کنند که با کمترین فشار فیزیکی مواجه شوند از این‌رو نسبت دانه‌ای اضافه شده و فابریک دانه به دانه در سنگ نمایان می‌شود و این امر خود سبب کاهش تخلخل می‌شود. در اثر این فرآیند جهت‌یافتگی ترجیحی در دانه‌ها و نیز شکستگی آن‌ها اتفاق می‌افتد، تماس

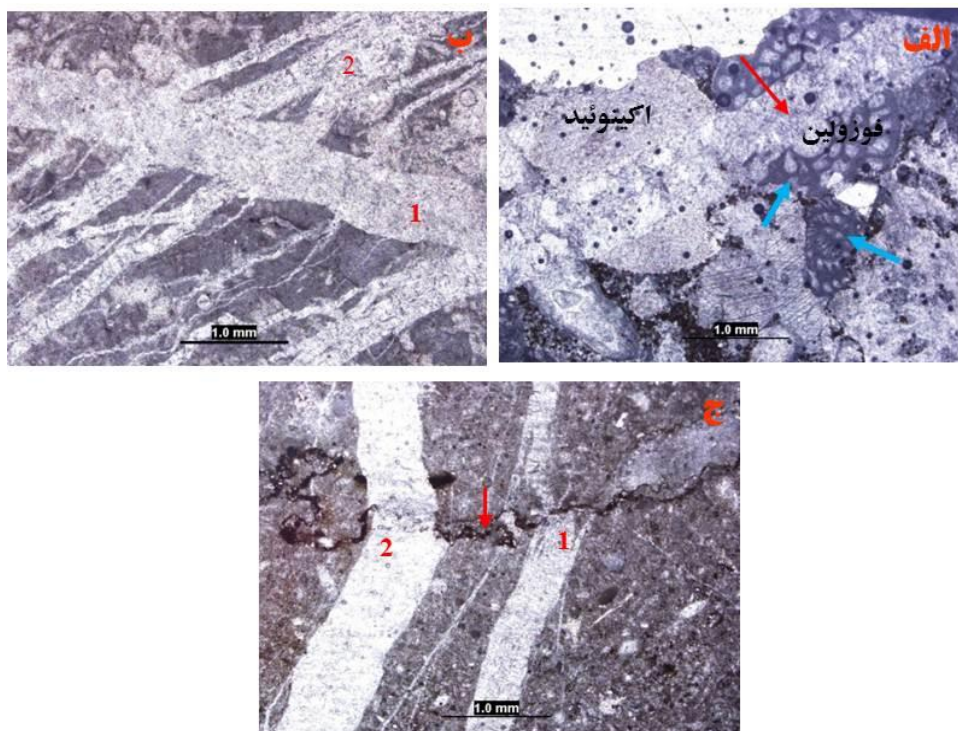


شکل ۷. الف) سیمان هلاله‌ای، ب) فرآیند تشکیل سیمان آویزه‌ای در اکینوئید- پیکان سیاه رنگ بالای طبقه را نشان می‌دهد، ج) فرآیند تشکیل سیمان دروزی به صورت درون‌دانه‌ای در داخل آلوکم دوکفه‌ای، د) بافت لخته‌ای، ه) فابریک دانه به دانه و سطح تماس کاو - کوژ

^۱ Fitted Fabric

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 (ریلزیک، ۱۹۹۳؛ نیکولادز و والا، ۱۹۹۷). یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیکی نیز تشکیل شوند (بترست، ۱۹۸۷). استیلولیت دانه، سیمان، ماتریکس و حتی استیلولیت‌های قبلی را قطع کرده و به صورت موانعی در مقابل حرکت سیالات هستند (تاگر، ۲۰۰۱). در شکل ۸ (ج) تاثیر تشکیل استیلولیت بر شکستگی‌ها نشان داده شده است همانطور که در شکل مشاهده می‌شود در شکستگی شماره یک استیلولیت که بعد از شکستگی ایجاد شده است باعث قطع شدن آن شده است در حالی که شکستگی دوم بعد از ایجاد استیلولیت بوده و در واقع از شکل آن تبعیت کرده و بصورت انحنادار شده است.

شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوب‌گذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دیاژنز هستند (کوک و همکاران، ۲۰۰۶). شکل ۸ الف علامت پیکان آبی‌رنگ نشان‌دهنده شکستگی در فسیل‌های فوزولین است که در اثر فرآیند فشردگی فیزیکی به یکدیگر فشرده و شکسته شده‌اند و از طرفی شکستگی که با علامت پیکان قرمز رنگ مشخص شده است مربوط به شکستگی‌های مرحله نهایی دیاژنز هستند که این شکستگی‌ها می‌توانند آلوکم‌ها را شکسته و قطع نمایند به گونه‌ای که در شکل ۸ الف دیده می‌شود شکستگی باعث قطع و جدایش فسیل فوزولینید و اکینوئید شده است. همچنین در مقاطع مورد مطالعه شکستگی‌های چند مرحله‌ای نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۸ ب) که همدیگر را قطع نموده‌اند که این شکستگی‌ها از نوع غیروابسته به فابریک می‌باشند که بعداً توسط کلسیت پر شده‌اند.



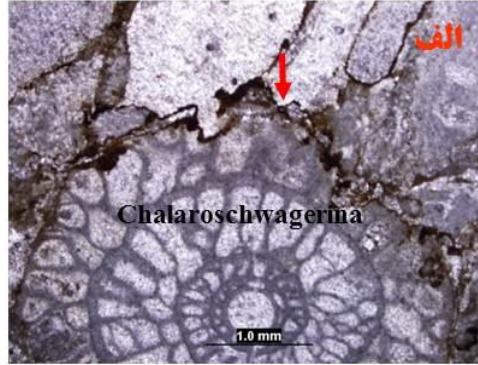
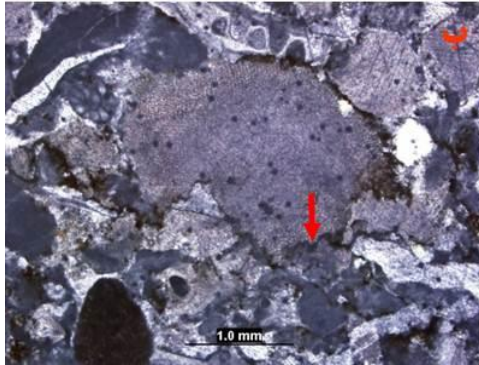
شکل ۸. الف) شکسته شدن آلوکم‌ها در اثر فشردگی فیزیکی و تاثیر مکانیکی شکستگی بر روی آلوکم‌ها، ب) شکستگی‌های چند مرحله‌ای و ج) تاثیر متقابل استیلولیت و شکستگی‌های پر شده

در مرز دانه-دانه عمل کرده و سطح مضرسی را ایجاد نموده است که این میکرواستیلولیت‌ها گسترش چندانی ندارند و محدود به مرز مشترک دانه‌ها می‌باشند. همانطور که در شکل (۹ الف) مشاهده می‌شود این فرآیند منجر به از تخریب دور آخر پیچش در فوزولین و در شکل

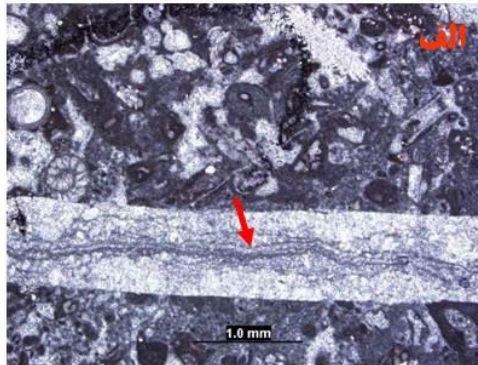
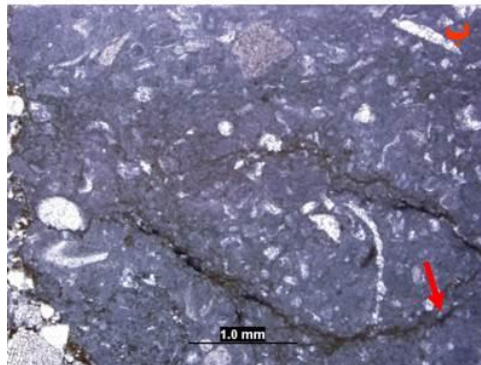
البته گاهی ممکن است استیلولیت‌ها در اثر برخورد باهم موجب افزایش تخلخل و ایجاد تراوایی شوند (اسمیت، ۲۰۰۰). در شکل ۹ در مرحله اول در اثر فشار مکانیکی آلوکم‌ها بهم نزدیک شده‌اند و دانه‌ها در هم نفوذ کرده‌اند و در واقع فابریک متراکم ایجاد شده است و عمل انحلال

قهوه‌ای می‌توانند در امتداد رگچه‌ها قرار گرفته باشد و یا می‌توانند ناخالصی مواد نامحلول در متن سنگ بوده باشند مانند کانی رس و یا اکسید آهن که پس از انحلال نسبت درصد آن‌ها افزایش یافته باشد.

(۹ ب) هم‌چنین باعث از بین رفتن اکینوئید شده است. در شکل ۱۰ الف رگچه‌های انحلالی در داخل شکستگی در اثر فرآیند فشردگی ایجاد شده‌اند و در شکل ۱۰ ب همانطور که مشاهده می‌شود مواد نامحلول به رنگ



شکل ۹. تاثیر انحلال فشاری بر روی آلوکیم‌ها



شکل ۱۰. الف) رگچه‌های انحلالی در داخل کانال و ب) تجمع مواد نامحلول در امتداد رگچه‌های انحلالی

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 (۱۲ الف) با علامت پیکان نشان داده شده است و نوع سوم تخلخل پناهگاهی^۳ که همانگونه که در شکل (۱۲ ب) مشاهده می‌شود سمت کاو دو قطعه دو کفه‌ای به طرف بالا قرار گرفته‌اند و زمینه را برای ایجاد این نوع تخلخل فراهم نموده‌اند. این نوع تخلخل‌های وابسته به فابریک در ریزرخساره‌های گرینستونی 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 احتمالاً این تخلخل نوعی استیلوموتل^۴ بوده است که سپس گسترش یافته است (شکل ۱۳ الف) که

۵- انحلال^۱

توصیف: فرآیند انحلال یک فرآیند دیاژنزی است که در نزدیک به سطح زمین رخ می‌دهد ولی طی دفن عمیق هم امکان ایجاد دارد (تاگر، ۲۰۰۱). این فرآیند به قابلیت انحلال کانی‌ها وابسته است و از نظر شکل‌شناسی به صورت قالبی (وابسته به فابریک) و یا کانالی و حفره‌ای (غیروابسته به فابریک) می‌تواند دیده شود. پدیده متضاد با سیمان‌شدگی است که منجر به افزایش تخلخل می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵). به دلیل تراوایی کم آهک دانه ریز انحلال در آن‌ها رخ می‌دهد (وستفال، ۲۰۰۶).

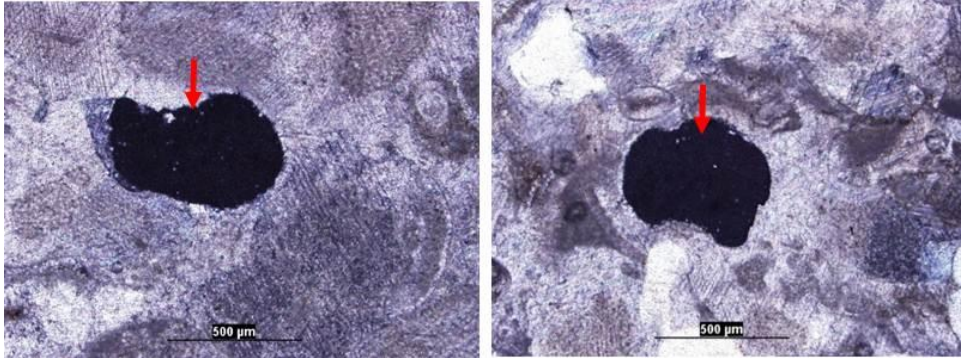
تفسیر: تخلخل‌های وابسته به فابریک که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شود می‌توان به نوع تخلخل بین دانه‌ای که در اثر انحلال سیمان به صورت ثانویه تشکیل شده است (شکل ۱۱)، نوع تخلخل قالبی^۲ نتیجه‌ای از

^۳ Shelter
^۴ Stylomottle

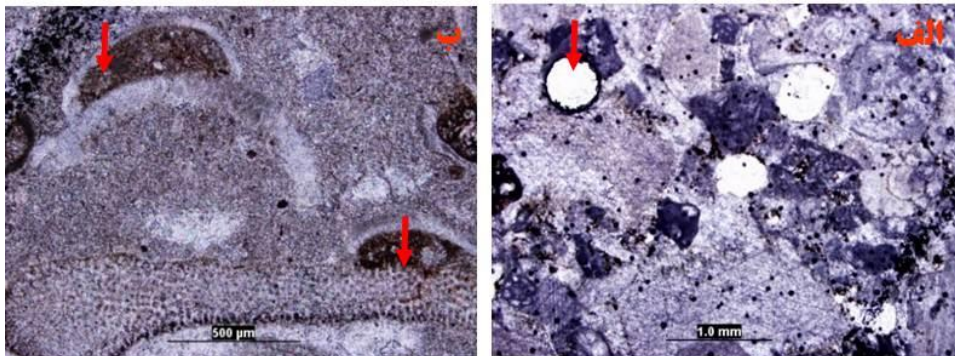
^۱ Dissolution
^۲ Moldic

می‌باشد که همانطور که در شکل مشاهده می‌شود در در طول استیلولیت‌ها بطور ثانویه تشکیل شده‌اند و در حال گسترش است، مربوط به محیط‌های تدفینی هستند (شکل ۱۳ ج).

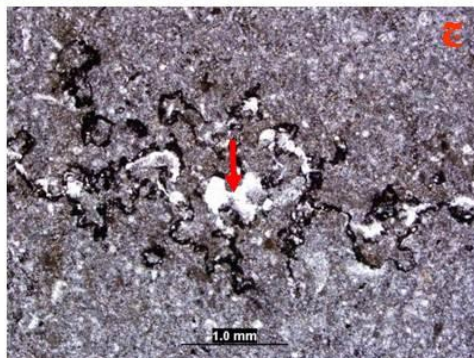
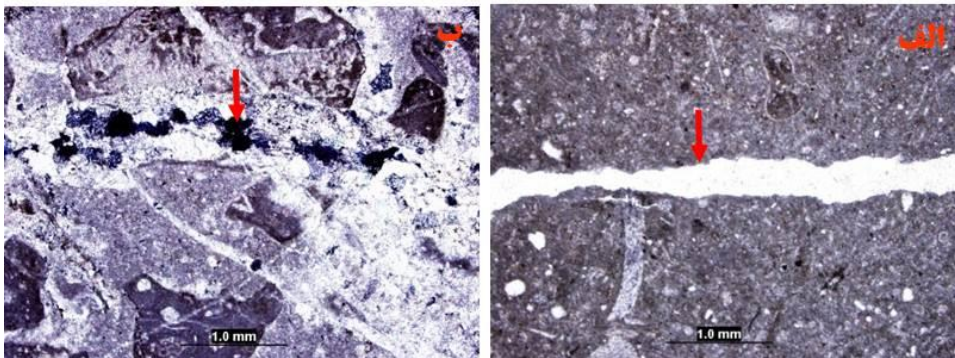
منافذ طولی هستند که بطور ثانویه تشکیل شده‌اند و به فراوانی در رخساره‌های وکستون مشاهده می‌شوند، نوع دوم تخلخل‌هایی هستند که درون شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳ ب) و نوع سوم تخلخل استیلولیتی



شکل ۱۱. تخلخل بین‌دانه‌ای



شکل ۱۲. الف) تخلخل قالبی و ب) تخلخل پناهگاهی



شکل ۱۳. الف) تخلخل کانالی احتمالا حاصل گسترش استیلوموتل، ب) تخلخل درون شکستگی و ج) تخلخل استیلولیتی که در حال توسعه به استیلوموتل می‌باشد.

۶- فابریک ژئوپتال^۱

سولفات در آب‌های حفره‌ای و حضور Fe^{2+} و H_2S پدید می‌آید که با Fe^{2+} محلول واکنش انجام داده و نخستین ماده‌ای که پدید می‌آید سولفید آهن سیاه‌رنگ است که این ترکیب پایداری کمی دارد و سپس با گوگرد ایجاد شده در اثر اکسیداسیون H_2S ترکیب و پیریت پدید می‌آید. فراوانی پیریت در جازا در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است (گلدهابر، ۲۰۰۴).

تفسیر: پیریت در نمونه‌های مورد بررسی به فرم اگرگات‌های کروی شکل در اندازه میکرون است و به صورت خوشه‌های پراکنده و گرد هستند که در حجرات فسیل‌ها و در بین آلومک‌ها نیز بسیار دیده می‌شوند که به پیریت دانه‌تمشکی^۳ معروف می‌باشد. این نوع پیریت شاخص محیط‌های رسوبی با اکسیژن پایین یا فاقد اکسیژن می‌باشد (ویگنال و همکاران، ۲۰۰۵) که به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است (ال-گالی و همکاران، ۲۰۰۶) که در شکل ۱۴ ب با علامت پیکان نشان داده شده است این پیریت‌ها در بین دانه‌های اسکلتی تشکیل شده‌اند.

۷-۲- سیلیسی شدن^۴

توصیف: سیلیسی شدن در سنگ‌های آهکی بسیار رایج است و به صورت کوارتز در جازا، نودول چرت و گاهی سیمان سیلیسی دیده می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵) نمونه‌های خودشکل اغلب در جازا و آن‌هایی که خودشکل نیستند آواری‌اند. نمونه‌های خودشکل ظاهر مات و ابری دارند که احتمالاً ترکیبی از کربنات و کوارتز هستند و این خود مبین جانیشینی ناقص است. برای سیلیسی شدن کربنات‌ها بایستی سیالات منفذی نسبت به فاز سیلیسی فوق‌اشباع و نسبت به فاز کربنات تحت‌اشباع باشند و در شرایط اسیدی انجام می‌شود. جانیشینی کانی‌های سیلیسی به جای کانی‌های کربنات در سنگ‌های آهکی بسیار رایج و متداول است. اغلب منشا سیلیس سنگ‌های آهکی سوزن اسفنج، دیاتومه و رادیولر است (مسادی و همکاران، ۲۰۱۸).

تفسیر: سیلیسی شدن طی دیاژنز اولیه یا دفنی انجام می‌شود (تاگر، ۱۹۹۱) گاهی به صورت انتخابی انجام

توصیف: فابریک ژئوپتال ارتباط بین بالا و پایین لایه در زمانی که سنگ تشکیل شده است را نشان می‌دهد (سندرس، ۲۰۰۱). فابریک ژئوپتال در سنگ‌آهک‌ها برای درک تاریخچه رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناته بسیار مهم است. متداول‌ترین ژئوپتال‌ها نوع فسیلی هستند که توسط رسوبات دانه‌ریز در قسمت قاعده پر می‌شوند و توسط کلسیت‌اسپاری در بخش بالا مشخص می‌شوند و این فابریک بیش‌تر در فسیل‌های جلبک‌های آهکی، گاستروپود، دوکفه‌ای، براکیوپود و سفالوپودها مشاهده می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰).

تفسیر: همانگونه که در شکل ۱۴ الف مشاهده می‌شود رسوبات پرکننده‌ی فسیل جلبک (*Mizzia sp*) فابریک ژئوپتال را نشان می‌دهد که در ریزرخساره پکستون بایوکستی مشاهده شده است. این فابریک خود دلیلی بر نحوه‌ی مختلف تشکیل کلسیت‌اسپاری است. همانگونه که در شکل مشخص است ریخت‌شناسی بلورهای اسپار به ریخت‌شناسی حفره وابسته است.

۷-۱- جانیشینی

این فرآیند در سنگ‌های آهکی توسط سیلیس، کانی‌های مختلف آهن‌دار، فسفات و کانی‌های دیگر انجام می‌شود، مهم‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانیشینی موردی است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد (پتی‌جان، ۱۹۷۵). پیش زمینه جانیشینی انحلال کانی قبلی است و سپس ترکیب کانی جدید و بنابراین در جانیشینی احتمال حفظ ریخت‌شناسی دانه‌ها بسیار محتمل است، هرچند در مواردی نیز در اثر هجوم کانی نظیر دولومیت قطع‌شدگی بسیار در شکل دانه اتفاق می‌افتد.

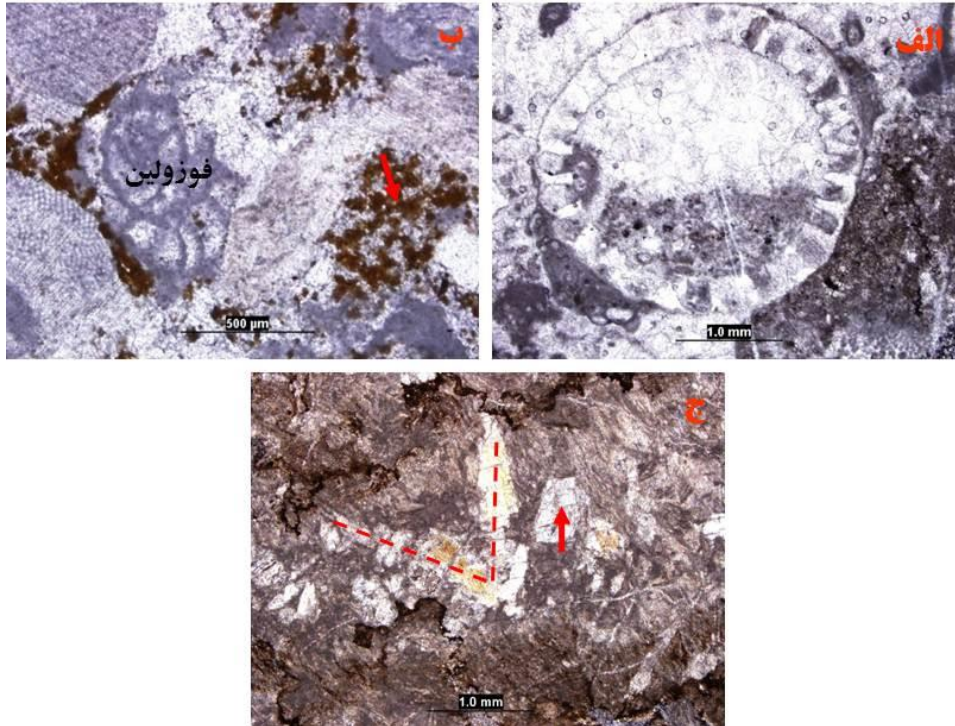
۷-۱- پیریتی شدن^۲

توصیف: منشا گوگرد برای تشکیل پیریت، مواد آلی و سولفات محلول در آب دریا است. پیریت تحت شرایط Eh منفی پایدار است، در شرایط احیا محیط فاقد اکسیژن به دو نوع سولفیدی و غیرسولفیدی تقسیم می‌شود. محیط سولفیدی توسط باکتری‌های احیاء کننده سولفات در حضور مواد آلی شکل می‌گیرند (برنز، ۱۹۸۱). با احیاء

³ Framboidal Pyrite⁴ Silicification¹ Geopetal² Pyritization

شکستگی اتفاقی افتاده است و این فرآیند در ریزرخساره گرینستون اکیونودار دیده می‌شود. به دلیل درستی دانه‌های سیلیس در شکستگی‌ها می‌توان آن‌ها را به بعد از بالازدگی و شرایط اکسیدی نسبت داد.

می‌شود مثلاً فسیل‌ها را مورد هجوم قرار می‌دهد که سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان اولیه می‌شود و از این رو ساخت داخلی دانه‌ها (اسکلتی یا غیراسکلتی) محو می‌شوند. در شکل ۱۴ ج سیلیسی شدن در داخل



شکل ۱۴. الف) فابریک ژئوپتال، ب) تشکیل پیریت دانه تمشکی و ج) فرآیند سیلیسی شدن در داخل شکستگی

۷-۳- دولومیتی شدن^۱

توصیف: فراوان‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی در سنگ‌های آهکی دولومیتی شدن است (پتی‌جان، ۱۹۷۵). جانشینی بلورهای دولومیت به جای کلسیت می‌تواند با تخریب فابریک^۲ تا حفظ آن^۳ صورت پذیرد. در فرآیند دولومیتی شدن کانی‌شناسی اولیه، اندازه بلورها و ماهیت سیالات دولومیت‌ساز مهم است (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). بلورهای دولومیت می‌توانند در مراحل مختلف دپازنژ ایجاد شوند، آن‌ها می‌توانند درون زون‌های اختلاطی، در محیط‌های کم عمق تا آب‌هایی با شوری زیاد یافت شوند (مسادی و همکاران، ۲۰۱۸).

تفسیر: 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 شکستگی‌ها دیده شده و حتی سبب قطع و بریده شدن آن‌ها شده‌اند همانطور که در شکل ۱۵ نشان داده شده است بلورهای دولومیت اتوژن هستند که به علت ناخالصی سنگ اولیه منطقه‌بندی در آن‌ها دیده می‌شود و بیش‌تر در بخش مرکزی شکستگی‌ها تجمع یافته‌اند به دلیل اینکه هسته‌سازی برای تشکیل بلورهای دولومیت در بخش‌های مرکزی شکستگی‌ها امکان تشکیل داشته است (شکل ۱۵ الف). همانطور که در شکل (۱۵ ب) مشاهده می‌شود بلورهای دولومیت در اثر رنگ‌آمیزی با محلول فروسیانید پتاسیم به رنگ آبی فیروزه‌ای در آمده‌اند که حضور آهن دوظرفیتی را تایید می‌کند. این شرایط به همراه اندازه درشت بلورها، فابریک دانه به دانه و تشکیل آن‌ها درون شکستگی‌ها می‌تواند مربوط به محیط تدفینی باشد. در شکل (۱۶ ب) در لوزی‌های دولومیت بخش مرکزی به دلیل وجود ادخال‌های تیره مه‌آلود و بخش خارجی شفاف‌تر است که با علامت پیکان در شکل نشان داده شده‌اند. همانطور که در شکل (۱۶)

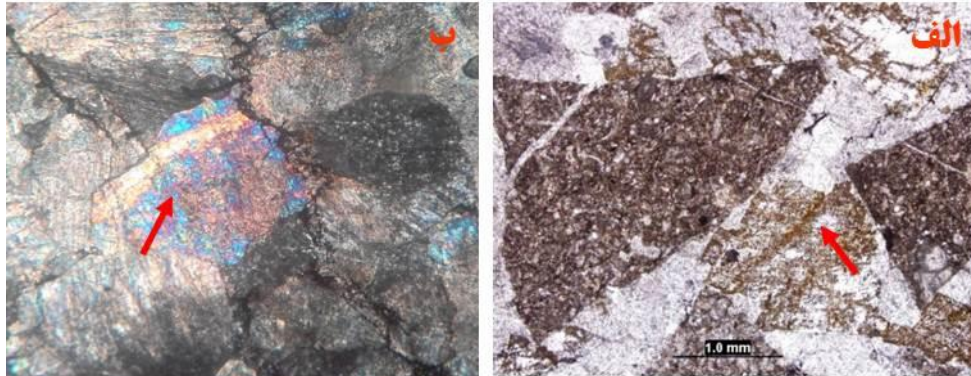
¹ Dolomitization

² Fabric destructive

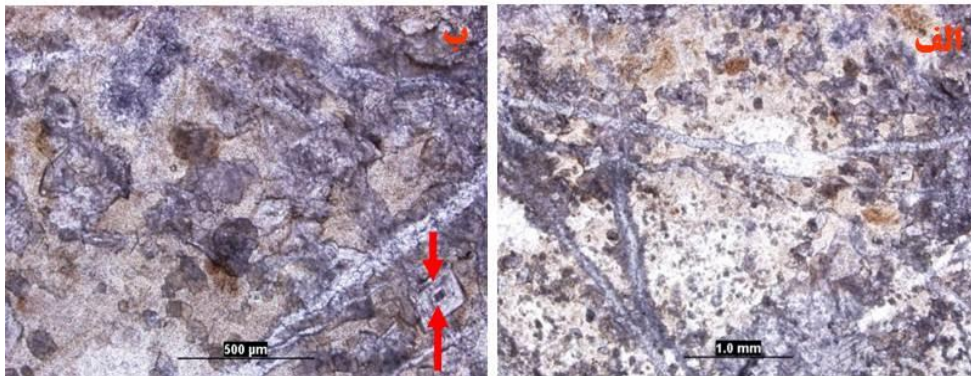
³ Fabric retentive

گواهی بر مهاجرت محلول‌های منیزیم‌دار در داخل سنگ است و از این رو خود نوعی تفریق دیاژنتیکی^۲ است (پتی‌جان، ۱۹۷۵) که در شکل دیده می‌شود.

(الف) مشاهده می‌شود دولومیتی شدن ناقص از این رو به سنگ ظاهر خال‌دار^۱ ارائه کرده است که با توزیع و گسترش لکه‌ای در سنگ مشخص است، این ویژگی



شکل ۱۵. الف) فرآیند تشکیل دولومیت‌های زونه در شکستگی‌ها و ب) رنگ آبی فیروزه‌ای دولومیت‌ها در اثر رنگ آمیزی با فروسیانید پتاسیم



شکل ۱۶. الف) فرآیند دولومیتی شدن ناقص و ایجاد زمینه خال‌دار و ب) زون‌بندی دولومیت بخش مرکزی تیره و بخش خارجی روشن

انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوب‌گذاری شده، سیالات اشباع با CO_2 و HCO_3 مهم‌ترین شرایط دیاژنزی برای میکریتی شدن دانه‌ها می‌باشد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوجل، ۲۰۰۴) در این مرحله فرآیند میکریتی شدن در آلومک‌ها بویژه در رخساره پکستون بایوکلستی و سیمان هم‌محور در ریزرخساره گرینستون اکیئوئیددار بر روی مقاطع عرضی اکیئوئید مشاهده می‌شود. با توجه به مدل دیاژنزی که در شکل ۱۸ ارائه شده است مرحله (۱) مربوط به مرحله تنه‌نشست رسوبات می‌باشد که آلومک‌ها (فوزولین با دیواره آهک میکروگرانولار، روزن‌بران کوچک با دیواره آهک میکروگرانولار، دوکفه‌ای و گاستروپود و ائید با جنس آراگونیتی، اکیئوئید و بریوزوا) در زمینه میکرایتی قرار گرفته‌اند. مرحله دوم مربوط به فرآیند میکریتی شدن می‌باشد که به رنگ قهوه‌ای در اطراف آلومک‌ها نشان داده شده است، در این مرحله زمینه همچنان میکریتی

بحث

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

۱- دیاژنز آغازین (ائوزن)^۲

۱-۱- دیاژنز دریایی

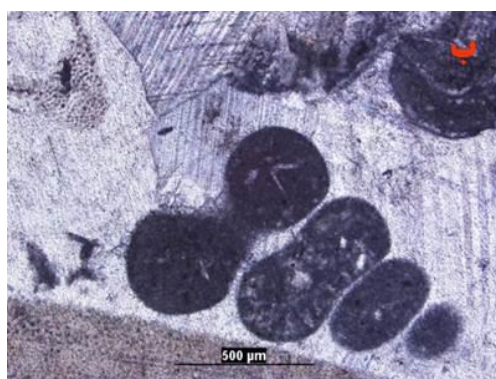
این مرحله دیاژنزی شامل فرآیندهایی است که رسوبات را حین تنه‌نشست و یا بلافاصله پس از تنه‌نشست تحت تاثیر قرار می‌دهد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکریتی شدن و تشکیل سیمان هم‌محور که مربوط به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی هستند (احمد و همکاران، ۲۰۰۶)، در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنز هستند.

¹ Mottled

² Diagenetic differentiation

³ Eogenetic

در شکل ۱۷ ب دیواره آراگونیتی در فسیل گاستروپود کاملاً از بین است که مربوط به مرحله دیاژنز تدفینی می‌باشد که در مدل ارائه شده شکل ۱۸ در مرحله ۶ نشان داده شده است. هم‌چنین در این مرحله نوریختی افزایشی به صورت تبدیل میکریته به میکرواسپار مشاهده می‌شود که مربوط به مرحله ۷ در مدل می‌باشد. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند موزائیکی هم‌بعد، بلوکی، هلاله‌ای، آویزه‌ای و سیمان رورشدی هم‌محور می‌توانند در این مرحله تشکیل شوند (هالی و هاریس، ۱۹۷۹؛ لانگمن، ۱۹۸۰) که در مراحل چهار و پنج نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۷. الف) فسیل گاستروپود تحت تاثیر میکریته شدن و ب) از بین رفتن دیواره آراگونیتی در فسیل گاستروپود

همانگونه که در شکل مشاهده می‌شود آلومک‌ها به یکدیگر نزدیک شده‌اند و سطح تماس کاو-کوژ و تشکیل میکرواستیلولیت در سطح تماس بین‌دانه‌ای اتفاق افتاده است و فرآیند جان‌شینی (دولومیتی شدن) مشاهده می‌شود و تمامی سیمان‌های مشاهده شده در مقاطع در شکل نشان داده شده است (سیمان‌دروزی به صورت درون‌دانه‌ای در داخل دوکفه‌ای، سیمان هلاله‌ای بین اکیونوئید و دوکفه‌ای، سیمان برمحور بر روی اکیونوئید، سیمان فراگیرنده که گاستروپود و روزنبر کوچک را در بر گرفته است و آویزه‌ای که در زیر بریوزوآ به صورت چکه‌ای نشان داده شده و سیمان هم‌بعد در زمینه به صورت بین‌دانه‌ای مشاهده می‌شود).

۳- دیاژنز پایانی یا تلوزنز^۲

ایجاد شکستگی و درزه در رسوب و تشکیل اکسید آهن به احتمال زیاد در حین بالا آمدن رسوبات یون‌های آهن

می‌باشد که این دو مرحله مربوط به دیاژنز اولیه در محیط دریایی هستند.

۱-۲- دیاژنز آب شیرین

در محیط فرآتیک آب شیرین حفرات بین‌دانه‌ها همواره پر از آب است و ممکن است سبب انحلال کانی‌های نیمه پایدار نظیر آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم گردد (حیدری و همکاران، ۲۰۱۴) که در مقاطع مورد مطالعه در رخساره‌های پکستونی به فراوانی در آلومک‌هایی از قبیل قطعات دوکفه‌ای و گاستروپودها دیده می‌شود. همانطور که در شکل ۱۷ الف مشاهده می‌شود فسیل گاستروپود در مرحله دیاژنز دریایی تحت تاثیر میکریته شدن قرار گرفته است که با علامت پیکان نشان داده شده است و

۲- دیاژنز میانی (مزوژنز)^۱

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 فابریکیوس، ۲۰۰۲) شیمی آب حفره‌ای (فابریکیوس 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 رخ می‌دهد که در نمونه‌های مورد مطالعه تشخیص داده شده است. هم‌چنین در این مرحله انحلال شیمیایی (استیلولیت) منجر به تخریب برخی از آلومک‌ها در طول مرزهای بین دانه‌های بهم فشرده شده است که در شکل ۱۴ به آن‌ها اشاره شده است و شکل ۷ در مدل مربوط به این مرحله است.

² Telogenetic

¹ Mesogenetic

رسوب نفوذ کرده و در شرایط اکسیدی اکسید آهن آبدار پس از مرحله بالآمدگی توسط سیلیس پر شده‌اند. شکل ۹ در مدل (۱۸) مربوط به مرحله دیاژنز نهایی است، همانگونه که در شکل مشاهده می‌شود شکستگی در این مرحله اتفاق افتاده منجر به شکسته شدن فسیل جلبک شده، که بعداً داخل شکستگی با سیمان بلوکی پر شده است.

توسط آب‌های جوی و از طریق شکستگی‌ها به داخل 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 که در برخی موارد شکستگی‌های

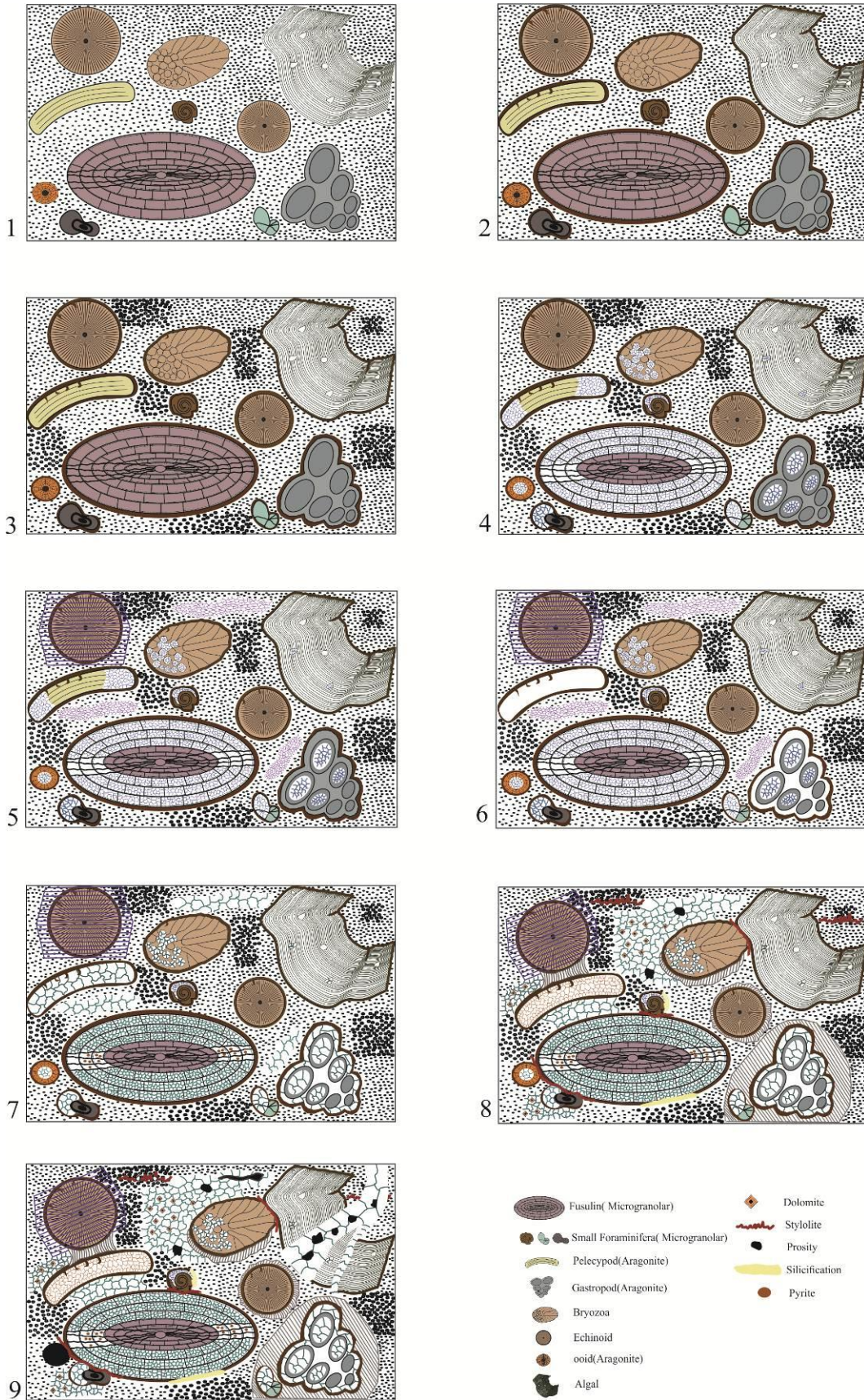
جدول ۱. فرآیندهای دیاژنزی و محیط تشکیل آن‌ها، خط پر فراوانی زیاد و خط چین فراوانی کمتر را نشان می‌دهد.

late	Middle	Early		زمان
بالآمدگی	تدفینی	متئوریک	دریایی	محیط دیاژنزی / فرایندهای دیاژنزی
			_____	میکریتی شدن
	_____	_____	_____	نوریختی
	-----	_____	-----	سیمانی شدن
			_____	هم محور
			_____	ایبی تکسیال
			_____	فراگیرنده
			_____	هم بعد
			-----	بلوکی
			_____	هاله ای
			_____	آویزه ای
			_____	دروزی
	-----	_____	_____	فشرده‌گی
			_____	فیزیکی
			_____	شیمیایی
			_____	تخلخل بین دانه ای
			_____	تخلخل قالبی
			_____	پناهگاهی
			_____	کانالی
			_____	درون شکستگی
			_____	استیلولیتی
			_____	پیرینی شدن
			-----	سیلیسی شدن
			_____	دولومیتی شدن
			_____	شکستگی‌ها - پر شدن شکستگی‌ها

نتیجه‌گیری

سنگ‌های کربناته سازند باغ‌ونگ پس از رسوب‌گذاری تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنزی مانند میکریتی شدن، نوریختی، سیمانی شدن، فشرده‌گی، 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

ایبی تکسیال مربوط به مرحله دیاژنز آغازین هستند و انحلال پوسته موجودات، سیمان کلسیتی اولیه بسیار ریزبلور در این مرحله اتفاق افتاده است. در مرحله دیاژنز میانی فشرده‌گی فیزیکی و شیمیایی و تشکیل فابریک دانه به دانه، گسترش استیلولیت، برخی سیمان‌ها مانند (بلوکی، فراگیرنده، دروزی) مربوط به این مرحله است و در مرحله نهایی گسترش شکستگی‌ها و درزه‌ها و پرشدگی آن‌ها اتفاق افتاده است.



شکل ۱۸. توالی دیازنزی نهشته‌های پرمین در سازند باغ ونگ

- Bathurst, R. G. C (1975) *Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology*, 2nd Edition, Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A., and Rijken, P (2006) *Mechanical Stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow*. *Journal of Sedimentary Geology*, 184: 225-239.
- Dercourt, J., Ricou, L. E., and Vrielynck, B (EDS) (1993) *Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps*. Gauthier-Villars, Paris, 307p.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Svana, T. A., and Oxtoby (2002) *Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Barents Sea*. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 95-115.
- Einsele, G (2000) *Sedimentary Basin Evolution, Facies and Sediment Budget*, 2nd Edition, Springer – Verlag, 297 p.
- EL – G hali, M. A. K., Tajoti, K. G., Mansorbeh, H., Ogle, N., & Kalin, R. M (2006) *Origin and timing of sidrelite cementation upperordivisian glaucogenic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya*. *Journal of Marine and Petroleum Geology*, 23: 459- 471.
- El- Saiy. A. K., and 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., and Borre, M (2007) *Stylolites, Proximity, depositional texture, and silicates in Chalk facies sediments. Ontony Jave Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea*. *Journal of Sedimentology*, 54: 183 – 205.
- 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*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 13: 14-48.
- Garcia – pichel, F (2006) *Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs*. *Journal of Sedimentary Geology*, 125: 29-50.
- 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*. *Journal of Sedimentary Research*, 49: 969–988.

تشکر و قدردانی

از داوران محترم این نشریه که در جهت ارتقای کیفیت این مقاله، پیشنهادات ارزنده‌ای ارائه نمودند، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- پرتوآذر، ح (۱۳۷۱) آشکوب Changsingian همردیف Dorashamian در شرق ایران، کشف جنس Colaniella و اهمیت زیست‌چینه‌ای آن. فصل‌نامه علوم‌زمین، شماره ۳، سال اول، ص ۴۴-۵۳.
- ستوهیان، ف.، رنجبران، م (۱۳۹۴) رخساره‌های کربناته، میکروفاسیس‌ها و چینه‌شناسی سکانشی نهشته‌های پرمین در برش باغ‌ونگ (طبس). نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۴، ص ۹۰-۱۰۴.
- رحیم‌پوربناب، ح (۱۳۸۹) سنگ‌شناسی کربناته با نگرشی بر کیفیت مخزنی، دانشگاه تهران، ۵۷۰ ص.
- عارفی‌فرد، س.، آدابی، م. ح.، خسروتهرانی، خ.، آقاناتی، ع.، شمیرانی، الف.، دیویداف، و (۱۳۸۵) بیواستراتیگرافی سازندهای خان و جمال در مناطق کلمرد، شتری و شیرگشت (ایران مرکزی) برمبنای فرامینیفرها (فوزولینید). نشریه زمین‌شناسی ایران، شماره ۴، سال دوم، ص ۳-۳۱.
- فیض‌نیا، س (۱۳۷۷) سنگ‌های رسوبی کربناته، آستان قدس، دانشگاه امام رضا (ع)، ۳۰۴ ص.
- Adam, J., Al-Aasm, I. S (2017) *Petrologic and geochemical attributes of calcite cementation, dolomitization and dolomite recrystallization: an example from the Mississippian Pekisko Formation, west-central Alberta*. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 65: 235–261.
- 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.
- Alavi, M (1991) *Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran*. *Geological Society of American Bulletin*, 103: 983-992.
- Arefifard, S., and Isaacson, E. P (2011) *Permian sequence stratigraphy in East – Central Iran: Microplate records of Peri – Tethyan and Peri – Gondwanan events*. *Stratigraphy*, 8: 61- 83.
- Arosi, A. H., Wilson, M. E. J (2015) *Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform*. *Journal of Sedimentary Geology*, 326: 109–134.
- Barner, R. A (1981) *New geochemical classification of sedimentary*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 359 – 365.

- Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 397–410.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks*. Harper & Row, New York, 628 p.
- Purser, B. H (1978) Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestone. *Journal of Petroleum Geology*, 1: 83-94.
- Railsback, L. B (1993) Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the mideastern United States. *Journal of Sedimentary Research*, 63: 513–522.
- Rao, C. P (1996) *Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. Carbonates, Hobart (Tasmania), 206 p.
- Richter, D. K. Neuser, R. D., Schreuer, J, Gies, H, and Immenhauser, A (2011) Radial-fibrous calcites: a new look on an old problem. *Sedimentary Geology*, 239: 23- 36.
- Ritter, A.-C., Kluge, T., Berndt, J., Richter, D. K., John, C. M., Bodin, S., Immenhauser, A (2015) Application of redox sensitive proxies and carbonate clumped isotopes to Mesozoic and Palaeozoic radial fibrous calcite cements. *Chemistry Geology*, 417: 306–321
- Rogen, B., and 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.
- Ruttner, A., Nabavi, M., and Hajian, J (1968) *Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran)*, Geological Survey of Iran, Report 4, 133p.
- Sanders, D (2001) Burrow-mediated carbonate dissolution in rudist biostromes (Aurisina, Italy), implications for taphonomy in tropical, shallow subtidal carbonate environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168: 39-74.
- Scotese, C. R., and Langford, R. P (1995) Pangea and the paleogeography of the Permian. In: Scholle, P. A., Peryt, Scholle, T. M., Peryt, and Ulmer – Scholle, D. S. (Ulmer – Scholle, eds), *The Permian of Northern Pangea*. Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy, Berlin: Springer- Verlag, 1: 3-19.
- Seeling, M., Emmerich, A., Bechsta, T., and Zuhlke, R (2005) Accommodation/ sedimentation development and massive early marine cementation. *Sedimentary Geology*, 175: 439-457.
- Sengor, A. M. C (1984) The Cimmeride orogenic system and the tectonic of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, 195: 1- 82.
- Heydari, E., and Wade, W (2002) 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.
- Kasih, G. A. A., Chiba, S., Yamagata, Y., Shimizu, Y., & Haraguchi, K (2008) Modelling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan, A comparison of steady state and dynamic calculation. *Ecological Modelling*, 215: 40-54.
- Leven, E. Ja., and Vaziri, H (2004) Carboniferous-Permian stratigraphy and fusulinids of eastern Iran. The Permian in the Bagh-e- Vang section (Shirgesht area). *Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafia*, 110: 441-465.
- Leven, E. Ja., and Bogoslovskaya, M. F (2006 a) The Roadian Stage of the Permian and Problems of Its Global Correlation. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 14: 67–78
- Leven, E. Ja., and Gorgij, M. N (2006 b) Upper Carboniferous–Permian Stratigraphy and Fusulinids from the Anarak Region, Central Iran, *Russ. Journal of Earth Science*, 8: 1–25.
- Leven, E. Ja., and Gorgij, M. N (2011) Fusulinids and Stratigraphy of the Carboniferous and Permian in Iran. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 19: 687–776.
- Li, Z., Goldstein, R. H., Franseen, E. K (2017) Meteoric calcite cementation: diagenetic response to relative fall in sea-level and effect on porosity and permeability, Las Negras area, southeastern Spain. *Sedimentary Geology*, 348: 1–18.
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 461-487.
- Messadi, A. M., Mardassi, B., Ouali, J. A., Touir, 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 Evaporites*, 1-16.
- Moore, C. H (2001) *Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Elsevier, Amsterdam, 444 p.
- Morad, S., Al Suwaidi, M., Mansurbeg, H., Morad, D., Ceriani, A., Paganoni, M., Al-Aasm, I (2019) Diagenesis of a limestone reservoir (Lower Cretaceous), Abu Dhabi, United Arab Emirates: Comparison between the anticline crest and flanks. *Sedimentary Geology*, 380: 127–142.
- Nicolaides, S., Wallace, M. W (1997) Submarine cementation and subaerial exposure in Oligo-Miocene temperate carbonates, Torquay Basin,

- Seibel, M. J., and James, N. P (2017) *Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. Journal of Sedimentary Geology*, 347: 21 – 35.
- Smith, J. V (2000) *Three – dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veining. Journal of Structural Geology*, 22: 59 – 64.
- Stampfli, G., and Pillevuit, A (1993) *An alternative Permo Triassic reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm. In: Dercourt, J., Ricou, L. E., and Vrielynck, B. (EDS). Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris, 55-62.*
- Stepanov, D. L (1971) *Carboniferous Stratigraphy of Iran, In: Stubblefield, C. J. (ed.) Sixieme Congres de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere, Sheffield, 11–16 September 1967, Compte Rendu, 4: 1505–1518.*
- Stocklin, J., Eftekhar-Nezhad, J., and Hushmand-Zadeh, A (1965) *Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). Geological Survey of Iran, Report 3, 69p.*
- Stocklin, J (1971) *Stratigraphic Lexicon of Iran, Part I, central, North and East Iran, Geological Survey of Iran, Report 18, 338p.*
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) *Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.*
- Tucker, M. E., and Bathurst, R. G. C., (EDS.) (1990) *Carbonte Diagensis. Int. Ass. Sediment. Reprint Series, 1: 312 p.*
- Tucker, M. E (1991) *Sequence stratigraphy of carbonate – evaporate basins: Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. Journal of the Geological Society, London, 148p, 1019- 1036.*
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology. 3rd Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.*
- Warren, J. K (2006) *Evaporites: Sedimentes, Resources and Hydrocarbons. Springer – Verlag, Brunei, 1035 p.*
- Westphal, H (2006) *Limestone – Marl alternation as environmental archives and the role of early diagensis: a critical review. International Journal of Science (Geology Rundsch), 95: 947-961.*
- Wignall, P. B., Newton, R., Brookfield, M (2005) *Pyrite framboid evidence for oxygen – poor deposition during the Permian – Teriass crisis in Kashmir. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 216: 183 – 188.*