

تفسیر تاریخچه دیاژنز سنگ‌های کربناته سازند آسماری (الیگوسن - میوسن)، جنوب باختری لرستان

رضا کهندل^۱، محسن علامه^{۲*} و محمدرضا سجادیان^۳

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد مهندسی نفت، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۲- دانشیار گروه مهندسی نفت، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۳- استادیار گروه مهندسی نفت، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

نویسنده مسئول: allameh0277@mshdiau.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۳/۷/۴ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۲۴

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

به منظور تفسیر توالی‌های دیاژنزی و تاریخچه پس از رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناته سازند آسماری، یک برش چینه‌شناسی سطح‌الارضی واقع در تقادیس ریت (جنوب باختری لرستان) به ضخامت ۱۳۱ متر مورد مطالعه و نمونه‌برداری قرار گرفته است. سنگ‌شناسی این سازند تنوبی از سنگ‌های کربناته و کربناته دولومیتی می‌باشد. نتایج حاصل از مطالعه مقاطع نازک رسوبی نشان داد که چندین فرآیند دیاژنزی در سازند آسماری رخ داده است. این فرآیندها شامل پوشش میکریتی، سیمانی شدن، انحلال، تخلخل، فشردگی فیزیکی و شیمیایی و انواع جان‌شینی‌ها می‌باشند که در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی شکل گرفته‌اند. سه مرحله دیاژنزی اولیه (ائوژن)، میانی (مزوژن) و نهایی (تلوژن) برای نهشته‌های مورد مطالعه تعیین شده است. مطالعات سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی عنصری بر روی واحدهای کربناته دولومیتی منجر به شناسایی دو گروه از دولومیت‌ها در این سازند گردید (دولومیت‌های اولیه و ثانویه). تمرکز عناصر فرعی (Fe و Mn) در دولومیت‌های اولیه کمترین مقدار می‌باشد در صورتی که تمرکز این عناصر در دولومیت‌های ثانویه بیشترین مقدار می‌باشد. همچنین تمرکز عناصر فرعی دیگر نظیر (Na و Sr) در دولومیت‌های اولیه بیشترین مقدار می‌باشد در صورتی که تمرکز این عناصر در دولومیت‌های ثانویه کم‌ترین مقدار است که این موضوع دلالت بر محیط دیاژنزی تدفینی کم عمق تا متوسط برای دولومیت‌های ثانویه دارد. دولومیت‌های این سازند هنوز به نظم بلوری نرسیده‌اند که می‌تواند به دلیل سن جوان این نهشته‌ها (الیگوسن - میوسن) در منطقه باشد.

واژگان کلیدی: سازند آسماری، تاریخچه دیاژنزی، زمین‌شیمی، زاگرس، لرستان

۱- پیشگفتار

اهواز که در نواحی جنوبی فروافتادگی دزفول دیده می‌شود و بخش تبخیری کلهر که در شمال غربی فروافتادگی دزفول و جنوب غربی لرستان وجود دارد. در حقیقت رسوبات سازند آسماری را می‌توان آخرین پیشروی وسیع دریا در زاگرس تلقی کرد (مطیعی، ۱۳۸۲). این سازند برای نخستین بار در تنگ گل‌ترش در کوه آسماری مورد مطالعه قرار گرفت (ریچاردسون، ۱۹۳۹). سن این سازند براساس مطالعات گسترده از الیگوسن (روپلین) تا میوسن زیرین (بوردیگالین) در نظر گرفته شده است (ریچاردسون، ۱۹۳۹؛ توماس، ۱۹۴۸؛ اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷). در برش الگو، سازند آسماری با ضخامت ۳۱۴ متر، شامل سنگ‌آهک‌های مقاوم، کرم تا قهوه‌ای رنگ با ریخت‌شناسی کوه‌ساز است که کمی میان لایه‌های شیلی دارد و به داشتن

سنگ‌های کربناته از جمله سنگ‌های آهکی و دولومیت‌ها، میزبان حدود ۵۰ درصد هیدروکربن‌های جهان هستند، بنابراین هنوز هم در بسیاری از مطالعات موضوع اصلی محسوب می‌شوند (آدابی و همکاران، ۲۰۱۶؛ جعفریان و همکاران، ۲۰۱۷). سازند آسماری با سن الیگومیوسن، جوان‌ترین و مهم‌ترین سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس است و به همین دلیل، مطالعات گسترده‌ای بر روی خواص سنگ‌چینه‌ای این سازند انجام شده است. این سازند کم عمق‌ترین افق تولید کننده نفت در جنوب باختری ایران محسوب می‌شود و ۷۵ درصد نفت در جای کشف شده در جنوب باختری ایران، در مخازن آسماری انباشته شده است. این سازند دارای دو بخش است، بخش ماسه‌سنگی

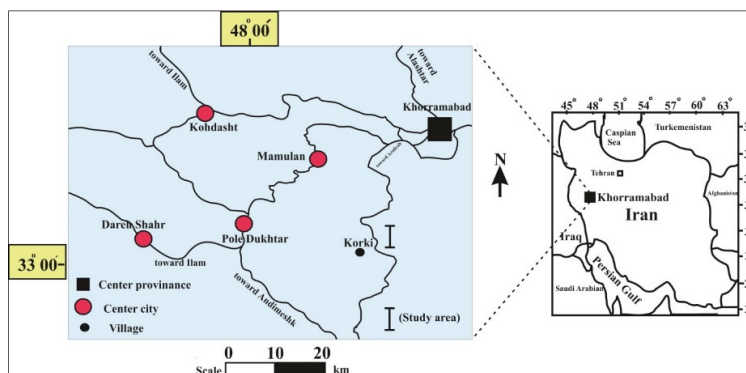
می‌باشد که امید است این مطالعات در کنار مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و مطالعات رخساره‌ای بتواند در انطباق ویژگی‌های مخزنی در مقیاس محلی و ناحیه‌ای این سازند در مناطق مجاور مورد استفاده قرار گیرد. برش مورد مطالعه در ۶۵ کیلومتری جنوب باختری شهرستان خرم‌آباد و در ۱۰ کیلومتری شمال‌شرق روستای کرکی واقع شده است. این برش دارای مختصات جغرافیایی طول خاوری $20^{\circ} 15' E$ و عرض شمالی $33^{\circ} 04' 25' N$ است (شکل ۱).

۲- زمین‌شناسی، چینه‌شناسی و سنگ‌چینه‌نگاری منطقه مورد مطالعه

براساس آخرین نقشه‌های زمین‌شناسی ساختمانی تهیه شده از منطقه‌ی خاورمیانه (کونرت و همکاران، ۲۰۰۱)، زون زمین‌شناسی زاگرس به مثابه‌ی یک زون چین‌خورده‌ی مجزا شناخته می‌شود که در اثر برخورد صفحه‌ی عربی از جنوب با صفحه‌ی ایران مرکزی از شمال به وجود آمده است. به بیان دیگر زون زمین‌شناسی زاگرس، بخش شمالی و چین‌خورده صفحه‌ی عربی و بخشی از سیستم آلپ - هیمالیاست که از شمال‌غربی تا جنوب‌شرقی ایران تا تنگه‌ی هرمز امتداد دارد (حیدری، ۲۰۰۸). در حوضه‌ی رسوبی زاگرس (پالئوسن پسین تا ائوسن)، رسوبات این حوضه در یک پیش‌گودال باقیمانده در امتداد حاشیه شرقی صفحه عربی نهشته شده‌اند (موریس، ۱۹۸۰؛ زیگلر، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱؛ ورجس و همکاران، ۲۰۱۹). گسترش این پیش‌گودال در طی ائوسن کاهش یافته و با یک پلت‌فرم جایگزین شده است (پیریایی و همکاران، ۱۳۹۳). منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس، در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده است (اسرافیلی - دیزاجی و کیانی هرچگانی، ۲۰۱۱). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر، واحدهای دوران دوم و سوم رخنمون دارند. از واحدهای دوران دوم سازندهای گروه بنگستان (سروک، سورگاه، ایلام)، امیران و گورپی دیده می‌شوند. واحدهای دوران سوم شامل سازندهای تله‌زنگ، سازند آواری قرمز رنگ کشکان، سازندهای آسماری و شهبازان و سازند گچساران می‌باشند (شکل‌های ۲ و ۳).

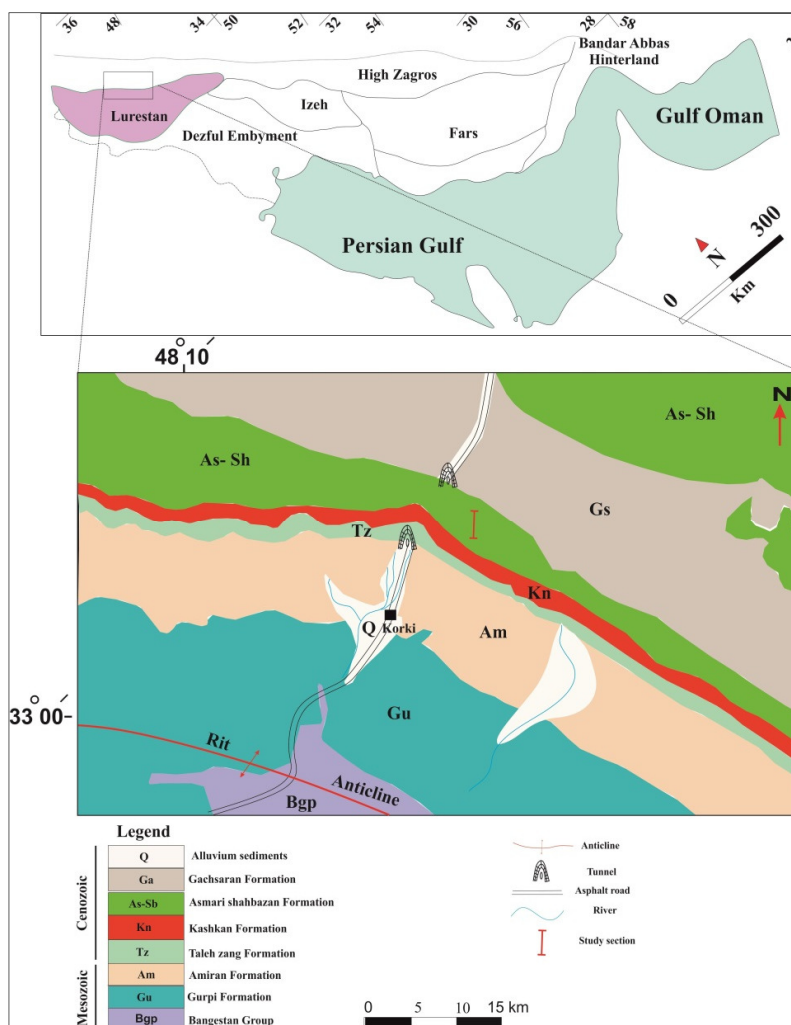
درزه فراوان شاخص است (مطیعی، ۱۳۸۲). کربنات‌های سازند آسماری با سن الیگومیوسن بخش عمده‌ی مخازن جنوب غرب ایران را تشکیل می‌دهند. پژوهشگران مختلفی همچون (آدامز و بورگز ۱۹۶۷؛ اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۰۷؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰؛ صیرفی‌ان و همکاران، ۲۰۱۱؛ ذبیحی زوئرام و همکاران، ۲۰۱۳؛ لرستانی و همکاران، ۲۰۱۶؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۶؛ محسنی و همکاران، ۲۰۱۶؛ فرشی و همکاران، ۲۰۱۹؛ منجری و همکاران، ۲۰۱۹؛ قره-چلو و همکاران، ۲۰۲۰؛ کمالی‌فر و همکاران، ۲۰۲۰؛ کرمی و همکاران، ۲۰۲۰؛ امیدپور و همکاران، ۲۰۲۱)، جنبه‌های مختلف شامل تغییرات رخساره‌ای و محیط‌رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، بررسی فرایندهای دیانژنی و مطالعات کیفیت مخزنی در بخش‌های مختلف زاگرس چین‌خورده مطالعه و بررسی کرده‌اند. بر خلاف سنگ‌های تخریبی که در آن‌ها بافت اولیه سنگ در ایجاد تخلخل اهمیت دارد، در سنگ‌های کربناته، دیانژن در ایجاد یا از بین بردن تخلخل نقش عمده‌ای ایفا می‌کند (مور، ۲۰۰۱). همچنین در سنگ‌های کربناته، نوع تخلخل که متأثر از بافت سنگ و دیانژن است، بر نفوذپذیری سنگ، تاثیر مستقیم دارد. بنابراین، فرآیندهای دیانژنتیکی یکی از عوامل کنترل‌کننده خصوصیات مخزنی سنگ‌های کربناته هستند که در تعیین ارزش مخزنی آن‌ها نقش عمده‌ای دارند (فلوگل، ۲۰۰۴). هدف از این پژوهش بررسی محیط رسوبی و تفسیر فرآیندهای دیانژنی سازند آسماری در این بخش از حوضه رسوبی لرستان می‌باشد که تاکنون مورد مطالعه قرار نگرفته است، و بتوان به تفسیر دقیق‌تری از توالی‌های پارانژنتیکی که نشان‌دهنده‌ی ارتباط محیط‌های دیانژنتیکی مختلف با فازهای دیانژنی است دست یافت. تغییر و تبدیل رسوبات کربناته می‌تواند در سه قلمرو دیانژنی دریایی، متئوریک و دفنی رخ دهد که فرآیندها و محصولات آن‌ها گرچه پیچیده به نظر می‌رسند، اما در سراسر تاریخ زمین‌شناسی قابل شناسایی هستند (بترست، ۱۹۷۵؛ چوکت و جیمز، ۱۹۹۰؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ جیمز و جونز، ۲۰۱۵؛ اسدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱).

هدف از این مطالعه، بررسی تاریخچه دیانژنی سازندهای کربناته مخزنی حوضه‌ی رسوبی زاگرس (سازند آسماری)



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه.

Fig. 1. Geographical location and ways of access to the section under study.



شکل ۲. گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر.

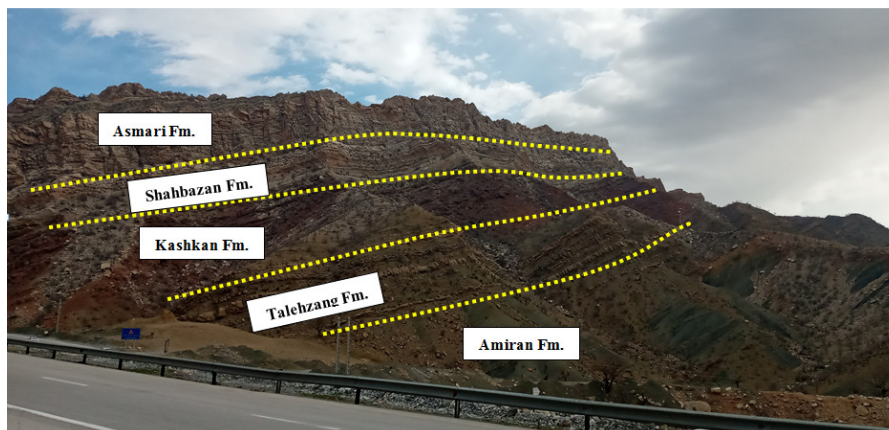
Fig. 2. Expansion of formations in the studied area based on geological map 1/100000 of Poldokhtar city.

قرار گرفته و مرز بالایی آن با سازند تبخیری گچساران به صورت فرسایشی و ناگهانی می‌باشد (شکل ۳). در برش مورد مطالعه سازند آسماری از ۸ واحد سنگ‌چینه‌ای

در برش مورد مطالعه (تاق‌دیس ریت)، سازند کربناته آسماری با سبترای ۱۳۱ متر بر روی سازند دولومیتی شهبازان به صورت ناپیوستگی پیوسته‌نما (پاراکنفورمیتی)

واحدهای سنگ‌چینه‌ای برش مورد مطالعه از پایین به بالا به شرح زیر می‌باشند (جدول ۱).

تشکیل شده است. سنگ‌شناسی این واحدها شامل سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه، متوسط لایه، ضخیم لایه و سنگ‌آهک‌های دولومیتی شده می‌باشند (شکل ۴).



شکل ۳. نمایی از سازند آسماری و دیگر سازندهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال خاور).

Fig. 3. A view of the Asmari Formation and other outcropping formations in the study area (view to the northeast).

Erathem	System	Series	Formation	Thicknesses (m)	Sample(No)	Lithology	Description	Units
Cenozoic	Neogene	Oligocene - Miocene	Asmari	131 m	82		Light gray marl (Ghachsaran Formation)	
					81			
					80		Thin bedded limestone	8
					79			
					78			
					77			
					76			
					75			
					74			
					73		Thin to medium bedded limestone	7
					72			
					71			
					70			
					69			
			Sh.Fm		68		Thick to medium bedded limestone	6
					67			
					66			
					65			
					64			
					63			
					62			
					61			
					60			
					59			
					58			
					57			
					56			
					55		Thick bedded limestone with interbedded thin limestone	5
					54			
					53			
					52			
					51			
					50			
					49			
					48			
					47			
					46			
					45			
					44			
					43			
					42			
					41			
					40			
					39			
					38			
					37			
					36		Thick to medium dolomitic limestone	4
					35			
					34			
					33			
					32			
					31			
					30			
					29			
					28			
					27			
					26			
					25		Thin bedded limestone	3
					24			
					23			
					22			
					21			
					20			
					19			
					18			
					17			
					16		Thick bedded limestone with interbedded thin limestone	2
					15			
					14			
					13			
					12			
					11		Thin bedded dolomitic limestone	1
					10			
					9			
					8			
					7			
					6			
					5			
					4			
					3			
					2			
					1			
							Dolomite (Shahbazan Formation)	

شکل ۴. واحدهای سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در برش تقادیس ریت

Fig. 4. Stratigraphic units of the Asmari Formation in the section of Rit anticline

جدول ۱. تقسیم‌بندی واحدهای سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در برش تاقدیس ریت به روش گرابو (۱۹۱۳) (جنوب‌باختری لرستان).

Table 1. Classification of rock-layered units of Asmari Formation in the Rit anticline section by Grabau (1913) method (south-western Lorestan).

واحد	واحد های تشکیل دهنده	ضخامت واحدها (متر)	توصیف واحدها
۱	واحد ۱	۱۲	کالکرنایت نازک‌لایه دولومیتی شده با سطح شکست تازه کرم تا سفید رنگ.
۲	واحد ۲	۱۰	کالکرنایت ضخیم‌لایه با میان لایه‌هایی از کلسی‌لوتایت نازک‌لایه با سطح شکست تازه خاکستری رنگ.
۳	واحد ۳	۱۳	کالکرنایت نازک‌لایه با آثار مواد آلی تیره‌رنگ.
۴	واحد ۴	۲۱	کلسی‌لوتایت متوسط تا ضخیم لایه دولومیتی شده به رنگ کرم روشن
۵	واحد ۵	۳۹	کالکرنایت ضخیم‌لایه با میان لایه‌هایی از کلسی‌سیلتایت نازک‌لایه به رنگ خاکستری تا کرم روشن.
۶	واحد ۶	۱۵	کالکرنایت متوسط تا ضخیم‌لایه با آثار قطعات جلبکی.
۷	واحد ۷	۱۰	کالکرنایت نازک تا متوسط‌لایه با سطح شکست تازه خاکستری رنگ و وجود روزندارن بنتیک فراوان.
۸	واحد ۸	۱۱	کلسی‌لوتایت نازک‌لایه با آثار قطعات جلبک در آن.

۳- مواد و روش‌ها

در این پژوهش بر اساس نقشه زمین‌شناسی شهرستان پلدختر با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ برش مورد نظر انتخاب و مورد پیمایش و نمونه‌برداری قرار گرفته است. برش مورد مطالعه به نحوی انتخاب گردید که دارای راه دسترسی آسان، بیشترین ضخامت، بیشترین تغییرات سنگ‌شناسی و کمترین پوشیدگی باشد. براساس تغییرات سنگ‌شناسی تعداد ۸۲ نمونه از ضخامت ۱۳۱ متری این سازند برداشت شد. به منظور درک فرآیندهای دیاژنزی و تاریخچه دیاژنزی این سازند از تمام نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک سنگ‌شناسی در دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شده است. مطالعات سنگ‌شناسی توسط میکروسکوپ پلاریزان نوع Olympus- BH2 با نور XPL و PPL صورت گرفت. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش (دانه‌ها، ۱۹۶۲) صورت گرفته است. به منظور شناسایی کانی کلسیت از دولومیت و دولومیت‌های آهن‌دار و تعیین اینکه سیمان‌های کلسیتی مربوط به چه محیطی هستند، رنگ‌آمیزی با مخلوط آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش (دیکسون، ۱۹۶۵) انجام شد. نام‌گذاری دولومیت‌ها بر اساس رده‌بندی بافتی سبیلی و گرک (۱۹۸۷) و مازالو (۱۹۹۲) صورت گرفت. برای اندازه بلورهای دولومیت از معیار ارائه شده توسط (فولک ۱۹۶۵) و آدابی (۲۰۰۹) استفاده شده است. جهت تفکیک انواع دولومیت‌های برش مورد مطالعه، علاوه بر مطالعات سنگ‌شناسی از مطالعات زمین‌شیمی عنصری نیز استفاده شده است. در این مطالعه ۱۲ نمونه از انواع دولومیت‌ها به روش EDX مورد آنالیز قرار گرفته است و در نهایت از دولومیت‌های برش مورد

مطالعه تصویربرداری تحت میکروسکوپ الکترونی نیز صورت گرفت. (آنالیزها و تصویربرداری از دولومیت‌ها در دانشگاه لرستان صورت گرفته است).

۴- فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده در برش مورد

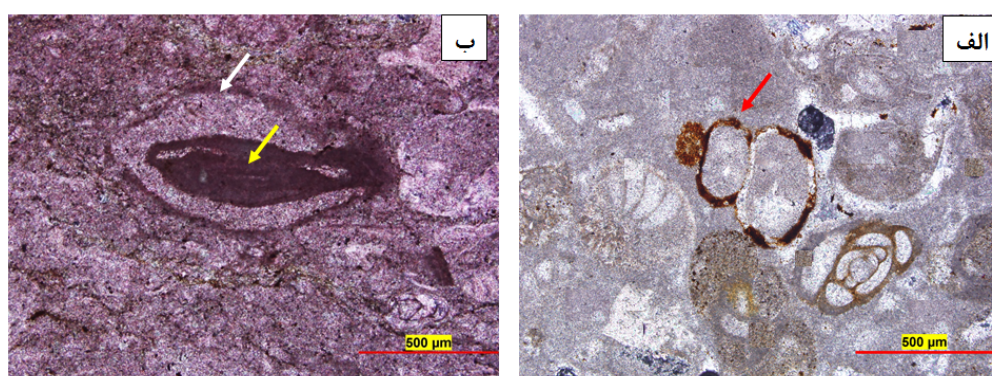
مطالعه

دیاژنز در سنگ‌های کربناته حاصل فرآیندهای متفاوتی از جمله فعالیت‌های بیولوژیکی و میزان به هم ریختگی رسوبات توسط موجودات زنده، نقش اسیدهای آلی، ترکیب اولیه رسوب، اندازه ذرات، خلوص رسوبات، جریان بین‌ذره‌ای، موقعیت ژئومورفولوژیکی، میزان رسوب‌گذاری و تکنیک می‌باشند که در محیط‌های دریایی، جوی و دفنی انجام می‌شوند (پتی‌جان، ۱۹۷۵؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ حیدری و واد، ۲۰۰۸؛ کاسیح و همکاران، ۲۰۰۸). فرآیندهای دیاژنزی شناسایی شده در برش مورد مطالعه به شرح ذیل می‌باشند:

میکریتی شدن: پوشش نازک میکریتی از جمله فرآیندهای دیاژنزی اولیه می‌باشد که در محیط فریاتیکی آب دریا رخ می‌دهد. این پوشش از شکل دانه تبعیت کرده و اغلب سبب حفظ شکل اولیه دانه می‌شود. به عنوان مثال در شکل ۵- الف همانگونه که مشاهده می‌شود پوشش میکریتی در اطراف یک قطعه شکم‌پا دیده می‌شود که پس از انحلال پوسته‌ی آراگونیتی این آلوکم پوشش میکریتی که آغشته به اکسید آهن می‌باشد سبب حفظ شکل اولیه دانه پس از دیاژنز شده است. در برخی موارد فرآیند میکریتی شدن به صورت چند مرحله‌ای دیده می‌شود که شدت هر مرحله

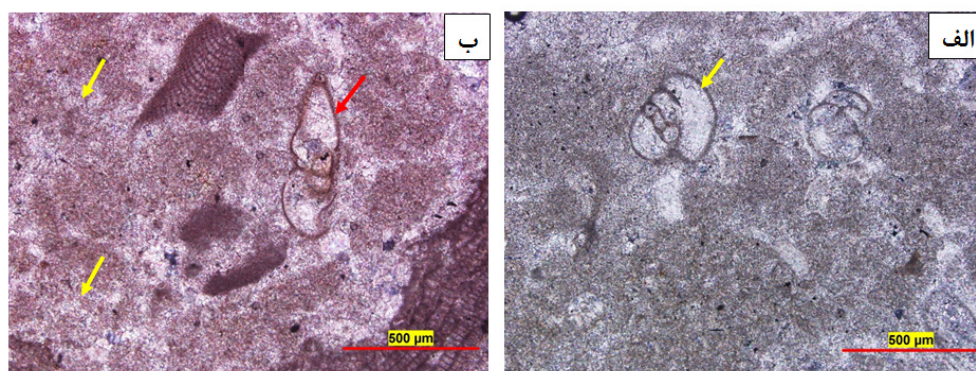
نوریختی (نئومورفیزم): فرآیند نوریختی یا تبلور مجدد به دو صورت در رخساره‌های کربناته دیده می‌شود. الف: به صورت نوریختی کاهشی در پوسته آلومک‌ها (شکل ۶-الف پیکان زرد رنگ) و ب: به صورت نوریختی افزایشی (شکل ۶-ب) که در آن بلورهای ریزتر میکریت به علت تبلور مجدد به بلورهای درشت‌تر میکرواسپار و اسپارایت تبدیل شده‌اند (فرآیند نوریختی افزایشی در جهت پیکان‌های زرد رنگ می‌باشد)، در تصویر ۶-ب پیکان قرمز رنگ نوریختی کاهشی در پوسته روزندار را نشان می‌دهد.

میکریتی شدن در آلومک‌ها می‌تواند به صورت یکسان و یا به صورت متفاوت صورت گیرد (شکل ۵-ب).
تفسیر: تشکیل پوشش میکریتی اشاره به فعالیت ارگانیسم‌ها از جمله سیانوباکتری‌ها، جلبک‌ها و قارچ‌ها دارد که بر سطح دانه‌ها انجام می‌گیرد (مسادی و همکاران، ۲۰۱۸؛ گارسیا-پیشل، ۲۰۰۶). فرآیند میکریتی شدن، نخستین فرآیند دیاژنزی می‌باشد که در سنگ‌های کربناته و در محیط فرآتیک دریایی صورت می‌گیرد (بترست، ۱۹۷۵؛ تاکر، ۱۹۹۱، ۲۰۰۱؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ ال-سای و اوردن، ۲۰۰۷؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱).



شکل ۵. الف: پدیده میکریتی شدن پوسته یک شکم‌پا در یک رخساره وکستون بایوکلستی (نمونه شماره As-Ri-12)؛ ب: میکریتی شدن چند مرحله‌ای در یک رخساره وکستون / پکستون بایوکلستی. (پیکان زرد رنگ مرحله ۱ و پیکان سفید رنگ مرحله ۲ را نشان می‌دهند). شدت میکریتی شدن در مرحله ۱ بیشتر از مرحله ۲ می‌باشد. (نمونه شماره As-Ri-14).

Fig. 5. A: Micritization phenomenon of a gastropod shell in a bioclastic wackestone facies. (Sample no, As-Ri-12). B: Multi-stage micritization in a bioclastic wackestone/packstone facies. (The yellow arrow shows stage 1 and the white arrow shows stage 2). The intensity of micritization in stage 1 is higher than stage 2. (Sample no, As-Ri-14)



شکل ۶. الف: ایجاد نوریختی کاهشی در پوسته‌ی آلومک‌ها در یک رخساره وکستون بایوکلستی (نمونه شماره As-Ri-18)؛ ب: ایجاد نوریختی افزایشی در یک رخساره وکستونی بایوکلستی (فرآیند نوریختی افزایشی در جهت پیکان‌های زرد رنگ می‌باشد)، پیکان قرمز رنگ نوریختی کاهشی در پوسته روزندار را نشان می‌دهد. (نمونه شماره As-Ri-9).

Fig. 6. A: The formation of decreasing neomorphism in the shell of allochem in a bioclastic wackestone facies. (Sample no, As-Ri-18). B: The creation of increased neomorphism in a bioclastic wackestone facies (the increasing neomorphism process is in the direction of the yellow arrows), the red arrow shows the decreasing neomorphism in the porous shell. (Sample no, As-Ri-9)

تفسیر: نوربختی (نئومورفیزم) به تمام تغییر و تحولات بین یک کانی با خودش و یا با پلی مورف‌های آن به صورت تبدیل یا تبلور مجدد نوربختی گفته می‌شود که می‌تواند به صورت کلسیتی شدن در بایوکلسیت‌های آراگونیتی در محیط‌های دیاژنزی فرآتیک، وادوز و تدفینی رخ دهد (فلوگل، ۲۰۰۴؛ احمد و بهات، ۲۰۰۶؛ حیدری و همکاران، ۲۰۱۴؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). نوربختی به دو صورت افزایشی و کاهشی در سنگ‌های کربناته دیده می‌شود. نوع افزایشی به تشکیل بلورهای درشت‌تر منجر می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱؛ فولک، ۲۰۰۴؛ احمد و بهات، ۲۰۰۶)، ولی نوع کاهشی که توام با میکربیتی شدن هستند باعث کوچک‌تر شدن اندازه دانه‌ها می‌شود (سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱).

سیمانی شدن: سیمان‌های شناسایی شده در مقاطع نازک مورد مطالعه بر اساس ریخت‌شناسی شامل موارد ذیل می‌باشند:

سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت: سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت اولین نسل از سیمان‌های دریایی می‌باشد که به صورت هم‌ضخامت دورتادور دانه تشکیل می‌شود. به عنوان مثال در شکل ۷- الف سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت را نشان می‌دهد که با بلورهای بسیار ظریف اطراف یک آلومک (پیکان‌های زرد رنگ) در یک رخساره پکستون بایوکلسیتی دیده می‌شود. پیکان قرمز رنگ سیمان موزاییکی هم‌بعد درون‌دانه‌ای و پیکان سفید رنگ استیلولیت را نشان می‌دهد که سبب انحلال و حذف بخشی از آلومک شده است. تفسیر: این نوع سیمان مشخصه محیط‌های دیاژنزی دریایی و جوی می‌باشد (فولک، ۱۹۷۴؛ لانگمن، ۱۹۸۰؛ تاکر، ۲۰۰۱). سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت معمولاً اولین نسل از سیمان‌ها می‌باشند که در محیط‌های دریایی آرام با نرخ رسوب‌گذاری پایین، در اطراف دانه‌ها و فضای خالی سنگ تشکیل می‌شوند و در ادامه بوسیله سایر سیمان‌ها دنبال می‌گردند (بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). حالت رشته‌ای و ضخامت یکسان آن‌ها و همچنین قرارگیری سیمان‌های شفاف اسپاریتی به عنوان نسل بعدی آن‌ها، می‌تواند نشان‌دهنده دریایی بودن آن‌ها باشد (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶).

سیمان پوئیکیلوتوپیک (فراگیرنده): از نظر ریخت‌شناسی این سیمان دارای بلورهای درشتی است که چندین دانه را در بر می‌گیرد. به عنوان مثال شکل ۷- ب سیمان

فراگیرنده را نشان می‌دهد که به دلیل درشت بلور بودن، دانه آلومک (روزندار) را در بر گرفته است (خط چین زرد رنگ)، در تصویر، پیکان قرمز رنگ سیمان موزاییکی هم‌بعد بین دانه‌ای را نشان می‌دهد.

تفسیر: این سیمان از نظر کانی‌شناسی از کلسیت ترکیب یافته و شامل بلورهای درشتی است که یک یا چندین دانه را در بر می‌گیرد. این نوع سیمان حاصل رشد آهسته بلورهای کلسیت در محیط دیاژنزی تدفینی است و از سیالات بین‌ذره‌ای که بیشتر از کربنات کلسیم اشباع هستند تشکیل می‌شود (تاکر و رایت، ۲۰۰۱؛ احمد و بهات، ۲۰۰۶؛ وارن، ۲۰۰۶؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱).

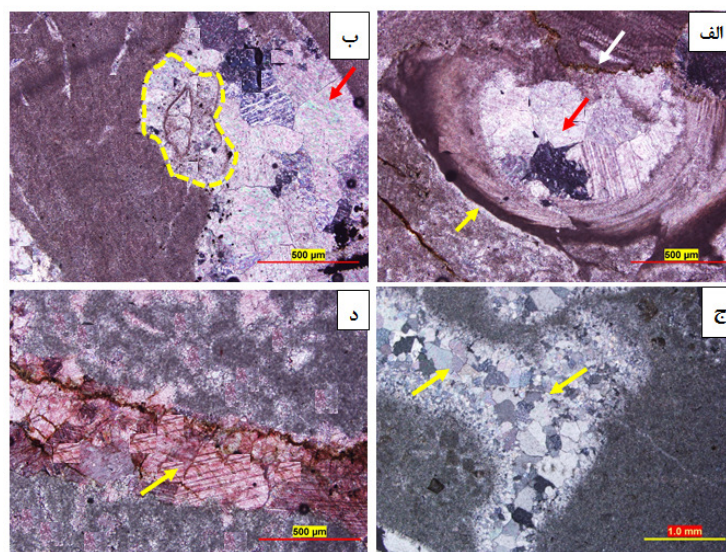
سیمان دروزی: سیمان دروزی نوع خاصی از سیمان‌ها در رخساره‌های کربناته می‌باشد که از نظر ریخت‌شناسی دارای افزایش اندازه بلورهای آن به سمت مرکز حفره یا فضای خالی ایجاد شده می‌باشد. این سیمان می‌تواند از حاشیه حفرات، حاشیه شکستگی‌ها و حاشیه دانه‌های انحلال یافته به سمت مرکز رشد کند. شکل ۷- ج سیمان دروزی در داخل یک صدف را نشان می‌دهد (افزایش اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز و در جهت پیکان‌های زرد رنگ می‌باشد). اندازه بلورها در این سیمان از حاشیه به سمت مرکز حفرات افزایش می‌یابد و حفرات ثانوی که از انحلال بعضی از قطعات اسکلتی دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان و غیره ایجاد می‌شود را نیز پر می‌کند. این سیمان در ریزرخساره وکستون بایوکلسیتی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است.

تفسیر: این نوع سیمان در محیط‌های دیاژنزی فریاتیکی متئوریک و دریایی تا محیط دفنی کم عمق دیده می‌شود (آروسی و همکاران، ۲۰۱۵). سیمان دروزی با ترکیب کلسیت کم منیزیم، بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند (زاید، ۲۰۱۲؛ سیبل و جیمز، ۲۰۱۷).

سیمان موزاییکی کلسیتی هم‌بعد: این سیمان به صورت بلورهای هم‌بعد و هم اندازه می‌باشد که در مقاطع مورد مطالعه به صورت سیمان درون‌دانه‌ای (شکل ۷- الف)، سیمان بین‌دانه‌ای (شکل ۷- ب) و سیمان درون شکستگی‌ها (شکل ۷- د) تشکیل شده است. در شکل ۷- د سیمان موزاییکی هم‌بعد تشکیل شده درون شکستگی می‌باشد که مقطع با آلزارین قرمز رنگ‌آمیزی شده است

اندازه فضای درون شکستگی‌ها، درون دانه‌ها و بین‌دانه‌ها را پر کرده است و ریز دانه بودن، هم اندازه بودن و عدم شواهد دفن (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل محیط تحت جوی برای تشکیل این سیمان است (همکاران، ۲۰۲۰).

و رنگ صورتی بلورهای سیمان کلسیتی بیانگر تشکیل آن‌ها تحت دیاژنز جوی در طی دیاژنز تلوزنیک می‌باشد. تفسیر: شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷؛ ارلر و همکاران، ۲۰۱۸). همانگونه که مشاهده می‌شود این سیمان با بلورهای هم

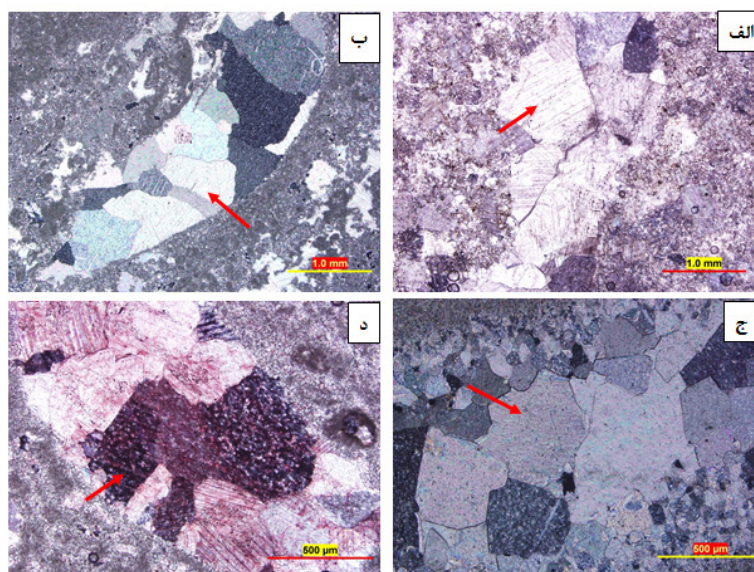


شکل ۷. الف: تشکیل سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف یک آلوکم (پیکان‌های زرد رنگ). پیکان قرمز سیمان موزاییکی هم‌بعد درون دانه‌ای و پیکان سفید استیلولیت را نشان می‌دهد (نمونه شماره As-Ri-44). ب: سیمان فراگیرنده که دانه آلوکم (روزندار) را در بر گرفته است (خط چین زرد رنگ). پیکان قرمز رنگ سیمان موزاییکی هم‌بعد بین‌دانه‌ای را نشان می‌دهد (نمونه شماره As-Ri-23). ج: تشکیل سیمان دروزی در داخل یک صدف (افزایش اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز و در جهت پیکان‌های زرد رنگ می‌باشد) (نمونه شماره As-Ri-51). د: سیمان موزاییکی هم‌بعد تشکیل شده درون شکستگی (نمونه شماره As-Ri-40).

Fig. 7. A: The formation of equal rim cement around an allochem (yellow arrows). The red arrow shows intragranular mosaic cement and the white arrow shows stylolite (Sample no, As-Ri, 44). **B:** The poikilotopic cement that includes the allochem grain (dashed yellow line), the red arrow shows the intergranular equal mosaic cement (Sample no, As-Ri, 23). **C:** The formation of drusy cement inside a shell (the increase in the size of the crystals is from the edge towards the center and in the direction of the yellow arrows) (Sample no, As-Ri, 51) **D:** The equal mosaic cement formed inside the fracture (Sample no, As-Ri, 40).

قرمز رنگ‌آمیزی شده است و رنگ صورتی بلورهای سیمان کلسیتی بیانگر تشکیل آن‌ها تحت دیاژنز جوی در طی دیاژنز تلوزنیک می‌باشد. تفسیر: اندازه بلورهای این نوع سیمان نسبت به سیمان‌های موزاییکی هم‌بعد به مراتب خیلی بزرگ‌تر می‌باشد (فلوگل، ۲۰۰۴). گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده این سیمان کم است (پورسر، ۱۹۷۸؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ سیبل و جیمز، ۲۰۱۷؛ ارلر و همکاران، ۲۰۱۸؛ کراوز و همکاران، ۲۰۱۸).

سیمان بلوکی (قطعه‌ای): این نوع سیمان نسبت به سیمان‌های موزاییکی دارای بلورهای درشت‌تر می‌باشد که می‌تواند در درون شکستگی‌ها، درون دانه‌ها و فضای بین دانه‌ها تشکیل شود. شکل ۸ انواع سیمان‌های بلوکی را نشان می‌دهد. شکل ۸-الف سیمان کلسیت بلوکی (قطعه‌ای) در یک رخساره مادستون تا وکستون بایوکلسیتی را نشان می‌دهد که احتمالاً حفرات موجود در این رخساره را پر کرده است. شکل ۸-ب سیمان کلسیت بلوکی درون یک قطعه آلوکم در یک رخساره وکستون بایوکلسیتی را نشان می‌دهد. شکل ۸-ج سیمان کلسیت بلوکی درون یک شکستگی می‌باشد که فابریک دروزی به خود گرفته است. شکل ۸-د سیمان کلسیت بلوکی (قطعه‌ای) تشکیل شده درون شکستگی را نشان می‌دهد که مقطع با آلزارین

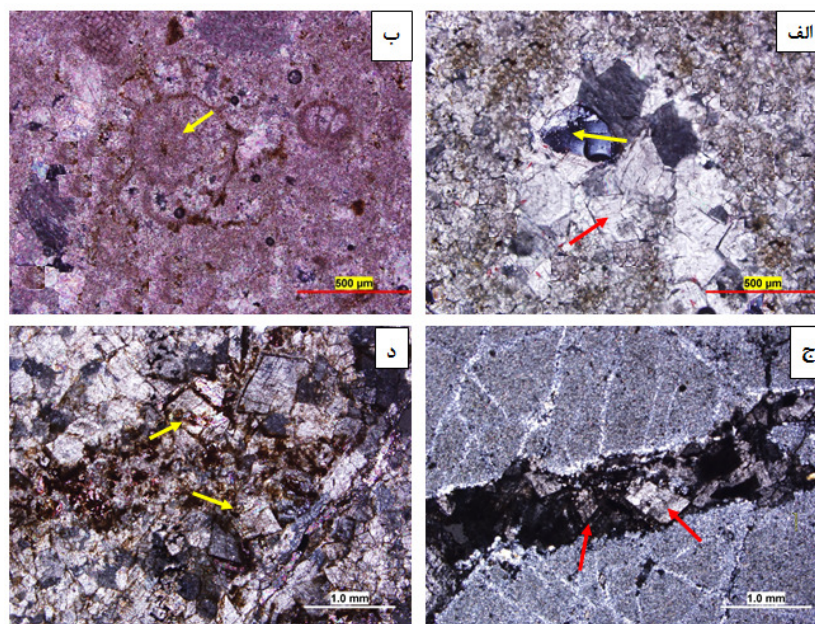


شکل ۸. الف: تشکیل سیمان کلسیت بلوکی (قطعه‌ای) تشکیل شده در حفرات سنگ (نمونه شماره As-Ri-11). ب: تشکیل سیمان کلسیت بلوکی درون یک قطعه آلوکم (نمونه شماره As-Ri-55). ج: تشکیل سیمان کلسیت بلوکی درون یک شکستگی که فابریک دروزی به خود گرفته است (نمونه شماره As-Ri-17). د: سیمان کلسیت بلوکی (قطعه‌ای) تشکیل شده درون شکستگی (نمونه شماره As-Ri-62).

Fig. 8. A: Formation of blocky calcite cement formed in rock cavities (Sample no, As-Ri, 11). B: The formation of blocky calcite cement inside a piece of allochem (Sample no, As-Ri, 55). C: The formation of blocky calcite cement inside a fracture that has taken drusy fabric (Sample no, As-Ri, 17). D: blocky calcite cement formed inside the fracture (Sample no, As-Ri, 62).

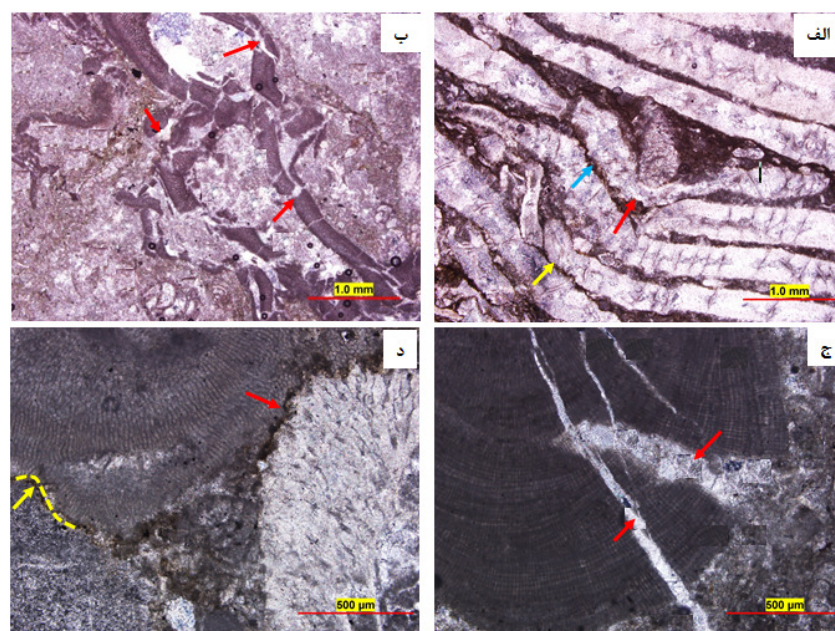
فشرددگی فیزیکی: این نوع فرآیند بلافاصله بعد از تدفین رسوبات و در عمق کمتری نسبت به تراکم شیمیایی رخ می‌دهد. تراکم هر نوع فرآیندی است که باعث کاهش حجم کلی سنگ می‌شود. ترتیب دوباره عناصر تشکیل دهنده سنگ، تغییر شکل پلاستیک و خرد شدن دانه‌ها، در هم فرو رفتن دانه‌ها از عوارض تراکم فیزیکی می‌باشند. از عوارض فشرددگی فیزیکی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به ایجاد فابریک دانه‌به‌دانه در دانه‌های آلوکم به دلیل وجود تراکم فیزیکی اشاره کرد. در شکل ۱۰- الف پیکان قرمز رنگ له‌شدگی دانه، پیکان زرد رنگ تماس نقطه‌ای و پیکان آبی رنگ تماس طولی بین آلوکم‌ها را نشان می‌دهد. شکل ۱۰- ب: شکستگی در جای قطعه جلبکی به دلیل تراکم فیزیکی را نشان می‌دهد که در مرحله بعد این شکستگی‌ها توسط سیمان پر شده‌اند (پیکان‌های قرمز رنگ). شکل ۱۰- ج: شکستگی‌های ایجاد شده در جلبک قرمز را نشان می‌دهد که به دلیل تراکم فیزیکی ایجاد شده‌اند. در مرحله بعد فضای حاصل از شکستگی‌ها با سیمان کلسیت اسپاری پر شده است. شکل ۱۰- د: تماس محدب - مقعر (پیکان زرد رنگ) و تماس مضرسی بین آلوکم‌ها (پیکان قرمز رنگ) را نشان می‌دهد که بیانگر تراکم فیزیکی پیشرفته‌تر می‌باشد.

سیمان دولومیتی: نوع دیگری از سیمان‌های تشکیل شده در رخساره‌های کربناته سیمان دولومیتی می‌باشد. این سیمان با اندازه‌های بین ۱۰ تا ۲۵۰ میکرون اغلب به صورت پرکننده فضاهای خالی و حفرات سنگ، شکستگی‌ها و به صورت سیمان، زمینه سنگ و آلوکم‌ها را نیز تحت تأثیر قرار داده است. شکل ۹- الف تشکیل سیمان دولومیتی درشت بلور درون حفره را نشان می‌دهد که بخشی از حفره هنوز به صورت خالی (تخلخل) باقی مانده است (پیکان زرد رنگ). شکل ۹- ب تشکیل سیمان دولومیتی ریزبلور در زمینه سنگ را نشان می‌دهد. فرآیند دولومیتی شدن یک قطعه فسیل روزندار را نیز تحت تأثیر قرار داده است و ساختمان داخلی آن را تا حدودی در بر گرفته است (پیکان زرد رنگ)، مقطع با آلیزارین قرمز رنگ آمیزی شده است. شکل ۹- ج سیمان دولومیتی درشت بلور درون شکستگی در یک رخساره مادستون دولومیتی شده می‌باشد. شکل ۹- د سیمان دولومیتی درشت بلور در یک رخساره دولواسپارایتی را نشان می‌دهد. در شکل ۹- د انحلال برخی بلورهای خودشکل دولومیت به عبور فازهای سیال غنی از یون کلسیم در محیط نسبت داده می‌شود (پیکان‌های زرد رنگ).



شکل ۹. الف: تشکیل سیمان دولومیتی درشت بلور درون حفره. پیکان زرد رنگ تخلخل حفره‌ای را نشان می‌دهد (نمونه شماره As-Ri-7). ب: تشکیل سیمان دولومیتی ریزبلور در زمینه سنگ (نمونه شماره As-Ri-30). ج: تشکیل سیمان دولومیتی درشت بلور درون شکستگی در یک رخساره مادستون دولومیتی شده (نمونه شماره As-Ri-48). د: سیمان دولومیتی درشت بلور در یک رخساره دولواسپارایتی (نمونه شماره As-Ri-10).

Fig. 9. A: Formation of coarse crystal dolomitic cement inside the cavity. The yellow arrow shows the vuggy porosity (Sample no, As-Ri, 7). B: The formation of microcrystalline dolomite cement in the rock matrix (Sample no, As-Ri, 30). C: The formation of coarse crystal dolomite cement within a fracture in a dolomitic mudstone facies (Sample no, As-Ri, 48). D: Coarse crystal dolomite cement in a dolosparite facies (Sample no, As-Ri, 10).



شکل ۱۰. الف: ایجاد فابریک دانه‌به‌دانه در دانه‌های آلوکم. پیکان قرمز رنگ له‌شدگی دانه، پیکان زرد رنگ تماس نقطه‌ای و پیکان آبی رنگ تماس طولی را نشان می‌دهند (نمونه شماره As-Ri-19). ب: شکستگی درجای قطعه جلبکی (نمونه شماره As-Ri-20). ج: شکستگی‌های ایجاد شده در جلبک قرمز (نمونه شماره As-Ri-13). د: تماس محدب - مقعر (پیکان زرد رنگ) و تماس مضرسی بین آلوکم‌ها (پیکان قرمز رنگ) (نمونه شماره As-Ri-13).

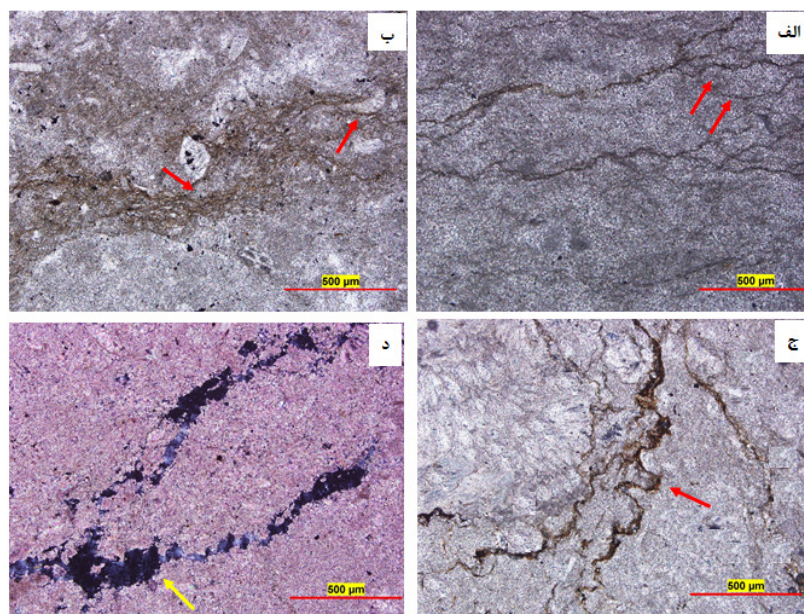
Fig. 10. A: Creation of fitted fabric in allochem grains. The red arrow shows grain crushing, the yellow arrow shows point contact, and the blue arrow shows longitudinal contact (Sample no, As-Ri, 19). B: In situ fracture of algal fragment (Sample no, As-Ri, 20). C: Fractures created in the red algae (Sample no, As-Ri, 13). D: Convex-concave contact (yellow arrow) and convex contact between allochem (red arrow) (Sample no, As-Ri, 13).

به محض رسیدن به آلوک‌ها آن‌ها را دور زده و از کنار آن‌ها عبور می‌کنند (پیکان‌های قرمز رنگ). شکل ۱۱- ج: استیلولیت تشکیل شده در یک رخساره وکستون تا پکستون بایوکلاستی را نشان می‌دهد که رنگ تیره می‌باشد. شکل ۱۱- د: عارضه استیلوموتل را در یک رخساره مادستون تا وکستون بایوکلاستی نشان می‌دهد. در امتداد استیلوموتل تخلخل نیز شکل گرفته است.

تفسیر: فشردگی شیمیایی نسبت به نوع فیزیکی در عمق و دمای بیشتری رخ می‌دهد و از مهم‌ترین نتایج آن انحلال فشاری و تشکیل رگچه‌های انحلالی، استیلولیت و استیلوموتل است (تاگر ۲۰۰۱؛ اسمیت، ۲۰۰۰). این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود (بترست، ۱۹۸۷؛ ریلسبک، ۱۹۹۳؛ نیکولاییدس و والاس، ۱۹۹۷) یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیکی نیز تشکیل شوند (بترست، ۱۹۸۷؛ رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادلن و ویلسون، ۲۰۱۳).

تفسیر: فرآیند فشردگی به میزان رسوب‌گذاری، عمق تدفین و حجم رسوبات مربوط است (اینسل، ۲۰۰۰؛ اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲). شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوب‌گذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دیاژنز هستند (کوک و همکاران، ۲۰۰۶؛ ارلر و همکاران، ۲۰۱۸؛ کراوز و همکاران، ۲۰۱۸). تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کربناته که برگرفته از فرآیند فشردگی مکانیکی هستند، پیش از سنگ‌شدگی رسوبات رخ می‌دهند (روگه و فابریسیوس، ۲۰۰۲؛ فابریسیوس و بور، ۲۰۰۷؛ رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادلن و ویلسون، ۲۰۱۳).

فشردگی شیمیایی: فشردگی شیمیایی نسبت به فشردگی فیزیکی در عمق تدفین بیشتری رخ می‌دهد. در این فرآیند دانه‌ها تحت تأثیر انحلال متفاوت در محل تماس خود قرار می‌گیرند. عوارض تراکم شیمیایی در رخساره‌های کربناته در سه گروه رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها قرار می‌گیرند. شکل ۱۱- الف و ب رگچه‌های انحلالی تشکیل شده در رخساره‌های مادستونی تا وکستونی را نشان می‌دهد. در شکل ۱۱- ب این عوارض

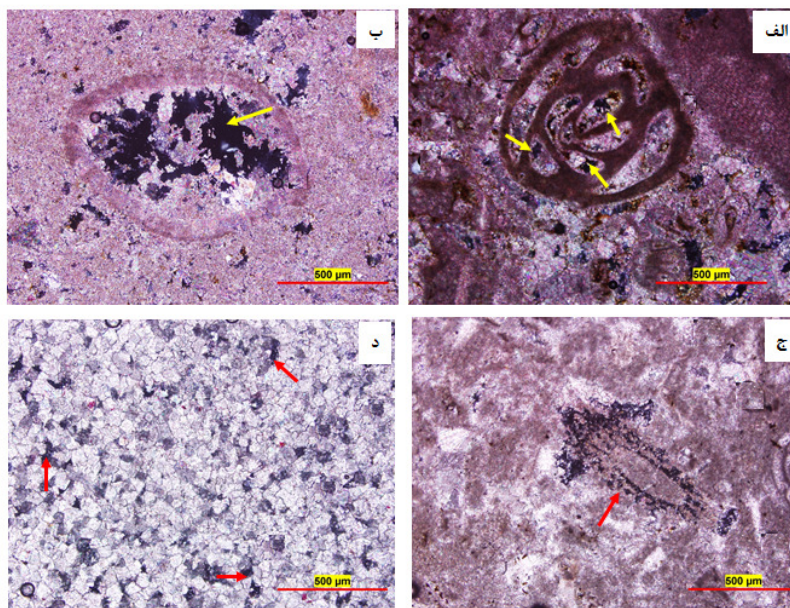


شکل ۱۱. الف: رگچه‌های انحلالی تشکیل شده با دامنه تضاریس ضعیف (نمونه شماره ۴۷-As-Ri). ب: رگچه‌های انحلالی تشکیل شده در یک رخساره وکستون بایوکلاستی (نمونه شماره ۴۷-As-Ri). ج: استیلولیت تشکیل شده در یک رخساره وکستون تا پکستون بایوکلاستی (نمونه شماره ۴۹-As-Ri). د: استیلوموتل تشکیل شده در یک رخساره مادستون تا وکستون بایوکلاستی (نمونه شماره ۴۹-As-Ri).

Fig. 11. A: Dissolution veins formed with a weak topographic domain (Sample no, As-Ri, 47). B: Dissolution veins formed in a bioclastic wackestone facies (Sample no, As-Ri, 47). C: Stylolite formed in a bioclastic wackestone to packstone facies (Sample no, As-Ri, 49). D: Stylomottle formed in a bioclastic mudstone to wackestone facies (Sample no, As-Ri, 49).

حفره‌ای درون دانه‌ای تشکیل شده در یک قطعه صدف در یک رخساره وکستون بایوکلستی (پیکان زرد رنگ) می‌باشد. شکل ۱۲-ج: تخلخل قالبی تشکیل شده در یک برش عرضی از خارپوست می‌باشد. شکل ۱۲-ج: تخلخل‌های بین بلوری ایجاد شده در یک رخساره دولواسپارایتی را نشان می‌دهد. شکل ۱۳-الف: تخلخل حفره‌ای بزرگ مقیاس (کانالی) در یک رخساره وکستون بایوکلستی (پیکان‌های زرد رنگ) را نشان می‌دهد. شکل ۱۳-ب: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای تشکیل شده در یک رخساره دولواسپارایتی (پیکان زرد رنگ)، را نشان می‌دهد که در این تصویر پیکان‌های قرمز رنگ انحلال بلورهای دولومیت را نشان می‌دهد که می‌تواند به دلیل عبور سیالات دیاژنزی غنی از فاز کلسیم در محیط باشد. شکل ۱۳-ج: تخلخل ایجاد شده توسط عوارض انحلال فشارشی (استیلولیت و استیلوموتل) را نشان می‌دهد. شکل ۱۳-ج: تخلخل ایجاد شده به دلیل شکستگی در یک رخساره وکستون بایوکلستی را نشان می‌دهد.

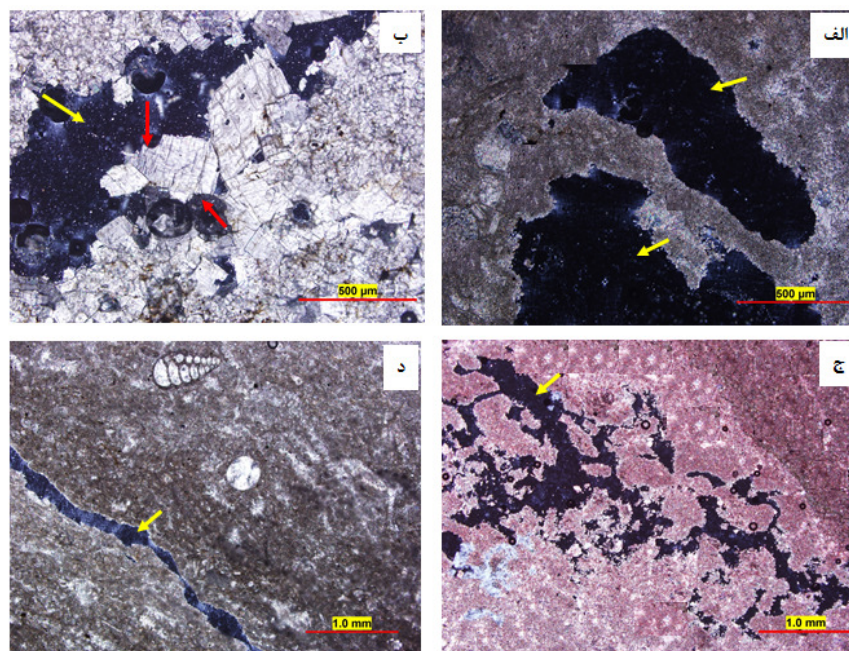
انحلال و توسعه تخلخل: به کلیه حفرات موجود در سنگ، تخلخل گفته می‌شود. حال اگر این حفرات به هم متصل بوده و قادر به عبور مایعات باشند به آن تخلخل مفید^۱ گفته می‌شود، ولی اگر قادر به عبور مایعات نباشند به آن تخلخل غیرمفید می‌گویند. اندازه و شکل دانه، جورشدگی و فابریک از پارامترهای کنترل کننده تخلخل اولیه سنگ‌ها می‌باشند. تخلخل، حاصل بعضی از فرایندهای مهم دیاژنتیکی در سنگ‌های کربناته است که امروزه در صنعت نفت بسیار مورد توجه زمین‌شناسان و کارشناسان اکتشاف و استخراج نفت است. تخلخل معمولاً بر اثر سیمانی شدن، فشردگی و انحلال فشاری از بین رفته یا کاهش می‌یابد و از طریق انحلال، دولومیتی شدن و شکستگی حاصل از تکنونیک بوجود می‌آید. شکل‌های ۱۲ و ۱۳ انواع تخلخل‌های ایجاد شده در رخساره‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. شکل ۱۲-الف: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای در یک رخساره وکستون بایوکلستی (پیکان‌های زرد رنگ) را نشان می‌دهد. در زمینه سنگ تخلخل بین‌دانه‌ای نیز مشاهده می‌شود. شکل ۱۲-ب: تخلخل



شکل ۱۲. الف: تخلخل‌های حفره‌ای درون دانه‌ای (نمونه شماره ۵۹-As-Ri). ب: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای تشکیل شده در یک قطعه صدف (نمونه شماره ۶۰-As-Ri). ج: تخلخل قالبی تشکیل شده در یک برش عرضی از خارپوست (نمونه شماره ۷۶-As-Ri). ج: تخلخل‌های بین‌بلوری ایجاد شده در یک رخساره دولواسپارایتی (نمونه شماره ۳۳-As-Ri).

Fig. 12. A: Intracrystalline pore porosity (Sample no, As-Ri, 59). B: Intracrystalline cavity porosity formed in a shell piece (Sample no, As-Ri, 60). C: Moldic porosity formed in a cross section of echinoderm (Sample no, As-Ri, 76). D: Intercrystalline pores created in a dolosparite facies (Sample no, As-Ri, 33).

¹ Effective porosity



شکل ۱۳. الف: تخلخل حفره‌ای بزرگ مقیاس (کانالی) در یک رخساره وکستون بایوکلاستی (نمونه شماره As-Ri-24). ب: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای تشکیل شده در یک رخساره دولواسپاریتی (پیکان زرد رنگ)، پیکان‌های قرمز رنگ انحلال بلورهای دولومیت را نشان می‌دهد (نمونه شماره As-Ri-34). ج: تخلخل ایجاد شده توسط عوارض انحلال فشارشی (استیلولیت و استیلوموتل) (نمونه شماره As-Ri-39). د: تخلخل ایجاد شده به دلیل شکستگی در یک رخساره وکستون بایوکلاستی (نمونه شماره As-Ri-45).

Fig. 13. A: Large-scale pore porosity (channel) in a bioclastic wackestone facies (Sample no, As-Ri, 24). **B:** Intragranular cavity porosity formed in a dolosparite facies (yellow arrow), red arrows show the dissolution of dolomite crystals (Sample no, As-Ri, 34). **C:** Porosity caused by the complications of compressive dissolution (stylolite and stylomottle) (Sample no, As-Ri, 39). **D:** Porosity created due to fracture in a bioclast wackestone facies (Sample no, As-Ri, 45).

فرآیند آهن‌دار شدن: ترکیبات آهن‌دار (هماتیتی و لیمونیتی) اغلب در زمینه سنگ، تخلخل‌های بین‌بلوری، میان بلورهای دولواسپاریت و دولومیکرواسپارها مشاهده می‌گردد که زمان آهن‌دار شدن را بعد از تشکیل دولومیت نشان می‌دهند. ترکیبات آهن‌دار همچنین در امتداد استیلولیت‌ها و در حجرات فسیل‌ها (اکثراً حجرات فرامینیفرها) و شکستگی‌های سنگ مشاهده می‌گردد. آهن‌دار شدن عموماً مربوط به دیاژنز تدفینی می‌باشد. مهاجرت نهایی هماتیت در اثر دیاژنز و جانشین شدن در رسوبات آهنی میزبان و سیمان‌های کلسیتی نیز معمول می‌باشد (تاکر، ۲۰۰۲). ترکیبات آهن‌دار به فرم هماتیت و مگنتیت نیز اغلب به صورت رگه‌ای و جانشینی در داخل آلوکم‌ها، فضاهای ایجاد شده توسط موجودات حفار و در امتداد استیلولیت مشاهده می‌گردد. هماتیت در مقطع نازک به صورت اپاک بوده و به وسیله رنگ قرمز در نور انعکاس تشخیص داده می‌شود. مگنتیت نیز با توجه به رنگ خاکستری فولادی در نور انعکاسی مشخص می‌گردد.

تفسیر: فرآیند انحلال یک فرآیند دیاژنزی بسیار مهم در سنگ‌های کربناته می‌باشد، زیرا این فرآیند می‌تواند کیفیت مخزنی یک سازند را افزایش دهد. فرآیند انحلال نزدیک به سطح زمین رخ می‌دهد ولی طی دفن عمیق هم ممکن است ایجاد شود (تاکر ۲۰۰۱؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). 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 و تراوایی مخازن کربناته می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵). به دلیل تراوایی کم آهک دانه‌ریز انحلال در آن‌ها رخ می‌دهد (ووستفال، ۲۰۰۶؛ ارلر و همکاران، ۲۰۱۸؛ کراوز و همکاران ۲۰۱۸).

جانشینی: فرآیند جانشینی در نمونه‌های مورد مطالعه در حالت‌های زیر مشاهده شده است.

بسیار رایج و متداول است. سیلیسی شدن سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان اولیه دانه‌ها می‌شود و از این رو ساخت داخلی دانه‌ها (اسکلتی یا غیراسکلتی) تا حدودی محو می‌شوند.

جانشینی توسط دولومیت: در سنگ‌های کربناته بررسی شده دولومیت به صورت سیمان جانشینی در متن سنگ، به صورت جانشینی در پوسته آلوکم‌ها، به صورت جانشینی در حفرات و شکستگی‌ها دیده می‌شود (رجوع شود به شکل ۹). پدیده دولومیتی شدن در سنگ‌های کربناته بسیار متداول می‌باشد و اغلب با گذشت زمان سنگ‌های کربناته به دولومیت تبدیل می‌شوند (پتی‌جان، ۱۹۷۵).

۵- پتروگرافی و زمین‌شیمی عنصری واحدهای دولومیتی

۵-۱- توصیف پتروگرافی دولومیت‌ها

به طور کلی از طریق اندازه بلورهای دولومیت برای تشخیص دولومیت‌های اولیه از ثانویه استفاده می‌شود (آماتور و فریدمن، ۱۹۹۲). مطالعات پتروگرافی بر روی دولومیت‌های سازند آسماری منجر به شناسایی چهار نوع از این دولومیت‌ها گردید.

دولومیت نوع اول یا دولومیکریت‌ها (دولومیت‌های خیلی ریز بلور): این نوع از دولومیت‌ها با بافت موزائیکی و اغلب بی‌شکل در اندازه‌های بین ۴ تا ۱۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۱۶). این بافت دولومیتی معادل بافت Planar - S مازالو (۱۹۹۲) و سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و بافت ایدیوتوپیک Idiotopic - S گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و (آدابی، ۲۰۰۹) است. فابریک متراکم، تیره رنگ و فاقد فسیل این نوع از دولومیت‌ها و وجود شواهد بافتی رسوبی اولیه نظیر لامیناسیون جلبکی و فابریک فنسترال در آن‌ها به نظر می‌رسد تحت شرایط سطحی و دمای پایین و احتمالاً همزمان با رسوب‌گذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محیط بالای جزرومدی یا بین جزرومدی تشکیل شده‌اند (لند، ۱۹۸۵؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰، آل-آسام و پاکارد، ۲۰۰۰، آدابی، ۲۰۰۹).

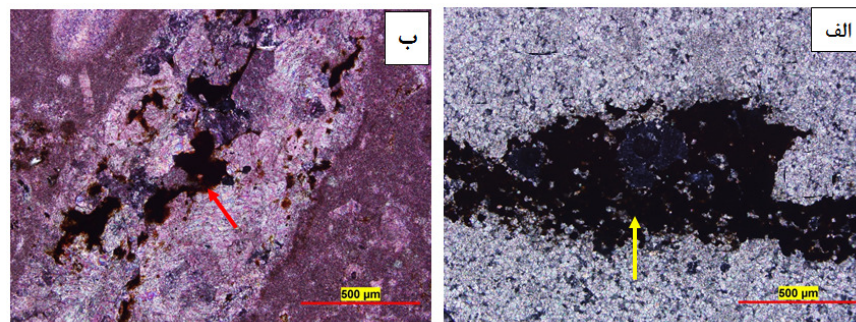
دولومیت نوع دوم یا دولومیکرواسپارایت (دولومیت‌های متوسط بلور): دولومیت‌های متوسط بلور بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در اندازه‌های بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۱۷). این نوع از دولومیت‌ها معادل فابریک Idiotopic - P سیبلی و گرگ

در محیط‌های دریایی اکسیدان کانی‌های سه ظرفیتی آهن (فریک) نظیر هماتیت و مگنتیت نهشته می‌شوند. با افزایش عمق تدفین، از مقدار اکسیژن کاسته شده و شرایط احیایی به وجود می‌آید و نیز میزان شوری آب‌های منفذی افزایش پیدا می‌کند. با رسیدن به شرایط احیایی، عناصر حساس به این شرایط، مانند منگنز و آهن، به حالت متحرک در آمده و تمایل دارند که وارد شبکه کلسیت و دولومیت شوند. تغییر ترکیب منگنز و آهن در سیالات منفذی دیرینه که در بلور حالت زوناسیون ایجاد می‌کند، توسط الگوهای کاندولومینسانس، شوری‌های بخصوص انکلوژیون‌های سیال و ایزوتوپ‌های پایدار ثبت می‌شوند (تاکر، ۲۰۰۲). در رخساره‌های مورد مطالعه پیریتی شدن اغلب در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۱۴-الف). از دیگر پدیده‌های آهن‌دار شدن در مقاطع مورد مطالعه تشکیل کانی‌های آهن‌دار می‌باشد که در درون شکستگی‌های سنگ ایجاد شده است (شکل ۱۴-ب). با توجه به شکل ۱۴-ب، به نظر می‌رسد در مرحله دیاژنز تدفینی بخشی از سیمان کلسیتی حل شده است و در شرایط احیایی پیریت در فضاهای ایجاد شده تشکیل شده است. فراوانی پیریت در جازا در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است (گولدهایر، ۲۰۰۴). پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است (ال-قالی و همکاران، ۲۰۰۶).

فرآیند سیلیسی شدن: فرآیند سیلیسی شدن به جانشینی رسوبات و سنگ‌های کربناته توسط سیلیس گفته می‌شود. از جمله شواهد سیلیسی شدن در سنگ‌های کربناته می‌توان به آلوکم‌هایی با پوسته کربناته اشاره کرد که کاملاً یا بخشی از پوسته آن‌ها سیلیسی شده است. جانشینی سنگ‌های کربناته توسط سیلیس ممکن است قبل از سنگ شدن و محکم شدن رسوبات به وقوع بپیوندد. در این حالت رسوبات جانشین شونده نسبتاً متخلخل و سیمان نشده می‌باشند. این نوع جانشینی را جانشینی دیاژنز اولیه می‌نامند. جانشینی توسط سیلیس ممکن است بعد از سنگ شدن رسوبات و بر روی مواد نسبتاً سخت و نامتخلخل صورت پذیرد. این نوع جانشینی را جانشینی دیاژنز تأخیری می‌نامند (فلوگل، ۲۰۱۰). در مقاطع مورد مطالعه سیلیسی شدن در پوسته آلوکم‌ها و در زمینه سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۱۵). در سنگ‌های کربناته، جانشینی کانی‌های سیلیسی به جای کانی‌های کربناته

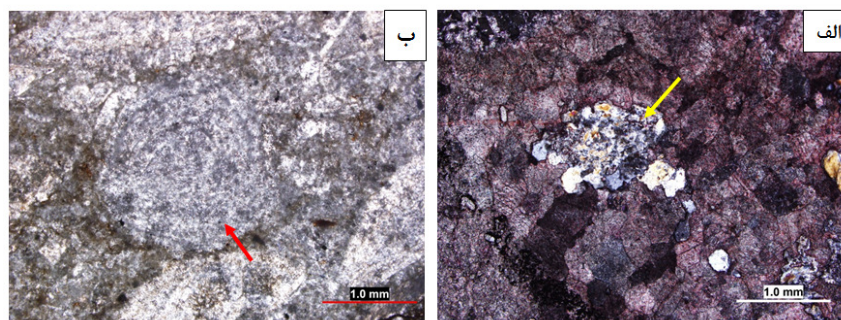
از تبلور مجدد دولومیت‌های ریز بلور ایجاد می‌شوند (رآو و آدابی، ۱۹۹۶؛ ویتاکر و همکاران، ۲۰۰۴؛ آدابی، ۲۰۰۹).

(۱۹۸۷) و دولومیت‌های Planar-P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد (آدابی، ۲۰۰۹). دولومیت‌های متوسط بلور معمولاً



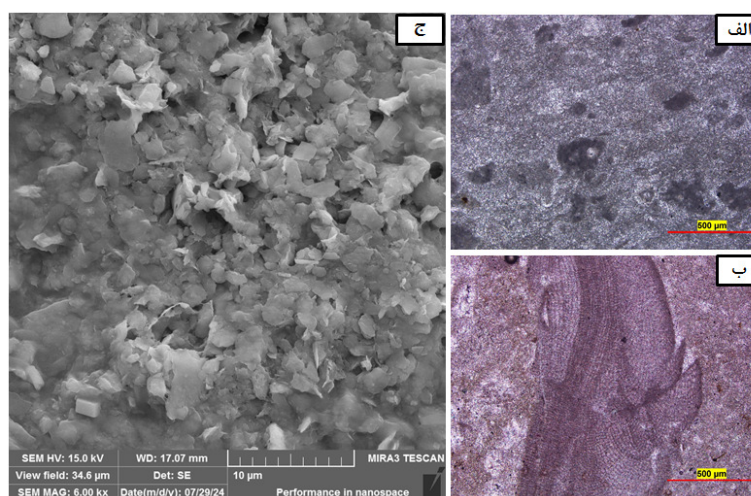
شکل ۱۴. الف: تشکیل پیریت دانه تمشکی در رخساره مادستونی. به فرم ریز و کروی این دانه‌ها توجه شود (نمونه شماره As-Ri-73). ب: تشکیل اکسید آهن درون شکستگی (نمونه شماره As-Ri-80).

Fig. 14. A: Framboidal pyrite formation in mudstone facies. Pay attention to the small and spherical shape of these seeds (Sample no, As-Ri, 73). B: Formation of iron oxide inside the fracture (Sample no, As-Ri, 80).



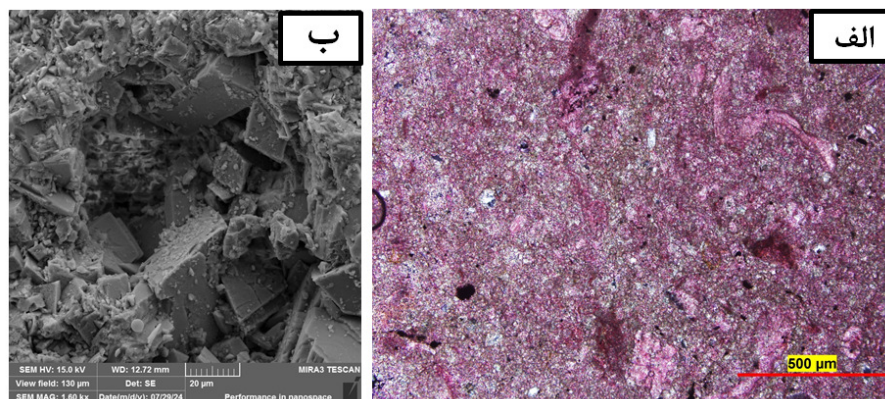
شکل ۱۵. الف: فرآیند جانشینی سیلیس در زمینه سنگ در یک رخساره پکستون بایوکلیست (نمونه شماره As-Ri-64). ب: فرآیند جانشینی سیلیس در یک آلوکم به گونه‌ای که ساختمان داخلی آن را تا حدودی از بین برده است (نمونه شماره As-Ri-16).

Fig. 15. A: Silica replacement process in the rock field in a packstone bioclast facies (Sample no, As-Ri, 64). B: The process of replacing silica in an allochem in such a way that its internal structure has been destroyed to some extent (Sample no, As-Ri, 16).



شکل ۱۶. الف: دولومیکریت اینتراکلیست‌دار (نمونه شماره As-Ri-22). ب: دولومیکریت حاوی لامینه‌های جلبکی (نمونه شماره As-Ri-29). ج: دولومیکریت تحت میکروسکوپ الکترونی (نمونه شماره As-Ri-22).

Fig. 16. A: Dolomicrite with intraclasts (Sample no, As-Ri, 22). B: Dolomicrite containing algal laminae (Sample no, As-Ri, 29). C: Dolomicrite under electron microscope (Sample no, As-Ri, 22).



شکل ۱۷. الف: دولومیکرواسپارایت تحت نور پلاریزه (نمونه شماره As-Ri-31). ب: دولومیکرواسپارایت تحت میکروسکوپ الکترونی (نمونه شماره As-Ri-31).

Fig. 17. A: Dolomicrosparite under polarized light (Sample no, As-Ri, 31). B: Dolomicrosparite under electron microscope (Sample no, As-Ri, 31).

می‌باشند حضور عنصر آهن Fe در بلورهای درشت و تدفینی دولومیت را به اثبات می‌رساند (شکل ۱۹).

۵-۲- زمین‌شیمی عنصری دولومیت‌های مورد مطالعه

تمرکز عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های سازند آسماری در جدول ۲ ذکر شده است. مقادیر مجموع سایر عناصر فرعی کمتر از ۰/۵ درصد بوده و از آوردن آن‌ها در جدول آنالیزها صرف نظر شده است.

عناصر اصلی

کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg): مقادیر منیزیم (Mg) در نمونه دولومیت‌های برش مورد مطالعه با نسبت (Mg/Ca) ارتباط مثبتی دارد ($R^2=0.1712$) (شکل ۲۰). کاهش اندک مقادیر Mg از ۱۲/۶۵ به ۸/۷۰ درصد در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند به علت دگرسانی جزئی این دولومیت‌ها باشد (بلت و همکاران، ۱۹۸۰؛ وایزر، ۱۹۸۷). به دلیل فرآیند دولومیتی شدن گسترده سازند، مقادیر Mg/Ca به دلیل تشکیل دولومیت کاهش پیدا می‌کند (آدابی، ۲۰۰۹)، بنابراین مقدار Mg در دولومیت‌های درشت بلور کمتر از سایر دولومیت‌هاست. در طی فرآیند دولومیتی شدن، مقادیر Mg/Ca به دلیل تشکیل دولومیت کاهش می‌یابد و بر عکس مقدار Ca افزایش می‌یابد (روند معمول). با توجه به شکل ۲۱، بر خلاف روند معمول، تقریباً با افزایش مقدار کلسیم (Ca) مقدار منیزیم (Mg) نیز افزایش می‌یابد

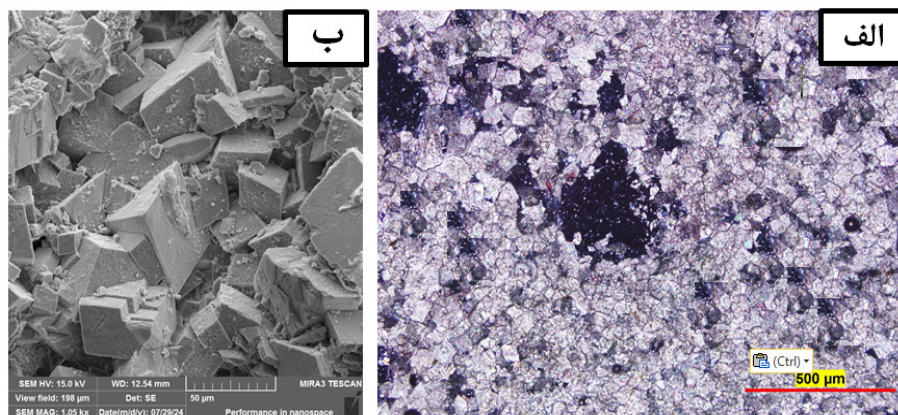
دولومیت نوع سوم یا دولواسپارایت (دولومیت‌های درشت بلور): این نوع از دولومیت‌ها به صورت موزائیک‌های نیمه شکل‌دار و شکل‌دار و در اندازه‌های بین ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون و به طور میانگین ۵۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۱۸). این نوع دولومیت معادل فابریک Idiopic - S - گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های P-Planar مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد. دولومیت‌های نوع سوم به دلیل جاننشینی در سنگ آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) تشکیل می‌شوند (آدابی، ۲۰۰۹؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ مازالو، ۱۹۹۲ و آدابی، ۲۰۰۹).

دولومیت نوع چهارم (دولومیت‌های بسیار درشت بلور) پرکننده فضای شکستگی‌ها و رگه‌ها: در مقاطع مورد مطالعه این نوع از دولومیت‌ها به صورت بی‌شکل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و در اندازه‌های چندین بلور (بزرگ‌تر از ۲۵۰ میکرون) به صورت پرکننده شکستگی‌ها (شکل ۹) مشاهده گردید. این نوع از دولومیت‌ها حاصل مراحل آخر فرایندهای دیاژنتیکی می‌باشند (ویلسون و همکاران، ۲۰۰۷). رنگ‌آمیزی این نوع از دولومیت‌های شناسایی شده با محلول فروسیانید پتاسیم نشان داد که دولومیت‌های تدفینی نسبتاً عمیق دارای آهن در ترکیب خود می‌باشند که این موضوع می‌تواند به دلیل احیا بودن محیط دیاژنتیکی دولومیت‌ها باشد. همچنین تصاویر نقشه رقومی^۱ که معرف توزیع عناصر در بلورهای دولومیت

^۱ Digi maps

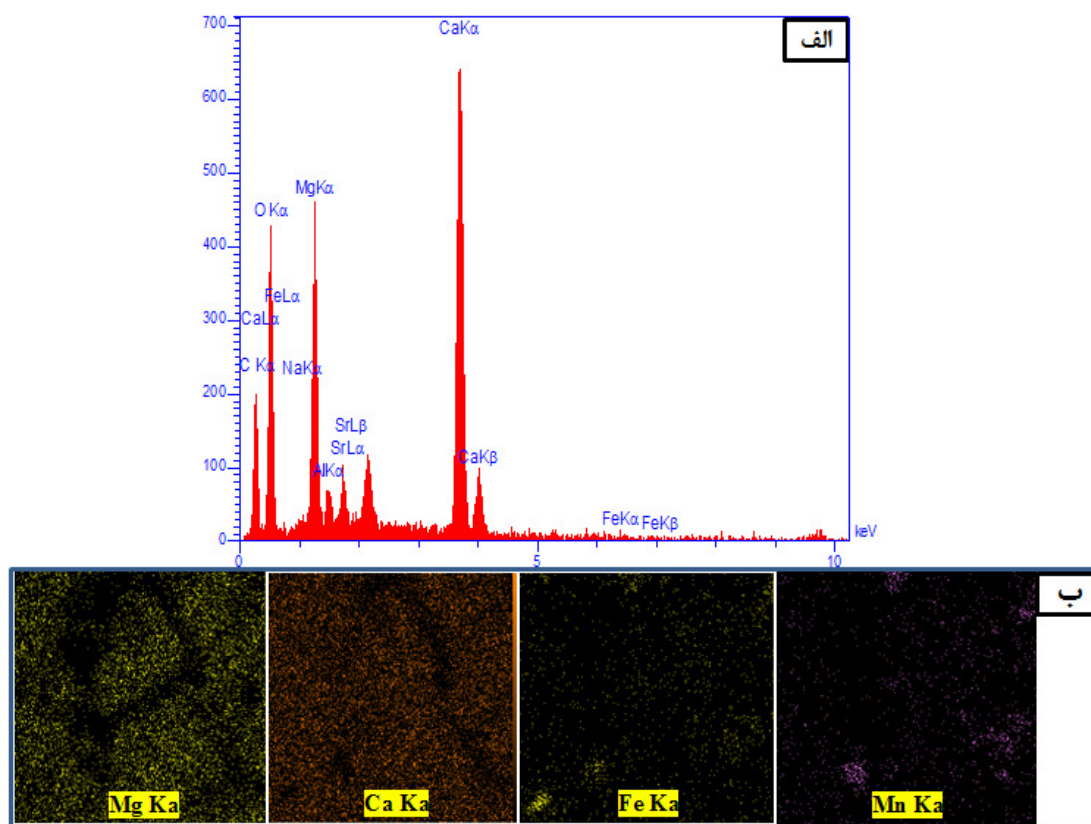
نموده است و میزان منیزیم (Mg) کاهش نیافته است بلکه میزان این دو نوع عنصر وابسته به نسبت Mg/Ca سیال منشأ و سنگ‌آهک و دولومیت اولیه می‌باشد.

($R^2=0.5121$)، این موضوع احتمالاً به دلیل جریان‌های دائم و مکرر سیالات دولومیت‌سازی می‌باشد که با تشکیل دولومیت (با توجه به باز بودن سیستم) در منطقه عمل



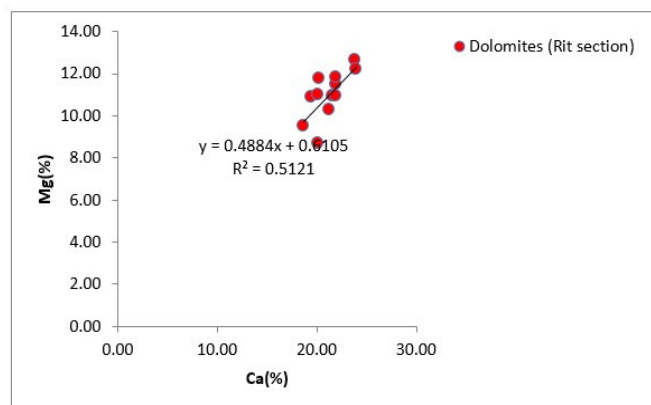
شکل ۱۸. الف: دولواسپارایت تحت نور پلاریزه (نمونه شماره As-Ri-37). ب: دولواسپارایت تحت میکروسکوپ الکترونی (نمونه شماره As-Ri-37).

Fig. 18. A: Dolosparite under polarized light (Sample no, As-Ri, 37). B: Dolosparite under electron microscope (Sample no, As-Ri, 37)



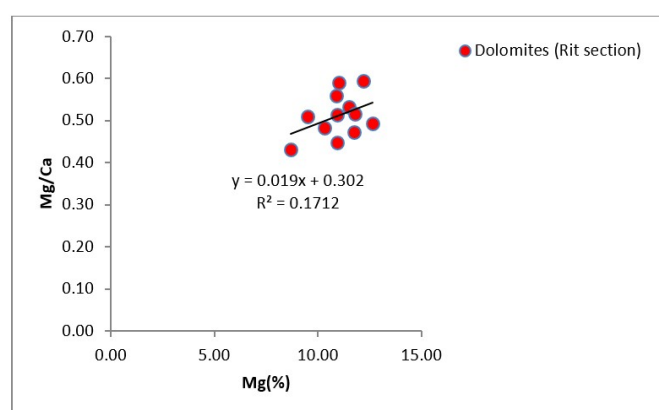
شکل ۱۹. الف: طیف آنالیز EDX از نمونه دولومیت‌های سازند آسماری. ب: نقشه رقومی شده توزیع عناصر در سطح بلورهای دولومیت (نمونه شماره As-Ri-37).

Fig. 19. A: EDX analysis spectrum of Asmari Formation dolomites sample. B: Digi maps of distribution of elements on the surface of dolomite crystals (Sample no, As-Ri, 37).



شکل ۲۰. همبستگی مثبت بین مقادیر منیزیم (Mg) با نسبت (Mg/Ca) دولومیت‌های مورد مطالعه.

Fig. 20. Positive correlation between the amount of magnesium (Mg) and the ratio (Mg/Ca) of the studied dolomites.



شکل ۲۱. روند تغییرات نسبت Ca به Mg در نمونه‌های دولومیتی برش مورد مطالعه ($R^2=0.5121$).

Fig. 21. Changes in the ratio of Ca to Mg in the studied cut dolomite samples ($R^2=0.5121$).

جدول ۲. توزیع عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های برش مورد مطالعه به روش EDX (مقادیر بر حسب درصد وزنی).

Table 2. Distribution of major and minor elements in the types of cut dolomites studied by EDX method (values by weight percentage)

Sample.No		C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Na (%)	Sr (%)	Mg/Ca (%)
As-Ri(1)	Dolosparites	۳۷/۸۰	۳۵/۳۰	۲۰/۲۰	۸/۷۰	۰/۷۰	۰/۶۰	۰/۸۰	۰/۳۰	۰/۴۳
As-Ri(2)		۳۶/۹۰	۳۲/۶۰	۱۸/۶۵	۹/۵۰	۰/۹۰	۰/۵۰	۰/۸۰	۰/۱۰	۰/۵۱
As-Ri(3)		۴۰/۴۵	۲۴/۶۰	۲۱/۳۰	۱۰/۳۰	۰/۹۵	۰/۹۰	۰/۷۰	۰/۶۵	۰/۴۸
As-Ri(4)		۳۹/۹۵	۲۶/۸۵	۱۹/۵۰	۱۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۶۵	۰/۳۰	۰/۷۵	۰/۵۶
As-Ri(5)	Dolomicrosparites	۴۴/۱۰	۲۱/۵۰	۲۰/۳۰	۱۱/۷۵	۰/۷۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۷۵	۰/۴۷
As-Ri(6)		۳۵/۹۰	۳۰/۸۵	۲۰/۲۰	۱۱/۰۰	۰/۴۵	۰/۳۰	۰/۵۵	۰/۶۰	۰/۵۹
As-Ri(7)		۴۰/۰۰	۲۴/۹۰	۲۱/۶۵	۱۰/۹۵	۰/۸۵	۰/۵۵	۰/۱۰	۰/۸۰	۰/۴۵
As-Ri(8)		۲۰/۳۵	۴۳/۱۰	۲۲/۰۰	۱۱/۵۰	۰/۹۰	۰/۴۵	۰/۶۵	۰/۹۰	۰/۵۳
As-Ri(9)	Dolomicrites	۳۳/۷۵	۲۹/۵۵	۲۲/۰۰	۱۱/۸۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۱/۱۰	۱/۵۰	۰/۵۲
As-Ri(10)		۴۰/۲۰	۲۰/۳۵	۲۳/۹۰	۱۲/۶۵	۰/۶۵	۰/۳۰	۰/۶۵	۱/۱۰	۰/۴۹
As-Ri(11)		۲۰/۰۰	۴۱/۹۵	۲۴/۰۰	۱۲/۲۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۵۹
As-Ri(12)		۳۳/۳۵	۳۱/۰۰	۲۲/۰۰	۱۰/۹۵	۰/۱۰	۰/۱۰	۱/۵۰	۰/۹۰	۰/۵۱

نظم بلوری (استوکیومتری) در دولومیت‌های مورد مطالعه

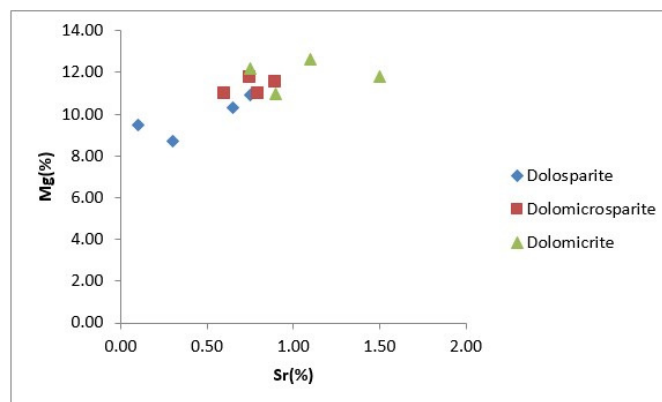
در دولومیت‌های خالص بیشترین میزان Mg برابر ۱۳ درصد می‌باشد (بلت و همکاران، ۱۹۸۰). در دولومیت‌های منظم نسبت Ca/Mg برابر ۱/۶ است (آدابی، ۲۰۰۹). این نسبت برای فازهای مختلف آنالیز شده برای دولواسپارایت‌ها، دولومیکروسپارایت‌ها و دولومیکریت‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب برابر ۲/۰۳، ۱/۸۶، ۱/۹۳ می‌باشد که نشان‌دهنده عدم نظم بلوری در این دولومیت‌ها می‌باشد.

عناصر فرعی

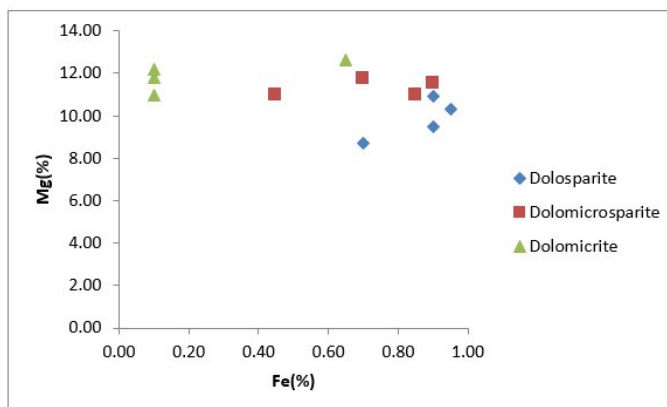
استرانسیم (Sr): تمرکز استرانسیم Sr در نمونه دولومیت‌های برش مورد مطالعه بین ۰/۱۰ تا ۱/۵۰ درصد وزنی (میانگین ۰/۷۶ درصد) در تغییر است. میزان عنصر استرانسیم در دولومیت‌های اولیه به دلیل نداشتن نظم

بلوری (استوکیومتری) به مراتب بیشتر از دولومیت‌های ثانویه می‌باشد (کیرماسی، ۲۰۰۸؛ آدابی، ۲۰۰۹؛ شانلی و همکاران، ۲۰۱۸) (شکل ۲۲). گسترش فرآیند دولومیتی شدن به طور کلی سبب کاهش میزان تمرکز عنصر استرانسیم در شبکه بلورهای دولومیت می‌گردد (ژسک و همکاران، ۲۰۱۲؛ هو و همکاران، ۲۰۱۶). تمرکز بالای استرانسیم در دولومیکریت‌ها علاوه بر نظم بلوری ضعیف این دولومیت‌ها، می‌تواند به دلیل فرایندهای دیاژنزی باشد که بر روی پوسته‌های آراگونیتی رخ می‌دهد (مانند برخی دوکفه‌ای‌ها و روزنداران بنتیک).

آهن (Fe) و منگنز (Mn): تمرکز و توزیع عناصر آهن و منگنز شدیداً وابسته به تغییرات pH و Eh می‌باشند (شانلی و همکاران، ۲۰۱۸). لذا مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های دیاژنتیکی بالاتر از دولومیت‌های اولیه است (ینگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ شانلی و همکاران، ۲۰۱۸).



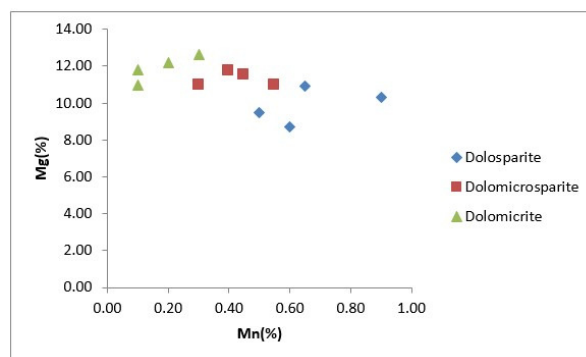
شکل ۲۲. رسم مقادیر Sr در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه.
Fig. 22. Plot of Sr versus Mg values in different types of dolomites under study.



شکل ۲۳. رسم مقادیر Fe در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های سازند آسماری (Fe به مرور جایگزین Mg می‌شود).
Fig. 23. Plot of Fe values against Mg in different types of dolomites of Asmari Formation (Fe gradually replaces Mg).

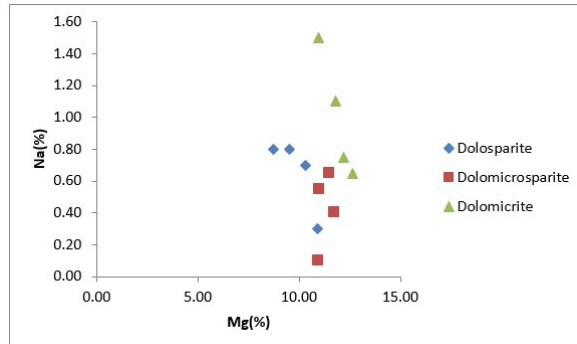
دلیل ورود عنصر منگنز به شبکه دولومیت‌ها در طی دیاژنز تدفینی و شرایط احیایی محیط دیاژنزی باشد (شکل ۲۴). سدیم (Na): تمرکز نسبتاً بالای Na در انواع مختلف دولومیت‌های مورد مطالعه (میانگین ۰/۶۹ درصد وزنی) نشان می‌دهد که احتمالاً این نوع از دولومیت‌ها متأثر از شورابه‌های کف حوضه‌ای باشند (وایزر، ۱۹۸۳؛ وارن، ۲۰۰۰). تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد که می‌تواند شاهی برای غیراستوکیومتری بودن بلورهای دولومیت باشد (شکل ۲۵).

دولومیت‌های ثانویه (دیاژنتیکی) به دلیل تشکیل در شرایط احیایی دارای تمرکز بیشتری از آهن و منگنز در ترکیب خود می‌باشند (شکل ۲۳)، وجود مقادیر آهن با تمرکز بالا در برخی از دولومیت‌های اولیه بیانگر حضور عنصر آهن به صورت ناخالصی به همراه نمونه می‌باشد که این آهن درون ساختار بلور قرار ندارد، بلکه به شکل ناخالصی همراه نمونه وجود دارد. مقادیر بالای (Mn) در دولومیت‌ها می‌تواند به دلیل شرایط احیایی باشد (لند، ۱۹۸۵؛ آدابی، ۲۰۰۹). لذا وجود عنصر منگنز در دولومیت‌های دیاژنزی می‌تواند به



شکل ۲۴. رسم مقادیر Mn در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های سازند آسماری.

Fig. 24. Plot of Mn values against Mg in different types of dolomites of the Asmari Formation.



شکل ۲۵. رسم مقادیر Na در برابر Mg برای انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه

Fig. 25. Plot of Na vs. Mg values for different types of cut dolomites under study

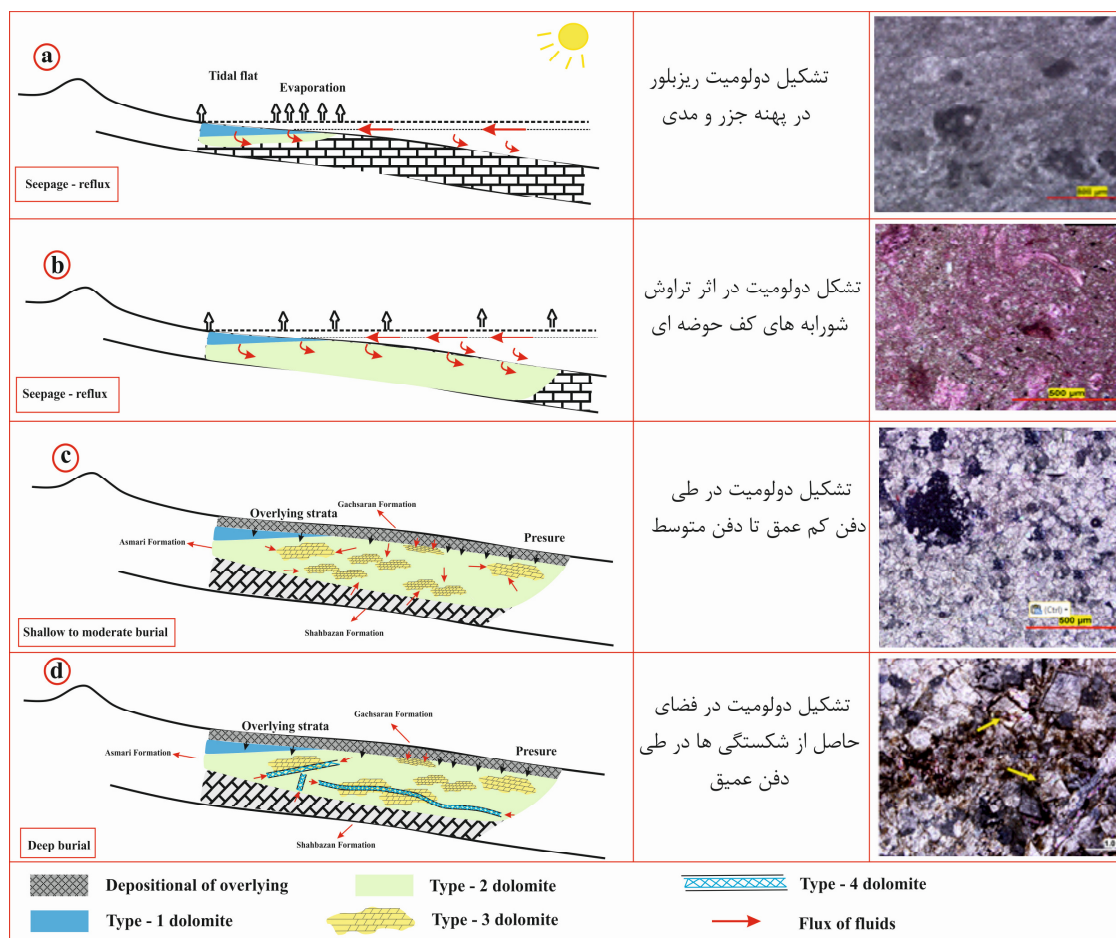
تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول (دولومیکریت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بین جزرومدی تشکیل شده باشند (وارن، ۲۰۰۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). دولومیت‌های نوع دوم و سوم بر اثر تبلور مجدد و یا جانشینی دولومیت‌های خیلی ریز بلور تشکیل شده‌اند. برای دولومیتی شدن اولیه و یا همزمان با رسوب‌گذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا است (هالی و هریس، ۱۹۷۹؛ وانلس، ۱۹۷۹؛ زنگر، ۱۹۸۳؛ میلر و فولک، ۱۹۹۴). این

۵-۳- مدل دولومیتی‌شدن سازند

در سازند آسماری دولومیت‌های اولیه (دولومیکریت‌ها) و دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپارایت‌ها، دولواسپارایت‌ها و دولومیت‌های بسیار درشت بلور پرکننده حفرات و شکستگی‌ها) تشخیص داده شد. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورهای دولومیت اولیه، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی، نظیر اینتراکلیست‌ها، لامینه‌های جلبکی و فابریک فنسترال، عدم فسیل و کانی‌های تبخیری و همچنین نبود شواهدی که نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها

لامینه‌های جلبکی و فابریک فنسترال (روزنه‌ای)، عدم فسیل و کانی‌های تبخیری و همچنین نبود شواهدی که نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بین جزرومدی تشکیل شده باشند (وارن ۲۰۰۶). دولومیت‌های نوع دوم و سوم بر اثر تبلور مجدد و یا جاننشینی دولومیت‌های خیلی ریز بلور تشکیل شده‌اند.

منشأ تنها برای دولومیت‌های نوع ۱ در نظر گرفته می‌شوند که در نزدیک سطح و تحت شرایط دمای پایین در یک پهنه جزرومدی و احتمالاً در اثر پمپاژ آب دریا به این پهنه تشکیل شده‌اند. اما منیزیم مورد نیاز برای دولومیت‌های نوع دیاژنتزی از منابع مختلفی قابل تأمین می‌باشد که از میان آن‌ها می‌توان به آب‌های دریایی محبوس یا آب‌های درون روزنه‌ای و دیاژنز کانی‌های رسی در طی تدفین در نظر گرفت. فابریک و اندازه خیلی ریز بلورهای دولومیت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی، نظیر اینتراکلیست‌ها،



شکل ۲۶. مدل دولومیتی شدن سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه (بدون مقیاس). توالی پاراژنتیکی و دولومیتی شدن به ترتیب در چهار مرحله a, b, c و d رخ داده است. a) تشکیل دولومیت ریزبلور در محیط پهنه جزرومدی b) تشکیل دولومیت در اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای. c) تشکیل دولومیت در طی دفن کم عمق تا متوسط. d) تشکیل دولومیت در فضای حاصل از شکستگی‌ها در طی دفن عمیق.

Fig. 26. Dolomitization model of Asmari Formation in the study area (no scale). Paragenetic sequence and dolomitization occurred in four stages a, b, c and d, respectively. a) The formation of microcrystalline dolomite in the tidal flat environment b) The formation of dolomite due to the seepage of basin floor sediments c) The formation of dolomite during shallow to medium burial diagenesis. d) Formation of dolomite in the space resulting from fractures during deep burial diagenesis

گزارش شده است (بترست، ۱۹۷۵؛ تاکر، ۱۹۹۱، ۲۰۰۱؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ ال-سای و اوردن، ۲۰۰۷؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). هر چند در

دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها عمدتاً به همراه استیلولیت‌ها مشاهده می‌شوند. دولومیت‌هایی که در طول استیلولیت‌ها رشد کرده‌اند توسط پژوهشگران زیادی

وجود می‌آیند. دولواسپاریت‌ها به سه شکل در نمونه‌ها قابل مشاهده می‌باشند، به صورت جانیشینی در دانه‌های آلومکمی، تبلور مجدد از دولومیت‌های ریز بلورتر و به صورت سیمان همراه با کلسیت هم‌بعد پر کننده شکستگی‌ها و حفرات سنگ. وجود سیمان کلسیت هم‌بعد در داخل شکستگی‌ها می‌تواند تأیید کننده دیاژنز تدفینی باشد. به نظر می‌رسد که برای دولومیتی شدن اولیه و یا همزمان با رسوب‌گذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا است (لند ۱۹۸۵). این منشأ تنها برای دولومیت‌های نوع ۱ در نظر گرفته می‌شوند که در نزدیک سطح و تحت شرایط دمای پایین در یک پهنه جزرومدی و احتمالاً در اثر پمپاژ آب دریا به این پهنه تشکیل شده‌اند. اما منیزیم مورد نیاز برای دولومیت‌های نوع ۲ و نوع ۳ از منابع مختلفی قابل تأمین می‌باشد که از میان آن‌ها می‌توان به آب‌های دریایی محبوس یا آب‌های درون روزنه‌ای و دیاژنز کانی‌های رسی در طی تدفین در نظر گرفت. در نهایت با توجه به شواهد پتروگرافی و زمین‌شیمی عنصری، دولومیت‌های سازند آسماری را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم‌عمق تا متوسط و عمیق در نظر گرفت (شکل ۲۶).

توالی‌های پاراژنزی سازند

سه مرحله دیاژنزی (ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز) بر اساس مطالعات پتروگرافی تشخیص داده شد که این مراحل در چهار محیط دیاژنزی (دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالا آمدگی) تعیین شده است (جدول ۳).

خیلی از موارد شکل‌گیری دولومیت‌ها ارتباطی به فرایند انحلال فشاری نداشته و صفحات استیلولیتی را به عنوان مجرای برای هدایت سیالات دولومیت‌ساز در نظر می‌گیرند. به علاوه دولومیت‌هایی که بر اثر فرایند انحلال فشاری شکل می‌گیرند منحصراً رمبوندری و آهن‌دار می‌باشند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). با توجه به اینکه دولواسپاریت‌ها و دولومیکرواسپاریت‌های مورد مطالعه هیچ یک از این خصوصیات را دارا نمی‌باشند و آثاری از بافت اولیه (دولومیکرایت‌ها) در آن‌ها مشاهده می‌شود نمی‌توان آن‌ها را مرتبط با فرایند انحلال فشاری در نظر گرفت بلکه بیشتر بر اثر جانیشینی و تبلور مجدد حاصل شده‌اند. مقادیر پایین استرانسیم و به نسبت بالاتر آهن در دولومیت‌های درشت بلورتر، احتمالاً بیانگر افزایش اندازه بلورهای دولومیت و تبلور دوباره بلورهای دولومیت در طی تدفین است. در طی دیاژنز تدفینی تبلور مجدد در بلورهای دولومیت مشاهده می‌شود همچنین انحلال در پوسته‌ی آلومکما و جانیشینی آن‌ها توسط کلسیت و دولومیت رخ داده است. در برخی نمونه‌ها فضای حاصل از شکستگی‌ها و حفرات توسط کلسیت اسپاریت و دولواسپاریت‌ها پر شده است، اندازه این بلورها در حد چند ده میکرون می‌باشد که حاصل دیاژنز تدفینی می‌باشند. دولومیت نوع یک (دولومیکرایت‌ها) به عنوان دولومیت تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپاریت‌ها) و دولومیت نوع سوم (دولواسپاریت‌ها) از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به

جدول ۳. مراحل دیاژنزی و فرآیندهای پاراژنزی آن‌ها در برش مورد مطالعه.

Table 3. Diagenesis stages and their paragenesis processes in the studied section.

ویژگی‌ها	فرآیندها		مراحل دیاژنزی
انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوب‌گذاری شده، سیالات اشباع با CO_2 و HCO_3	میکریتی شدن، سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت، پیریتی شدن، تشکیل دولومیت اولیه، نوریختی کاهشی	دریایی	مرحله ائوژنز (دیاژنز آغازین)
در محیط فرآینک آب شیرین حفرات بین دانه‌ها همواره پر از آب می‌باشد و ممکن است سبب انحلال کانی‌های نیمه پایدار نظیر آراگونیت و کلسیت پرمینیم گردد	انحلال، سیمان موزائیکی هم بعد و سیمان بلوکی، ایجاد تخلخل	آب شیرین	
در این مرحله رسوبات تحت تاثیر فشار طبقات بالایی و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد	فشرده‌گی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، فراگیرنده، دروزی و دولومیتی شدن، تشکیل استیلولیت و استیلوموتل، تشکیل دولومیت‌های ثانویه		مرحله مزوژنز (دیاژنز میانی)
این مرحله با ایجاد شکستگی‌ها و درزه‌ها در سنگ همراه می‌باشد.	تشکیل شکستگی‌ها، درزه‌ها و توسعه سیمان بلوکی درون شکستگی‌ها، توسعه سیمان اکسید آهن و سیلیسی شدن		مرحله تلوژنز (دیاژنز پایانی)

۶- بحث

مطالعات سنگ‌شناسی بر روی رخساره‌های کربناته سازند آسماری در برش مورد مطالعه منجر به شناسایی چندین فرآیند دیانژی از جمله میکریتی شدن، انحلال و تخلخل، سیمانی شدن، نورختی، فشردگی فیزیکی و شیمیایی و جانشینی در این سازند شد. این فرآیندها در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی شکل گرفته‌اند که سه مرحله دیانژی یعنی دیانژ اولیه (ائوژن)، دیانژ میانی (مزوژن) و دیانژ نهایی (تلوژن) را پشت سر گذاشته‌اند. دو گروه از دولومیت‌ها بر مبنای مطالعات سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی عنصری در این سازند شناسایی گردید (دولومیت‌های اولیه و ثانویه). با توجه به شواهد سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی عنصری، دولومیت‌های سازند آسماری را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم‌عمق تا متوسط و عمیق در نظر گرفت. از جمله مطالعات دیانژی انجام گرفته بر روی سازند آسماری در حوضه رسوبی لرستان می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

امامی میبدی و همکاران (۱۴۰۱)، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و توالی‌های دیانژی سنگ‌های کربناته سازند آسماری را در تقادیس چناره، جنوب لرستان مورد بررسی قرار دادند. در این بررسی‌ها، ۷ ریزرخساره مربوط به ۴ کمربند رخساره‌ای لاگون، سد، بخش محدود شده (رمپ میانی) و رمپ داخلی شناسایی گردید. در این برش چندین فرآیند دیانژی مانند میکریتی شدن، نورختی (افزایشی و کاهش)، سیمانی شدن (سیمان هم‌محور، هم‌ضامت فیبری، هم‌بعد، بلوکی، دروزی و پویی کیلوتوپیک)، فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال (وابسته به فابریک و غیروابسته به فابریک)، جانشینی (پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن) شناسایی شده است. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند آسماری در این برش در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی تفسیر شده است. سه مرحله دیانژی یعنی دیانژ اولیه (ائوژن)، دیانژ میانی (مزوژن) و دیانژ نهایی (تلوژن) برای نهشته‌های مورد مطالعه تعیین شده است. میربیک سزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۱)، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی دولومیت‌های سازند شهبازان و بررسی مرز احتمالی آن با سازند آسماری را از دیدگاه ژئوشیمی عنصری در شمال خاوری کوه‌دشت، جنوب لرستان مورد بررسی و مطالعه قرار دادند.

در این مطالعه دو نوع دولومیت شناسایی گردید. دولومیت‌های اولیه در یک مدل جزرومدی تشکیل شده‌اند، سپس بر اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای در پلت‌فرم کربناته سازند شهبازان دولومیت‌های ثانویه در یک مدل دیانژی دفنی کم عمق تا متوسط گسترش یافته‌اند. با استفاده از آنالیز عنصری مشخص گردید از دولومیت‌های اولیه به سمت دولومیت‌های ثانویه افزایشی در میزان عناصر Fe، Mg و Mn دیده می‌شود و همزمان میزان عناصر Sr، Ca و Na کاهش پیدا می‌کند. در مرز احتمالی بین سازندهای شهبازان و آسماری میزان Sr، Ca، Mn، Sr/Mn، Na، Ca، Sr و افزایش و میزان عناصر Mg، Mn و نسبت Mn/Ca کاهش نشان می‌دهد. در حوضه رسوبی زاگرس، کربنات‌های سازند آسماری با سن الیگومیوسن بخش عمده‌ی مخازن جنوب‌غرب ایران را تشکیل می‌دهند. پژوهشگران مختلفی بر روی سازند آسماری در حوضه رسوبی لرستان و دیگر مناطق همجوار مطالعاتی انجام داده‌اند. (آدامز و بورگز ۱۹۶۷؛ اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۰۷؛ وزیرمقدم و همکاران، ۲۰۱۰؛ صیرفی‌ان و همکاران، ۲۰۱۱؛ ذبیحی زوئرام و همکاران، ۲۰۱۳؛ لرستانی و همکاران، ۲۰۱۶؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۶؛ محسنی و همکاران، ۲۰۱۶؛ فرشی و همکاران، ۲۰۱۹؛ منجری و همکاران، ۲۰۱۹؛ قره‌چلو و همکاران، ۲۰۲۰؛ کمالی‌فر و همکاران، ۲۰۲۰؛ کرمی و همکاران، ۲۰۲۰؛ امیدپور و همکاران، ۲۰۲۱)، جنبه‌های مختلف شامل تغییرات رخساره‌ای و محیط‌رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، بررسی فرایندهای دیانژی و مطالعات کیفیت مخزنی در بخش‌های مختلف زاگرس چین‌خورده مطالعه و بررسی کرده‌اند.

۷- نتیجه‌گیری

مطالعات سنگ‌شناسی به منظور بررسی تاریخچه دیانژی سنگ‌های کربناته سازند آسماری نشان داد چندین فرآیند دیانژی از جمله میکریتی شدن، انحلال و تخلخل، سیمانی شدن، نورختی، فشردگی فیزیکی و شیمیایی و جانشینی در این سازند رخ داده است. این فرآیندها در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی شکل گرفته‌اند که سه مرحله دیانژی یعنی دیانژ اولیه (ائوژن)، دیانژ میانی (مزوژن) و دیانژ نهایی (تلوژن) را پشت سر گذاشته‌اند. دو گروه از دولومیت‌ها بر مبنای مطالعات سنگ‌شناسی و

- Borgomano, J., Lanteaume, C., Leonide, P., Fournier, F., Montaggioni, L. F., Masse, J. P (2020) Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models. AAPG Bulletin, 104: 1115-1142.
- Bathurst, R. G. C (1975) Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology. 2nd Edition, Elsevier, Amsterdam, 12: 658 p.
- Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A., Rijken, P (2006) Mechanical Stratigraphic controls on fracture.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section, Nature, 205: 587.
- Earler, D. V., Nothdurft, L., McNeil, M., Moras, C. A (2018) Tracing nitrate sources using the isotopic composition of skeletal-bound organic matter from the calcareous green algae Halimeda. Coral Reefs, 37: 1003– 1011. doi.org/10.1007/s00338-018-01742-z.
- Einsele, G (2000) Sedimentary Basin Evolution, Facies and Sediment Budget, 2nd Edition. Springer –Verlag, 297 p.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A., Svana H., Oxtoby, T. A (2002) Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Brents Sea. Journal Sedimentary Research, 72: 95-115.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svåná, T. A., Arawi, A. A. M., McArthur, J. M., Thirlwall, M. F (2007) Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran. Journal of Petroleum Geology, 30: 107-128.
- EL-Ghali, M. A. K., Tajoti, K. G., Mansorbeh, H., Ogle, N., Kalin, R. M (2006) Origin and timing of sidelite cementation upper Ordovician glaucogenic 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 Sciences, 3: 35–43.
- Emami Meybodi, S. M., Maghfouri Moghaddam, I., Sedaghatnia, M., Barmal, A (2022) Microfacies, sedimentary environment and diagenetic processes of carbonate rocks of the Asmari Formation (Chenareh anticline, south Lorestan). Journal of Applied sedimentology, 20: 73-91. (in persian).
- 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.
- زمین‌شیمی عنصری شناسایی گردید (دولومیت‌های اولیه و ثانویه). دولومیت‌های اولیه دارای مقادیر پایین Mn و Fe و مقادیر بالای Na و Sr می‌باشند، در حالی که دولومیت‌های ثانویه دارای تمرکز بالایی از Mn و Fe و مقادیر کمتری Sr نسبت به دولومیت‌های اولیه دارند که این موضوع دلالت بر محیط تدفینی دیاژنزی کم عمق تا متوسط برای دولومیت‌های ثانویه می‌باشد. با توجه به شواهد سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی عنصری، دولومیت‌های سازند آسماری را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط و عمیق در نظر گرفت.
- ### References
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzduran Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran: Carbonate Evaporates, 24: 16-32.
- Adabi, M. H., Kakemem, U., Sadeghi, A (2016) Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene–Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). Carbonates and Evaporites, 31: 69-85.
- Adams, T. D., Bourgeois, F (1967) Asmari Biostratigraphy: Iranian Oil Operation Companies, Geological and Exploration Division, Report No, 1074: 6-11.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Moni, P., Meyer, B., Wortel, R (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 148: 692–725.
- 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 (2004) Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and Its Proforeland Evolution. American Journal of Science, 304: 1-20.
- Amthor, J. E., Friedman, G. M (1992) Early to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. Journal of Sedimentary Petrology, 62: 1023-1043.
- Arosi, A. H., Wilson, M. E. J (2015) Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform, Sedimentary Geology, 326: 109–134.
- Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S. A., Abdollahie-Fard, I (2016) Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. Facies, 62: 1-22.

- 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 Petroleum Science Engineering*, 176: 161–171.
- Flügel, E (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Folk, R. L (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C. and Murray, R.C. (eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Spec. Publ, 13: 14-48.
- Folk, R. L., Land, L. S (1974) Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59: 60-68.
- Garcia – pichel, F (2006) Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs *Sedimentary Geology*, 125: 29-50.
- Geske, A., Zorlu, J., Richter, D. K., Buhl, D., Niedermayr, A., Immenhauser, A (2012) Impact of diagenesis and low grade metamorphosis on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites, *Chemical Geology*, 332 (333): 45-64.
- 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, PP. 257 – 288.
- Grabau, A. W (1913) On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol*, 33: 228-247.
- Gregg, J. M., Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 908- 931.
- Gregg, J. M., Shelton, K. L (1990) Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 60: 549-562.
- Halley, R. B., Harris, P. M (1979) Fresh water cementation of a 1, 000 year-old oolite. *Journal of Sedimentary Research*, 49: 969–988.
- Heydari, E., Wade, W (2003) 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.
- Heydari, E (2008) Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*. 451: 56–70.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N. J. F., Gleeson, S. A., Brand, U (2016) Origin of the Breno and Esino dolomites in the western southern Alps (Italy): implications for a volcanic influence: *Marine and Petroleum Geology*, 69: 38-52.
- Jafarian, A., Fallah-Baghtash, R., Mittern, F., Heubeck, C. H (2017) Reservoir quality along a homoclinal carbonate ramp deposit: the Permian upper Dalan Formation, South Pars Field, Persian Gulf basin. *Marine and Petroleum Geology*, 88: 587–604.
- James, N. P., Choquette, P. W (1990b) Limestone — the sea floor diagenetic environment. In: McIlreath, I., Morrow, D. (Eds.), *Diagenesis, Geological Association of Canada Reprint Series*, 4: 13–34.
- James, N. P. and Jones, B (2015) *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*, Wiley, American Geophysical Union, 464 p.
- James, N. P., Jones, B (2015) *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*, Wiley, American Geophysical Union, 464 p.
- 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., Saroee, 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.
- 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.
- Kirmaci, M. Z (2008) Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Golkoy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey: *Sedimentary Geology*, 203: 289-306
- Konert, G., Afifi, M., Al-Hajri, S. A., Droste, H. J (2001) Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian plate. *GeoArabia*, 6: 407-440.
- Krause, S., Liebetrau, V., Leoscher, C., Beohm, F., Gorb, S., Eisenhauer, A., Treude, T (2018) Marine ammonification and carbonic anhydrase activity induce rapid calcium carbonate precipitation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 243: 116–132.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, 33: 112-125.

- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from nearsurfacediagenetic environments. AAPG Bulletin, 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.
- Madlen, R., Wilson, M (2013) Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits, Sedimentary Geology, 286 (287): 20-38.
- Mazzollo, S. J (1992) Geochemical and neomorphism alteration of dolomite: a review: Carbonates and Evaporites, 7: 21-37.
- Messadi, A. M. B., Mardassi, J. A., Touir, J (2018) Sedimentology, diagenesis, clay mineralogy and sequential analysis model of Upper Paleocene evaporite-carbonate ramp succession from Tamerza area (Gafsa Basin: Southern Tunisia): Journal of African Earth Sciences, 118: 205-230.
- Miller, J. K., Folk, R. L (1994) Petrographic, geochemical and structural constraints on the timing and distribution of postlithification dolomite in the Rhaetian Portoro (Calcare nerol) of the Portovenere Area, La Spezia, Italy. In: B.H. Purser, M.E.
- Mirbeik Sabzevari, K., Sedaghatnia, M (2022) Petrography and geochemistry of Shahbazan Formation dolomites and investigation of its possible boundary with Asmari Formation from the elemental geochemistry point of view (Northeastern Kohdasht, south Lorestan). Journal of new finding in applied geology, 16: 200-223. (in persian)
- Monjezi, N., Amirshahkarami, M., Bakhtiar, H. A., Shirazi, M. P. N., Mirzaee, A (2019) Palaeoecology and microfacies correlation analysis of the Oligocene-Miocene Asmari formation, in the Gachsaran oil field, Dezful Embayment, Zagros Basin, Southwest Iran. Carbonates Evaporites, 34: 1551-1568
- Moore, C. H (2001) Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Elsevier, Amsterdam, p. 444.
- Mohseni, H., Hassanvand, V., Homaie, M (2016) Microfacies analysis, depositional environment, and diagenesis of the Asmari-Jahrum reservoir in Gulkhari oil field, Zagros basin, SW Iran. Arabian Journal of Geosciences, 9: 113.
- Motiei, H (2003) Geology of Iran (Zagros stratigraphy), publication of the geological organization. P, 583. (in persian).
- Murris, R. J (1980) Hydrocarbon habitat of the Middle East, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 6: 765-800.
- 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: 397-410.
- Omidpour, A., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Rahimpour-Bonab, H (2021) Application of stable isotopes, trace elements and spectral gamma-ray log in resolving high-frequency stratigraphic sequences of a mixed carbonate-siliciclastic reservoirs. Marine and Petroleum Geology, 104854.
- Pettijohn, F. J (1975) Sedimentary Rocks. Harper& Row. New York. 628 p.
- Piryaee, A., Feizi, A., Sofiani, H., Hemmat, S., Motamedi, B (2014) Paleogeography of tertiary Zagros deposits. Internal report of oil exploration management. Number GR-2362, P 204. (in Persian).
- Purser, B. H (1978) Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestone. Journal of Petroleum Geology, 1: 83-94.
- Richardson, F. D. S (1939) Lower Fars stratigraphy summary of outcrop evidences, 611: 27 - 40.
- Railsback, L. B (1993) Lithological 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.
- 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. Massara, E. P (2011) Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy), Sedimentology, 58: 532-565.
- Salifou, I. A. M., Zhang, H., Boukari, I. O., Harouna, M., Cai, Z (2021) New vuggy porosity models-based interpretation methodology for reliable pore system characterization, Ordovician carbonate reservoirs in Tahe Oilfield, North Tarim Basin. Journal of Petroleum Science and Engineering, 196: 63-79
- Seibel, M. J., James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley - filling limestones: Provence Southern France. Sedimentary Geology, 347: 21 - 35.
- 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: 439-458.
- Sibley, D. F., Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures. J. Sediment. Petrol, 57: 967-975.

- Shunli, Zh., Zhengxiang, L. V., Sibing, L (2018) Origins and Geochemistry of Dolomites and Their Dissolution in the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. Minerals, 8: 289.
- Smith, J. V (2000) Three dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veining. Journal of Structural Geology, 22: 59 – 64.
- Thomas, A. N (1948) The Asmari limestone of southwest Iran. In International Geological Congress, Report of the 18th Session, UK, 6: 35-44.
- Tucker, M. E (2001) Sedimentary Petrology. 3^d Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) Carbonate Sedimentology: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V., 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: 219-263.
- 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: 56–71.
- Verges, J., Emami, H., Garces, M., Beamud, E., Homke, S., Skott, P (2019) Zagros foreland fold belt timing across Lurestan to constrain Arabia–Iran collision. In: Saein, A. (Ed.), Tectonic and Structural Framework of the Zagros Fold-Thrust Belt. Elsevier, 29–52.
- Veizer, J (1983) Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element techniques. In Stable isotopes in sedimentary geology: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Wanless, H. R (1979) Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization: Journal of Sedimentary Petrology, 49: 437-462.
- Warren, J. K (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: Earth Science Reviews, 52: 1-81.
- Warren, J. K (2006) Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, Berlin, 1036 p.
- 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, M. E. J., Evans, M. J., Oxtoby, N. H., Nas, D. S., Donnelly, T., Thirlwall, M (2007) Reservoir quality, textural evolution and origin of fault associated dolomites: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 91: 1247-1273.
- Whitaker, F. F., Smart, P. L., Jones, G (2004) Dolomitization From conceptual to numerical models: Geological Society, London, Special Publications, 235: 99-139.
- Ying, R., Dakang, Z., Chonglong, G., Queqi, Y., Rui, X. Langbo, J., Yangjinfeng, J., Ningcong, Zh (2017) Dolomite geochemistry of the Cambrian Longwangmiao Formation, eastern Sichuan Basin: Implication for dolomitization and reservoir prediction. Petroleum Research, 2: 64-76.
- 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: 45-56.
- Zaid, S. M (2012) Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt. J. African Earth Science, 66: 56- 71.
- Zeigler, M. A (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. GeoArabia, 6: 445-504.
- Zenger, D. H (1983) Burial dolomitization in the Lost Burro Formation/Devonian, east central California and the significance of late diagenetic dolomitization: Geology, 11: 519-522.

Interpretation of diagenesis history of carbonate rocks of the Asmari Formation (Oligocene-Miocene), southwestern of Lorestan

R. Kohandel¹, M. Allameh^{2*}, M. R. Sajadian³

1- M. Sc. Student, Dept., of Petroleum Engineering, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

2- Assoc. Prof., Dept., of Petroleum Engineering, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

3- Assist. Prof., Dept., of Petroleum Engineering, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

* allameh0277@mshdiau.ac.ir

Recieved: 2024.9.25 Accepted: 2025.1.13

Abstract

In order to interpret the diagenesis sequences and the post-depositional history of the carbonate rocks of the Asmari Formation, a 131-meter-thick stratigraphic section located in the Rit anticline (south-western Lorestan) has been studied and sampled. The lithology of this formation is a period of carbonate and dolomite carbonate rocks. The results of the study of sedimentary thin sections showed that several diagenesis processes occurred in the Asmari Formation. These processes include micrite coating, cementation, dissolution, porosity, physical and chemical compression and all kinds of successions that have been formed in four environments: marine, fresh water, burial and upwelling. Three stages of initial (eugenesis), intermediate (mesogenesis) and final (telogenesis) diagenesis have been determined for the studied deposits. Petrological and elemental geochemical studies on dolomitic carbonate units led to the identification of two groups of dolomites in this formation (primary and secondary dolomites). The concentration of secondary elements (Fe and Mn) in primary dolomites is the lowest, while the concentration of these elements in secondary dolomites is the highest. Also, the concentration of other secondary elements such as (Sr and Na) is the highest in primary dolomites, while the concentration of these elements in secondary dolomites is the lowest, which indicates a shallow to medium burial diagenesis environment for it has secondary complications. The dolomites of this formation have not yet reached the crystalline order (stoichiometry), which can be due to the young age of these deposits (Oligocene-Miocene) in the region.

Keywords: Asmari Formation, History of diagenesis, Geochemistry, Zagros, Lorestan

Introduction

The Oligocene-Miocene Asmari Formation is the youngest and most important oil reservoir rock in the Zagros Basin, and for this reason, extensive studies have been conducted on the stratigraphic properties of this formation. This formation is considered to be the shallowest oil-producing horizon in southwestern Iran, and 75% of the in situ oil discovered in southwestern Iran is accumulated in Asmari reservoirs. This formation has two parts, Ahwaz sandstone part, which is found in the southern areas of Dezful embayment, and Kalhor evaporite part, which is in the northwest of Dezful embayment and southwest of Lorestan. In fact, the sediments of the Asmari Formation can be considered the last vast advance of the sea in Zagros. The aim of this study is to investigate the history of diagenesis of reservoir carbonate formations of the Zagros

sedimentary basin (Asmari Formation) and it is hoped that these studies, along with sequence stratigraphy and facies studies, will be able to adapt reservoir characteristics on a local scale. And a part of this formation can be used in nearby areas. The study section is located 65 km south west of Khorram Abad city and 10 km north of Korki village. This section has the geographical coordinates of "E 48° 15' 20" east longitude and N 33° 04' 25' north latitude. According to the geological map of 1/100000 of Poldokhtar city, the units of the second and third periods are outcrops. From the units of the second era, the formations of the Bangestan group (Sarvak, Surgah, Ilam), Amiran and Gurpi can be seen. The units of the third period include Taleh Zang formations, Kashkan red clastic formations, Asmari and Shahbazan formations, and Gachsaran Formation. In the section under study (Rit anticline), the Asmari

carbonate formation with a depth of 131 meters is placed on the Shahbazan dolomite formation as a continuous discontinuity (paraconformity) and its upper border with the Gachsaran evaporite formation is sharp and abrupt. In the studied section, the Asmari formation consists of 8 strata units. The lithology of these units includes thin-layered, medium-layered, thick-layered limestones and dolomitized limestones.

Material and methods

In this research, based on the geological map of Poldokhtar city with a scale of 1/100,000, the target section has been selected and surveyed and sampled. The section under study was chosen in such a way that it has an easy access, the greatest thickness; the most lithological changes and the least wear. Based on lithological changes, 82 samples were taken from the thickness of 131 meters of this formation. In order to understand the diagenesis processes and the history of diagenesis of this formation, all the samples taken from the lithological thin section in Ferdowsi university of Mashhad were prepared. Petrological studies were carried out by Olympus-BH2 polarizing microscope with XPL and PPL light. Carbonate rocks are named according to (Dunham, 1962). In order to identify the calcite mineral from dolomite and iron-bearing dolomites and to determine which environment the calcite cements belong to, staining with a mixture of alizarin red and potassium ferrocyanide was done by the method (Dickson, 1965). The nomenclature of dolomites was based on the textural classification of Sibley and Gregg (1987) and Mazallo (1992). For the size of dolomite crystals, the criterion provided by (Folk 1965) and Adabi (2009) was used. In addition to lithological studies, elemental geochemical studies have also been used to separate the types of sheared dolomites under study. In this study, 12 samples of all kinds of dolomites were analyzed by EDX method, and finally, the cut dolomites studied were also photographed under an electron microscope. (Analyses and imaging of dolomites have been done in Lorestan University).

Results and discussion

Lithological studies in order to investigate the history of diagenesis of carbonate rocks of

Asmari Formation showed that several diagenesis processes including micritization, dissolution and porosity, cementation, crystallization, physical and chemical compression and succession occurred in this formation. These processes have been formed in four environments: marine, fresh water, burial, and upwelling, which have gone through three stages of diagenesis, initial diagenesis (eugenesis), intermediate diagenesis (mesogenesis) and final diagenesis (telogenesis). In the Asmari Formation, primary dolomites (dolomicrites) and secondary dolomites (dolomicrosparites, dolosparites and very coarse crystal dolomites filling pores and fractures) were detected. Due to the fabric and very small size of primary dolomite crystals, preservation of primary sedimentary tissues, such as intraclasts, algal laminae and fenestral fabric, lack of fossils and evaporite minerals, and also the lack of evidence indicating their formation under the influence of diagenetic processes are delayed. It seems that the first type dolomites (dolomicrites) under surface conditions, low temperature and in the intertidal environment formed. The second and third type dolomites are formed by recrystallization or replacement of very fine crystal dolomites. For primary dolomitization or simultaneous with deposition, the only source of Mg is sea water. This origin is considered only for type 1 dolomites, which were formed near the surface and under low temperature conditions in a tidal zone and probably as a result of pumping sea water into this zone. However, the magnesium required for diagenesis type dolomites can be obtained from various sources, among which are confined sea waters or intra-pore waters and diagenesis of clay minerals during burial. The fabric and very small size of dolomite crystals, the preservation of primary sedimentary textures, such as intraclasts, algal laminae and fenestral fabric, the absence of fossils and evaporite minerals, as well as the absence of evidence indicating their formation under the influence of late diagenetic processes, seem to be. It turns out that the first type dolomites (dolomicrites) were formed under surface conditions, low temperature and in the intertidal environment. Second and third type dolomites are formed by recrystallization or replacement of very fine crystal dolomites. Dolomicrosparites and dolosparites are

mainly observed along with stylolites. Dolomites grown during stylolites have been reported by many researchers. However, in many cases, the formation of dolomites has nothing to do with the process of pressure dissolution, and stylolitic plates are considered as conduits for conducting dolomite-forming fluids. In addition, the dolomites that are formed due to the pressure dissolution process are exclusively rhomboidal and iron-rich. Considering that the dolosparites and dolomicrosparites under study do not have any of these characteristics and traces of the primary texture (dolomicrites) can be observed in them, they cannot be considered related to the pressure dissolution process, but more they are obtained by substitution and recrystallization. Low amounts of strontium and relatively higher amounts of iron in coarser crystalline dolomites probably indicate the increase in the size of dolomite crystals and the recrystallization of dolomite crystals during burial. During burial diagenesis, recrystallization is observed in dolomite crystals, also dissolution in the shell of allochems and their replacement by calcite and dolomite has occurred. In some samples, the space resulting from fractures and holes is filled by calcite sparite and dolosparites, the size of these crystals is several tens of microns, which are the result of burial diagenesis. Dolomite type one (dolomicrites) as dolomite it is considered to be approximately contemporaneous with deposition. Dolomite of the second type (dolomicrosparites) and dolomite of the third type (dolosparites) are formed from the recrystallization of previous dolomites. Dolosparites can be seen in three forms in the samples, in the form of replacement in allochems grains, recrystallization from finer crystalline dolomites, and in the form of cement with the same dimension calcite filling fractures and holes in the rock. The presence of calcite cement inside the fractures can confirm burial diagenesis. It seems that the only source of Mg

for early dolomitization or co-deposition was seawater. This origin is considered only for type 1 dolomites that were formed near the surface and under low temperature conditions in a tidal zone and probably due to the pumping of sea water into this zone. However, the magnesium required for type 2 and type 3 dolomites can be obtained from various sources, among which we can consider trapped seawater or pore water and diagenesis of clay minerals during burial. Finally, according to the evidence of petrography and elemental geochemistry, the dolomites of the Asmari Formation can be considered from the tidal flat model, seepage and then shallow to medium and deep burial.

Conclusion

Lithological studies in order to investigate the history of diagenesis of carbonate rocks of Asmari Formation showed that several diagenesis processes such as micritization, dissolution and porosity, cementation, crystallization, physical and chemical compression and succession have occurred in this formation. These processes have been formed in four environments: marine, fresh water, burial, and upwelling, which have gone through three stages of diagenesis, initial diagenesis (eugenesis), intermediate diagenesis (mesogenesis) and final diagenesis (telogenesis). Two groups of dolomites were identified based on lithology and elemental geochemistry studies (primary and secondary dolomites). Primary dolomites have low amounts of Fe and Mn and high amounts of Sr and Na, while secondary dolomites have a high concentration of Fe and Mn and lower amounts of Sr than primary dolomites. This indicates a shallow to medium diagenesis burial environment for secondary dolomites. According to the evidence of lithology and elemental geochemistry, the dolomites of the Asmari Formation can be considered from the model of sedimentation, seepage and then shallow to medium and deep burial.