

تفسیر محیط رسوب‌گذاری و تاریخچه تدفین نهشته‌های کربناته سازند آسماری در برش تاقدیس خرم‌آباد، شمال لرستان

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

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

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳- دانش‌آموخته مقطع دکترا، کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

نویسنده مسئول: Luckpages@yahoo.com

دریافت: ۱۴۰۴/۵/۲۲ پذیرش: ۱۴۰۴/۹/۹

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

در این مطالعه ریزرخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری و تاریخچه تدفین نهشته‌های کربناته سازند آسماری در برش تاقدیس خرم‌آباد بررسی شده است. این برش چینه‌شناسی با ستبرای ۱۱۵ متر از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه، متوسط‌لایه و ضخیم‌لایه می‌باشد که در یال شمالی تاقدیس خرم‌آباد (منطقه زرین‌چقا) واقع شده است. مرز زیرین و زیرین سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه به ترتیب با سازندهای شهبازان و گجساران به صورت ناگهانی و ناپیوستگی فرسایشی است. مطالعات سنگ‌شناسی بر روی ۱۱۵ نمونه مقاطع نازک رسوبی از این سازند و مطالعات صحرایی در نهایت منجر به شناسایی هشت ریزرخساره گردید. این ریزرخساره‌ها شامل مادستون فسیل‌دار، مادستون دولومیتی شده اینتراکلاستی، مادستون فنسترال، وکستون تا پکستون اینتراکلاستی-پلویدی، وکستون بایوکلستی، پکستون بایوکلستی، گرینستون پلویدی و گرینستون بایوکلستی می‌باشند. وجود شواهدی نظیر مادستون فنسترال، فراوانی روزن‌داران بنتیک بدون منفذ با پوسته پورسلانوز در بافت گل‌پشتیبان، فراوانی جلبک‌های قرمز، دانه‌های کوارتز تخریبی در اندازه سیلت و جورشدگی ضعیف تا متوسط رسوبات، در نهایت این ریزرخساره‌ها در سه کمربند رخساره‌ای جزرومدی، لاگون و سد یک رمپ داخلی نهشته شده‌اند. فرآیندهای دیاژنزی غالب در این ریزرخساره‌ها شامل میکریتی شدن، نوریختی افزایشی و کاهش، سیمانی شدن (سیمان هم‌ضخامت فیبری، هم‌بعد، بلوکی، دروزی و فراگیرنده و دولومیتی)، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، انحلال وابسته به فابریک و غیروابسته به فابریک سنگ و ایجاد تخلخل‌های بین دانه‌ای، درون دانه‌ای، حفره‌ای، شکستگی، استیلولیتی و قالبی و جانشینی به صورت پیریتی شدن و سیلیسی شدن می‌باشند. این فرآیندها در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالامدگی رخ داده است که در آن‌ها سه مرحله دیاژنزی اولیه، میانی و نهایی تفسیر شده است.

واژگان کلیدی: محیط رسوبی، دیاژنز، سازند آسماری، زاگرس چین‌خورده، لرستان

۱- پیشگفتار

سازند آسماری را می‌توان آخرین پیشروی وسیع دریا در زاگرس تلقی کرد (امیری‌بختیار و نورایی‌نژاد، ۲۰۲۲). سازند آسماری در ناحیه فروافتادگی دزفول دارای حداکثر گسترش است و از سمت شمال‌غربی تا خاک عراق تداوم داشته و از جنوب احتمالاً تا عمان نیز دیده می‌شود. در جنوب‌غرب لرستان و میادین نفتی شمال فروافتادگی دزفول یک رخساره تبخیری بنام کلهر به صورت جانبی در تداخل با این ردیف کربناته وجود دارد و تداوم کوچک‌تری از این بخش به نام انیدریت قاعده آسماری در امتداد میادین مسجدسلیمان، نفت سفید، هفتگل، لالی و پارسی

سازند آسماری (الیگوسن-میوسن) مهم‌ترین سنگ مخزن نفت حوضه زاگرس است. این سازند کم‌عمق‌ترین افق تولید کننده نفت در جنوب باختری ایران محسوب می‌شود و تقریباً ۷۵ درصد هیدروکربورهای کشف شده در جنوب باختری ایران، در مخازن آسماری انباشته شده است. این سازند دارای دو بخش است، بخش ماسه‌سنگی اهواز که در نواحی جنوبی فروافتادگی دزفول دیده می‌شود و بخش تبخیری کلهر که در شمال‌غربی فروافتادگی دزفول و جنوب‌غربی لرستان وجود دارد. در حقیقت رسوبات

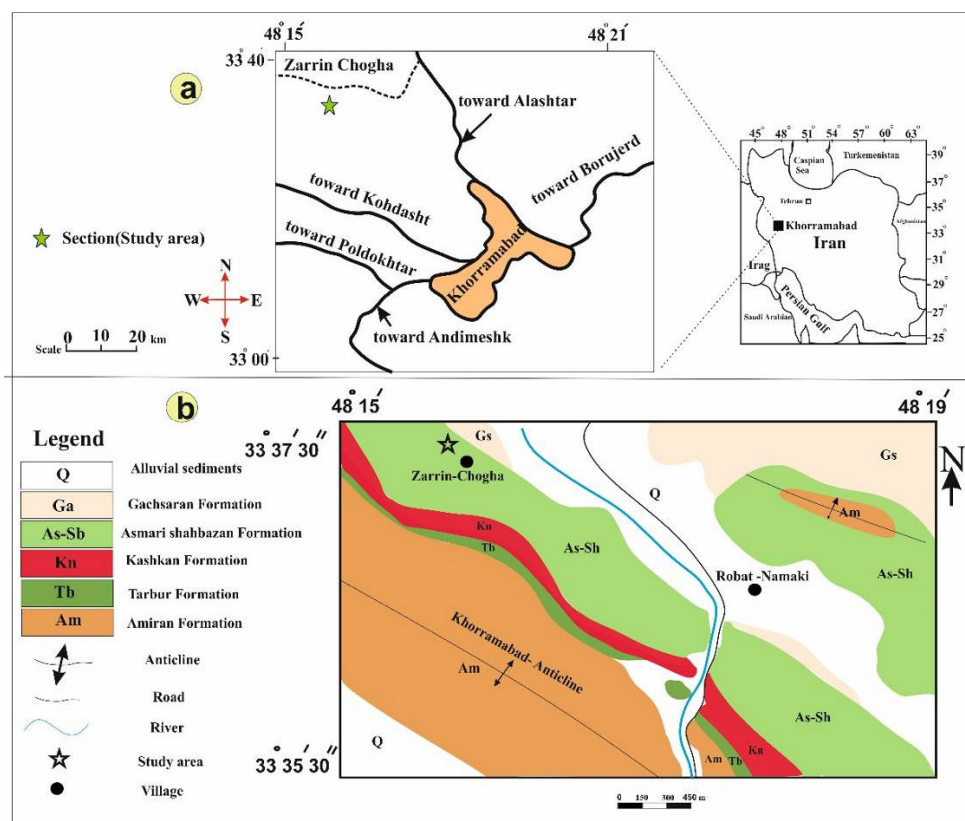
حوضه رسوب‌گذاری و چین‌نگاری سکانشی توالی‌های کربناته سازند آسماری در بازه زمانی الیگوسن- میوسن بدست آورد.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در ۱۸ کیلومتری شمال شهرستان خرم‌آباد و در منطقه زرین‌چقا قرار دارد. مختصات جغرافیایی این منطقه $25^{\circ} 36' 33''$ عرض شمالی و $48^{\circ} 16' 21''$ طول خاوری می‌باشد. از طریق جاده آسفالتی شهرستان خرم‌آباد به الشتر می‌توان به برش مورد نظر دست یافت (شکل ۱- a). منطقه مورد مطالعه جزئی از زاگرس چین‌خورده محسوب می‌شود و بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه که بخشی از نقشه ۱/۲۵۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد می‌باشد واحدهای دوران دوم و سوم رخنمون دارند. واحدهای دوران دوم گسترش یافته در منطقه مورد مطالعه سازندهای امیران و تاربور می‌باشند. واحدهای دوران سوم شامل سازند آواری کشکان، سازندهای آسماری، شهبازان و سازند گچساران هستند (شکل ۱- b). نواحی واقع در باختر محور دورود- بروجرد تا خاور و شمال شهرستان خرم‌آباد زاگرس مرتفع و یا زاگرس روئانده نام دارد که به‌وسیله پهنه راندگی اصلی به‌ویژه گسل‌های وابسته (گسل دورود) از نواحی خاوری استان (سنندج - سیرجان) جدا است ولی گذر آن به زاگرس چین‌خورده تقریباً تدریجی است. در زاگرس مرتفع واحدهای سنگ‌چینه‌ای روند عمومی شمال‌باختری - جنوب‌خاوری دارند ولی عموماً به لحاظ عملکرد تنش‌های ساختاری، دگرشکلی آن‌ها پیچیده است که با روند عمومی زاگرس هم‌سو نیست (مطیعی، ۱۳۸۲).

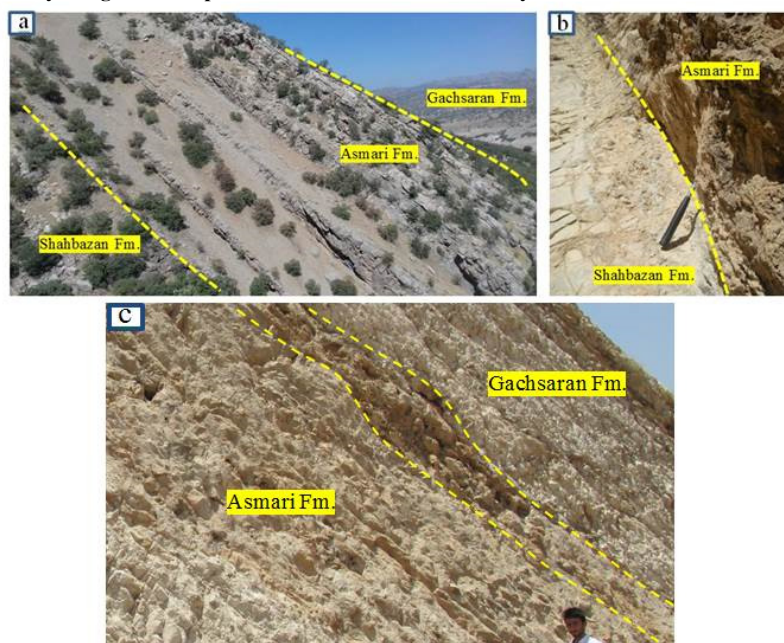
سازند آسماری با ستبرای ۱۱۵ متر در یال شمالی تاقدیس خرم‌آباد (شکل ۲- a) بر روی سازند شهبازان به صورت ناگهانی (شکل ۲- b) قرار گرفته و مرز بالایی آن با سازند گچساران نیز به صورت ناپیوستگی فرسایشی است. سازند آسماری در برش مورد مطالعه از ۶ واحد سنگ‌چینه‌ای تشکیل شده است که سنگ‌شناسی این واحدها سنگ آهک‌های نازک‌لایه، متوسط و ضخیم‌لایه می‌باشند (شکل ۳). واحدهای سنگ‌چینه‌ای برش مورد مطالعه از پایین به بالا به شرح زیر می‌باشند. همچنین ستون سنگ‌چینه‌ای سازند در برش مورد مطالعه به همراه واحدهای تشکیل دهنده آن در شکل ۲ نشان داده شده است.

دیده می‌شود. در جنوب فروافتادگی دزفول سازند آسماری به رخساره‌ای از ماسه‌سنگ، آهک و شیل تغییر می‌یابد. در خوزستان، ساحل کربناتی چهارم در جنوب دیده می‌شود به‌طوری که آهک‌های کم‌عمق الیگوسن (آسماری پایینی) در دو سوی ژرفای پابده رسوب کرده‌اند. رسوبات متعلق به آکی‌تائین (آسماری پایینی-میانی) تا رسیدن به ناهمسازی فرسایشی عمومی به صورت عمودی گسترش و تداوم یافته و به طرف قعر حوضه به انیدریت قاعده آسماری تغییر رخساره می‌دهد و در آکی‌تائین پسین، کربنات‌های متعلق به آسماری میانی - بالایی، در تمامی حوضه، گسترش یافته است. در عین حال از ائوسن بالایی، الیگوسن، آکی‌تائین و شاید بوردیگالین، ماسه‌سنگ‌هایی در لبه جنوبی حوضه، ظاهر شده‌اند که به نام بخش ماسه‌سنگی اهواز خوانده می‌شوند. در لرستان، آهک‌های کم‌عمق آسماری با سن الیگوسن در ساحل کربناتی متعلق به سازند شهبازان با سن ائوسن رسوب کرده است و در جنوب، همین واحد به سازند پابده تغییر رخساره می‌دهد (مطیعی، ۱۳۸۲). شرایط نسبتاً مشابهی در قسمت جوان‌تر وجود دارد، به این مفهوم که آهک‌های منسوب به آسماری پایینی - میانی، به طرف عمق حوضه به صورت جانبی، به بخش کلهر تغییر رخساره می‌دهد و هر دو قسمت در زیر یک آهک دولومیتی دانه ریز قرار می‌گیرد که سن آن آکی‌تائین پسین می‌باشد. در این وضعیت یک ناهمسازی فرسایشی به دنبال آمده و سپس آهک‌های بوردیگالین (آسماری بالایی) به صورت پیشرونده، این ردیف را می‌پوشاند و در انتها این رسوبات کربناتی در زیر رسوبات تبخیری سازند گچساران قرار می‌گیرند (مطیعی، ۱۳۸۲). سازند آسماری با سنگ‌شناسی غالب کربناته سرشار از روزن‌داران بنتیک به سن الیگوسن- میوسن می‌باشد، لذا با استفاده از این محتوای فسیلی با ارزش و دیگر اجزای اسکلتی موجود در این سازند، می‌توان نوع محیط رسوبی آن را با توجه به مدل‌های ارایه شده توسط فلوگل (۲۰۰۴) و ویلسون (۱۹۸۶) تعیین نمود. با توجه به اینکه برش مورد مطالعه در منتهی‌الیه زاگرس چین‌خورده (مرز بین زاگرس چین‌خورده و زاگرس روئانده یا زاگرس خرد شده) واقع شده است، لذا تفسیر محیط رسوب‌گذاری و تاریخچه تدفین این برش جهت تطابق با سایر برش‌های مطالعه شده در زاگرس چین‌خورده (شمال غرب، جنوب و جنوب‌غرب لرستان) می‌تواند مفید واقع شود و با تطابق این برش‌ها می‌توان تحلیل مناسب‌تری از



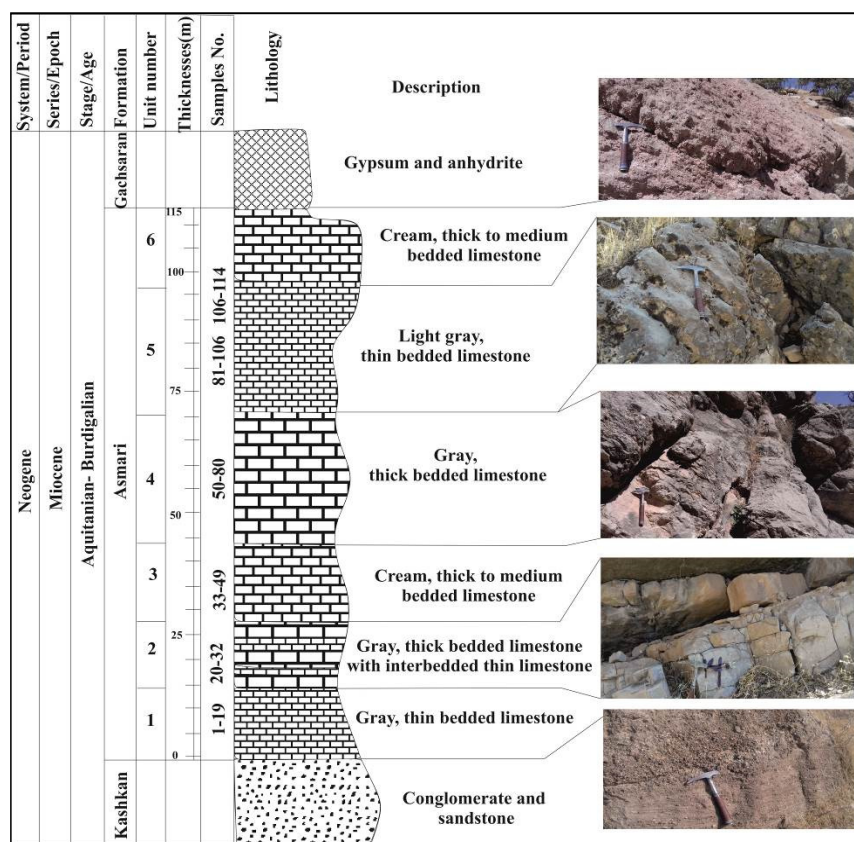
شکل ۱. a- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت برش انتخاب شده. b: بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد به همراه گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه

Fig. 1. a- Map of access roads to the study area along with the selected section location. b: Part of the geological map of 1/25000 of Khorramabad County along with the spread of the formations of the study area



شکل ۲. a- نمای دور از برش مورد مطالعه به همراه مرز زیرین و زیرین آن (دید به سمت شمال). b: مرز ناگهانی بین سازندهای شهبازان و آسماری در برش مورد مطالعه. c: افق هوازه بین سازند آسماری و سازند گچساران در برش مورد مطالعه.

Fig. 2. a- Distant view of the studied section with its lower and upper boundary (view to the north). b: Abrupt boundary between the Shahbazan and Asmari formations in the studied section. c: Weathered horizon between Asmari and Gachsaran formations in the studied section.



شکل ۳. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در برش شمال خرم‌آباد

Fig. 3. Asmari Formation strata column in the northern section of Khorramabad

واحد ۶: ۱۸ متر سنگ‌آهک ضخیم تا متوسط لایه با سطح شکست تازه کرم رنگ با ریزرخساره غالب و کستون بایوکستی حاوی خرده‌های اسکلتی، پکستون بایوکستی حاوی میلیولید و مادستون فنسترال.

۳- روش مطالعه

پس از بررسی‌های متعدد و بازدیدهای صحرایی و مطالعه نقشه زمین‌شناسی شهرستان خرم‌آباد با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ یک برش سطح الارضی در یال شمالی تاکدیس خرم‌آباد (زون زاگرس چین‌خورده) انتخاب و طی مطالعات صحرایی و براساس تغییرات سنگ‌شناسی تعداد ۱۱۵ نمونه از این برش برداشت شد. برش مورد نظر به گونه‌ای انتخاب شده است که دارای بیشترین ضخامت، بیشترین تغییرات سنگ‌شناسی، راه دسترسی ساده و کمترین پوشیدگی باشد. از تمام نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک رسوبی تهیه شد (مقاطع نازک در دانشگاه لرستان تهیه شده و در مرحله بعد توسط میکروسکوپ نوری نوع Olympus BH2 با نور XPL و PPL در آزمایشگاه

واحد ۱: ۱۴/۵ متر سنگ‌آهک نازک لایه خاکستری رنگ با ریزرخساره غالب و کستون و پکستون بایوکستی حاوی روزن‌داران بنتیک.

واحد ۲: ۱۵ متر سنگ‌آهک ضخیم لایه خاکستری رنگ با میان لایه‌هایی از سنگ‌آهک نازک لایه با ریزرخساره‌های غالب مادستونی و کستون بایوکستی و پلویدی.

واحد ۳: ۱۴/۵ متر سنگ‌آهک ضخیم تا متوسط لایه با سطح شکست تازه کرم رنگ با ریزرخساره‌های غالب مادستونی، کستون بایوکستی حاوی روزن‌داران بنتیک و ریزرخساره پکستون بایوکستی با فرامینیفر غالب خانواده میلیولید.

واحد ۴: ۲۷ متر سنگ‌آهک ضخیم لایه خاکستری رنگ با ریزرخساره‌های غالب و کستون بایوکستی حاوی روزن‌داران بنتیک و ریز گریستون بایوکستی و پلویدی.

واحد ۵: ۲۶ متر سنگ‌آهک نازک لایه با سطح شکست تازه خاکستری روشن با ریزرخساره غالب و کستون بایوکستی حاوی روزن‌داران بنتیک، ریزرخساره مادستون و مادستون دولومیتی شده.

زمین‌شناسی دانشگاه لرستان مورد مطالعه قرار گرفتند). نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش (دانهام، ۱۹۶۲) و ریزرخساره‌ها بر اساس مدل (فلوگل، ۲۰۱۰) مطالعه و تفسیر شده است. مدل رسوب‌گذاری و مدل دیاژنزی سازند با استفاده از نرم‌افزار Corel draw ترسیم شده است.

۴- ریزرخساره‌های برش مورد مطالعه

بر اساس مشاهدات صحرایی و مقاطع نازک میکروسکوپی، تعداد هشت ریزرخساره در برش مورد مطالعه شناسایی شده است. این ریزرخساره‌ها شامل مادستون فسیل‌دار، مادستون دولومیتی شده اینتراکستی، مادستون فنسترال، وکستون تا پکستون پلوییدی، وکستون بایوکلستی، پکستون بایوکلستی، گرینستون پلوییدی و گرینستون بایوکلستی می‌باشند. که در ۳ کمر بند رخساره‌ای جزرومدی، لاگون و سد یک رمپ داخلی نهشته شده‌اند.

A) مجموعه رخساره‌های کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی^۱: در برش مورد مطالعه مجموعه رخساره‌های زیر شناسایی گردید که مربوط به پهنه‌ی جزرومدی می‌باشند:

مادستون آهکی دولومیتی شده اینتراکست‌دار

مادستون فنسترال

مادستون آهکی فسیل‌دار

وکستون تا پکستون پلوییدی

کمر بند رخساره‌ای بالای پهنه جزرومدی^۲

منطقه سوپراتایدال یا سوپرالیتورال^۳، منطقه‌ای ساحلی در بالای بالاترین حد نرمال بوده فقط در هنگام توفان و نیمه ماه از آب پوشیده می‌شود. مجموعه رخساره‌های شناسایی شده این زیر محیط در برش مورد مطالعه شامل مادستون آهکی دولومیتی شده اینتراکستی و مادستون فنسترال می‌باشد.

ریزرخساره مادستون آهکی دولومیتی شده اینتراکستی (M1): دولومیت‌های تشکیل شده در این ریزرخساره به عنوان دولومیت همزمان با رسوب‌گذاری یا دولومیت‌های اولیه در نظر گرفته می‌شوند. از نظر بافتی این نوع دولومیت‌ها ریزبلور می‌باشند و پتروگرافی آن‌ها اغلب توسط میکروسکوپ نوع الکترونی (رویشی) صورت می‌گیرد. از نظر اندازه این دولومیت‌ها اغلب کمتر از ۱۰

میکرون می‌باشند و بافت موزاییکی و بی‌شکل تا شکل‌دار دارند. در برش مورد مطالعه این نوع از دولومیت‌ها با فراوانی حدود ۱۵ درصد اغلب در اندازه کمتر از ۱۰ میکرون با بافت موزاییکی اغلب بی‌شکل و شکل‌دار دیده می‌شوند. این بافت دولومیتی معادل بافت Planar-S مازالو (۱۹۹۲) و سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و بافت ایدیوتوپیک Idiotypic S- گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) است (آدابی، ۱۳۹۰). از اجرای تشکیل دهنده این ریزرخساره می‌توان به فراوانی اینتراکست‌های ریز و درشت اشاره کرد (شکل ۴- a).

تفسیر: با توجه به ویژگی‌های ذکر شده این نوع از دولومیت‌ها در این ریزرخساره تحت شرایط سطحی و دمای پایین تشکیل شده‌اند (آدابی، ۲۰۰۹). این نوع دولومیت‌ها احتمالاً همزمان با رسوب‌گذاری یا در مراحل اولیه دیاژنزی در محیط بالای جزرومدی یا بین جزرومدی تشکیل شده است (آدابی، ۲۰۰۹؛ جان‌جوهان و آلانسری، ۲۰۲۰). همچنین نبود فسیل در این نوع از دولومیت‌ها می‌توان اظهار داشت که دولومیت نوع اول تحت شرایط سطحی و دمای پایین از آب دریا و یا محلول‌های بین ذره‌ای غنی از منیزیم (Mg) تشکیل شده است (آدابی، ۲۰۰۹). این ریزرخساره معادل ریزرخساره RMF 19 فلوگل (۲۰۱۰) است و به محدوده رمپ داخلی نسبت داده می‌شود. از مشخصه‌های این ریزرخساره نبود آلومک، وجود اینتراکست و ذرات آواری کوارتز در اندازه سیلت و دولومیتی شدن می‌باشد که در محیط پهنه بالای جزرومدی شکل گرفته است.

ریزرخساره مادستون فنسترال (M2): این ریزرخساره به صورت مادستون دولومیتی شده است و همراه با این ریزرخساره حفرات فنسترال و آلومک‌هایی مانند پلت دیده می‌شود (شکل ۴- b).

تفسیر: تشکیل حفرات فنسترال، شکل ۴- b، در رخساره مادستون فنسترال به فعالیت‌های میکروبیالیتی نسبت داده می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰؛ سوارز- گنزalez و همکاران، ۲۰۱۹؛ اسد، ۲۰۲۲). این ریزرخساره معادل ریزرخساره RMF 19 فلوگل (۲۰۱۰) است و به محدوده زون پری‌تایدال - لاگون رمپ داخلی نسبت داده می‌شود. ساخت فنسترال از مشخصات مهم محیط رسوب‌گذاری بین و بالای جزرومدی (اینترتایدال و سوپرتایدال) است (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ دیو

³ Supralittoral

¹ Tidal Flat

² Supratidal Facies Zone

(B) مجموعه رخساره‌های کمر بند رخساره‌ای لاگون^۶

ریز رخساره‌های مربوط به این کمر بند رخساره‌ای که در منطقه مورد مطالعه شناسایی شده‌اند شامل موارد زیر هستند:

وکستون بایوکلستی

پکستون بایوکلستی

ریز رخساره وکستون بایوکلستی (M5): روزنداران بنتیک بدون منفذ از خانواده میلیولیدها با فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند که به صورت شناور در زمینه‌ی گلی (میکرایتی) مشاهده می‌شوند (شکل ۵- a). همچنین در این ریز رخساره مقادیر اندکی (کمتر از ۵ درصد) خرده‌های خارداران و نرم‌تنان (دوکفه‌ای، گاستروپود) مجموعه ارگانسیم‌های سازنده این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند. فسیل‌ها و ذرات غیراسکلتی اندازه‌ای در حد ماسه ریز تا متوسط داشته که با جورشدگی ضعیف تا متوسط و به صورت نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده در بافت سنگ حضور دارند.

تفسیر: زمینه میکرایتی و وجود میلیولیدها موید محیطی آرام و کم انرژی است. میلیولیدها در انواع محیط‌های آبی کم‌عمق لب شور تا خیلی شور قادر به زندگی هستند. به طور کلی، حضور میلیولیدها شاهی برای محیط‌های لاگون بوده (جل، ۲۰۰۰) و نشان از نهشته شدن این ریز رخساره در یک محیط لاگون دارد. این ریز رخساره معادل با ریز رخساره شماره 16 RMF فلوگل (فلوگل ۲۰۱۰) می‌باشد.

ریز رخساره پکستون بایوکلستی (M6): این ریز رخساره از روزنداران بنتیک بدون منفذ با پوسته پورسلانوز تشکیل شده است که مهم‌ترین آن‌ها خانواده میلیولیدها می‌باشند که به صورت دانه‌پشتیبان در بافت سنگ حضور دارند. قطعاتی از دوکفه‌ای و بریوزوها نیز در این ریز رخساره وجود دارند که در زمینه‌ای از میکرایت قرار دارند. روزنداران بنتیک خانواده میلیولیدها به میزان ۴۰ تا ۶۰ درصد از اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره می‌باشند که بافت دانه‌پشتیبان نشان می‌دهند (شکل ۵- b).

تفسیر: وجود روزنداران میلیولیده، که از موجودات شاخص محیط‌های کم‌عمق و محصور دریایی با انرژی پایین هستند

و همکاران، ۲۰۱۵؛ سوارز - گنزالز و همکاران، ۲۰۱۹؛ اسد، ۲۰۲۲). این حفرات حاصل انقباضات و انبساطات، ایجاد حباب گاز، و رها شدن آن در هنگام سیلاب و یا فعالیت کرم‌ها و حشرات است (گنزالز و همکاران، ۲۰۱۹). این ریز رخساره به محیط بین جزرومدی (اینترتایدال و سوپراتایدال) از رمپ داخلی تعلق دارد و معادل RMF 23 (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد.

کمر بند رخساره‌ای اینترتایدال^۴

در برش مورد مطالعه ریز رخساره‌های مادستون کربناته فسیل‌دار و ریز رخساره وکستون تا پکستون پلوییدی شناسایی شده است که به کمر بند رخساره‌ای اینترتایدال نسبت داده می‌شوند.

مادستون کربناته فسیل‌دار (M3): این ریز رخساره به صورت گل کربناته متراکم بوده و در آن درصد کمی (کمتر از ۲ درصد) خرده‌های اسکلتی دیده می‌شود (شکل ۴- c). **تفسیر:** این ریز رخساره در محیط‌های بسیار کم‌انرژی بخش بالای بین جزرومدی^۵ و بالای جزرومدی^۶ تشکیل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰؛ اسد و همکاران، ۲۰۲۱؛ اسد، ۲۰۲۲). نبود آثار زیستی در این ریز رخساره بیانگر تشکیل آن در بخش‌های بالای بین جزرومدی و بالای جزرومدی است. این ریز رخساره معادل ریز رخساره RMF 22 فلوگل (۲۰۱۰) است و به محیط رسوبی پهنه جزرومدی رمپ داخلی نسبت داده می‌شود.

ریز رخساره وکستون تا پکستون اینتراکلتی - پلوییدی (M4): این ریز رخساره حاوی ۲۵ الی ۴۰ درصد دانه‌های اینتراکلت و پلویید است که در زمینه گلی قرار گرفته‌اند (شکل ۴- d). فرآیند دیاژنزی عمده در این رخساره نوریختی افزایشی است و در برخی موارد فابریک گروملوس دیده می‌شود که به دلیل در هم فرو رفتن دانه‌های پلتی و لخته شدن آن‌ها شکل گرفته است. در این ریز رخساره‌ها خرده‌های بایوکلستی، اینتراکلت و دانه‌های آواری کوارتز به میزان کمتر از ۲ درصد وجود دارند.

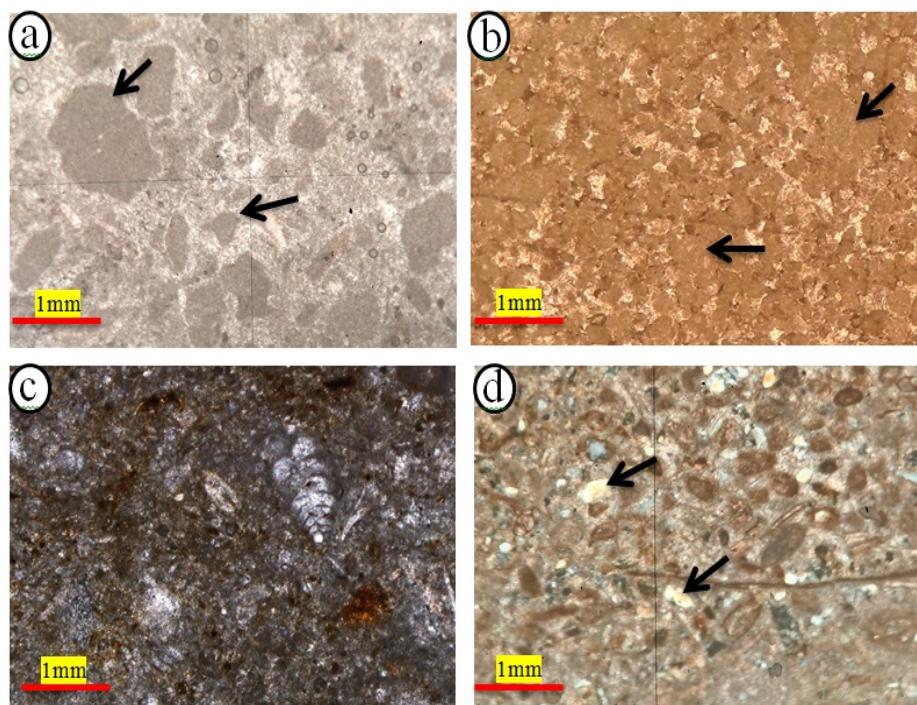
تفسیر: فراوانی پلویید به عنوان آلوکم اصلی در یک زمینه میکرایتی و بافت سنگ از مشخصه اصلی این ریز رخساره می‌باشد که در یک رمپ داخلی و محیط اینترتایدال با انرژی کم تا متوسط نهشته شده‌اند (تاکر، ۲۰۰۱). این رخساره معادل RMF 24 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

⁶ Supratidal
⁷ Lagoon Facies Zone

⁴ Inter tidal Facies Zone
⁵ Upper intertidal

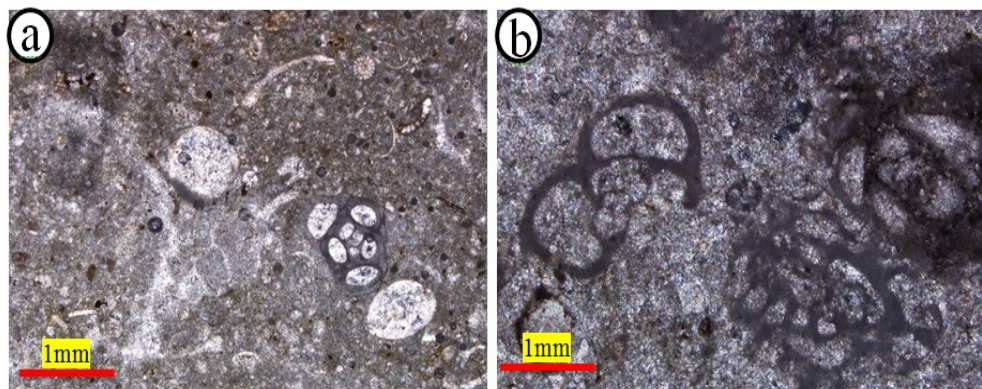
فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز، جورشدگی و بافت سنگ، بیانگر نهشته شدن این ریزرخساره در قسمت‌های نسبتاً کم انرژی محیط‌های لاگونی است و نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری در محیط لاگون صورت گرفته است (فلوگل، ۲۰۱۰؛ اردم و تاسگین، ۲۰۱۹؛ کوفوکودا و همکاران، ۲۰۱۴؛ امین و همکاران، ۲۰۲۰؛ اسد، ۲۰۲۲).

نشان‌دهنده تشکیل این نهشته‌ها در شرایط کم‌عمق و کم انرژی محیط کولاب است (براجرت و همکاران، ۲۰۰۳). رخصاره‌های حاوی وجودات کفزی فراوان نشان‌دهنده تشکیل در محیط کولابی مجاور پهنه جزرومدی هستند (لخدر و همکاران، ۲۰۰۶). این ریزرخساره معادل با ریزرخساره شماره ۸ RMF فلوگل (فلوگل ۲۰۱۰) و ویلسون (۱۹۸۶) می‌باشد. حضور تعداد زیادی از



شکل ۴. مجموعه رخصاره‌های پهنه جزرومدی. a: مادستون دولومیتی شده دارای اینتراکلاست. b: مادستون فنسترال. پیکان‌های تیره بافت لخته‌ای در پلوئیدها را نشان می‌دهند. c: مادستون کربناته فسیل‌دار. d: وکستون تا پکستون حاوی اینتراکلاست و دانه‌های پلوئید. پیکان‌های تیره قطعات آواری کوارتز را نشان می‌دهند.

Fig. 4. Intertidal zone facies assemblage. a: Dolomitized mudstone with intraclasts. b: Fenestral mudstone. Dark arrows indicate flocculent texture in peloids. c: Fossiliferous carbonate mudstone. d: wackestone to packstone containing intraclasts and peloids grains. Dark arrows indicate quartz detrital fragments.



شکل ۵. مجموعه رخصاره‌های محیط لاگون. a: وکستون بایوکلستی. b: پکستون بایوکلستی.

Fig. 5. Facies assemblage of the lagoon environment. a: Bioclastic wackestone. b: Bioclastic packstone

ریزرخساره گرینستون پلوییدی (M8): در این ریزرخساره پلویید با فراوانی حدود ۳۰ درصد از اجزاء غالب تشکیل دهنده بافت سنگ می‌باشد (شکل ۶- b). پلوییدها در این ریزرخساره در اندازه‌های بین ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر و با جورشدهگی نسبتاً خوب در زمینه سیمان اسپارایتی دیده می‌شوند. همچنین در این ریزرخساره روزنداران بنتیک و خرده‌های اسکلتی به میزان کمتر از ۱۰ درصد حضور دارند.

تفسیر: جورشدهگی و جورشدهگی نسبتاً بالای پلوییدها حاکی از یک محیط پر انرژی می‌باشد. با توجه به نبود لایه‌های شیلی و مارنی همراه با این ریزرخساره و بافت سنگ، محیط سدی رمپ داخلی برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌گردد (اینسالاکو و همکاران، ۲۰۰۶، لبرس و همکاران، ۲۰۲۳). این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF شماره ۴ فلوگل (فلوگل ۲۰۱۰) می‌باشد.

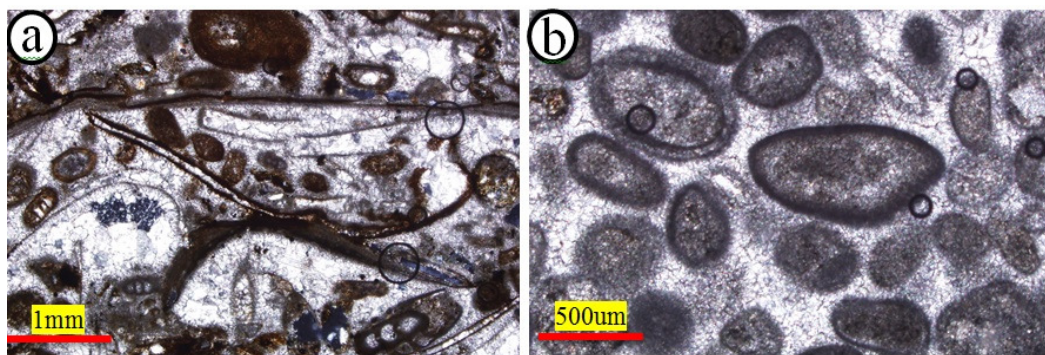
(C) مجموعه رخصاره‌های کمر بند رخصاره‌ای سد^۱
مجموعه ریزرخساره‌های این کمر بند رخصاره‌ای در برش مورد مطالعه با دو ریزرخساره معرفی می‌گردد:

ریزرخساره گرینستون بایوکلستی

ریزرخساره گرینستون پلوییدی

ریزرخساره گرینستون بایوکلستی (M7): در این ریزرخساره فرامینفرهای بنتیک با بیش از ۲۵ درصد اجزای اصلی تشکیل دهنده بوده که در یک زمینه سیمان اسپارایتی شفاف قرار دارند (شکل ۶- a). از اجزای تشکیل دهنده فرعی می‌توان به قطعات دوکفه‌ای، قطعات خارداران و خرده‌های ریز و درشت اینتراکست اشاره نمود.

تفسیر: با توجه به نوع آلوکرها و فقدان زمینه گلی (میکریتی)، شرایط پر انرژی محیط سدی رمپ داخلی برای تشکیل این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود (فلوگل ۲۰۱۰). این ریز رخصاره معادل با ریزرخساره RMF شماره ۲۷ فلوگل (فلوگل ۲۰۱۰) می‌باشد.



شکل ۶. مجموعه رخصاره‌های محیط سد. a: گرینستون بایوکلستی. b: گرینستون پلوییدی. به نظر می‌رسد برخی از پلوییدها از میکریتی شده بیش از اندازه آلوده حاصل شده‌اند به گونه‌ای که ساختار آلوده را تا حدودی محو کرده‌اند.

Fig. 6. Facies complex of the barrier environment. a: Bioclastic grainstone. b: Peloidal grainstone. It seems that some of the peloids are derived from over-micritization of the ooids grain, in a way that has somewhat obscured the ooids' structure.

درون‌دانه‌ای، موزاییکی بین‌دانه‌ای، موزاییکی و بلوکی درون شکستگی، دروزی، فراگیرنده و دولومیتی) و جانشینی (شامل پیریتی شدن و سیلیسی شدن) اشاره کرد. میکریتی شدن: در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به فراوانی در ریز رخصاره‌های پکستون و وکستون در محیط لاگون و نیز ریزرخساره گرینستونی در محیط سد زیرآبی دیده می‌شود. میکریتی شدن به دو صورت در مقاطع مورد مطالعه دیده شده است الف: به صورت پوشش نازک اطراف خرده‌های بایوکلستی (شکل ۷- a). ب: به صورت یک قشر

۵- فرآیندهای دیاژنزی برش مورد مطالعه

از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه می‌توان به میکریتی شدن (به صورت پوشش نازک اطراف دانه‌ها و به صورت قشری)، نورختی (به صورت افزایش و به صورت کاهش در اطراف دانه‌ها)، فشردگی (به صورت فیزیکی و شیمیایی)، انحلال (به صورت وابسته و غیروابسته به فابریک سنگ)، تخلخل (به صورت بین‌دانه‌ای، درون دانه‌ای، درون شکستگی، استیلولیتی، قالبی و حفره‌ای)، سیمانی شدن (به صورت حاشیه‌ای هم‌ضامت، موزاییکی

¹ Shoal Facies Zone

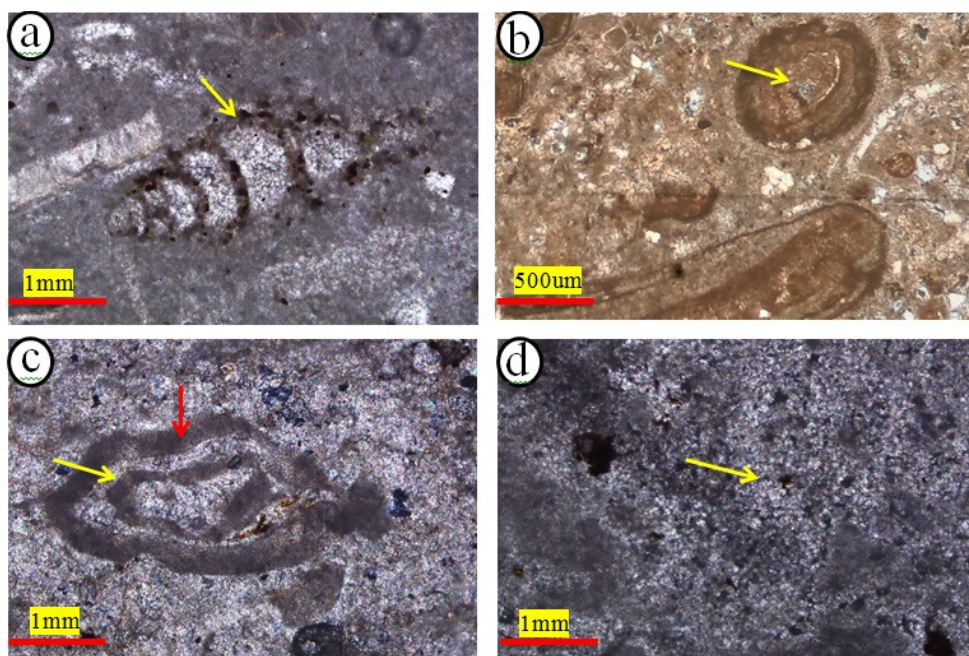
۲۰۰۶؛ لبرس و همکاران، ۲۰۲۴). میکریتی شدن در اطراف دانه‌ها در مرحله بعدی دیاژنز سبب حفظ شکل اولیه آن می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰).

نوریختی: در مقاطع مورد مطالعه فرآیند نوریختی کاهشی در پوسته صدف روزن‌دار، شکل ۷-ا، و به صورت نوریختی افزایشی در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. شکل ۷-ب نوریختی افزایشی در جهت پیکان زرد رنگ می‌باشد.

تفسیر: به تمام تغییرات بین یک کانی با خودش و یا با پلی‌مورف‌های آن به صورت تبدیل یا تبلور دوباره نوریختی اطلاق می‌شود (فولک، ۱۹۶۵). این فرآیند می‌تواند به صورت کلسیتی شدن بایوکلسیت‌های آراگونیتی (احمد و بهات، ۲۰۰۶) که در محیط‌های دیاژنزی فرآتیک، وادوز و تدفینی رخ می‌دهد (فلوگل، ۲۰۰۴).

تمام دانه را در بر گرفته و آن را به یک پلویید تبدیل کرده است به گونه‌ای که ساختار داخلی آن را از بین برده است (شکل ۷-ب). در برخی از موارد میکریتی شدن چند مرحله‌ای نیز در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است (شکل ۷-ج).

تفسیر: میکریتی شدن از نخستین فرآیندهای دیاژنزی است که در محیط فرآتیک دریایی و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب انجام می‌شود (ال-سای و اوردن، ۲۰۰۷). این محیط به نواحی کم عمق (عمق کمتر از ۱۰۰ متر) و گرم دریا مربوط است (فلوگل، ۲۰۱۰). تشکیل نوارهای میکریت اشاره به فعالیت ارگانسیم‌ها از جمله سیانوباکتری، جلبک و قارچ دارد که بر سطح دانه‌ها انجام می‌گیرد (مسادی و همکاران ۲۰۱۸؛ گارسیا - پیشل،



شکل ۷. a: میکریتی شدن در پوسته یک روزندار به گونه‌ای که پس از انحلال ساختار آن حفظ شده است. b: میکریتی شدن بیش از اندازه که تا حدودی ساختار دانه‌ها را محو کرده است. c: میکریتی شدن چند مرحله‌ای. d: نوریختی افزایشی در جهت پیکان زرد رنگ.

Fig. 7. a: Micritization in the shell of foraminifera in a way that its structure is preserved after dissolution. b: Excessive micritization that has partially obliterated the grain structure. c: Multi-stage micritization. d: Increasing micritization in the direction of the yellow arrow.

تشکیل شده است (شکل ۸-ا پیکان زرد رنگ).
سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ضخامت معمولاً نسل اول سیمان می‌باشند که در محیط‌های فریاتیکی دریایی شکل می‌گیرند و در ادامه بوسیله سایر سیمان‌ها دنبال می‌گردند (شکل ۸-ا پیکان قرمز رنگ).

تفسیر: سیمان هم‌ضخامت معمولاً به عنوان اولین نسل سیمان در محیط‌های دریایی آرام با نرخ رسوب‌گذاری

سیمانی‌شدن

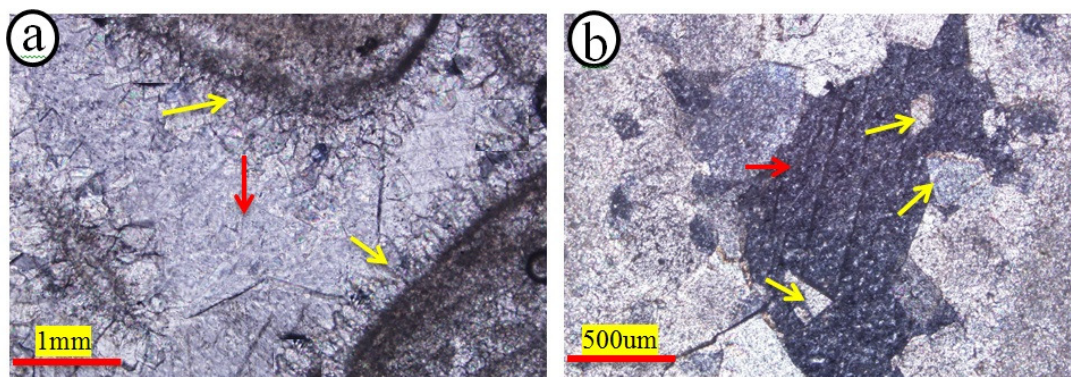
سیمانی شدن در نمونه‌های مورد مطالعه به صورت حاشیه‌ای هم‌ضخامت، موزاییکی درون‌دانه‌ای، موزاییکی بین‌دانه‌ای، موزاییکی و بلوکی درون شکستگی، دروزی و فراگیرنده دیده شده است.

سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت: این سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه در اطراف دانه‌ها با یک ضخامت یکسان

که در شکل ۸- b مشاهده می‌شود این سیمان بسیار درشت‌بلور بوده و چندین دانه سیمان را در بر گرفته است. تفسیر: این سیمان از نظر کانی‌شناسی از کلسیت ترکیب یافته و شامل بلورهای درشتی است که چندین دانه را در بر گرفته است. سیمان فراگیرنده حاصل رشد آهسته بلورهای کلسیتی در محیط دفنی است و از سیالات بین‌ذره‌ای که بیشتر از CaCO_3 اشباع هستند تشکیل می‌شود (تا کر ۲۰۰۱؛ احمد و بهات، ۲۰۰۶).

پایین در اطراف دانه‌ها و فضای خالی تشکیل می‌شود (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶). این نوع سیمان مشخصه محیط‌های دیاژنزی دریایی و متئوریک می‌باشد (لبرس و همکاران، ۲۰۲۴). حالت رشته‌ای و ضخامت یکسان آن‌ها و همچنین قرارگیری سیمان‌های شفاف اسپارایتی به عنوان نسل بعدی آن‌ها، می‌تواند نشان دهنده دریایی بودن آن‌ها باشد (تا کر، ۲۰۰۱؛ دیاز و ابدلی، ۲۰۲۲؛ لبرس و همکاران، ۲۰۲۴).

سیمان فراگیرنده (پوئیکیلوتوپیک): این سیمان در رخساره‌های گریستونی سد مشاهده شده است و همانگونه



شکل ۸. a: تشکیل سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت اطراف دانه‌ها (پیکان‌های زرد رنگ) این سیمان توسط سیمان‌های شفاف نسل بعدی دنبال می‌شود (پیکان قرمز رنگ). b: سیمان فراگیرنده درشت بلو (پیکان قرمز) که چندین دانه سیمان را در بر گرفته است (پیکان‌های زرد رنگ).

Fig. 8. a: Formation of isopachous cement around the grains (yellow arrows). This cement is followed by the next generation of transparent cements (red arrows). b: Coarse crystal poikilotopic cement (red arrows) that surrounds several cement grains (yellow arrows).

تفسیر: سیمان دروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم منیزیم می‌باشند (زاید، ۲۰۱۲). سیمان دروزی در واقع بیانگر محیط‌های دیاژنزی متئوریک نزدیک سطح و دفنی می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). اندازه بلورها در این سیمان از حاشیه به سمت مرکز حفرات افزایش می‌یابد. این نوع سیمان در موقعیت‌های فرآتیک متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم عمق دیده می‌شود (آروسی و همکاران، ۲۰۱۵). به دلیل اینکه این سیمان در هر دو محیط دیاژنزی دفنی و محیط دیاژنزی جوی تشکیل می‌شود برای تعیین منشأ سیمان آن مانند سیمان کلسیت هم‌بعد باید از مطالعات ایزوتوپی ($\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$) استفاده شود (سیل و جیمز، ۲۰۱۷).

سیمان قطعه‌ای: این نوع سیمان نسبت به سیمان‌های هم بعد موزاییکی دارای اندازه‌ای بزرگ‌تر است و بیشتر فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده است (شکل ۹- d).

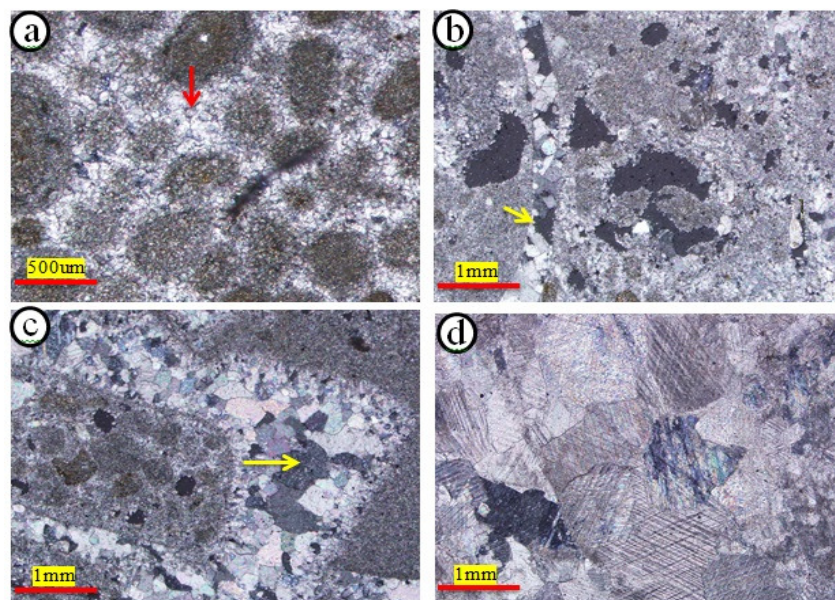
سیمان کلسیت هم‌بعد: این سیمان با بلورهای هم اندازه فضای بین دانه‌ها و درون دانه‌ها و شکستگی‌ها را پر کرده است. این نوع سیمان بیشتر در رخساره‌های گریستون پلوییدی و وکستون بایوکلسیتی مشاهده شده است (شکل ۹- a و b).

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

سیمان دروزی: همانطور که در شکل ۹- c مشاهده می‌شود سیمان دروزی بعد از انحلال ساختمان داخلی آلوکم تشکیل داده شده است که با علامت فلش نشان داده شده است و به سمت مرکز آلوکم اندازه بلورهای سیمان درشت‌تر شده‌اند، همچنین در این آلوکم فرآیند میکرویتی نیز اتفاق افتاده است. این سیمان در ریزرخساره پکستون و وکستونی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است.

بعد بیش از ۲۰۰ میکرومتر در حالی که در سیمان بلوکی بیش از ۸۰۰ میکرومتر می‌باشند (فلوگل، ۲۰۱۰) و بیشتر شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند.

تفسیر: این نوع از سیمان‌ها از نظر جنس کلسیتی هستند و تفاوت اصلی آن‌ها با سیمان‌های هم‌بعد، تفاوت در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان هم



شکل ۹. a: سیمان موزاییکی ریزبلور بین دانه‌های پلوئید b: سیمان موزاییکی درون‌دانه‌ای متوسط بلور درون خرده بایوکلسیتی. c: سیمان دروزی درون دانه. افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز دانه و یا حفره (در جهت پیکان زرد رنگ) می‌باشد. d: سیمان بلوکی بسیار درشت بلور درون یک شکستگی.

Fig. 9. a: Fine-crystalline mosaic cement between peloids grains b: Medium-crystalline intragranular mosaic cement within bioclastic particles. c: Drusy cement within grains. The increase in crystal size is towards the center of the grain or cavity (in the direction of the yellow arrow). d: Very coarse-crystalline blocky cement within a fracture

انحلال و توسعه تخلخل: تخلخل‌های تشکیل شده در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به تخلخل درون‌دانه‌ای، بین‌دانه‌ای، شکستگی، حفره‌ای و قالبی اشاره کرد (شکل ۱۱). تخلخل‌های حفره‌ای درون‌دانه‌ای و قالبی بیشتر در دانه‌هایی با پوسته آراگونیتی مشاهده شده است.

تفسیر: فرآیند انحلال یک فرآیند متضاد با سیمان‌شدگی است که منجر به افزایش تخلخل می‌شود (ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰). به دلیل تراوایی کم آهک دانه ریز انحلال در آن‌ها رخ می‌دهد (وستفال، ۲۰۰۶). نوع تخلخل قالبی نتیجه‌ای از حذف انتخابی، عمدتاً توسط انحلال، دانه‌ها به عنوان مثال فسیل‌ها یا آئیدها می‌باشد که بطور ثانویه در طی دیازنز جوی و تدفینی ایجاد می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). **جانشینی:** این فرآیند در سنگ‌های آهکی توسط سیلیس، کانی‌های مختلف آهن‌دار، فسفات و کانی‌های دیگر انجام می‌شود، مهمترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی موردی است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد (والنسیا و لایا، ۲۰۲۰؛ تریپتا و همکاران، ۲۰۲۳). از فرآیندهای دیازنزی

فشرده‌گی: همانگونه که در شکل ۱۰-a و b نشان داده شده است در اثر فشرده‌گی فیزیکی دانه‌ها به هم فشرده شده و فابریک دانه به دانه و انواع تماس بین دانه‌ها و شکستگی در پوسته آلوکم‌ها ایجاد شده است. عوارض تراکم شیمیایی در رخساره‌های مورد مطالعه بیشتر به صورت رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها مشاهده شده‌اند (۱۰-c و d).

تفسیر: تراکم با کاهش حجم کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد (سان‌میگول و همکاران، ۲۰۱۷). فرآیند فشرده‌گی به میزان رسوب‌گذاری، عمق تدفین و حجم رسوبات مربوط است (رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادن و ویلسون، ۲۰۱۳). فشرده‌گی شیمیایی نسبت به نوع فیزیکی در عمق و دمای بیشتری اتفاق می‌افتد و از مهمترین نتایج آن انحلال فشاری و تشکیل استیلولیت است. این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود (والنسیا و لایا، ۲۰۲۰) یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیکی نیز تشکیل شوند (مادن و ویلسون، ۲۰۱۳).

سیلیسی شدن: فرآیند جانشینی سیلیس در سنگ‌های کربناته بسیار رایج و متداول است. در مقاطع مورد مطالعه این پدیده بیشتر در زمینه سنگ و جانشین بافت کربناته شده است (شکل ۱۲- c).

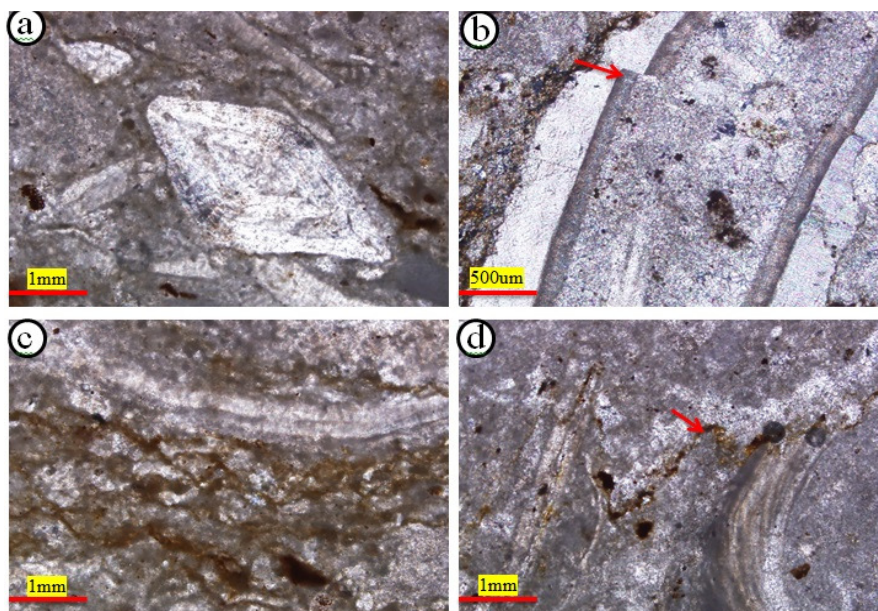
تفسیر: در سنگ‌های کربناته فرآیند سیلیسی شدن می‌تواند به صورت جانشینی در اجزای آلوکمی، به صورت جانشینی در زمینه سنگ و هم در داخل شکستگی‌ها در مراحل تلوزنیک تشکیل شود (لبرس و همکاران، ۲۰۲۴). دولومیتی‌شدن: در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند دولومیتی‌شدن اغلب به صورت بلورهای درشت‌بلور و منفرد و به صورت پراکنده در متن سنگ و در ریزرخساره‌های مادستون کربناته دیده می‌شود (شکل ۱۲- d).

تفسیر: فراوان‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی در سنگ‌های آهکی، دولومیتی‌شدن است. جانشینی بلورهای دولومیت به جای کلسیت می‌تواند با تخریب فابریک تا حفظ آن صورت پذیرد و لذا این فرآیند می‌تواند کیفیت مخزنی یک سازند را به شدت کاهش دهد. در فرآیند دولومیتی‌شدن کانی‌شناسی اولیه، اندازه بلورها و ماهیت سیالات دولومیت ساز مهم است (والنسیا و لایا، ۲۰۲۰).

شناسایی شده در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به فرآیند پیریتی شدن و سیلیسی شدن اشاره کرد.

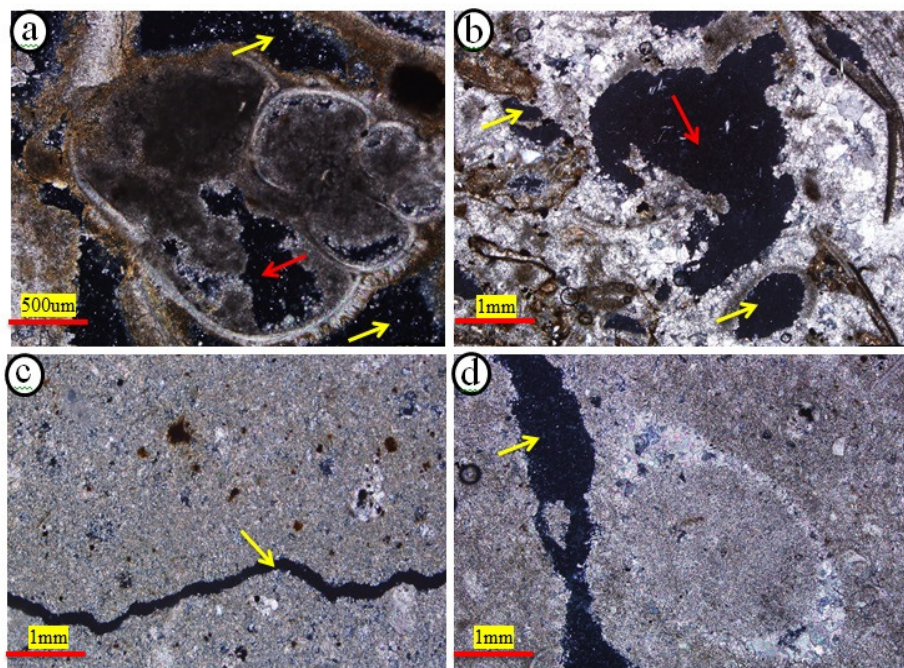
پیریتی شدن: در نمونه‌های مورد مطالعه این پدیده در ریزرخساره‌های وکستونی و مادستونی سنگ مشاهده شده است. این فرآیند بیشتر در پوسته آلوکم‌ها و در امتداد استیلولیت‌ها رخ داده است و از نوع دیاژنزی می‌باشد (شکل ۱۲- a و b).

تفسیر: فراوانی پیریت در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است و فراوانی این کانی دلالت بر محیط احیاء دارد. پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است. در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند پیریتی شدن بعد از انحلال آلوکم‌ها رخ داده است به گونه‌ای که بعد از انحلال دانه‌های آلوکم پیریت جانشینی شده است. در آلوکم‌ها فرایند سیمانی شدن و جانشینی پیریت توأم با هم رخ داده است لذا پیریتی شدن در نمونه‌های مورد مطالعه غالباً از نوع ثانویه می‌باشد که در طی دیاژنز تدفینی اتفاق افتاده است (والنسیا و لایا، ۲۰۲۰). تشکیل پیریت در امتداد استیلولیت‌ها نیز از شواهد تایید کننده دیاژنزی بودن پیریت‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد.



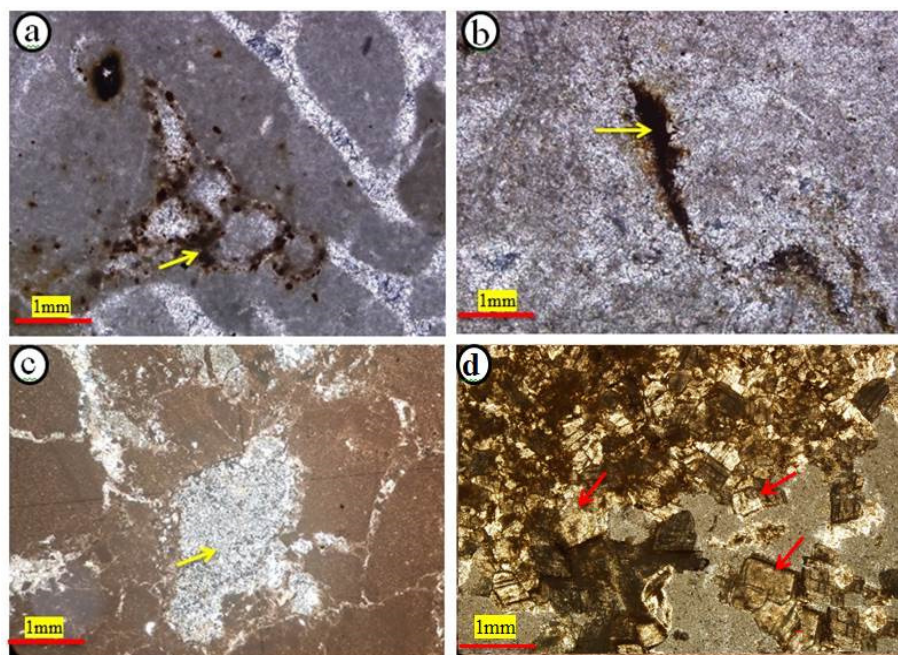
شکل ۱۰. a: فشردگی فیزیکی و ایجاد انواع تماس بین دانه‌ها و فابریک دانه‌به‌دانه به دلیل نزدیک شدن و تراکم بیش از اندازه دانه‌ها b: شکستگی در پوسته آلوکم به دلیل اعمال تراکم فیزیکی. c: رگچه‌های انحلالی در رخساره وکستون بایوکلستی. d: استیلولیت و حذف بخشی از دانه‌ها در رخساره وکستون تا پکستون بایوکلستی

Fig. 10. a: Physical compaction and formation of various types of contact between grains and grain-to-grain fabric due to close proximity and over-compression of grains **b:** Fracture in the allochem shell due to physical compaction. **c:** Dissolution veins in the bioclastic wackestone facies. **d:** Stylolite and removal of part of the grains in the bioclastic wackestone to packstone facies



شکل ۱۱. a: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای (پیکان قرمز رنگ) در یک شکم‌پا. پیکان‌های زرد رنگ تخلخل بین دانه‌ای را نشان می‌دهند. b: تخلخل حفره‌ای بزرگ از نوع کانالی (پیکان قرمز رنگ) و تخلخل‌های قالبی (پیکان‌های زرد رنگ). c: تخلخل حاصل از استیلولیت. d: تخلخل حاصل از شکستگی

Fig. 11. a: Intragranular pore porosity (red arrow) in a gastropod. Yellow arrows indicate intergranular porosity. b: Large channel-type pore porosity (red arrow) and cast porosity (yellow arrows). c: Stylolite-induced porosity. d: Fracture-induced porosity.



شکل ۱۲. a: تشکیل پیریت در پوسته یک صدف که بعد از انحلال پوسته جایگزین شده است. b: تشکیل پیریت در امتداد استیلولیت. c: سیلیسی شدن در بین قطعات اینتراکلاستی. d: فرآیند دولومیتی شدن در یک رخساره مادستونی

Fig. 12. a: Pyrite formation in a shell of a mussel that has been replaced after the dissolution of the shell. b: Pyrite formation along stylolite. c: Silicification between intraclastic fragments. d: Dolomitization in the mudstone microfacies

۶- بحث

۶-۱- محیط رسوبی

در پلت‌فرم‌های کربناته مختلف، تنوع نیمرخ‌های رسوبی توسط تعادل بین رسوبات، مکان تولید رسوب و انرژی هیدرولیکی کنترل می‌گردد. اجتماع زیستی، میزان انباشتگی و پراکندگی ریزرخساره‌ها در تعیین نوع پلت-فرم‌های کربناته مؤثر هستند (فلوگل، ۲۰۱۰؛ هانبرگر و همکاران، ۲۰۲۲). اختلاف میزان تولید کربنات در نواحی یوفوتیک (کم عمق و پرنور)، الیگوفوتیک (نور و حرارت کم) و افوتیک (بدون نور) به حجم رسوب حمل شده به سمت حوضه، شکل هندسی پلاتفرم کربناته را تعیین می‌کند (فلوگل، ۲۰۱۰). بر مبنای ریزرخساره‌های شناسایی شده و مدل‌های رسوبی مختلفی که در منابع مختلف، برای پلاتفرم‌های عهد حاضر و یا انواع دیرینه ارایه شده است (ویلسون، ۱۹۸۶؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ توماستی و همکاران، ۲۰۱۸؛ اردم و تاسگین، ۲۰۱۹؛ ماسکولو و لوکمت، ۲۰۲۱؛ آل-دولایمی و همکاران، ۲۰۲۲؛ فالگامی و همکاران، ۲۰۲۴؛ میلی و همکاران، ۲۰۲۴؛ توماسی و همکاران، ۲۰۲۴-a,b,c) و همچنین سایر مطالعات در مورد سازند آسماری در سایر نقاط زاگرس تصور می‌شود که توالی مورد مطالعه نیز در قسمت‌های داخلی یک رمپ کم شیب نهشته شده است. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی، تغییرات تدریجی رخساره‌ها از ساحل به طرف مناطق عمیق‌تر، و نبود ریف حاشیه‌ای، دلایل کافی برای معرفی رمپ کربناته در این برش می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ میرسسکو و همکاران، ۲۰۲۰). با توجه به شواهد صحرایی و ریزرخساره‌های شناسایی شده در طول برش چینه‌شناسی مورد مطالعه (شکل ۱۳) و با توجه به عدم وجود روندهای ریفی پیوسته، نمی‌توان محیط رسوب‌گذاری رسوبات مورد مطالعه را به پلت‌فرم کربناته نوع حاشیه‌دار نسبت داد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ میرسسکو و همکاران، ۲۰۲۰؛ حسین و همکاران، ۲۰۲۱). وجود شواهدی نظیر فراوانی روزن‌داران بنتیک بدون‌منفذ با پوسته پورسلانوز در بافتی از وکستون تا پکستون، جلبک‌های قرمز، دانه‌های کوارتز تخریبی در اندازه سیلت، جورشدگی ضعیف تا متوسط رسوبات و بافت گل‌پشتیان، محیط رسوبی نهشته‌های سازند آسماری در برش چینه‌شناسی شمال خرم‌آباد (منطقه زرین‌چقا) یک رمپ کربناته از نوع هم‌شیب در نظر گرفته می‌شود. با توجه به

انرژی محیط و فراوانی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، محیط‌های رسوبی تشخیص داده شده بر روی این رمپ کربناته محیط پهنه جزرومدی، لاگون و سد می‌باشند که در بخش محدود شده (رمپ داخلی) رسوب‌گذاری نموده‌اند (شکل ۱۴).

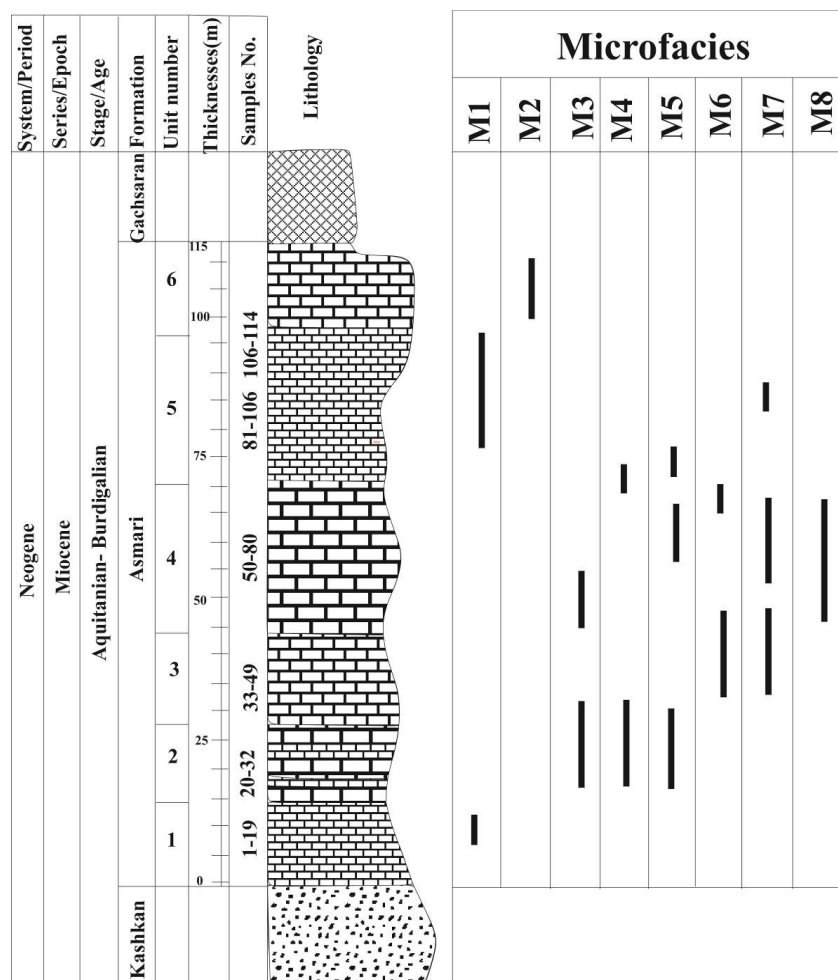
۶-۲- توالی‌های پارائزی و مدل دیاژنزی سازند

براساس شواهد سنگ‌شناسی، توالی دیاژنزی سازند آسماری در طی سه مرحله (ائوژن، مزوژن و تلوزن) و در چهار محیط دیاژنزی (دریایی، تدفینی، آب شیرین و بالآمدگی) رخ داده است (شکل ۱۵).

دیاژنز آغازین (ائوژن)

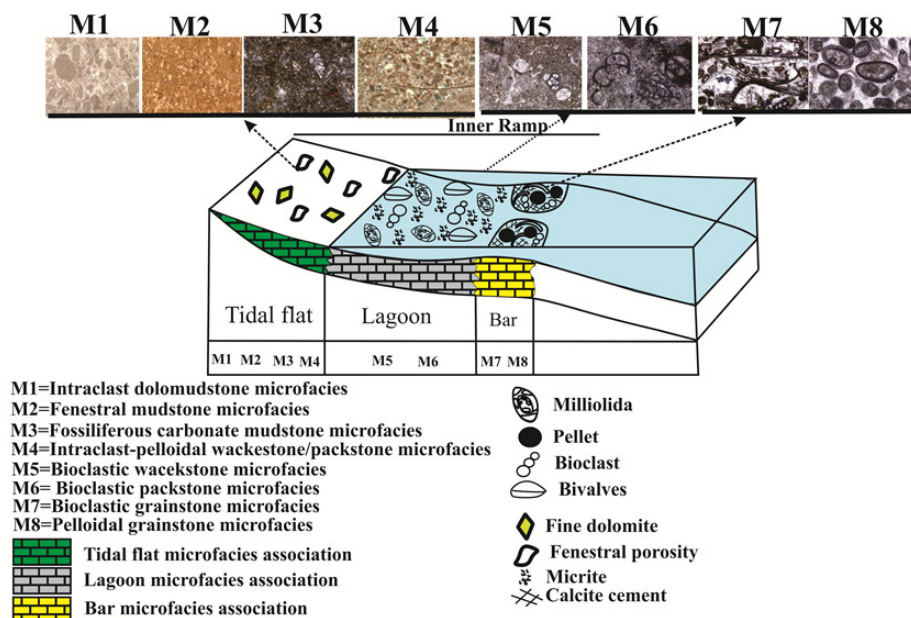
دیاژنز دریایی: این مرحله دیاژنزی شامل فرآیندهایی است که رسوبات را حین ته‌نشست و یا بلافاصله پس از ته‌نشست تحت تاثیر قرار می‌دهد (تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ دیاز و ابرلی، ۲۰۲۲). برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکربیتی شدن و تشکیل سیمان هم‌ضخامت که مربوط به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی هستند (احمد و بهات، ۲۰۰۶؛ ترپیتا و همکاران، ۲۰۲۳)، در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنز هستند. انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوب‌گذاری شده، سیالات اشباع با HCO_3 و CO_2 مهمترین شرایط دیاژنزی برای میکربیتی شدن دانه‌ها می‌باشد (تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴). در این مرحله فرآیند میکربیتی شدن در آلوکوم‌ها بویژه در رخساره پکستون بایوکستنی مشاهده می‌شود.

دیاژنز آب شیرین: در محیط فرآتیک آب شیرین حفرات بین دانه‌ها همواره پر از آب است و ممکن است سبب انحلال کانی‌های نیمه پایدار نظیر آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم گردد (حیدری و واد، ۲۰۱۴) که در مقاطع مورد مطالعه در رخساره‌های پکستونی به فراوانی در آلوکوم‌هایی از قبیل قطعات دوکفه‌ای، شکم‌پایان و برخی روزن‌داران دیده می‌شود. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند موزائیکی هم‌بعد و بلوکی در این مرحله تشکیل می‌شوند (حیدری و واد، ۲۰۱۴). انحلال قطعات ناپایدار نظیر شکم-پایان با پوسته آراگونیتی نیز به دیاژنز آب شیرین نسبت داده می‌شود (رجوع شود به شکل ۱۱-a).



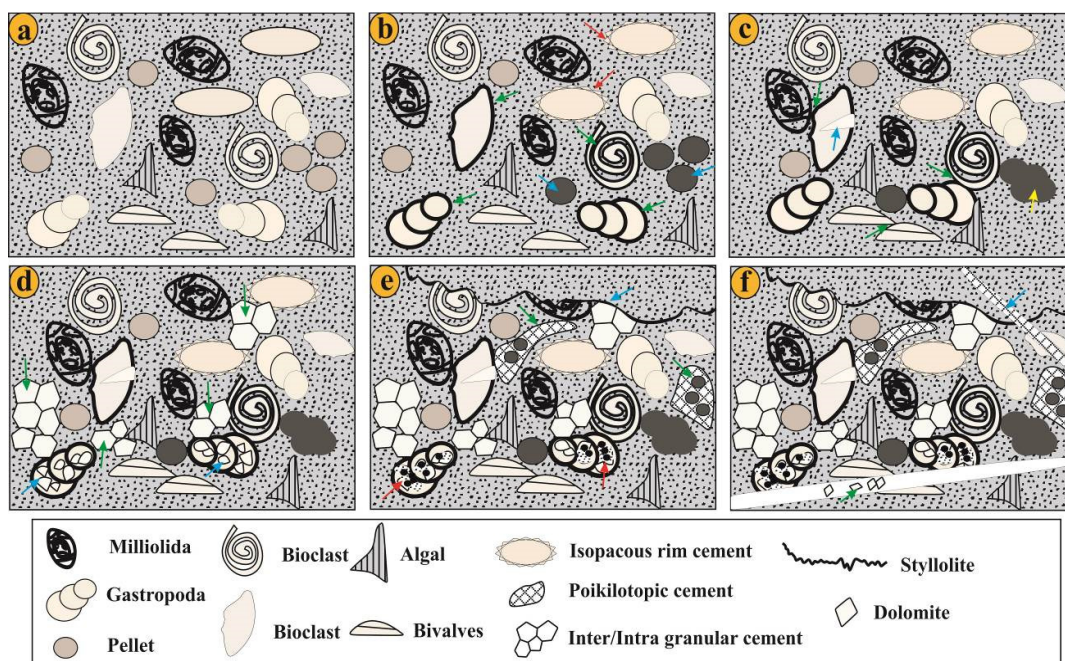
شکل ۱۳. گسترش و توزیع ریزرخساره‌ها در طول ستون سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در برش مورد مطالعه

Fig. 13. Development and distribution of microfacies along the Asmari Formation stratigraphic column in the studied section



شکل ۱۴. محیط رسوبی سازند آسماری در برش مورد مطالعه

Fig. 14. Depositional environment of the Asmari Formation in the studied section



شکل ۱۵. مدل دیاژنزی و توالی‌های پاراژنزی سازند آسماری در برش مورد مطالعه. a: نهشته شدن آلوکم‌ها در محیط فریاتیک دریایی. b: تشکیل پوشش میکرایتی اطراف دانه‌ها (پیکان‌های سبز رنگ) و سیمان حاشیه‌ای هم‌زمان (نسل اول) (پیکان‌های قرمز رنگ) در محیط فریاتیک دریایی. c: ایجاد تراکم فیزیکی در حین تدفین و ایجاد فابریک دانه به دانه و انواع تماس بین دانه‌ها (پیکان‌های سبز رنگ)، پیکان آبی خرد شدن بایوکلست و پیکان زرد رنگ لخته شدن دانه‌های پلتی را نشان می‌دهند. d: تشکیل سیمان تدفینی بین‌دانه‌ای (نسل بعدی) (پیکان‌های سبز رنگ) و سیمان درون‌دانه‌ای در آلوکم‌ها (پیکان‌های آبی رنگ). e: تشکیل سیمان فراگیرنده در بین دانه‌ها (پیکان‌های سبز رنگ)، تشکیل پیریت ثانویه توأم با انحلال درون دانه‌ها (پیکان‌های قرمز رنگ) و با ادامه فرآیند تدفین رسوبات تشکیل استیلولیت (پیکان آبی). f: تشکیل شکستگی‌ها در مرحله نهایی دیاژنزی. برخی شکستگی‌های در شرایط تدفینی شکل گرفته و دولومیت درشت‌بلور تدفینی در آن‌ها تشکیل شده است (پیکان سبز رنگ) و برخی دیگر از شکستگی‌ها با اکسید آهن و سیلیس در زمان بالا آمدگی شکل گرفته است.

Fig. 15. Diagenesis model and paragenesis sequences of the Asmari Formation in the studied section. a: Deposition of allochems in a marine phreatic environment. b: Formation of a micrite coating around the grains (green arrows) and a uniform (first generation) isopachous cement (red arrows) in a marine phreatic environment. c: Formation of physical compaction during burial and formation of fitted fabric and types of contact between grains (green arrows), blue arrow indicates bioclast fragmentation and yellow arrow indicates pellet grain flocculation. d: Formation of intergranular burial cement (next generation) (green arrows) and intragranular cement in allochems (blue arrows). e: Formation of pervasive cement between grains (green arrows), formation of secondary pyrite accompanied by dissolution within grains (red arrows) and with the continuation of the burial process of sediments, formation of stylolite (blue arrow). f: Formation of fractures in the final stage of diagenesis. Some fractures formed under burial conditions and coarse-crystalline buried dolomite formed in them (green arrow) and some other fractures formed with iron oxide and silica during uplift.

تشخیص داده شده است. در این مرحله تراکم شیمیایی منجر به تشکیل استیلولیت‌ها می‌شود.

دیاژنز پایانی یا تلوزنز

ایجاد شکستگی و درزه در رسوب و تشکیل اکسید آهن به احتمال زیاد در حین بالا آمدن رسوبات یون‌های آهن توسط آب‌های جوی و از طریق شکستگی‌ها به داخل رسوب نفوذ کرده و در شرایط اکسیدی اکسید آهن آبدار شکل گرفته و به تدریج به هماتیت تبدیل شده است. درزه‌ها و شکستگی‌های تشکیل شده در این مرحله توسط سیمان‌های بلوکی و هم‌بعد پر شده‌اند.

دیاژنز میانی (مزوزنز)

دیاژنز تدفینی: در این مرحله رسوبات تحت تاثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد. از عوامل موثر در این مرحله مقدار رس و سیلیس (روگه و فابریسیوس، ۲۰۰۲؛ والنسیا و لایا، ۲۰۲۰) شیمی آب حفره‌ای (فابریسیوس و بور، ۲۰۰۷؛ والنسیا و لایا، ۲۰۲۰) ته‌نشینی سیمان کلسیتی بین منافذ ریز باقی می‌ماند. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، فراگیرنده، دروزی، دولومیتی شدن، پیریتی شدن رخ می‌دهد که در نمونه‌های مورد مطالعه

۶-۳- مقایسه برش مورد مطالعه با سایر برش‌های همجوار در زاگرس

برش مورد مطالعه که در منتهی‌الیه زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است و هدف اصلی این پژوهش می‌باشد با برش‌هایی در نواحی نزدیک و دور بخصوص بخش‌های میانی زاگرس چین‌خورده مورد مقایسه قرار گرفته است تا الگوی کلی از تاریخچه رسوب‌گذاری رمپ‌های کربناته در بازه زمانی الیگوسن-میوسن در زاگرس چین‌خورده بدست آید. آنچه مسلم است محیط رسوب‌گذاری این برش با برش‌های دیگر تفاوت چندانی ندارد و می‌توان گفت توسعه رمپ‌های کربناته در زاگرس چین‌خورده از روندی مشابه برخوردار بوده است. زارع و همکاران (۱۳۹۴)، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چین‌نگاری سکansı سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه، شمال دهدشت، زاگرس را مورد مطالعه قرار دادند. در این مطالعه ۱۱ ریزرخساره شناسایی گردید که مربوط به چهار کمربند رخصاره‌ای دریای باز، سد، تالاب و پهنه جزرومدی می‌باشند. این زیرمحیط‌ها در یک رمپ کربناته نهشته شده‌اند. رجبی و همکاران (۱۴۰۰)، زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و دیرینه بوم‌شناسی سازند آسماری در برش مخملکوه، ناحیه لرستان را مورد ارزیابی قرار دادند. در این برش ۱۲ ریزرخساره مربوط به دو کمربند رخصاره‌ای لاگون و دریای باز شناسایی گردید که تحت شرایط مزوفوتیک، الیگوفوتیک و آفوتیک در یک رمپ هموکلینال نهشته شده‌اند. امامی و همکاران (۱۴۰۱)، ریزرخساره‌ها، محیط رسوب‌گذاری و توالی‌های دیاژنزی سازند آسماری را در تاقدیس چناره مورد بررسی قرار داده‌اند. در این مطالعه ۷ ریزرخساره شناسایی گردید که در سه کمربند رخصاره‌های لاگون، سد، بخش محدود شده (رمپ میانی) و رمپ داخلی نهشته شده‌اند. این توالی‌ها چهار محیط دیاژنزی دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی را پشت سر گذاشته‌اند. شیرمحمدی و همکاران (۱۴۰۳)، زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های نهشته‌های الیگو-میوسن سازند آسماری در شمال خاور ایلام، حوضه لرستان را مورد ارزیابی قرار دادند. در این مطالعه ۱۰ ریزرخساره مربوط به سه محیط رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی شناسایی گردید (جدول ۱). حیدری (۲۰۲۳)، تاریخچه پس از رسوبگذاری نهشته‌های سازند آسماری با استفاده از داده‌های پتروگرافی و ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در برش‌های حیدرآباد و

رباط نمکی، شمال خرم‌آباد را مورد ارزیابی و مطالعه قرار داد. در این پژوهش محیط‌های مختلف دیاژنتیکی نظیر دریایی، متئوریک اولیه، دفنی، بالاآمدگی و متئوریک ثانویه با استفاده از روش کاتودولومینسانس و ایزوتوپ کربن و اکسیژن شناسایی و تفکیک گردید. نتایج این مطالعات نشان می‌دهد که اگرچه تعداد ریزرخساره‌ها و گستره کمربندهای رخصاره‌ای در هر برش متفاوت است، اما الگوی کلی یک رمپ کربناته از نوع هموکلینال تا رمپ داخلی در تمام نقاط زاگرس حفظ شده است. به‌طور کلی، بررسی تطبیقی این پنج مطالعه نشان می‌دهد که گرچه تفاوت‌هایی در تعداد ریزرخساره‌ها، ضخامت کمربندهای رسوبی و شدت فرآیندهای دیاژنزی وجود دارد، اما تمام توالی‌ها ویژگی‌های یک رمپ کربناته کم‌شیب را حفظ کرده‌اند. الگوی رخصاره‌ای مطالعه حاضر از نظر تنوع محیطی و ترکیب زیستی، بیشترین شباهت را به مطالعات زارع و همکاران (۱۳۹۴) و امامی و همکاران (۱۴۰۱) نشان می‌دهد و تفاوت اصلی با مطالعه شیرمحمدی و همکاران (۱۴۰۳) در گسترش کمتر بخش رمپ خارجی نهفته است. این امر بیانگر کنترل محلی بالاروی‌ها و انرژی امواج بر توزیع محیط‌های رسوبی در زمان نهشت سازند آسماری است. بر اساس اطلاعات و داده‌های مورد استفاده در این مطالعه و همچنین رخصاره‌های شناسایی شده، نوع پراکندگی موجودات زیستی و مقایسه با ریزرخساره‌های استاندارد، و مقایسه آن با سایر برش‌های زاگرس چین‌خورده نشان می‌دهد سازند آسماری در برش تاقدیس خرم‌آباد در یک پلت‌فرم کربناته نوع رمپ رسوب‌گذاری نموده است که بیشترین ته‌نشست رسوبات در بخش‌های کم‌عمق این پلت‌فرم رخ داده است. سازند آسماری در برش تاقدیس خرم‌آباد (منتهی‌الیه زاگرس چین‌خورده) با فراوانی روزن‌داران بنتیک و جلبک‌های قرمز، حاکی از رسوب‌گذاری آن در یک پلت‌فرم کربناته کم‌عمق می‌باشد. در بازه زمانی الیگوسن-میوسن پلت‌فرم کربناته وسیعی پهنه زاگرس چین‌خورده را در بر گرفته است به گونه‌ای که بخش کم عمق این پلت‌فرم در شمال لرستان و بخش عمیق‌تر این پلت‌فرم در جنوب لرستان بوده است. به سمت جنوب لرستان و زون ایزه سازند پایده جانشین بخش‌هایی از آسماری پایینی می‌گردد که حاکی از عمیق‌تر شدن حوضه رسوب‌گذاری سازند آسماری می‌باشد. در پایان الیگوسن، پلت‌فرم کربناته از آب خارج شده و رسوبات

(پومار، ۲۰۰۱). ردولیت‌های بیضوی شکل به همراه جلبک‌های احاطه کننده دیگر اجتماعات این بخش از رمپ داخلی را تشکیل می‌دهند. ناحیه کم عمق بیرونی یک تجمع دارای تنوع فراوان از جلبک‌های قرمز کورالین و روزنبران کفزی جمع‌آوری کرده است. نرم‌تنان، خارداران و مرجان‌ها نیز رایج هستند. در کم‌عمق‌ترین بخش این ناحیه مرجان‌های نازک شاخه‌ای به همراه روزنبران کفزی منفذدار و بدون منفذ غلبه دارند. به سمت بخش‌های عمیق‌تر جلبک‌های قرمز کورالین و رودولیت‌ها فراوان می‌شوند. حضور روزنبران بزرگ کفزی همانند الفیدیم و آمفیستژینا به همراه اجتماعات جلبک‌های قرمز کورالین همانند لیتوپورلا و لیتوتامنیون نمایانگر رسوب‌گذاری در آب‌های کم‌عمق منطقه می‌باشد (پومار، ۲۰۰۱).

تبخیری سازند گچساران به صورت هم‌شیب بر روی توالی‌های کربناته سازند آسماری نهشته می‌شوند. محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه محیط رمپ داخلی می‌باشد که این محیط از سطح دریا تا قاعده امواج عادی گسترش دارد و بطور مداوم تحت تاثیر تلاطم‌های امواج قرار دارد (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). یک ناحیه رخساره‌ای در میان این رسوبات شناسایی شد که شامل ناحیه کم عمق داخلی می‌باشد. ناحیه کم عمق داخلی توسط حضور فراوان روزنبران کفزی بدون منفذ و نرم‌تنان شناخته می‌شود. روزنبران کفزی بدون منفذ سازگارترین موجودات با شرایط محیط دیرینه همانند آشفستگی کم، شدت بالای نور و پایداری کم کف بستر در نواحی مزوتروفیک تا الیگوتروفیک در عمق کم هستند

جدول ۱. مقایسه برش مورد مطالعه با سایر برش‌های همجوار زاگرس

Table1. Comparison of the studied section with other neighboring sections of Zagros

نام برش	ریزرخساره‌ها	زیر محیط رسوبی	محیط رسوبی	توالی‌های پارازنزی
تاق‌دیس کوه سیاه (زارع و همکاران، ۱۳۹۴)	۱۱ ریزرخساره	دریای باز، سد، تالاب، پهنه جزر و مدی	رمپ کربناته	-
برش مخملکوه (رجبی و همکاران، ۱۴۰۰)	۱۲ ریزرخساره	لاگون و دریای باز	رمپ کربناته	-
تاق‌دیس چناره (امامی و همکاران، ۱۴۰۱)	۷ ریزرخساره	لاگون و سد	رمپ کربناته	دریایی، آب شیرین، تدفینی
شمال خاور ایلام (شیرمحمدی و همکاران، ۱۴۰۳)	۱۰ ریزرخساره	لاگون، سد و دریای باز	رمپ کربناته	-
شمال لرستان (مطالعه حاضر)	۸ ریزرخساره	پهنه جزر و مدی، لagoon، سد	رمپ کربناته	دریایی، آب شیرین، تدفینی

۷- نتیجه‌گیری

مطالعات سنگ‌شناسی بر روی نمونه مقاطع نازک منجر به شناسایی هشت ریزرخساره گردید. این ریزرخساره‌ها شامل مادستون فسیل‌دار، مادستون دولومیتی شده اینتراکله‌ای، مادستون فنسترال، وکستون تا پکستون پلوییدی، وکستون بایوکلستی، پکستون بایوکلستی، گرینستون پلوییدی و گرینستون بایوکلستی می‌باشند. وجود شواهدی نظیر مادستون فنسترال، فراوانی روزن‌داران بنتیک بدون منفذ با پوسته پورسلانوز در بافت گل‌پشتیبان، فراوانی جلبک‌های قرمز، دانه‌های کوارتز تخریبی در اندازه سیلت و جورشدگی ضعیف تا متوسط رسوبات، نشان می‌دهد که این ریزرخساره‌ها در سه کمربند رخساره‌ای جزرومدی، لاگون و سد یک رمپ داخلی نهشته شده‌اند. فرآیندهای دیاژنزی غالب در ریزرخساره‌های این محیط‌ها شامل میکربیتی

شدن، نوریختی افزایشی و کاهش، سیمانی‌شدن (سیمان هم‌ضخامت فیبری، هم‌بعد، بلوکی، دروزی و فراگیرنده)، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، انحلال وابسته به فابریک و غیروابسته به فابریک سنگ و ایجاد تخلخل‌های بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای، حفره‌ای، شکستگی، استیلولیتی و قالبی و جانشینی به صورت پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن می‌باشند که این فرآیندها در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی رخ داده است که در آن‌ها سه مرحله دیاژنزی اولیه، میانی و نهایی شناسایی شده است. پیریت‌هایی که به صورت جانشینی تشکیل شده‌اند به دلیل تشکیل همزمان و توأم با انحلال پوسته‌ها و از طرفی تشکیل آن‌ها در امتداد استیلولیت‌ها، به نوع دیاژنزی (تأخیری) نسبت داده می‌شوند.

References

- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzdur Formation, Kopet-Dagh basin, N. E. Iran: *Crab. Eva*, 24: 16-32.
- 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.
- Al-Dulaimy, S. I. M., Ibrahim, Y. K., Abdallah, F. T (2022) Biozonation (benthic foraminifera) of Mishrif Formation at Majnoon and Zubair oil fields, southern Iraq". *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 73: 79 – 89.
- Ameen, F. A., Fattah, A. I., Qader, B. O (2020) Microfacies and depositional environment of the upper Oligocene and lower Miocene successions from Iraqi Kurdistan region Kuwait J. Sci, 47 (4): 127–136.
- Amiri-Bakhtiar, H., Nourae-Nezhad, M. R (2022) Stratigraphy of Zagros. Publication of the oil-rich area in the south. 390 pp. (In Persian)
- Arosi, A. H., Wilson, M. E. J (2015) Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform, *Sedimentary Geology*, 326: 109–134.
- Asaad, I. S., Balaky, S. M., Hasan, G. F., Aswad, M. K (2021) Sedimentology of the Baluti Formation (Late Triassic) in the Warte area, northeastern Iraqi Kurdistan region. *Geological Journal*, 56 (8): 3923–3940.
- Asaad, I. S (2022) Lithostratigraphy and microfacies analysis of Avanah formation (middle Eocene) in Gomaspan section northeast Erbil city, Kurdistan region, Iraq. *Kuwait J. Sci*, 49 (3): 1–21.
- Brachert, T. C., Hultsch, N., Knoerich, A. C., Krautworst, U. M. R., Stuchrad O. M (2003) Climatic signatures in shallow-water carbonates: high resolution stratigraphic markers in structurally controlled carbonate builds (Late Miocene, Southern Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 211-237.
- Burchette, T. P., Wright, V. P (1992) Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*, 79: 3–57.
- Diaz, M. R., Eberli, G. P (2022) Microbial contribution to early marine cementation. *Sedimentology*, 69: 798–822.
- Du, Y., Zhang, J. L., Zheng, S. F., Xin, J., Chen, J., and Li Y. Z (2015) The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the Cretaceous Sarvak Formation of Southwest Iran. *Keai*, 1: 1-11.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists*, 108-121.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Svana and 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.
- El- Saïy, A. K., & Jordan, B. R (2007) Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates. *Journal of Asian EARTH Science*, 31: 43 – 53.
- Emami-Meybodi, S. M., Maghfouri-Moghadam, I., Sedaghatnia, M., Barmal, A (2022) Microfacies, sedimentary environment and diagenetic processes of carbonate rocks of Asmari Formation (Chenareh Anticline, South Lorestan). *Journal of Applied Sedimentology*, 10 (20): 73-91 (in Persian).
- Erdem, N., Tasgin, C (2019) Microfacies and depositional environment of the ilderian carbonates in the North-Western Tösy.
- 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.
- Falegnami, A., Romano, E. and Tomassi, A (2024) The emergence of the GreenSCENT competence framework: a constructivist approach: the GreenSCENT theory. In: McDonagh, S.A., Caforio, A. and Pollini, A. (eds) *The European Green Deal in Education*. Routledge, London, 204–216.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Folk, R. L (1965) Some aspect of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L. C., @ Murray, R. C., (EDS.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis – a Symposium*, SEPM Special Publication, 13: 14-48.
- Garcia – pichel, F (2006) Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs *Sedimentary Geology*, 125: 29-50.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits, Emprical model based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 155: 211-238.
- Gregg, J. M. and Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 908- 931.
- Hallenberger, M. (2022) Climate and sea-level controlling internal architecture of a Quaternary carbonate ramp (Northwest Shelf of Australia). *Sedimentology*, 69: 1276–1300.
- Heydari, A (2022) Post-depositional history of Asmari – Formation using petrographic as well

- as carbon and oxygen isotopes date in Heydarabad and Robat Namaki sections, north of Khorramabad. *Journal of Applied Sedimentology*, 10(20): 173-148 (in Persian).
- Heydari, E., and Wade, W (2014) Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks: Implication for organic acids as factors in diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86: 1285 – 1303.
- Hussain, S. A., Sahaab, A. M., Ahmad, K. I., Hussain, I. Q., Hashem, S. A (2002) Microfacies Characterizations and Paleoenvironment of Upper Part of Qamchuqa Formation from Chwarqauran Section, Sulaimaniya Area, Kurdistan Region, Iraq. *Iraqi Geological Journal*, 54 (1B): 102-111.
- Insalaco, E., Virgone, A., Corme, B., Gaillot, J., Kamali, Moallemi, A., Lotfpour, M., Monibi, S (2006) upper Dalan Member and Kangan formation between the Zagros.
- Janjuhah, H. T., Alansari, A (2020) offshore carbonate facies characterization and reservoir quality of Miocene rocks in the southern margin of South China Sea. *Acta Geol. Sin.-Engl. Ed.*
- Kofukuda, D., Isozaki, Y., Igo, H (2014) A remarkable sea – level drop and relevant biotic responses across the Guadalupian-Lopingian (Permian) boundary in low-latitude mid-Panthalassa: Irreversible changes recorded in accreted paleo-atoll limestone in Akasaka and Ishiyama, Japan, *journal of Asian Earth Science*, 82: 47-65.
- Lebrec, U (2023) Discovery of Holocene ooid shoals in a siliciclastic delta, De Grey River, North West Shelf, Australia. *Geology*.
- Lebrec, U (2023) Drilling 1100-km-long seafloor ridges reveals how palaeoshorelines control carbonate shelf morphologies (North West Shelf, Australia). *Quatern. Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108164>
- Lebrec, U., Sharma, S., Watson, P., Riera, R., Joer, H., Beemer, R., Gaudin, C. H (2024) A study of the effects of early diagenesis on the geotechnical properties of carbonate sediments (North West Shelf, Australia). *Scientific Reports*.
- Madden, R., and Wilson, M (2013) Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits, *Sedimentary Geology*, 286–287: 20–38.
- Mascolo, V., and Lecomte, I (2021) Seismic modelling of outcrop carbonate systems: an application to the Cretaceous platform-to-basin system of the Maiella Mountain (central Apennines, Italy). *Geological Society, London, Special Publications*, 509: 147–177. <https://doi.org/10.1144/SP509-2019-81>
- Mazzollo, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review: *Carbonates and Evaporites*, 7: 21–37.
- Messadi, A. M., Mardassi, B., Ouali, J. A., Tourir, J (2018) Diagenetic process as tool to diagnose paleo – environment conditions, bathymetry and oxygenation during Late Paleocene – Early Eocene in the Gafsa Basin. *Carbonate and Evaporates*, 1-16.
- Milli, S., Tancredi, S., Margiotta, S. and Tentori, D (2024) The orogenic effects on forebulge evolution: A case study from Cenozoic deposits in the Salento Peninsula, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 161.
- Mircescu, C. V., Har, N. & Tămaş, T (2022) Microfacies, physical and mechanical properties of carbonate rocks from the Apuseni Mountains, Romania: Implication for delineating potential ornamental limestone extraction areas. *Carbonates Evaporites*, 37: 27. <https://doi.org/10.1007/s13146-022-00770-9>.
- Motiei, H (2003) *Geology of Iran (Zagros stratigraphy)*, publication of the geological organization. P, 583. (in Persian).
- Pomar, L (2001) Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249–272.
- Rajabi, M., Senmari, S., Parvanehnejad-Shirazi, M., Bahrammaneshtehari, M (2021) Biostratigraphy, microfacies and paleoecology of the Asmari Formation in Makhmal –Kuh section, Lorestan province, western Iran. *Journal of Applied Sedimentology*, 9 (17): 204-219 (in Persian).
- Rogen, B., & Fabricius, I. L (2002) Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North sea. *Petroleum Geoscience*, 8: 287 – 293.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Giulio, A. D., Scotti, P., Ortenzi, A. and Massara, E. P (2011) Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy), *Sedimentology*, 58: 532–565.
- San Miguel, G., Aurell, M. and Bádenas, B (2017) Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality. *Arabian Journal of Geosciences*, 10 (16), 376 p.
- Sibley, D. F., J. M. Gregg (1987) Classification of dolomite rock textures. *J. Sediment. Petrol*, 57: 967–975.
- Seibel, M. J., & James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21 – 35.

- Shirmohammadi, G., Maghfouri- Moghadam, I., Azadbakht, R (2024) Biostratigraphy and paleoecology of Oligo-Miocene deposits (Asmari Formation) in the northeast of Illam, Lorestan zone. *Journal of Advanced Applied Geology*, 14(2): 410-425 (in Persian).
- Suarez-Gonzalez, P., Benito, M. I., Quijada, I. E., Mas, R. & Campos-Soto, S (2019) Trapping and binding: a review of the factors controlling the development of fossil agglutinated microbialites and their distribution in space and time. *Earth-Science Reviews*, 194: 182–215.
- Tomassetti, L., Petracchini, L., Brandano, M., Trippetta, F. and Tomassi, A (2018) Modeling lateral facies heterogeneity of an upper Oligocene carbonate ramp (Salento, southern Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 96: 254–270.
- Tomassi, A., Caforio, A., Romano, E., Lamponi, E. and Pollini, A (2024a) The development of a Competence Framework for Environmental Education complying with the European Qualifications Framework and the European Green Deal. *Journal of Environmental Education*, 55: 153–179, <https://doi.org/10.1080/00958964.2023.2259846>
- Tomassi, A., Falegnami, A., Meleo, L. and Romano, E (2024b) The GreenSCENT Competence Frameworks. In: McDonagh, S.A., Caforio, A. and Pollini, A. (eds) *The European Green Deal in Education*. Routledge, London, 25–44.
- Tomassi, A., Milli, S. and Tentori, D (2024c) Synthetic seismic forward modeling of a high-frequency depositional sequence: the example of the Tiber depositional sequence (Central Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 160.
- Trippetta, F., Gambelli, A. M., Minelli, G., Castellani, B. and Rossi, F (2023) Sustainability of CO₂ replacement processes in marine hydrate reservoirs: factors causing changes on mechanical properties of Gas-Hydrate after CO₂/ CH₄ exchange. *Process Safety and Environmental Protection*, 179: 628–639. <https://doi.org/10.1016/j.psep.2023.09.016>.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*. 3^d Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Valencia, F. L. and Laya, J. C (2020) Deep-burial dissolution in an Oligocene– Miocene giant carbonate reservoir (Perla Limestone), Gulf of Venezuela Basin: Implications on microporosity development. *Marine and Petroleum Geology*, 113.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfipour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V. and Vincent, B (2010) Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society Special Publications*, 329 (1): 219-263.
- Westphal, H (2006) Limestone – Marl alternation as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review. *International Journal of Science (Geology Rundsch)*, 95: 947-961.
- Wilson, J. L (1986) *Carbonate facies in geology history*: New York, Springer-verlag, 471p.
- Zaid, S. M (2012) Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt. *J. African Earth Sci*, 66: 56- 71.
- Zare, M., Vaziri-Moghadam, H., Taheri, A., Ghabeishavi, A (2015) Microfacies. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in Kuh-e Siah anticline north of Dehdasht, Zagros. *Journal of Applied Sedimentology*, 3 (5): 12-28 (in Persian).
- Zhang, H., Ding, L., Wang, X., Wang, L., Wang, Q. and Xia, G (2006) Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes: A Case Study from the Carboniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China. *J. China Univ. Geosci*, 17: 103- 114.

Interpretation of the depositional environment and burial history of carbonate deposits of the Asmari Formation in the Khorramabad anticline section, northern Lorestan

S. M. R. Emami Meybodi^{1*}, I. Maghfoori Moghaddam² and M. Sedaghat-Nia³

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2- Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

3- Ph. D. Graduate, Expert, Central Laboratory of Lorestan University, Khorramabad, Iran

* Luckpages@ yahoo.com

Recieved: 2025.8.13 Accepted: 2025.11.30

Abstract

In this study, the microfacies, depositional environment, and burial history of carbonate deposits of the Asmari Formation in the Khorramabad anticline have been investigated. This 115-meter-thick with lithological thin bedded, medium bedded and thick bedded limestones is located on the northern flank of the Khorramabad anticline (Zarrinchogha region). In this section, the lower and upper boundaries of the Asmari Formation are paraconformity and erosional unconformity with the Shahbazan and Gachsaran formations, respectively. Microscopic studies on 115 thin-section samples and field studies ultimately led to the identification of eight microfacies. These microfacies include fossiliferous mudstone, intraclastic dolomitized mudstone, and fenestral mudstone, wackestone to packstone pelloidal, bioclastic wackestone, packstone bioclastic, grainstone pelloidal, and bioclastic grainstone. Evidence such as fenestral mudstone, abundance of non-porous benthic foraminifera with porcelains shells in the mudstone texture, abundance of red algae, silt-sized detrital quartz grains, and weak to moderate sediment sorting indicate that these microfacies were deposited in three intertidal, lagoon, and barrier facies belts of an internal ramp. The dominant diagenetic processes in these microfacies include micritization, increasing and decreasing neomorphism, cementation (rim cement isopachous, blocky, drusy, and poikilotopic cement), physical and chemical compaction, fabric-dependent and non-fabric-dependent dissolution of the rock, and the creation of intergranular, intragranular, and pore porosity, fracture, stylolitic, and moldic, and replacement in the form of pyritization, silicification, and dolomitization. These processes have occurred in four environments: marine, freshwater, burial, and upwelling, in which three stages of initial, intermediate, and final diagenesis have been identified.

Keywords: Depositional environment, Diagenesis, Asmari Formation, Folded Zagros, Lorestan

Introduction

The Asmari Formation, with its dominant carbonate lithology, is rich in benthic foraminifera of Oligocene-Miocene age. Therefore, using this valuable fossil content and other skeletal components in this formation, the type of its depositional environment can be determined according to the models presented by Flugel (2010) and Wilson (1986). Considering that the studied section is located at the extreme of the folded Zagros (the boundary between the folded Zagros and the rolled Zagros or the crushed Zagros), therefore, the interpretation of the sedimentary environment and burial history of this section can be useful in order to match other sections studied in the folded Zagros (northwest, south and southwest of Lorestan).

By matching these sections, a more appropriate analysis of the sedimentary basin and sequential stratigraphy of the carbonate sequences of the Asmari Formation in the Oligocene-Miocene time interval can be obtained. The study area is located 18 km north of Khorramabad city and in the Zarrin Chagha region. The geographical coordinates of this area are 25°36'N 33° and 21°16'E 48'. The desired section can be reached through the asphalt road from Khorramabad city to Alashatar. The study area is considered a part of the folded Zagros and according to the geological map of the area, which is part of the 1/25000 map of Khorramabad city, the second and third age units are exposed. The second age units spread in the study area are the Amiran and Tarbour formations. The third age units

include the Kashkan clastic formation, the Asmari formations, the Shahbazan formation, and the Gachsaran formation. The areas located west of the Dorud-Boroujerd axis to the east and north of Khorramabad city are called the High Zagros or the Folded Zagros, which are separated from the eastern areas of the province (Sanandaj-Sirjan) by the main thrust zone, especially the associated faults (Dorud fault), but its transition to the folded Zagros is almost gradual. In the High Zagros, the rock units have a general northwest-southeast trend, but generally, in terms of the performance of structural stresses, their deformation is complex, which is not in line with the general trend of the Zagros. The 115-meter-thick Asmari Formation is abruptly overlain by the Shahbazan Formation on the northern edge of the Khorramabad anticline, and its upper boundary with the Gachsaran Formation is also discontinuous. The Asmari Formation in the studied section consists of 6 lithological units, the lithology of which is thin-bedded, medium-bedded, and thick-bedded limestone.

Material and methods

After numerous surveys, field visits, and a study of the geological map of Khorramabad County with a scale of 1:25,000, a surface section was selected on the northern edge of the Khorramabad anticline (folded Zagros zone) and 115 samples were taken from this section during field studies and based on lithological changes. The desired section was selected in such a way that it had the greatest thickness, the greatest lithological changes, easy access, and the least coverage. Thin sedimentary sections were prepared from all the samples taken (thin sections were prepared at Lorestan University and were studied in the next stage by an Olympus BH2 optical microscope with XPL and PPL light in the Geological Laboratory of Lorestan University). The naming of carbonate rocks was studied and interpreted according to the method of (Dunham 1962) and the microfacies were studied and interpreted based on the model of (Flügel 2010). The sedimentation model and diagenesis model of the formation were drawn using Corel Draw software.

Results and discussion

Microfacies of the studied section

Based on field observations and microscopic thin sections, eight microfacies have been

identified in the studied section. These microfacies include fossiliferous mudstone, intraclastic dolomitized mudstone, fenestral mudstone, wackestone to packstone peloids, bioclastic wackestone to packstone bioclastic, grainstone pelloidal and bioclastic grainstone. They are deposited in three facies belts: tidal, lagoon and shoal of an inner ramp.

Tidal Flat Facies Zone Complex

In the studied section, the following facies complexes were identified, which are related to the tidal flat:

Intraclastic dolomitized lime mudstone

Fenestral mudstone

Fossiliferous limestone

Wackestone to packstone pelloidal

Lagoon Facies Zone Complex

The microfacies related to this facies zone that have been identified in the studied area include the following:

Bioclastic wackestone

Bioclastic packstone

Shoal Facies Zone Complex

The microfacies complex of this facies zone in the studied section is introduced with two microfacies:

Bioclastic grainstone microfacies

Pelloidal grainstone microfacies

Depositional environment

The presence of evidence such as the abundance of non-porous benthic foraminifera with porcelain shells in a texture ranging from wackestone to packstone, red algae, silt-sized detrital quartz grains, weak to moderate sorting of sediments and supporting mud texture, the depositional environment of the Asmari Formation deposits in the stratigraphic section north of Khorramabad (Zarrin Chogha area) is considered a homoclinal carbonate ramp. Considering the energy of the environment and the abundance of skeletal and non-skeletal components, the sedimentary environments recognized on this carbonate ramp are intertidal zone, lagoon, and shoal environments that have deposited sediment in the restricted section (inner ramp).

Diagenetic processes of the studied section

Among the most important diagenetic processes in the studied section are micritization (as a thin coating micrite around grains and as a crust), neomorphism (as an increase and decrease around grains), compaction (physically and chemically), dissolution (dependent and independent of rock fabric), porosity (as intergranular,

intragranular, intrafracture, stylolitic, cast and cavity), cementation (as a isopachous, intragranular mosaic, intergranular mosaic, mosaic and blocky within fractures, drusy, pervasive and dolomitic) and replacement (including pyritization and silicification). Based on petrography evidence, the diagenetic sequence of the Asmari Formation occurred during three stages (eogenesis, mesogenesis, and telogenesis) and in four diagenetic environments (marine, burial, freshwater, and uplift).

Conclusions

Petrographically studies on thin section samples led to the identification of eight microfacies. These microfacies include fossiliferous mudstone, intraclastic dolomitized mudstone, and fenestral mudstone, wackestone to packstone pelloidal, bioclastic wackestone to packstone bioclastic, grainstone pelloidal, and bioclastic grainstone. Evidence such as fenestral mudstone, abundance of non-porous benthic foraminifera with porcelains shells in the mudstone texture,

abundance of red algae, silt-sized detrital quartz grains, and weak to moderate sorting of sediments indicate that these microfacies were deposited in three intertidal, lagoon, and shoal facies belts of an inner ramp. The dominant diagenetic processes in the microfacies of these environments include micritization, increasing and decreasing neomorphism, cementation (Isopachous, fibrous, mosaic calcite cement, blocky, drusy and poikilotopic), physical and chemical compaction, fabric-dependent and non-fabric-dependent dissolution of the rock and the creation of intergranular, intragranular, pore, fracture, stylolitic and cast porosity, and replacement in the form of pyritization, silicification and dolomitization. These processes have occurred in four environments: marine, freshwater, burial and uplift, in which three stages of diagenesis have been identified: initial, intermediate and final. Pyrites that have formed as replacements are attributed to the (delayed) diagenesis type due to their simultaneous formation and dissolution of crusts and their formation along stylolites.