

محیط رسوبی و تاریخچه دیاژنزی توالی کربناته بیستون (کرتاسه زیرین) منطقه کرمانشاه، غرب ایران

مهناز عظیمی^۱، محمد حسین محمودی قرائی^{۲*}، اسداله محبوبی^۳، کمال طاهری^۴

۱- کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۴- دفتر مطالعات و تحقیقات کارست غرب، شرکت آب منطقه‌ای کرمانشاه

* پست الکترونیک: mhmgharaie@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۴/۳/۱۶

تاریخ دریافت: ۹۳/۹/۲۱

چکیده

توالی کربناته بیستون با ضخامت حدود ۲۵۰۰ متر به عنوان بخشی از توالی رسوبی زاگرس مرتفع به سن تریاس پسین - کرتاسه پسین (سنومانین) در شرق شهر کرمانشاه رخنمون دارد. در این مطالعه برای اولین بار رخساره‌های رسوبی، محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر سنگ آهک‌های بیستون (بخش کرتاسه زیرین) مطالعه شده است. مطالعات پتروگرافی صورت گرفته بر روی این توالی کربناته به شناسایی ۸ رخساره کربناتی منجر شد که در بخش میانی و داخلی یک رمپ هموکلینال کربناته و در زیر محیط‌های دریای باز، پشته، لاگون و پهنه جزرومدی تشکیل شده است. از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر توالی مورد مطالعه می‌توان به میکریتی شدن، آشفستگی زیستی، جان‌نشینی (دولومیتی شدن، سیلیسی شدن، پیریتی شدن و دولومیتی شدن)، فشردگی فیزیکی و شیمیایی (استیلولیتی شدن)، شکستگی و پرشدگی، نئومورفیسم، سیمانی شدن (بلوکی، رورشدی هم محور، پوئی کیلوتاپیک، هم ضخامت، دروزی و هم بعد)، انحلال و هماتی شدن اشاره نمود که این فرآیندها در سه محیط دیاژنزی دریایی، تدفین (دنی کم عمق و عمیق) و بالا آمدگی (بالا آمدگی و متئوریک) طی کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ آهک‌های بیستون؛ کرتاسه زیرین؛ رخساره؛ محیط رسوب گذاری؛ دیاژنزی.

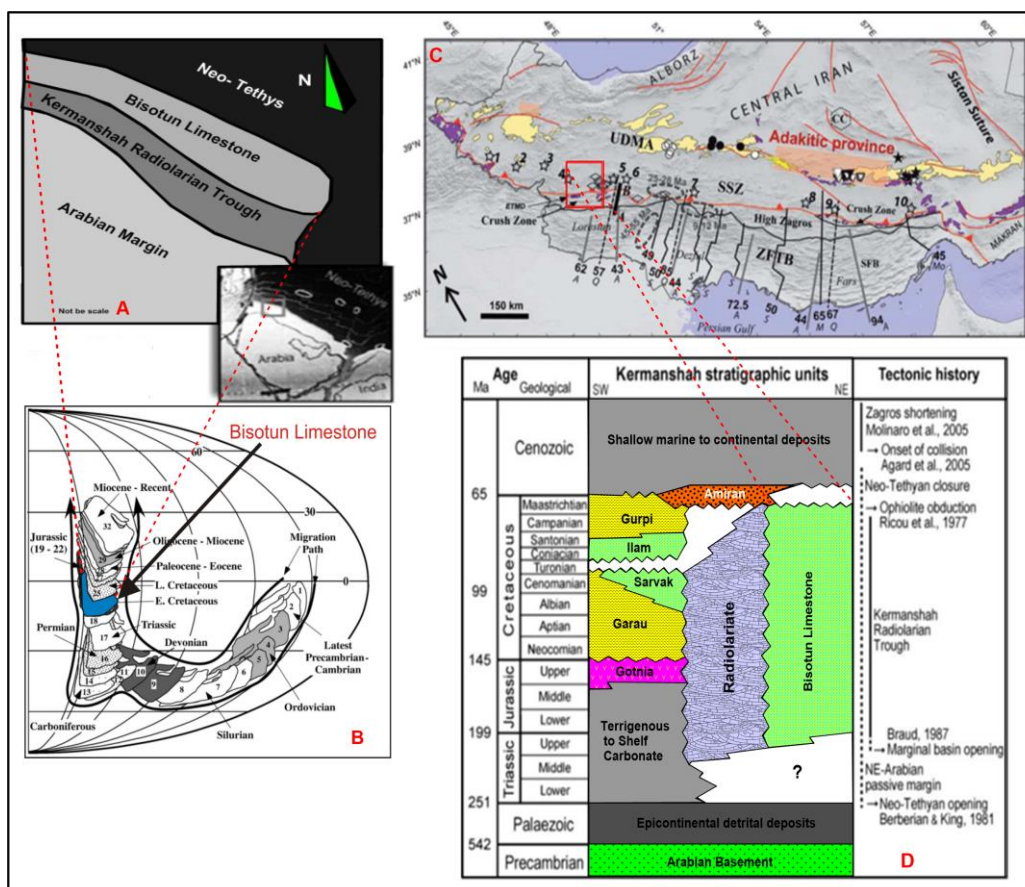
مقدمه

ریفتینگ بوده و مراحل مختلف مرتبط با تغییر شکل در ارتباط با فرورانش افیولیت‌ها و برخورد قاره‌ای طی کرتاسه را نشان می‌دهد (Alavi, 2007). سنگ آهک‌های بیستون به عنوان بخشی از توالی رسوبی زاگرس مرتفع با ضخامت حدود ۲۵۰۰ متر طی زمان تریاس پسین - کرتاسه پسین (سنومانین) در حاشیه جنوب غربی دریای نئوتتیس نهشته شده است (شکل ۱C) و توسط حوضه باریک و

کمر بند کوه‌زایی زاگرس با روند شمال غربی - جنوب شرقی به طول حدود ۲۰۰۰ کیلومتر از گسل آناتولی در جنوب شرقی ترکیه تا پهنه مکران در جنوب ایران کشیده شده و بخشی از کمر بند کوه‌زایی آلپ - هیمالیا را در بر می‌گیرد (Al-Shafaii-Moghadam & Stern, 2011). توالی‌های رسوبی زاگرس معرف (Qayim et al., 2012). توالی‌های رسوبی زاگرس معرف مراحل تکامل یک حوضه فلات قاره‌ای غیرفعال تا

کرمانشاه، سازند انیدریتی گوتینا، سازند شیلی گرو، سازندهای آهکی سروک و ایلام و بخشی از شیل‌های گورپی در نظر گرفت (شکل ۱D) (Navabpour et al., 2011; 2008). تا کنون مطالعات چندانی در رابطه با ریزرخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری و تاریخچه دیاژنی سنگ آهک‌های بیستون صورت نگرفته است. مطالعات انجام شده بیشتر در رابطه با ساختارهای زمین‌ساختی منطقه (Wrobel; Agard et al., 2005; Mohajjel et al., 2003) و (Navabpour et al., 2014; Daveau et al., 2010) و رادیولاریت‌های کرمانشاه (Abdi et al., 2014) بوده است. از آنجا که سنگ آهک‌های مورد مطالعه هم‌زمان با رسوبات رادیولاریتی نهشته شده‌اند، مطالعات رخساره‌ای و محیط رسوبی کمک شایانی به بازسازی جغرافیای دیرینه و ارتباط این نهشته‌ها با حوضه رادیولاریتی کرمانشاه می‌نماید.

رادیولاریتی کرمانشاه، از پلاتفرم عربی جدا بوده است (Abdi; Navabpour et al., 2014; Agard et al., 2011). از دیدگاه موقعیت جغرافیای دیرینه، این سنگ آهک‌ها طی زمان کرتاسه در عرض‌های جغرافیایی صفر تا ۱۰ درجه و نزدیک به خط استوا رسوب کرده است (Heydari, 2008) (شکل ۱A,B). ضخامت سنگ آهک‌های بیستون در برش الگو (کوه بیستون) حدود ۲۵۰۰ متر به صورت ناپیوسته و احتمالاً گسله بر روی رادیولاریت‌های کرمانشاه قرار گرفته است (Braud, 1970). معادل این سنگ آهک‌ها در نقاط دیگری همچون کوه شاهو در شمال شرق و کوه شیرز در جنوب شرق کرمانشاه (شهرستان هرسین) رخنمون دارد که از تریاس میانی تا کرتاسه بالایی نهشته شده‌اند. مجموعه سنگ‌های کربناته بیستون را می‌توان از نظر سنی معادل با رادیولاریت‌های

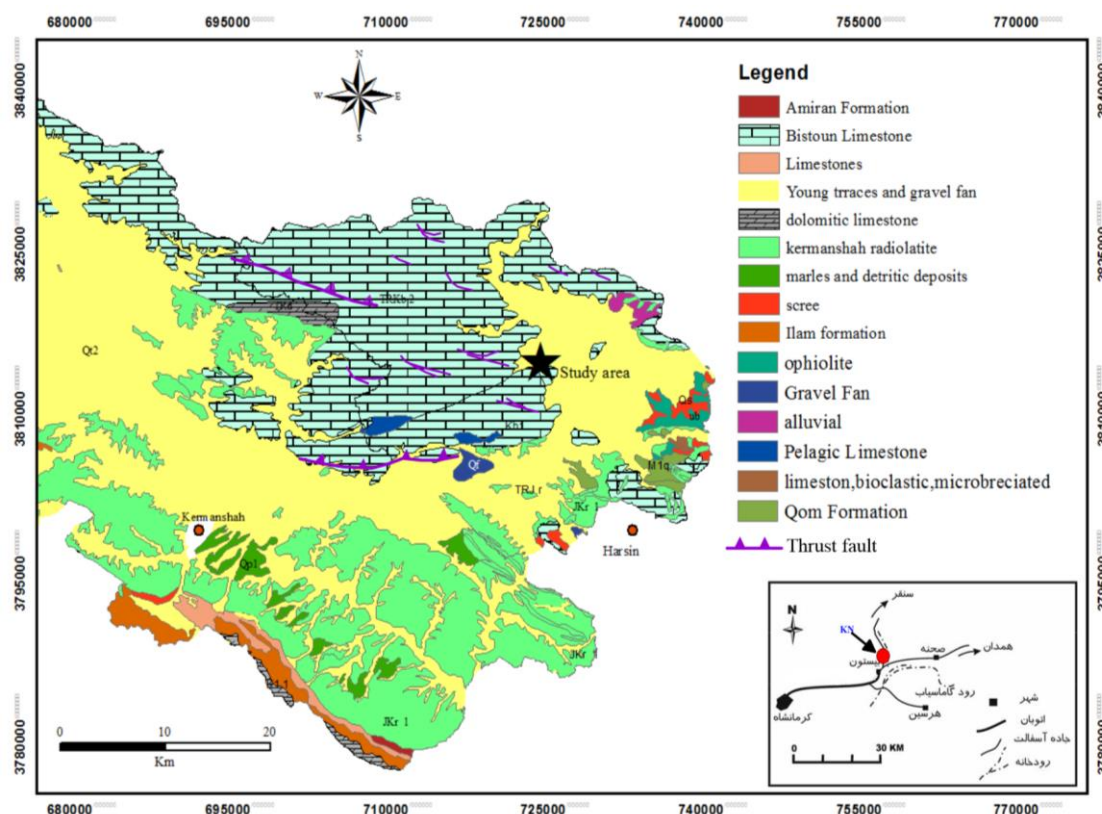


شکل ۱: (A,B) موقعیت جغرافیایی سنگ آهک‌های بیستون در حاشیه جنوب غربی دریای نئوتتیس و عرض‌های جغرافیایی حدود ۱۰ تا ۰ درجه طی زمان کرتاسه (با تغییرات از Heydari, 2008); (C,D) موقعیت قرارگیری سنگ آهک‌های بیستون در پهنه زاگرس مرتفع و جایگاه چینه‌شناسی آن در غرب ایران (با تغییرات از مطیعی, ۱۳۷۲; Agard et al., 2011; Navabpour et al., 2014).

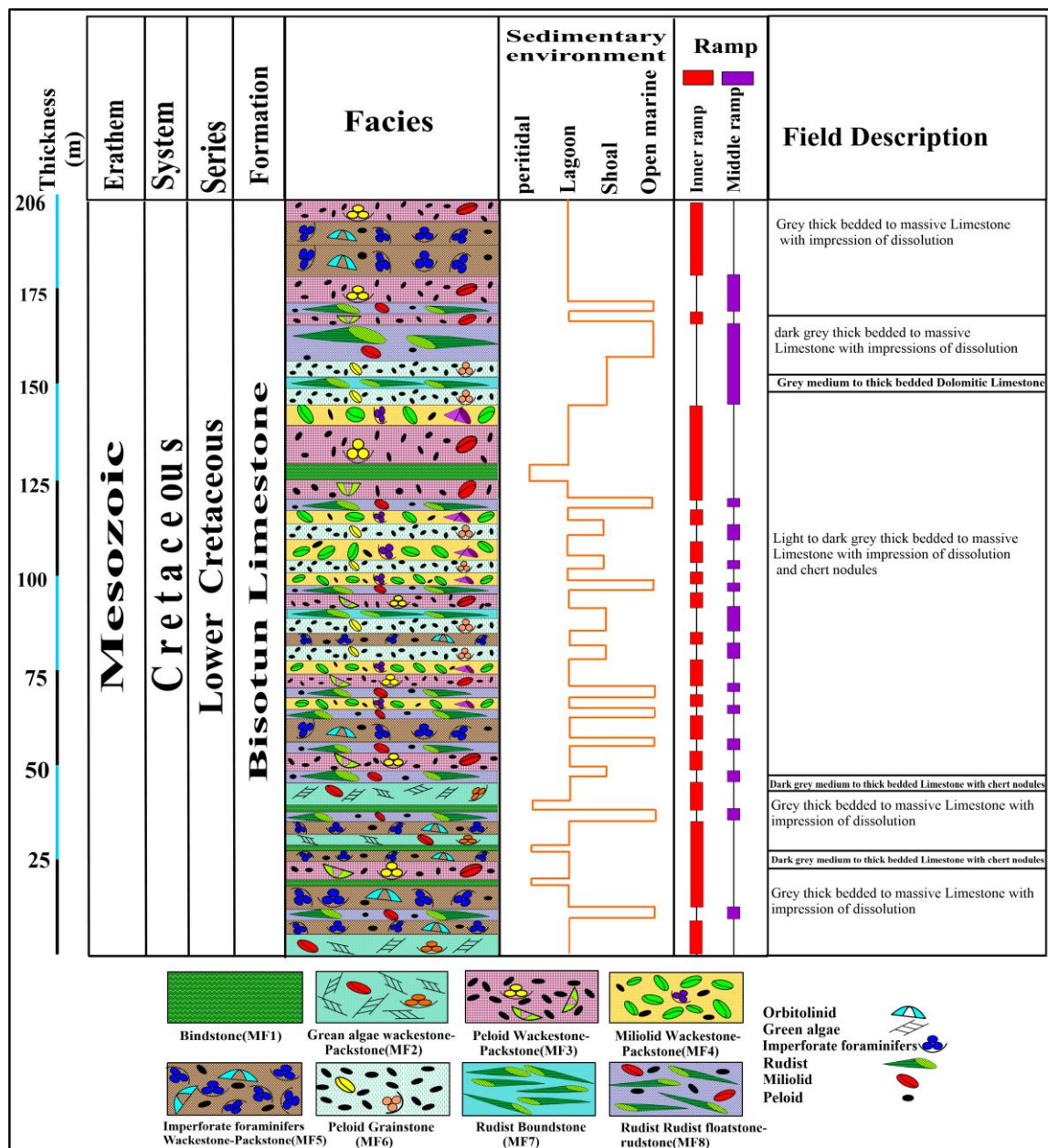
روش مطالعه

برشی انتخاب شود که تا حد امکان گسل خورده نباشد. برش مورد مطالعه از سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه و توده‌ای و صخره‌ساز است که رنگ خاکستری تیره دارند. از تعداد ۱۳۰ نمونه صحرایی برداشت شده، ۱۰۵ عدد مقطع نازک میکروسکپی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. رخساره‌ها بر مبنای طبقه‌بندی Dunham (1962) و Embry & Klovan (1971) نام‌گذاری و تفسیر آن‌ها بر اساس مدل‌های Schlager (2002) و Flügel (2010) انجام شد. به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت مقاطع میکروسکپی توسط محلول آلینزاین قرمز به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شدند. جهت شناسایی بهتر تخلخل‌ها از چسب آبی رنگ اپوکسی استفاده شده است. برای نام‌گذاری دولومیت‌ها از تقسیم‌بندی Sibley & Gregg (1987) استفاده شده است. برای بررسی و مطالعه دولومیت‌ها و سیمان، میکروسکپ کاتدولومینسانس در پژوهشگاه نفت تهران و میکروسکپ الکترونی روبشی در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد.

در این مطالعه برش سنگ‌چینه‌ای K (کرتاسه نجوبران) به ضخامت ۲۰۶ متر در مجاورت روستای نجوبران در ۴۵ کیلومتری شمال شرق کرمانشاه و در حاشیه شرقی کوه بیستون در $34^{\circ} 26' 12''$ عرض شمالی $47^{\circ} 26' 35''$ طول شرقی برداشت شد (شکل‌های ۲ و ۳). مرز بالا و پایین این برش مشخص نیست. مرز زیرین آن آبرفت‌های کوارترنری و مرز بالای آن گسله است. واحد سنگ آهکی بیستون به عنوان بخشی از پهنه برخوردی کرمانشاه متحمل نیروهای زمین‌ساختی طی زمان‌های کرتاسه پسین و میوسن قرار گرفته است و در آن گسل‌های زیادی تشکیل شده است. انتخاب این برش با سن کرتاسه پیشین بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمانشاه (کریمی باوندپور، ۱۳۷۸) صورت گرفته است و کنترل سنی دیگری صورت نگرفته است. اصلی‌ترین گسل منطقه مورد مطالعه گسل بیستون است که در نتیجه فعالیت آن گسل‌های کوچکتری به وجود آمده است. با توجه به اهمیت مطالعه سعی شد که



شکل ۲: بخشی از نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمانشاه (کریمی باوندپور، ۱۳۷۸) که ناحیه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی نشان داده شده است.



شکل ۳: ستون سنگ‌چینه‌ای سنگ آهک‌های بیستون و موقعیت رخساره‌های رسوبی در برش مورد مطالعه.

بایندستون استروماتولیتی (MF1): این رخساره از لامینه‌های

تیره و روشن تشکیل شده است. استروماتولیت‌های موجود بیشتر به صورت لامینه‌های مسطح^۱، موجی شکل^۲ (شکل ۴، MF1-a) و ستون‌های دروغین^۳ دیده شدند (Manual, 2002) (شکل ۴، MF1-b). از اجزای فرعی می‌توان به

رخساره‌ها و محیط رسوبی

مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک سنگ آهک‌های بیستون به شناسایی ۸ رخساره رسوبی مربوط به چهار محیط جزرومدی، لاگون، پشته و دریای باز منجر شده است که از خشکی به سمت دریا به شرح زیر است.

محیط جزرومدی

در این محیط یک رخساره تشخیص داده شده است.

1- Flat-laminated
2- undulatory
3- Pseudocolumnar

جزرومدی در شرایط نسبتاً کم انرژی تشکیل شده‌اند، در حالی که استروماتولیت‌های ستونی در محیط آشفته جزرومدی توسعه می‌یابند (Manual, 2002).

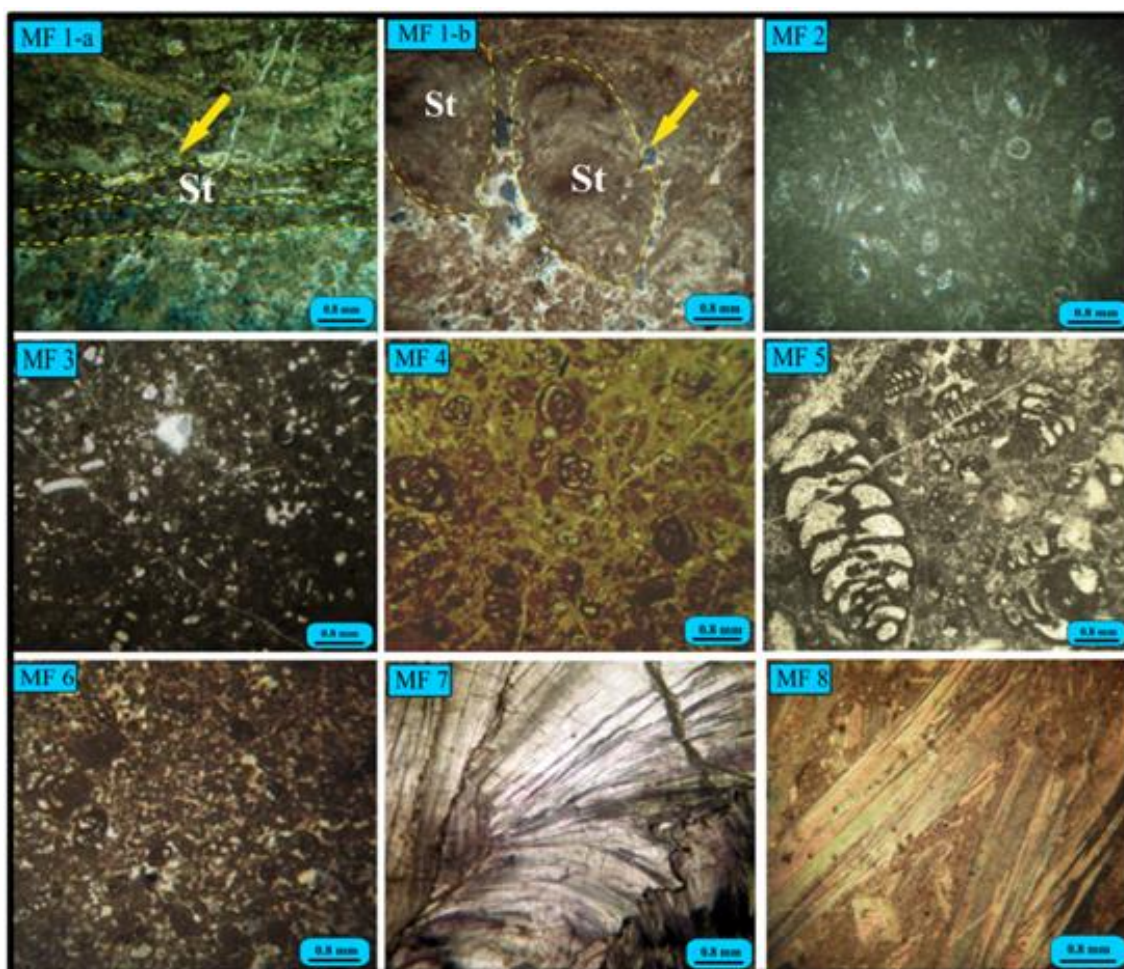
محیط لاگون

در این محیط ۴ رخساره رسوبی به شرح زیر تشخیص داده شده است.

وکستون - پکستون حاوی جلبک سبز (MF2): اجزای اصلی این رخساره را جلبک سبز داسی کلادآ به میزان ۲۰ تا ۲۵ درصد در اندازه ۰/۲ تا ۰/۴ میلی متر تشکیل می‌دهد.

جلبک سبز و Miliolid اشاره نمود. این رخساره معادل رخساره SMF20 در نوشته Schlager (2002) و RMF23 در نوشته Flügel (2010) است. ساخت لامینه‌ای به همراه تخلخل‌های شبکه‌ای از خصوصیات بارز این رخساره است (شکل ۵).

تفسیر: وجود ساخت استروماتولیتی، بیانگر تشکیل آن‌ها در محیط زیر جزرومدی تا جزرومدی است (Scholle & Scholle, 2003). لامینه‌های مسطح و موازی و انواع موجی شکل همراه، احتمالاً در بخش محافظت شده بالای



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های رسوبی سنگ آهک بیستون در برش مورد مطالعه (نور پلاریزه): MF1-a: رخساره بایندستون استروماتولیتی به صورت لامینه‌های پهن و موجی شکل؛ MF1-b: رخساره بایندستون استروماتولیتی که به شکل ستون‌های دروغین (Pseudocolumnar) دیده می‌شود. MF2: رخساره وکستون - پکستون حاوی جلبک سبز؛ MF3: رخساره وکستون - پکستون پلوئیدی؛ MF4: رخساره وکستون - پکستون دارای Miliolid؛ MF5: رخساره وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران بی‌منفذ؛ MF6: رخساره گرینستون پلوئیدی؛ MF7: رخساره باندستون رودیستی؛ MF8: رخساره رودستون - فلوئستون رودیست‌دار. (St: استروماتولیت).

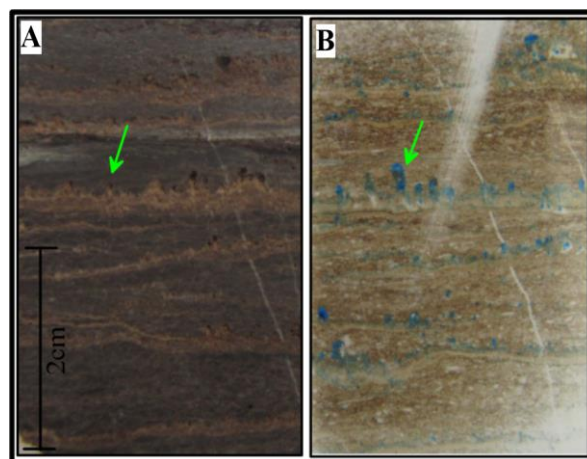
فراوانی ۱۰ تا ۱۲ درصد اشاره کرد (شکل ۴، MF4). این رخساره معادل با رخساره SMF18 در نوشته Schlager (2002) و RMF16 در نوشته Flügel (2010) است.

وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران بی‌منفذ (MF5): این رخساره از مجموعه‌ای از روزن‌داران کفزی شامل *Miliolids*، *Nezzazata*، *Chrysalidina*، *Orbitolina* و *Textularia* با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد در اندازه‌ی ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر تشکیل شده است. تنوع اجزای اسکلتی روزن‌داران در این رخساره بالاست (شکل ۴، MF5). این رخساره معادل با رخساره SMF18 در نوشته Schlager (2002) و RMF26 در نوشته Flügel (2010) است.

تفسیر: حضور اجزای اسکلتی همچون جلبک سبز، روزن‌داران کفزی با دیواره پورسلانوز (*Miliolid*)، *Nezzazata*، *Textularia*، *Orbitolina* مثلثی شکل و بافت دانه ریز و زمینه میکریتی، نشان دهنده شرایط کم انرژی، منطقه نوری بالا^۴ از محیط ته‌نشینی لاگون واقع در بخش داخلی رمپ هستند (Romero et al., 2002؛ Flügel, 2010؛ Mehrabi et al., 2014). همچنین وجود خرده‌های رودیستی و خارپوستان نشان از حمل مجدد آن‌ها از قسمت‌های میانی (محیط‌های پشته و دریای باز) به قسمت داخلی رمپ (محیط کم انرژی لاگون) است.

محیط پشته

دو رخساره رسوبی در این محیط تشخیص داده شده است. **گرینستون پلوئیدی (MF6):** تشکیل دهنده اصلی این رخساره را پلوئیدها به میزان ۵۰ تا ۵۵ درصد در اندازه ۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر تشکیل می‌دهند. از اجزای فرعی می‌توان به روزن‌داران کفزی به ویژه *Miliolid* با فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد اشاره نمود (شکل ۴، MF6). این رخساره معادل با رخساره SMF16 در نوشته Schlager (2002) مربوط به قسمت میانی رمپ است.



شکل ۵: (A) تصویر نمونه دستی؛ (B) تصویر میکروسکوپی مربوط به رخساره بایندستون استروماتولیتی (MF1-a) که لامینه‌های موازی مشخص است و تخلخل نوع شبکه‌ای در بین لامینه‌های آن که با چسب اپوکسی آبی رنگ آمیزی شده است مشاهده می‌شود.

از اجزای فرعی همراه این رخساره می‌توان به *Miliolid*، *Nezzazata*، *Textularia*، *Pseudocyclamina* و گاه خرده‌های دو کفه‌ای به میزان ۷ تا ۸ درصد اشاره نمود (شکل ۴، MF2). این رخساره معادل با رخساره SMF18 در نوشته Schlager (2002) و RMF17 در نوشته Flügel (2010) است.

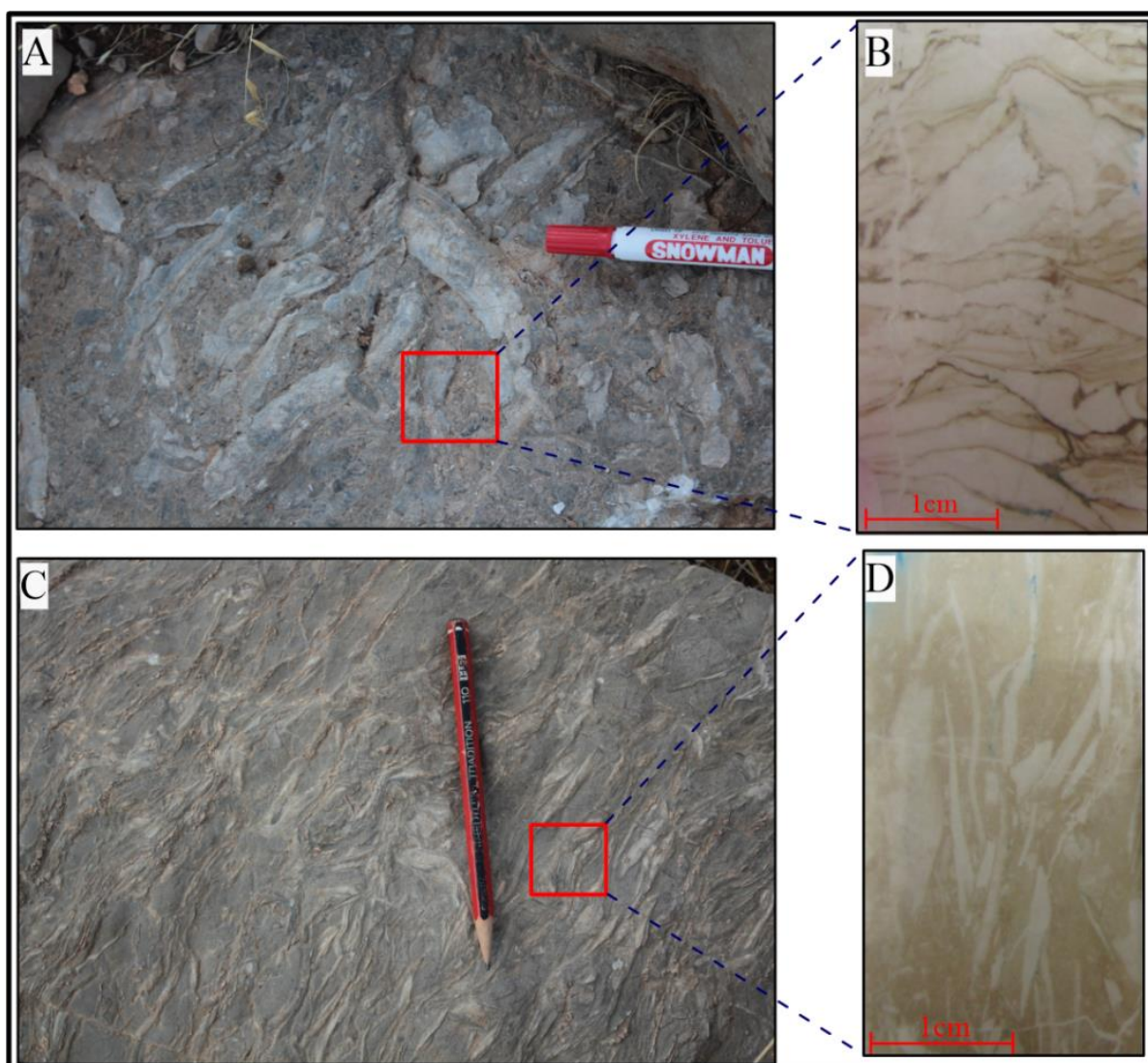
وکستون - پکستون پلوئیدی (MF3): مهمترین اجزای غیر اسکلتی تشکیل دهنده این رخساره پلوئید با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد در اندازه ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر است. پلوئیدها از جورشدگی متوسطی برخوردار هستند. از اجزای فرعی همراه می‌توان به *Miliolid*، *Nezzazata*، *Chrysalidina*، *Orbitolina*، *Textularia*، خرده‌های رودیستی و خارپوستان با فراوانی ۱۲ تا ۱۵ درصد اشاره کرد (شکل ۴، MF3).

وکستون - پکستون دارای Miliolid (MF4): اجزای اسکلتی اصلی این رخساره را روزن‌داران بی‌منفذ با دیواره پورسلانوز (*Miliolid*) به میزان ۳۰ تا ۳۵ درصد در اندازه ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر تشکیل می‌دهد. از اجزای فرعی همراه می‌توان به پلوئید، *Nezzazata*، *Textularia*، رودیست و خارپوستان با

دریاهای گرم کم عمق استوایی تا نیمه استوایی (عرض‌های پایین) بوده‌اند و نسبت به شوری محیط حد تحمل پایینی دارند (Steuber, 1999؛ Steuber *et al.*, 2005).

تفسیر: رخساره گریستون پلوئیدی با در نظر داشتن اینکه اجزای غالب آن پلوئید است و فضای بین آن‌ها را سیمان پر کرده است در محیط پشته به سمت لاگون تشکیل نهشته شده است که تحت تأثیر انرژی بالای محیط و امواج زمینه گلی شسته شده و سیمان جای آن را گرفته است. رخساره باندستون رودیستی به محیط‌های با انرژی بالا و بالاتر از

باندستون رودیستی (MF7): اجزای اسکلتی درشت رودیست تنها تشکیل دهنده این رخساره است (شکل ۴، MF7). از خصوصیات صحرایی این رخساره خرده‌های رودیست در اندازه بزرگتر از ۲ سانتی‌متر و به صورت کاملاً متراکم است (شکل ۶A,B). این رخساره را فرآیند دولومیتی شدن تحت تأثیر قرار داده است. رخساره مذکور با رخساره SMF13 در نوشته Schlager (2002) و RMF12 در نوشته Flügel (2010) معادل است. رودیست‌ها در طی کرتاسه تولید کننده کربنات در



شکل ۶: (A) تصویر صحرایی رخساره رودیست باندستون (MF8): (B) تصویر میکروسکوپی خرده‌های رودیست که در اندازه‌های متفاوت بزرگتر از ۲ سانتی‌متر مشاهده می‌شود. (C) تصویر صحرایی رخساره رودستون - فلوتستون رودیستی؛ (D) تصویر میکروسکوپی آن که رودیست‌ها خرد شده و از تراکم بالایی برخوردار نیستند.

زمینه میکربیتی و همچنین فرآیند آشفستگی زیستی در این رخساره شرایط محیطی نسبتاً آرام و کم انرژی با شرایط نوری مناسب را بیان می‌کند. این رخساره معادل با رخساره SMF5 در نوشته Schlager (2002) و RMF9 در نوشته Flügel (2010) است.

مدل رسوبی

در برش مورد مطالعه در مجموع ۸ رخساره کربناتی که در چهار محیط دریای باز، پشته، لاگون و پهنه جزرومدی نهشته شده‌اند، تشخیص داده شد. با توجه به نبود رخساره‌های توریدایتی، کورتوئید، آنکوئید، پیزوئید و آگرگات که خاص شلف کربناته هستند و به ندرت در رمپ کربناته یافت می‌شوند (Flügel, 2010)، همچنین نبود رخساره‌های ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای حوضه رسوب گذاری در هنگام ته نشینی می‌باشند و تغییر تدریجی رخساره‌ها در توالی عمودی (شکل ۳) مدل رسوب گذاری سنگ آهک بیستون در منطقه کرمانشاه می‌تواند یک رمپ کربناته هموکلینال در نظر گرفته شود (شکل ۷).

دیاژنز

مهمترین فرآیندهای دیاژنزی که سنگ آهک‌های بیستون را تحت تأثیر قرار داده است شامل میکربیتی شدن، آشفستگی زیستی و حفاری توسط موجودات^۷، سیمانی شدن (دروزی، پوئی کیلوتا پیک، هم ضخامت، رورشدی هم محور و بلوکی)، نئومورفیسیم، فشردگی (فیزیکی و شیمیایی)، هماتیتی شدن، جانشینی (دولومیتی شدن، سیلیسی شدن، پیریتی شدن و دولومیتی شدن) انحلال، شکستگی و پرشدگی بوده و به شرح زیر است.

خط اثر امواج^۵ (FWWB) مربوط به پشته در حاشیه پلاتفرم کربناته (جایی که دریای باز از محیط‌های محصور تا نیمه محصور جدا می‌شود) نسبت داده می‌شود (Ghabeishavi et al., 2010). از طرفی در رخساره باندستون رودیستی با در نظر داشتن عدم مشاهده رویست به شکل قیفی و برجها در صحرا این رودیست‌ها قادر به تشکیل یک پشته کامل نبوده‌اند و تنها تشکیل ریف‌های تکه‌ای^۶ را در محیط پشته داده‌اند (Marian & Bucur, 2012).

محیط دریای باز

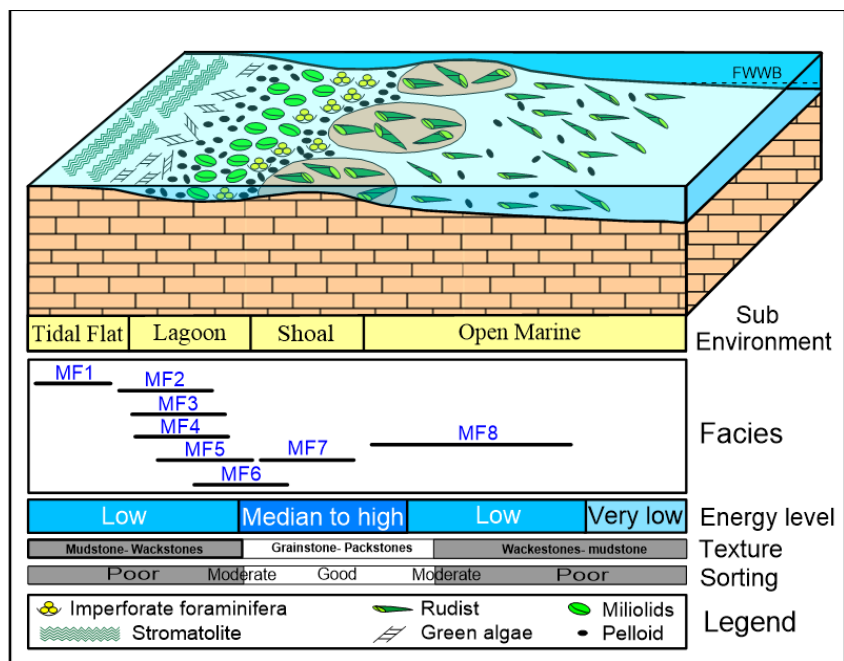
در این محیط یک رخساره تشخیص داده شد.

رودستون - فلوتستون رودیست دار (MF8): این رخساره از خرده‌های رودیست در اندازه بزرگتر از ۲ میلی‌متر و خرد شده با فراوانی ۳۵ تا ۴۰ درصد در زمینه‌ای میکربیتی تشکیل شده است. از مهم‌ترین اجزای فرعی این رخساره می‌توان به پلوئید، *Textularia*، *Nezzazata* و خارپوستان اشاره کرد. خردشدگی در رودیست‌ها به فراوانی مشاهده می‌شود (شکل ۴، MF8). تصویر صحرایی این رخساره در شکل C,D ۶ نشان داده شده است. تفاوت این دو رخساره وجود فرآیند آشفستگی زیستی در رخساره رودستون - فلوتستون و عدم مشاهده آن در رخساره باندستون رودیستی است که به انرژی پایین محیط در رخساره رودستون - فلوتستون رودیست‌دار اشاره دارد. از طرفی در این رخساره فرآیند میکربیتی شدن دیده شد.

تفسیر: اجزای اسکلتی همراه (خرده‌های خارپوستان و *Textularia*)، خصوصیات بافتی و خرده‌های ریز و درشت رودیستی حمل شده نشان از تشکیل آن‌ها در بخش‌های شیب دار متوسط تا کم انرژی مربوط به دریای باز است (Flügel, 2010; Ghabeishavi et al., 2010).

7- Boring

5- fair-weather wave base (FWWB)
6- patch reefs



شکل ۷: مدل پیشنهادی محیط رسوب‌گذاری سنگ آهک‌های بیستون در منطقه کرمانشاه.

ایجاد شکستگی در اجزای اسکلتی شده است (شکل ۸C). تأثیر عملکرد این فرآیند دیاژنزی در رخساره‌های گلی نسبت به رخساره‌های گریستونی مشهودتر است. فشردگی شیمیایی همراه با تشکیل استیلولیت و میکرواستیلولیت است (Larone Ben-Itzhak *et al.*, 2014). این فرآیند نقش مهمی در توالی مورد مطالعه ایفا می‌کند و بیشتر رخساره‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. در طول این ساختار دیاژنتیکی که اجزای اسکلتی را قطع کرده‌اند حضور مواد آلی نامحلول، اکسیدهای آهن و دولومیت قابل توجه است (شکل ۸D). همچنین در طول برخی از آن‌ها تخلخل کانالی و استیلولیتی ایجاد شده است که در بعضی موارد تخلخل کانالی توسط سیمان کلسیت اسپاری پر شده است (شکل ۹F). این تخلخل‌ها در سازندهای کربناته به عنوان شاهدهی بر انحلال درجا در سنگ شناخته می‌شوند (Zhou & Zeng, 2014). در مقاطع نازک مورد مطالعه ۲ گروه استیلولیت شناسایی شده‌اند: گروه اول استیلولیت‌هایی هستند که رگه‌های کلسیتی را قطع می‌کنند و نشان می‌دهد

میکریتی شدن

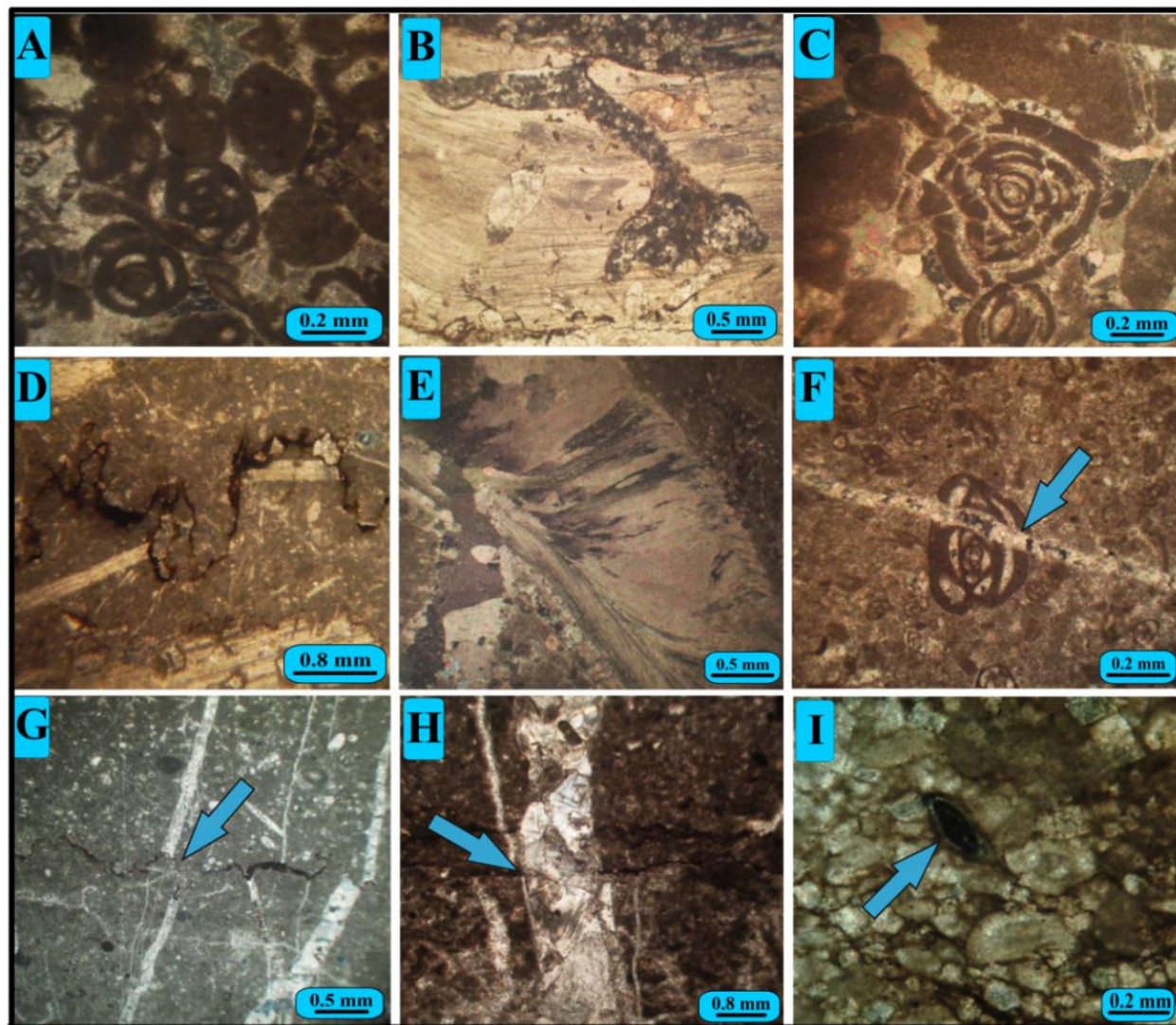
میکریتی شدن در اجزای اسکلتی به صورت پوششی اطراف اجزای اسکلتی به ویژه Miliolids دیده می‌شود، به طوری که ساختار داخلی آن‌ها قابل تشخیص نیست (شکل ۸A). این فرآیند دیاژنزی در همه رخساره‌ها دیده شده، اما رخساره‌های وکستون - پکستون دارای Miliolid، وکستون - پکستون پلوئیدی و وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران بی‌منفذ را بیشتر تحت تأثیر قرار داده است.

آشفتگی زیستی

این فرآیند عمدتاً در رخساره‌های حاوی رودیست دیده شده است. در نمونه‌های مورد مطالعه موجودات حفار سبب ایجاد حفراتی در پوسته‌های رودیستی شده‌اند که توسط میکریت پر شده است (شکل ۸B).

فشردگی

این فرآیند در برش مورد مطالعه به دو صورت فیزیکی و شیمیایی قابل مشاهده است. فشردگی فیزیکی در رسوبات دانه پستیان باعث آرایش نزدیک‌تر دانه‌ها، تماس مماسی و نقطه‌ای، همچنین سبب



شکل ۸: فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر برش مورد مطالعه (XPL): (A) میکریتی شدن؛ (B) آشفته‌گی زیستی؛ (C) فشردگی فیزیکی؛ (D) استیلولیتی شدن؛ (E) نئومورفیسم در پوسته رودیست؛ (F) نسل اول شکستگی و پرشدگی (F1)؛ (G) شکستگی نسل اول (F1) که توسط استیلولیت قطع شده است. (H) شکستگی نسل دوم که استیلولیت را قطع کرده است (F2). (I) فرآیند پیریتی شدن که در Miliolid مشاهده می‌شود.

اسپاری درشت بلورتر و تغییر در پوسته‌های اسکلتی ناپایدار آراگونیتی مانند دوکفه‌ای‌ها (نئومورفیسم افزایشی) مشاهده شد که در نتیجه این فرآیند ریز ساخت‌های اولیه به طور کامل از بین رفته است (شکل ۸E). همچنین در نتیجه این فرآیند، زمینه میکریتی در بورینگ‌ها به اسپاریت در رخساره‌های دارای آشفته‌گی زیستی تبدیل شده است. به طور کلی CaCO_3 مورد نیاز برای این فرآیند از انحلال بلورهای در اندازه میکرون و آب‌های روزنه‌ای در حال جریان تأمین می‌شود (Tucker, 2001).

که زمان تشکیل استیلولیت‌ها پس از رگه‌های کلسیتی بوده است و گروه دوم شامل استیلولیت‌هایی است که توسط رگه‌های کلسیتی قطع شده‌اند و این امر حاکی از تشکیل این استیلولیت‌ها پیش از زمان تشکیل رگه‌های کلسیتی بوده است. لازم به ذکر است که تأثیر این فرآیند دیاژنزی به مراتب بیشتر از فشردگی فیزیکی است.

نئومورفیسم

نئومورفیسم و شواهد رخداد این فرآیند دیاژنزی در توالی مورد مطالعه به دو صورت تبدیل زمینه میکریتی به کلسیت

شکستگی و پرشدگی

دو نسل شکستگی در نمونه‌های مورد مطالعه تشخیص داده شد بدین صورت که شکستگی‌های نسل اول (F1) بعد از تشکیل زمینه سنگ صورت گرفته و باعث قطع شدگی اجزای اسکلتی شده است (شکل ۸F). این شکستگی‌ها خود توسط بلورهای کلسیت اسپاری با ساخت‌های بلوکی و دروزی پر شده‌اند. همچنین این نوع شکستگی تمام رخساره‌های موجود را تحت تأثیر قرار داده و به رخساره خاصی محدود نمی‌شود و می‌توان آن را به مراحل اولیه دیاژنزی یعنی دیاژنزی تدفینی کم عمق نسبت داد. این شکستگی‌ها خود توسط استیلولیت‌های نسل اول قطع شده (شکل ۸G) که نشان دهنده جوان‌تر بودن این فرآیند نسبت به شکستگی است. نسل دوم (F2) شکستگی‌هایی هستند که از نظر زمانی بعد از تشکیل استیلولیت‌ها صورت گرفته‌اند و همچنین شکستگی‌های F1 را قطع می‌کنند. بنابراین می‌توانند به مرحله بالاآمدگی رسوبات طی مراحل زمین‌ساختی حاکم بر منطقه نسبت داده شوند (شکل ۸H). این شکستگی‌ها نیز با کلسیت اسپاری در مرحله بالاآمدگی پر شده‌اند.

جانشینی

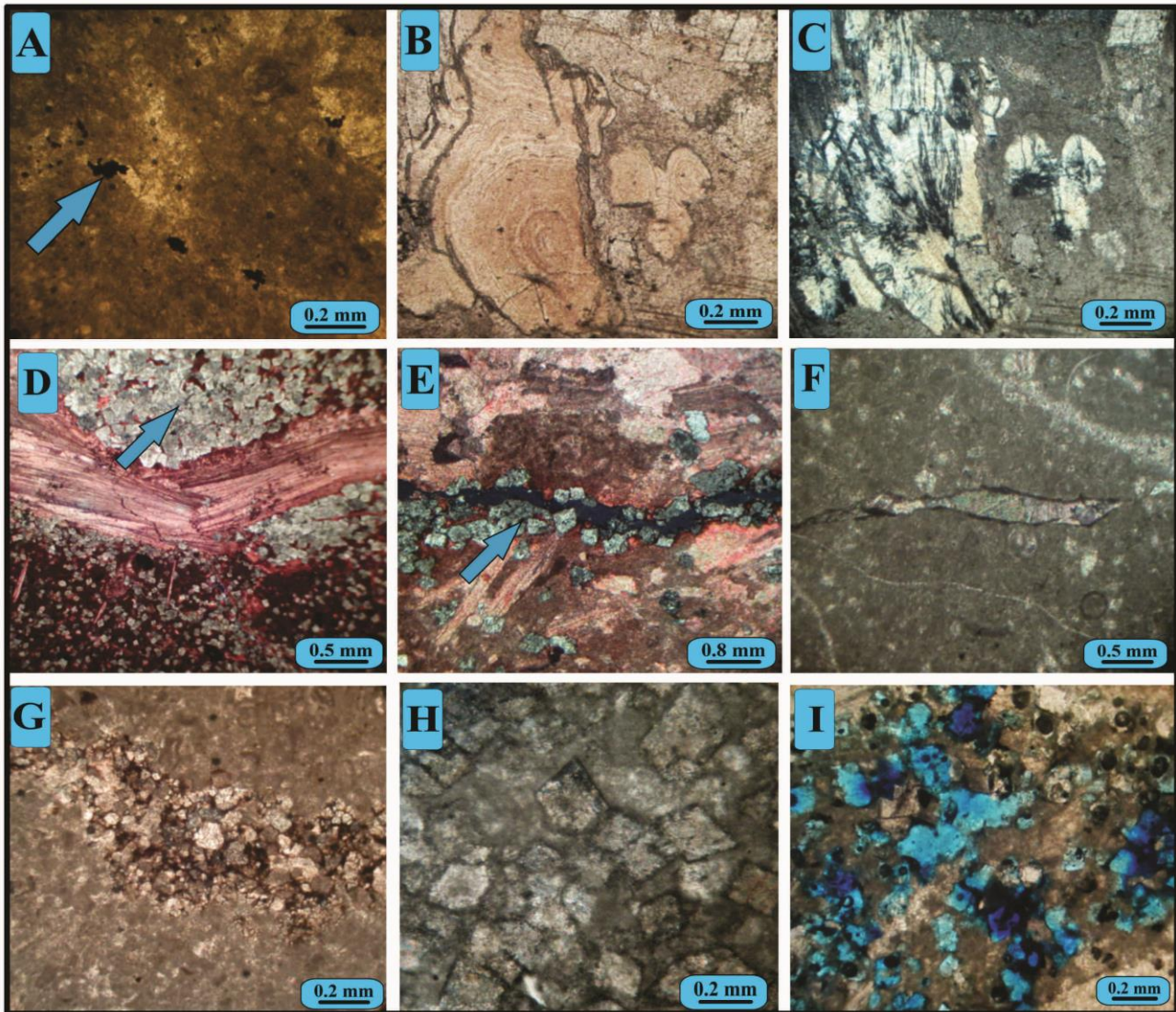
این فرآیند در توالی مورد مطالعه به چهار شکل پیریتی شدن، سیلیسی شدن، دولومیتی شدن و دولومیتی شدن دیده می‌شود.

پیریتی شدن: پیریت یکی از کانی‌های معمول در محیط‌های دریایی دیرینه و جدید بوده و شاخص مهمی برای نشان دادن شرایط محیطی گذشته و کانی‌های تشکیل دهنده آن و شرایط شیمیایی حاکم بر حوضه رسوبی است (Smrzka, 2013). پیریتی شدن به عنوان یک فرآیند دیاژنتیکی فرعی در توالی مورد مطالعه به میزان کمی مشاهده شد. این پیریت‌ها در برش مورد مطالعه به صورت بلورهای ریز دانه تمشکی پراکنده در زمینه میکریستی و

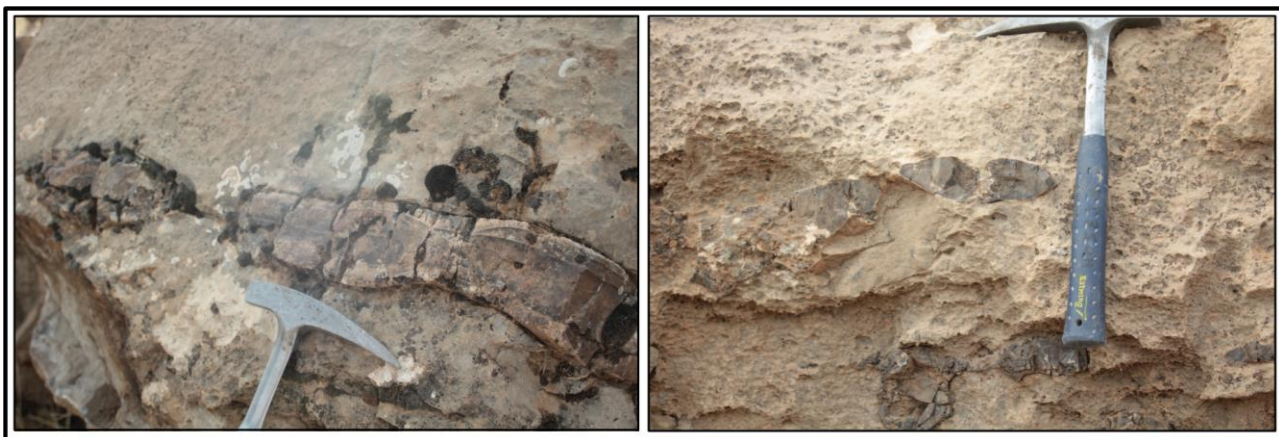
جانشینی در پوسته فسیلی روزن‌داران کفزی مانند Miliolids دیده شده‌اند (شکل‌های ۸I و ۹A). تشکیل پیریت را با توجه به شکل بلوری دانه تمشکی آن‌ها می‌توان به شرایط احیایی تدفینی در منافذ موجود نسبت داد (Omer *et al.*, 2014) به خصوص که ایجاد چنین شرایطی در حجره روزن‌داران دفن شده بسیار معمول است. این پیریت‌ها نمی‌توانند اولیه باشند زیرا حوضه رسوبی برش مورد مطالعه کم عمق و شرایط حاکم بر آن اکسیدی بوده است.

سیلیسی شدن: سیلیسی شدن سنگ‌های کربناته یکی از فرآیندهای دیاژنزی است و شامل جانشینی کانی‌های کربناته با کانی‌های سیلیس (اوپال، کوارتز) است و به میزان کمتری در تخلخل‌ها دیده می‌شود (Bustillo, 2010). در توالی مورد مطالعه، فرآیند سیلیسی شدن به طور انتخابی عمل کرده و از میان اجزای اسکلتی، به میزان زیادی پوسته‌های رودیستی و خرده‌های خارپوستان به طور بخشی توسط بلورهای سیلیس نوع کلسدوننی جانشین شده‌اند (شکل ۹B). سیلیس جانشینی احتمالاً از رسوبات سیلیسی کلاستیک یا رادیولاریت‌های موجود در رسوبات منطقه منشأ گرفته است.

همان‌طور که در شکل ۱۰ آمده است در برش مورد مطالعه ندول‌های چرت به شکل بودیناژی و تخم‌مرغی و کشیده در ابعاد چند سانتی‌متر بوده و محور اصلی آن‌ها موازی با سطوح لایه‌بندی دیده شدند. این ندول‌ها منشأ دیاژنتیکی داشته و طی مرحله تدفین اولیه و تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی تشکیل می‌شوند (JiTao *et al.*, 2010). منشأ یون سیلیس برای ندول‌های چرت همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد، می‌تواند رسوبات سیلیسی کلاستیک یا رادیولاریت‌ها باشند.



شکل ۹: تصاویر میکروسکوپی فرآیندهای دیاژنزی (XPL): A: پیریتی شدن در زمینه میکریتی؛ B: سیلیسی شدن در پوسته خارپوستان (PPL): C: سیلیسی شدن در پوسته خارپوستان؛ D: فرآیند دولومیتی شدن در زمینه و در حاشیه خرده رودیست؛ E: انحلال در طول استیلولیت و تشکیل بلورهای دولومیت؛ F: پرشدگی تخلخل کانالی حاصل از استیلولیت توسط کلسیت اسپاری؛ G: هماتیستی شدن در اطراف بلورهای کلسیت پرکننده شکستگی؛ H: فرآیند دولومیتی شدن در بلورهای دولومیت؛ I: انحلال در بلورهای دولومیت که تخلخل ایجاد کرده است.



شکل ۱۰: تصویر صحرایی ندول‌های چرت که با ابعاد چندین سانتی‌متر تا دسی‌متر در امتداد سطح لایه‌بندی و به شکل کشیده و بودیناژی تشکیل شده است.

می‌کند (Vandeginste & Cédric, Fu et al., 2008). این فرآیند دیاژنزی در توالی مورد مطالعه به همراه فرآیند دولومیتی شدن مشاهده شده است. دولومیتی شدن به طور بخشی بلورهای شکل دار دولومیت را تحت تأثیر قرار داده و آن‌ها را به کانی کلسیت تبدیل کرده است که از شواهد آن می‌توان به حاشیه خورده شده با رنگ قهوه‌ای سوخته اطراف بلورهای دولومیت و زاویه خاموشی متفاوت بلورهای دولومیت و کلسیت جانشین شده اشاره کرد (شکل ۹H).

انحلال

تأثیر این فرآیند دیاژنزی در نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً به صورت ایجاد تخلخل‌های قالبی در نتیجه انحلال بلورهای دولومیت و تخلخل کانالی در امتداد استیلولیت‌ها است (شکل ۹I). برخی از تخلخل‌های ایجاد شده در طول استیلولیت‌ها توسط کلسیت اسپاری پر شده و از بین رفته‌اند. به طور کلی تأثیر این فرآیند در توالی مورد مطالعه به صورت انحلال در طول استیلولیت‌ها در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی و انحلال بلورهای دولومیت است. این فرآیند دیاژنزی در هر سه مرحله ابتدایی (دریایی و متئوریک)، تدفینی و بالا آمدگی سنگ‌های رسوبی را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Tucker & Wright, 1990). بر مبنای شواهد موجود در توالی مورد مطالعه انحلال طی مراحل دیاژنزی تدفین (دفن عمیق) و بالا آمدگی عمل کرده است.

هماتیتی شدن

هماتیتی شدن یکی از اندیس‌های مهم شرایط اکسیدان در هنگام رسوب‌گذاری است (Aghaei et al., 2014). در توالی مورد مطالعه این فرآیند در طول استیلولیت‌ها، رگه‌های کلسیتی و در حاشیه بلورهای دولومیت دیده شد (شکل ۹G). همچنین این فرآیند زمینه میکریتی و اجزای اسکلتی را تحت تأثیر قرار داده است. از دیگر فرآیندهایی

دولومیتی شدن: یکی از فرآیندهای غالب در توالی مورد مطالعه است. بر اساس مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی ۲ گروه دولومیت تشخیص داده شد. گروه اول در زمینه میکریتی و اجزای اسکلتی شکل گرفته‌اند و اکثر رخساره‌ها به جز رخساره‌های گرینستونی را تحت تأثیر قرار داده است. دولومیت‌ها بر اساس طبقه‌بندی Sibley & Gregg (1987) در رده planar-e تا planar-s و اندازه متغیر از ۰/۵ تا ۰/۵ میلی‌متر بوده و مخرب ساخت اولیه سنگ هستند (شکل ۹D). همان‌طور که در تصویر کاتدولومینسانس مشاهده می‌شود، این گروه از دولومیت‌ها دارای لومینسانس روشن و فاقد پهنه‌بندی هستند که شرایط تدفین کم عمق را نشان می‌دهند و گروه دوم دولومیت‌ها که در امتداد استیلولیت‌ها شکل گرفته‌اند دارای اندازه ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر می‌باشند (شکل ۹E). تصویر میکروسکپ کاتدولومینسانس این دولومیت‌ها نیز لومینسانس روشن نشان می‌دهد که گواهِ شرایط تدفین کم عمق در تشکیل آن‌هاست (شکل ۹C,D). همچنین در شکل ۱۳A تصویر گرفته شده با میکروسکپ الکترونی روبشی بلورهای دولومیت مشاهده می‌شود و آنالیز EDX پیک مربوط به Ca و Mg را به وضوح نشان می‌دهد. دولومیت‌های مشاهده شده همه از نوع ثانویه و دیاژنتیکی بوده و خصوصیات آن تحت تأثیر نوع رخساره‌ها نیست. در رخساره بایندهستون استروماتولیتی نیز دولومیت‌ها از نوع دیاژنتیکی هستند و دولومیت اولیه با خصوصیات پتروگرافی مربوطه مشاهده نشد. منشأ Mg^{2+} برای دولومیت‌های دفنی می‌تواند انحلال اجزای با ترکیب کلسیت منیزیم بالا (HMC)، دگرگونی کانی‌های رسی طی تدفین و آزاد سازی یون Mg^{2+} باشد (Tucker & Wright, 1990).

دولومیتی شدن: فرآیند دولومیتی شدن محصول تبدیل دیاژنتیکی دولومیت به کانی‌های دیگر (عموماً کلسیت) است و کارستی شدن را در سنگ‌های کربناته تسریع

این نوع ساخت سیمان در محیط دیاژنز متئوریک و تدفینی تشکیل می‌شود (Flügel, 2010).

سیمان رورشدی هم محور: این سیمان در اطراف خرده‌های خارپوستان عمدتاً فاقد اینکلوزیون و به صورت شفاف و روشن بوده و در رخساره‌های گریستونی و پراورژی قابل مشاهده است (شکل ۱۱D). این ساخت سیمان معرف محیط‌های با عمق تدفین کم و فریاتیک دریایی است (Omer et al., 2014؛ Flügel, 2010).

سیمان بلوکی: این سیمان معمول‌ترین ساخت در توالی مورد مطالعه بوده و به صورت پرکننده شکستگی‌هاست. بلورها با اندازه متوسط تا درشت، فاقد جهت‌گیری خاص، دارای مرزهای بلوری مشخص و ساخت‌های بلوری بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۱۲A). این ساخت سیمان بیشتر در محیط دیاژنزی دفنی تشکیل می‌شود (Flügel, 2010). در تصویر میکروسکپ کاتدولومینسانس شکستگی پر شده با این ساخت سیمان (شکل ۱۲E,F) از حاشیه به سمت مرکز لومینسانس تیره‌تر می‌شود که بیانگر کاهش تمرکز عنصر Mn و افزایش عمق تدفین است. همچنین در شکل ۱۳C تصویر میکروسکپ الکترون روبشی این سیمان مشاهده می‌شود.

سیمان پویکیلوناپیک: این نوع سیمان از بلورهای بزرگ کلسیت اسپاری تشکیل شده است و چندین دانه را در بر می‌گیرد (Tucker & Wright, 1990). در این ساخت اندازه بلورها به چندین میلی‌متر می‌رسد که این امر حاصل هسته‌زایی با نسبت بسیار کم بلورهای کلسیت و رشد بسیار آهسته است. این سیمان معرف محیط دیاژنزی تدفینی است (Flügel, 2010؛ Tucker & Wright, 1990). این سیمان در برش مورد مطالعه در رخساره‌های محیط پشته یافت شده است (شکل ۱۱F).

که می‌تواند به تشکیل هماتیت منجر گردد دگرسانی و اکسیداسیون کانی پیریت است.

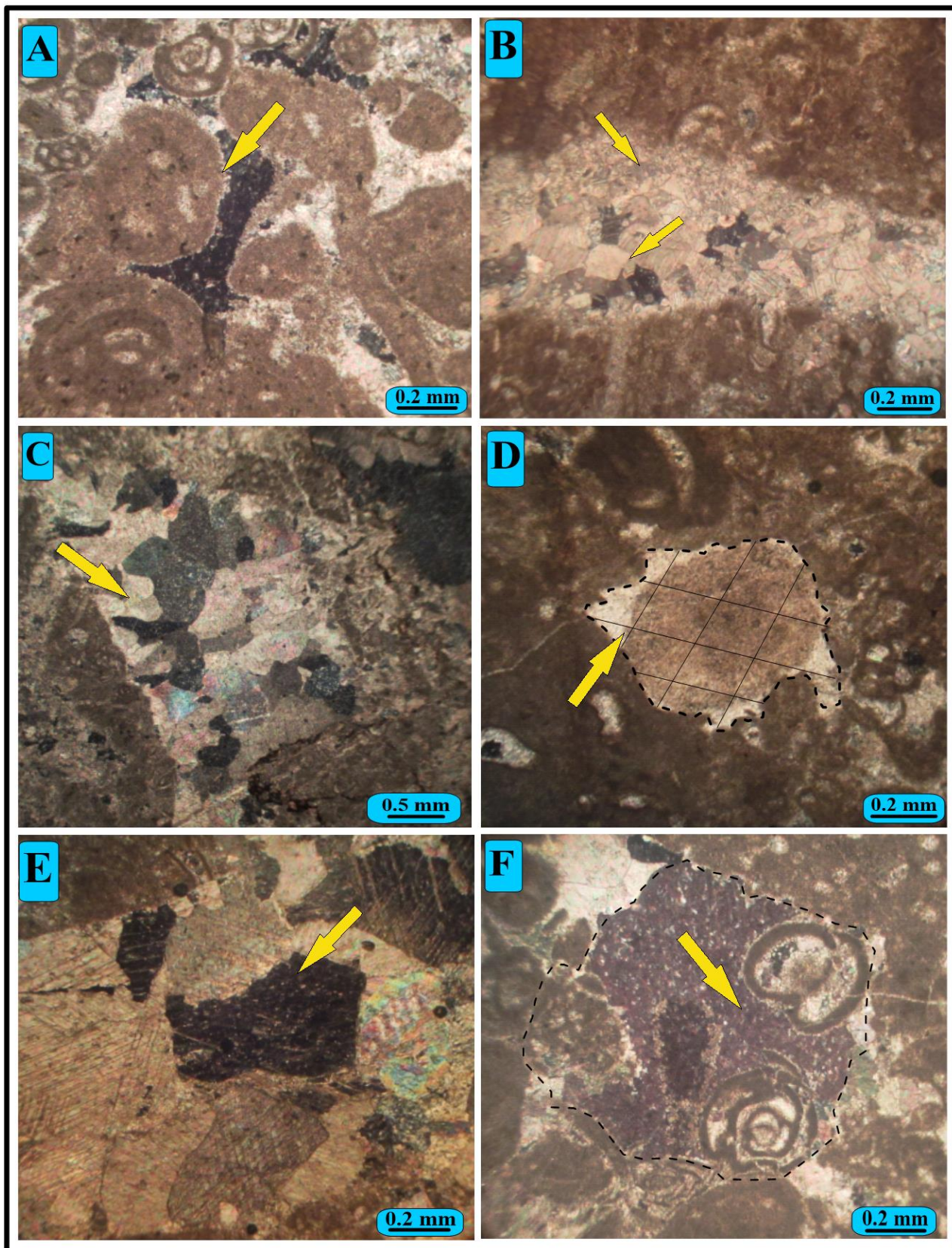
سیمانی شدن

از مهمترین ساخت‌های سیمان کلسیتی مشاهده شده در رسوبات مورد مطالعه می‌توان به انواع بلوکی، دروزی، رورشدی هم محور، هم ضخامت و پوئی کیلوتاپیک به شرح زیر اشاره کرد.

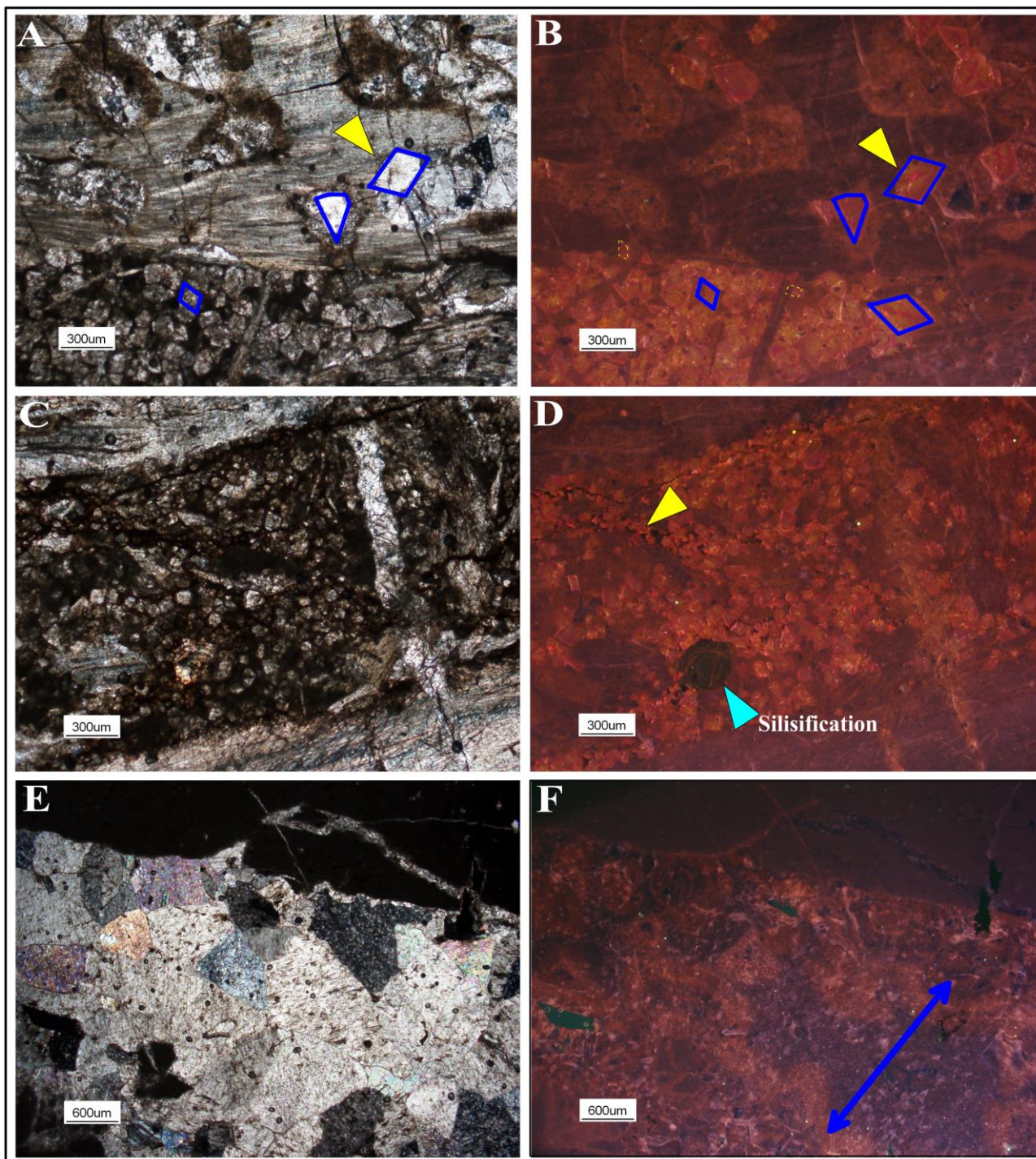
سیمان هم ضخامت: سیمان‌های هم ضخامت در اطراف دانه‌ها به صورت فیبری و کدر دیده می‌شوند و بر اساس شواهد پتروگرافی همچون تشکیل آن‌ها قبل از سیمان‌های دیگر (مثل بلوکی و پوئی کیلوتاپیک) و حاشیه‌های هم ضخامت در اطراف دانه‌ها و ساختار فیبری، به عنوان سیمان دریایی و نسل اول در نظر گرفته می‌شوند. این ساخت سیمان در رخساره‌های گریستون پلوئیدی به صورت حاشیه ظریفی در اطراف پلوئیدها و روزن‌داران کفزی تشکیل شده است (شکل ۱۱A). این نوع ساخت سیمان توسط قابلیت ته‌نشست سیالات منفذی دریایی کنترل می‌شود، که وجود چنان منافذی به انرژی بالاتر محیط رسوبی در رخساره‌های گریستونی و همچنین شست و شو توسط آب دریا اشاره دارد (Tucker & Wright, 1990؛ Madden & Wilson, 2013).

سیمان دروزی: این سیمان به صورت بلورهای هم بعد تا کشیده، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل که اندازه بلورها به طرف مرکز افزایش می‌یابد، است (شکل ۱۱B). سیمان کلسیت دروزی بیشتر به صورت پرکننده رگه‌ها و شکستگی‌ها دیده شده است و در محیط دفنی کم عمق و متئوریک تشکیل می‌شود (Aghaei et al., 2014).

سیمان هم بعد: بلورهای کلسیت به طور معمول در اندازه ۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر، فاقد جهت‌گیری مشخص و به صورت پرکننده شکستگی‌هاست (شکل‌های ۱۱C و شکل ۱۳D).



شکل ۱۱: انواع ساخت سیمان‌ها در برش مورد مطالعه (XPL): (A) هم ضخامت در رخساره گریستون پلوییدی؛ (B) دروزی در رخساره‌های وکستون-پکستونی؛ (C) هم بعد در رخساره‌های وکستون-پکستونی؛ (D) رورشدی هم محور در رخساره گریستون پلوییدی؛ (E) بلوکی در رخساره‌های وکستون-پکستونی؛ (F) پویکیلو تاپیک در رخساره گریستون پلوییدی.

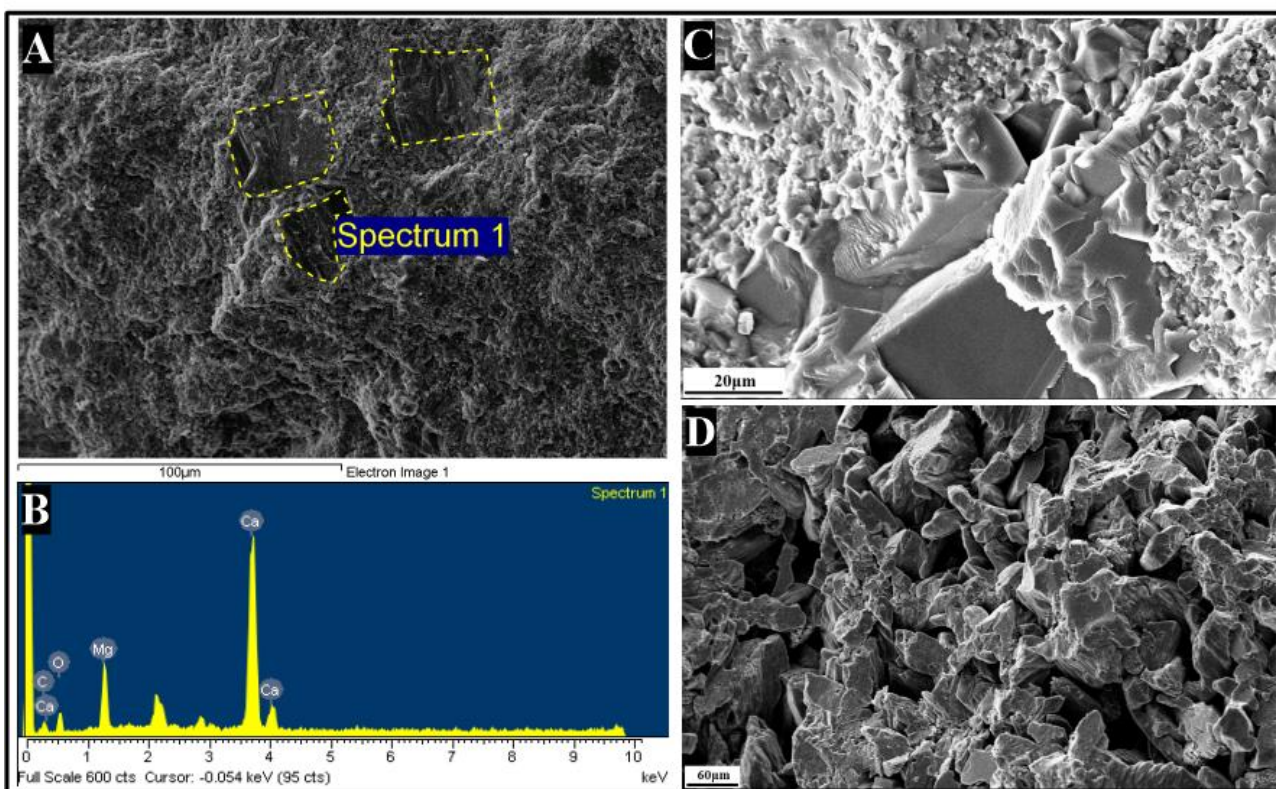


شکل ۱۲: (A) تصاویر میکروسکپ پلاریزان (XPL); (B) کاتدولومینسانس از دولومیتی شدن در زمینه میکریتی و بورینگ تشکیل شده در خرده رودیست که لومینسانس روشن را از خود نشان می‌دهند. (C) تصاویر میکروسکوپ پلاریزان; (D) کاتدولومینسانس دولومیت‌های تشکیل شده در طول استیلولیت‌ها که لومینسانس روشن نشان می‌دهد و سیلیسی شدن که در تصویر کاتدولومینسانس به رنگ آبی دیده می‌شود با علامت فلش آبی رنگ مشخص شده است. (E) تصویر میکروسکپ پلاریزان; (F) تصویر کاتدولومینسانس شکستگی پر شده با بلورهای کلسیت اسپاری با ساخت بلوکی که در جهت فلش (از حاشیه به سمت مرکز) لومینسانس تیره تر می‌شود.

اولیه رسوب گذاری توالی مورد مطالعه بعد از نهشته شدن در کف حوضه رسوب گذاری در محیط دیاژنزی (اولیه) فریاتیکی دریایی تحت تأثیر فعالیت زیستی موجودات میکروبی در شرایط مناسب و در واقع کم انرژی قرار گرفته است که میکربیتی شدن نتیجه فعالیت میکروارگانیسم هاست (Sahraeyan *et al.*, 2013).

توالی پاراژنتیکی و بررسی فرآیندهای اثرگذار بر منطقه

توالی پاراژنتیکی نشان دهنده زمان نسبی تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی نسبت به یکدیگر است. فرآیندهای دیاژنزی در توالی مورد مطالعه شامل تغییرات فیزیکی، شیمیایی و زیستی است که طی سه مرحله دریایی، تدفینی کم عمق و عمیق و بالا آمدگی عمل کرده‌اند (شکل ۱۴). در مراحل



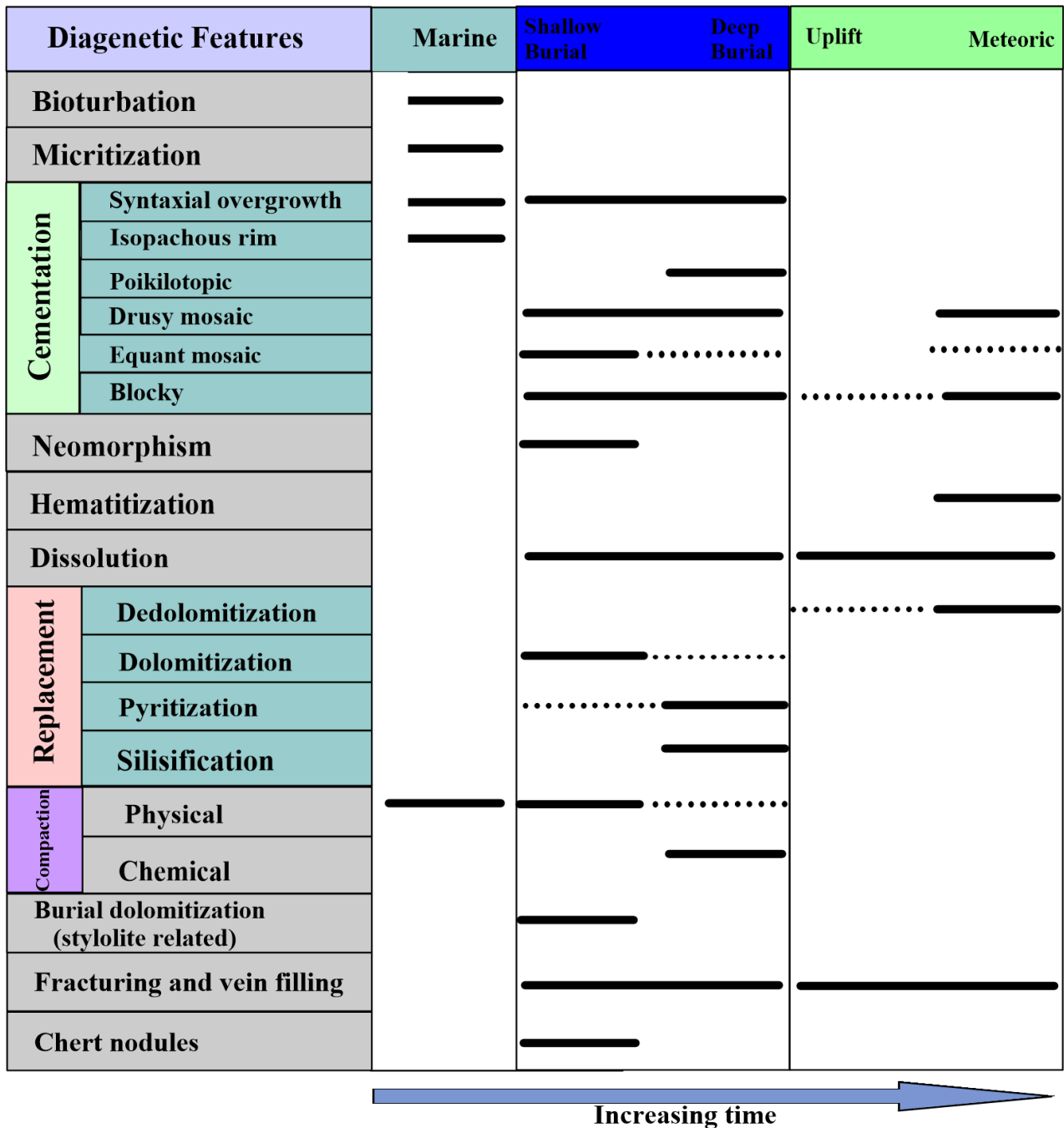
شکل ۱۴: A: تصویر میکروسکپی الکترونی روبشی کانی دولومیت؛ B: آنالیز EDX آن که پیک Ca و Mg مربوط به کانی دولومیت را نشان می‌دهد؛ C: تصویر بلورهای کلسیت بلوکی و D: تصویر فابریک کلسیت هم بعد.

کم عمق، رسوبات رخساره‌های کم انرژی (دریای باز و لاگون) را تحت تأثیر قرار داده است (Beavington, Penney *et al.*, 2008). طی گذر زمان و افزایش فشار حاصل از وزن رسوبات بالایی فرآیند فشردگی فیزیکی سبب کاهش تخلخل و نظم مجدد اجزا و در نهایت کاهش ضخامت آن‌ها در مرحله تدفین کم عمق می‌شود (Flügel, 2010). در مراحل بعدی، فشردگی فیزیکی با فرآیند فشردگی شیمیایی (استیلولیتی شدن) ادامه پیدا می‌کند که

همچنین سیمان کلسیتی رورشدی هم محور که در رخساره‌های پر انرژی پشته در فضای بین ذره‌ای در اطراف اجزای اسکلتی تشکیل می‌گردد مؤید محیط‌های با عمق تدفین کم و فریاتیکی دریایی هستند (Flügel, 2010; Omer *et al.*, 2014). در همین محیط دیاژنزی رسوب سخت نشده در معرض تغییرات دیگری نیز قرار می‌گیرد. فرآیند آشفستگی زیستی توسط موجودات حفار یکی دیگر از فرآیندهایی است که در محیط دیاژنزی دریایی و طی دفن

استیلولیت‌های نسل اول تشکیل شده‌اند که این استیلولیت‌ها شکستگی‌های نسل اول (F1) را قطع می‌کنند. پس از این مرحله رسوبات مجدداً دفن شده و نسل دوم استیلولیت‌ها شکل گرفته‌اند.

تحت تأثیر دفن عمیق و نیروهای زمین‌ساختی ایجاد می‌شوند (Vandeginste & John, 2013) و می‌توان آن را در مراحل اولیه دیاژنز و در نتیجه تدفین کم عمق سنگ آهک‌های بیستون در نظر گرفت. شکستگی‌های نسل اول (F1) به این دلیل تشکیل شده‌اند. طی تدفین عمیق



شکل ۱۴: تصویر شماتیک توالی پاراژنتیکی سنگ آهک‌های بیستون در برش مورد مطالعه.

نسل دوم شکستگی‌ها طی بالا آمدگی ناشی از حرکات زمین ساختی بعدی شکل گرفته‌اند که این شکستگی‌ها استیلولیت‌های نسل دوم را نیز قطع می‌کنند. انحلال دولومیت‌ها و ایجاد تخلخل قالبی و کانالی در طول استیلولیت‌ها نیز نتیجه قرار گیری در معرض آب‌های متوریک در مرحله بالا آمدگی است. ددولومیتی شدن عمدتاً در محیط دیاژنزی متوریک مرحله بالا آمدگی اتفاق می‌افتد (Al-Aasm *et al.*, 2009). همان طور که قبلاً گفته شد سیمان با ساخت‌های مختلف در سه محیط دیاژنزی (دریایی، تدفین و بالا آمدگی) توالی مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است. انواع فرآیندهای جانیشینی که طی شرایط تدفینی عمل کرده‌اند شامل دولومیتی شدن، پیریتی شدن، سیلیسی شدن است. بلورهای دولومیت که در زمینه میکریتی تشکیل شده‌اند را می‌توان به محیط دیاژنر تدفینی نسبت داد، اما دولومیت‌هایی را که در امتداد استیلولیت‌ها تشکیل شده‌اند می‌توان به محیط تدفینی عمیق‌تر مربوط دانست (Tucker & Wright, 1990). همچنین سیلیسی شدن در رسوبات دریایی طی شرایط تدفین عمیق رخ می‌دهد (Loucaides *et al.*, 2012؛ Bustillo, 2010).

نتیجه‌گیری

سنگ آهک‌های بیستون بر اساس مطالعات پتروگرافی ۸ رخساره رسوبی از خشکی به دریا شامل باندستون استروماتولیتی، وکستون - پکستون حاوی جلبک سبز، وکستون - پکستون پلوئیدی، وکستون - پکستون دارای Miliolid، وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران بی‌منفذ،

منابع

الیاس زاده، ر.، محجل، م.، بیرالوند، م.، ۱۳۸۹. ساختار پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در شمال باختر ایران. *فصلنامه زمین شناسی ایران*، ۱۶: ۲۵-۳۶.

کریمی باوندپور، ع.، ۱۳۷۸. نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمانشاه. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.

گرینستون پلوئیدی، باندستون رودیستی و رودستون - فلوئستون رودیست‌دار است و چهار محیط دریای باز، پشته، لاگون و پهنه جزرومدی تشخیص داده شد. رخساره-های مربوط به محیط لاگون بیشترین فراوانی را در توالی به خود اختصاص داده‌اند. براساس خصوصیاتمانند تغییر تدریجی رخساره‌ها، عدم حضور موجودات ریف‌ساز مانند مرجان‌ها، نبود کورتوئید، پیزوئید و آنکوئید محیط رسوب‌گذاری منطقه مورد مطالعه یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال تشخیص داده شده است. تغییر بارزی در توالی رخساره رسوبی مشاهده نشده که این خود حاکی از شرایط تقریباً پایدار و آرام محیط رسوب‌گذاری حوضه مورد مطالعه در طی زمان تشکیل بوده است. از بررسی فرآیندهای دیاژنزی می‌توان نتیجه گرفت که توالی مورد مطالعه تاریخچه دیاژنزی کاملی را از مرحله دریایی تا بالا آمدگی طی کرده است. مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده شامل میکریتی شدن، آشفستگی زیستی، جانیشینی (دولومیتی شدن، سیلیسی شدن و ندول‌های چرت، پیریتی شدن و ددولومیتی شدن)، فشردگی فیزیکی و شیمیایی (استیلولیتی شدن)، شکستگی و پرشدگی، نئومورفیسم، سیمانی شدن (هم ضخامت، رورشدی هم محور، بلوکی، پوئی‌کیلو تاپیک، دروزی و هم بعد)، انحلال و هماتیتی شدن هستند. غالب‌ترین فرآیندهای دیاژنزی را می‌توان شکستگی و پرشدگی و استیلولیتی شدن برشمرد. دو نسل شکستگی و استیلولیت تشخیص داده شد که احتمالاً به وقایع زمین ساختی منطقه اشاره دارند.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس، ویرایش اول، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۷۲ ص.

- Abdi, A., Mahmudi Gharai, M.H., & Badenas, B., 2014. Internal wave deposits in Jurassic Kermanshah pelagic carbonates and radiolarites (Kermanshah area, West Iran). *Sedimentary Geology*, 314: 47-59.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., & Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 401-419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Witechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., & Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148 (5-6): 692-725.
- Aghaei, A., Mahboubi, A., Moussavi- Harami, R., Najafi, M., & Hakrapani, G.J., 2014. Carbonate Diagenesis of the Upper Jurassic Successions in the West of Binalud- Eastern Alborz (NE Iran). *Journal of the Geological Society of India*, 83: 311-328.
- AL- Aasm, I.S., Ghazban, F., & Ranjbaran, M., 2009. Dolomitization and Related Fluid Evolution in the Oligocene– Miocene Asmari Formation, Gachsaran area, SW Iran: Petrographic and Isotopic Evidence. *Journal of Petroleum Geology*, 32 (3): 287-304.
- Al- Qayim, B., Omer, A., & Koyi, H., 2012. Tectonostratigraphic overview of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Northeast Iraq, Geo Arabia. *Journal of the Middle East Petroleum Geosciences*, 17 (4): 109-156.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold- thrust belt in Iran. *American Journal of Sciences*, 307: 1064-1095.
- Beavington- Penney, S.J., Nadin, Ph., Wright, V.P., Clarke, E., McQuilken, J., & Bailey, H.W., 2005. Reservoir quality variation on an Eocene carbonate ramp, El Garia Formation, offshore Tunisia: Structural control of burial corrosion and dolomitisation. *Sedimentary Geology*, 209: 42-57.
- Braud, J., 1970. Explanatory text of the Bakhtaran (Kermanshah) quadrangle map, Quadrangle C6. *Geological Survey of Iran*, Tehran.
- Bustillo, M.A., 2010. Silicification of continental carbonates. In: Alonso-Zarza A., & Tanner L.H., (eds.), Carbonates in continental settings: processes, facies and applications. *Elsevier, Developments in Sedimentology*, 62: 153-174.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, v. 205: 587 p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geology Memori*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern banks island, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application. Berlin-Heidelberg, New York, *Springer*, 976 p.
- Fu, Q., Qing, H., Bergman, K.M., & Yang, C., 2008. Dedolomitization and calcite cementation in the Middle Devonian Winnipegosis Formation in Central Saskatchewan, Canada. *Sedimentology*, 55: 1623-1642.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Taati, F., 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 16: 212-223.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-71.

- JiTao, Ch., ZuoZhen, H., XiaoLei, Zh., AiPing, F., & RenChao, Y., 2010. Early diagenetic deformation structures of the Furongian ribbon rocks in Shandong Province of China-A new perspective of the genesis of limestone conglomerates. *Science China Earth Sciences*, 53: 241-252.
- Laronne Ben- Itzhak, L., Aharonov, E., Karcz, Z., Kaduri, M., & Toussaint, R., 2014. Sedimentary stylolite networks and connectivity in limestone: Large-scale field observations and implications for structureEvolution. *Journal of Structural Geology*, 63: 106-123.
- Loucaides, S., Koning, E., & Van Cappellen, P., 2012. Effect of pressure on silica solubility of diatom frustules in the oceans: Results from long- term laboratory and field incubations. *Marine Chemistry*, 136: 1-6.
- Madden, R.H.C., & Wilson, M.E.J., 2013. Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 286: 20-38.
- Manual, A.F., 2002, Analysis of Sedimentary Successions. Ajit Bhattacharyya Chandan Chakraborty, 408 p.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Enayati- Bidgoli, A.H., & Navidtalab, A., 2014. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in central and southern parts of the Dezful Embayment, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 29 (3): 263-278
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., & Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 379–412.
- Navabpour, P., Barrier, E., & McQuillan, H., 2014. Oblique oceanic opening and passive margin irregularity, as inherited in the Zagros fold-and-thrust belt. *Terra Nova*, 26 (3): 208-215.
- Omer, M.F., Omer, D., Zebari, B.Gh., 2014. High resolution cathodoluminescence spectroscopy of carbonate cementation in Khurmala Formation (Paleocene- Late Eocene) from Iraqi Kurdistan Region, Northern Iraq. *Journal of African Earth Sciences*, 100: 243-258.
- Romero, J., Caus, E., & Rosell, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 179 (1-2): 43-56.
- Sahraeyan, M., Bahrami, M., Hooshmand, M., Ghazi, Sh., & Al- Juboury, A.I., 2013. Sedimentary facies and diagenetic features of the Early Cretaceous Fahliyan Formation in the Zagros Fold- Thrust Belt, Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 87: 59-70
- Schlager, M., 2002. Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Carbonate Rocks, Amsterdam, *Society for Sedimentary Geology*, 146 p.
- Scholle, P.A., & Scholle, D.S., 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis, *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Oklahoma, Memoir 27, 459 p.
- Shafaii- Moghadam, H., & Stern, R.J., 2011. Geodynamic Evolution of Upper Cretaceous Zagros Ophiolites: Formation of Oceanic Lithosphere above a Nascent Subduction Zone. *Geological Magazine*, 148 (5–6): 762–801.
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Smrzka, D., 2013. Petrography and Geochemistry of Eocene Cold– Seep Carbonates from Washington State, USA, *Master of Science thesis, Universitate Wien*, 111p.
- Steuber, T., 1999. Isotopic and chemical intra-shell variations in low-Mg calcite of rudist bivalves (Mollusca-Hippuritacea): disequilibrium fractionations and late Cretaceous seasonality. *International Journal of Earth Sciences*, 88(3): 551-557.
- Steuber, T., Rauch, M., Masse, J.P., Graaf, J., & Malkoč, M., 2005. Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. *Nature Cell Biology*, 437(27): 1341-1344.

- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. *Blackwell Scientific Publication*, Third edition, Oxford, 262 p.
- Tucker, M., & Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Press*, 482 p.
- Vandeginste, V., & John, C.M., 2012. Influence of Climate and Dolomite Composition on Dedolomitization: Insights from a Multi- Proxy Study in the Central Oman Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, 82: 177–195.
- Vandeginste, V., & John, C.M., 2013. Diagenetic Implications of Stylolitization in Pelagic Carbonates, Canterbury Basin, Offshore New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, 83: 226-240.
- Wrobel Daveau, J.C., Ringenbach, J.C., Tavakoli, S., Ruiz, G.M.H., Masse, P., & deLamotte, D.F., 2010. Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 3: 499–513.
- Zhou, X., Zeng, Z., 2014. The development of Stylolite s in Carbonate formation: Implication for Co₂ sequestration. *Acta Geologica Sinica*, 88 (1): 238-247.

Depositional Environment and Diagenetic History of the Bisotoun Carbonate Succession (Lower Cretaceous), Kermanshah Area, West Iran

Azimi, M.¹, Mahmudy-Gharai, M.H.^{2*}, Mahboubi, A.³, Taheri, K.⁴

- 1- M.Sc. in Sedimentology & Sedimentary petrology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
- 2- Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
- 3- Professor of Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
- 4- Karst Research & Study office of West Region of Iran, Water Regional Company of Kermanshah, Kermanshah, Iran

*E-mail: mhmgharaie@um.ac.ir

Introduction

The Zagros orogeny belt as a part of the Alpine Himalayas orogeny belt extended about 2000km in a northwest-southeast trend from the Anatolian fault in the southeast of Turkey to the Makran zone in southern Iran. Bisotoun limestone was deposited on the southeastern border of the Neotetis Sea, where it was separated from the Arabic platform by the narrow and radiolarite basin of Kermanshah.

A 2500 m thick succession Bisotoun carbonate rocks of the Late Triassic to Late Cretaceous in age were exposed at the east of Kermanshah as a part of the High Zagros zone. The studied section consists of dark gray color, medium to thick bed and massive limestone. Little studies have been done on the microfacies analysis, sedimentary environments and diagenesis history of the Bisotoun limestones.

Since these limestones are deposited along with the radiolarite deposits, sedimentary studies and facies analysis help to reconstruct the paleogeography, their relation with the Kermanshah radiolarite basin, as well as investigate the diagenetic history of the Bisotoun carbonate successions.

Study method

105 thin sections were prepared for petrography. To recognize the calcite from dolomite under microscope, all thin sections were stained with Alizarin red solution (by Dickson 1965 method). The Cathodoluminescence (CL) microscopy and scanning electron microscope (SEM) have been conducted to study the dolomites and cements. Classification of dolomites was based on Sibley & Gregg (1987). The blue epoxy has been used to estimate the porosity in studied samples.

Results and discussion

Petrographic study of 105 thin sections from this succession led to identification of 8 carbonate facies that are deposited in four depositional environments including open marine, shoal, lagoon and tidal flat. Due to the absence of turbidity facies, cortoid, ankoid, pizoid and aggregate allochem, which indicate carbonate shelf and rarely found in a carbonate ramp, and also because of gradual changes in vertical sequence, the depositional environment of Bisotoun carbonate succession is a homoclinal ramp (consisting of middle and inner ramp). Facies are classified according to Dunham (1962) and Embry & Klovan (1971) classifications. The facies analysis is based on Schlager (2002) and Flugel (2010).

The main diagenetic processes that affected the studied succession are micritization, bioturbation, replacement (dolomitization, silicification, pyritization and dedolomitization), compaction, stylolitization, cementation (blocky, syntaxial overgrowth, poikilotopic, isopachous and drusy equant), fracturing and vein filling, neomorphism, dissolution and hematitization. These processes were conducted in marine, burial (shallow and deep burial) and uplifted (meteoric) stages of diagenetic environments.

The marine diagenetic process include micritization (that destroyed the internal components of the allochems), syntaxial overgrowth calcite cement, bioturbation (that is mainly found in rudist containing facies). The burial (shallow and deep burial) diagenetic process include physical (compaction in mud-supported facies) and chemical (stylolitization) phenomena. These process affected on most carbonate facies and played important role in the studied succession. Most of the allochems are cut off by stylolitization in which the presence of dolomite and iron oxide is common. Channel porosity and stylolitization porosity are significant in studied carbonate rocks, which some of them are filled by spary calcite cement. Dolomite

dissolution, dedolomitization, channel and moldic porosity were created in uplift and meteoric diagenetic environments

Conclusion

Based on field observation and petrography studies it is concluded that the Bisotoun carbonate rocks have been deposited in middle and inner parts of a homoclinal ramp. The most important diagenetic processes observed in Bisotoun carbonate rocks are micritization, bioturbation, replacement, compaction, stylolitization, cementation, fracturing and vein filling, neomorphism, dissolution and hematitization, which are mainly occurred in marine, burial and uplift stages of diagenetic environments. Channel porosity and stylolitization porosity are significant in studied carbonate rocks.

Key words: Bisotoun limestone; Late Cretaceous; Facies; Depositional Environment; Diagenesis.

References

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Ham, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geology Memori*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern banks island, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application*. Berlin-Heidelberg, New York, *Springer*, 976 p.
- Schlager, M., 2002. *Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Carbonate Rocks*, Amsterdam, *Society for Sedimentary Geology*, 146 p.
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.