

ریزر خساره‌ها، محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی سازند قم در برش چینه شناسی خانی آباد، جنوب خاوری کاشان

الهام اسدی مهماندوستی^{۱*}، جهانبخش دانشیان^۲، نعمت الله مارگیر^۳

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

*پست الکترونیک: e.asadi@khu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۳/۲۵

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۰/۱۸

چکیده

سازند قم در برش چینه شناسی خانی آباد واقع در جنوب خاور کاشان با ستبرای ۷۰ متر از سنگ آهک‌های ستبر، متوسط، نازک لایه، سنگ آهک‌های رسی و دولومیتی به همراه مارن تشکیل شده است. این سازند در رخنمون مورد مطالعه با مرزهای ناپیوسته فرسایشی در میان سنگ‌های قاره‌ای سرخ رنگ (سازندهای سرخ زیرین و بالایی) جای دارد. اگرچه بر روی سازند قم مطالعات مختلفی از نظر چینه‌نگاری و سنگ‌شناسی صورت گرفته است، اما با توجه به متغیر بودن شرایط رسوب‌گذاری سازند قم در مکان‌های مختلف، نمی‌توان یک محیط رسوب‌گذاری خاص را برای آن در نظر گرفت. بررسی ۹۸ نمونه تهیه شده از این برش خانی آباد به شناسایی ۹ ریزرخساره در ۲ کمربند رخصاره‌ای لاگون و سد و یک پتروفاسیس مارنی منجر شد. با توجه به بررسی‌ها و مشاهدات صحرایی (ناپوسته بودن آثار ریفی)، فراوانی رخصاره‌های بافت پکستونی حاوی موجودات قشرساز لاگون نزدیک ریف مثل جلبک و بریوزوئر، فراوانی رخصاره‌های باندستونی مرجانی در حجم کم اما به تعداد زیاد و نبود رسوبات ریزشی در بخش‌های عمیق‌تر حوضه، مدل رسوبی سازند قم در ناحیه خانی آباد (جنوب خاور کاشان) یک سکوی کربناتی بدون لبه (شلف باز) در نظر گرفته شده است. از آن جا که بیشتر ته‌نشست کربنات‌ها در این توالی مربوط به بخش کم عمق لاگون بوده است، زمینه اغلب ریزرخساره‌ها را میکرایت تشکیل داده است که کمتر تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی قرار گرفته است. سیمانی شدن و دولومیتی شدن بیشتر در ریزرخساره‌های سدی این برش دیده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: سازند قم؛ ریزرخساره؛ محیط رسوبی؛ فرآیندهای دیاژنزی؛ ایران مرکزی.

مقدمه

فراابوم^۱ رخداد پیرنئن را زیر پوشش داشته است. ردیف‌های کربناتی این دریای پیش‌رونده را در زاگرس سازند آسماری و در آذربایجان - ایران مرکزی سازند قم نام نهاده‌اند (آقانبای، ۱۳۸۵). از دلایل مطالعه این سازند

در اثر رخداد ساوین در طی الیگوسن پسین - میوسن پیشین در حاشیه باختری ایران مرکزی (قم، همدان، کاشان، تفرش، تا حاشیه جنوبی جازموریان) و نواحی بی‌شماری از آذربایجان و همچنین در نواحی سکوی زاگرس، شواهدی از یک پیش‌روی دریایی گسترده وجود دارد که بخشی از

می توان به وجود مخازن نفت یا گاز و اهمیت این سازند از نگاه ذخیره سازی گاز اشاره کرد. علاوه بر این، نهشته های سلسیت و گچ، به سازند قم ارزش اقتصادی می دهند (آقانباتی، ۱۳۸۵). بر این اساس سازند قم از نظر ویژگی های سنگ شناسی و تعیین ویژگی های دیاژنتیکی، چینه شناسی و دیرینه بوم شناسی توسط پژوهشگران بسیاری مورد مطالعه قرار گرفته است (برای مثال: صیرفیان و همکاران، ۱۳۸۵؛ محمدی و همکاران، ۱۳۸۸؛ Reuter et al., 2009؛ صفری و همکاران، ۱۳۹۲؛ نصیری قره شیران، ۱۳۹۵، جلالی و همکاران، ۱۳۹۶؛ دانشیان و همکاران، ۱۳۹۶؛ اسدی مهماندوستی و همکاران، ۱۳۹۷). مطالعات انجام شده نشان می دهد که با توجه به تغییرات رخساره ای زیاد این سازند و نهشته شدن آن در حوضه های بین کوهستانی، نمی توان یک مدل رسوبی معین را در همه نقاط ایران مرکزی برای این سازند در نظر گرفت (آقانباتی، ۱۳۸۵)، به طوری که به عنوان مثال کاروان (۱۳۹۰) در شمال خاور دلیجان محیط رسوبی سازند قم را یک رمپ کربناته، علامه و همکاران (۱۳۹۰) در برش دو چاه در شمال باختر قم یک رمپ، نادری (۱۳۹۱) در برش خفر یک شلف و دانشیان و همکاران (۱۳۹۱) در شمال باختری قم و نوری و همکاران (۱۳۹۷) در جنوب زنجان این محیط را برای رسوب گذاری نهشته های کربناته سازند قم یک شلف تشخیص داده اند. بر این اساس، در این پژوهش یک برش سطحی از سازند قم در ناحیه خانی آباد، واقع در جنوب خاوری کاشان انتخاب شد تا با بررسی دقیق ریزرخساره ها بتوان مدل رسوبی سازند قم و فرآیندهای دیاژنتزی تأثیر گذار بر آن را تعیین نمود.

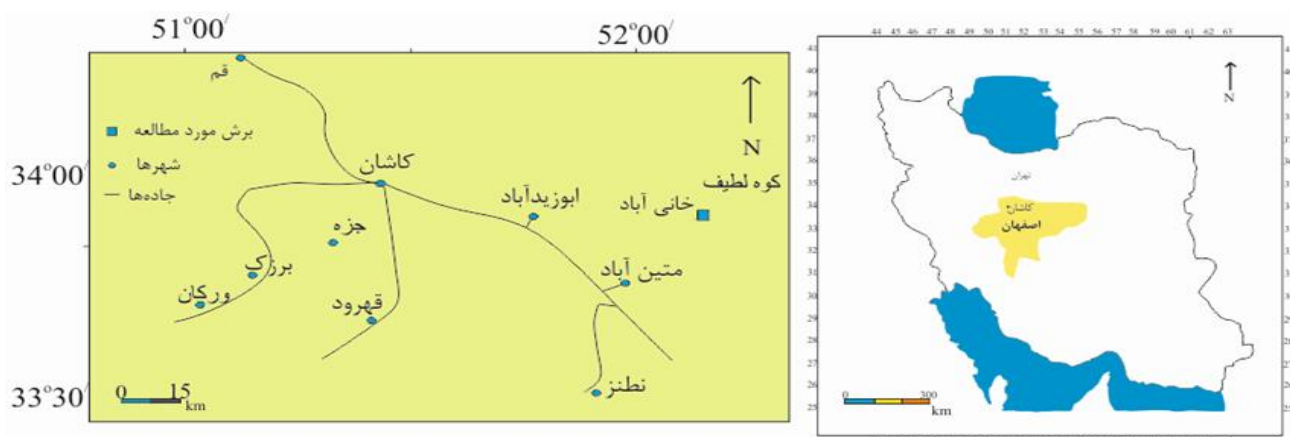
موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی عمومی

محدوده استان اصفهان با گستردگی زیادی که در ایران دارد شامل چندین واحد ساختاری - رسوبی می شود.

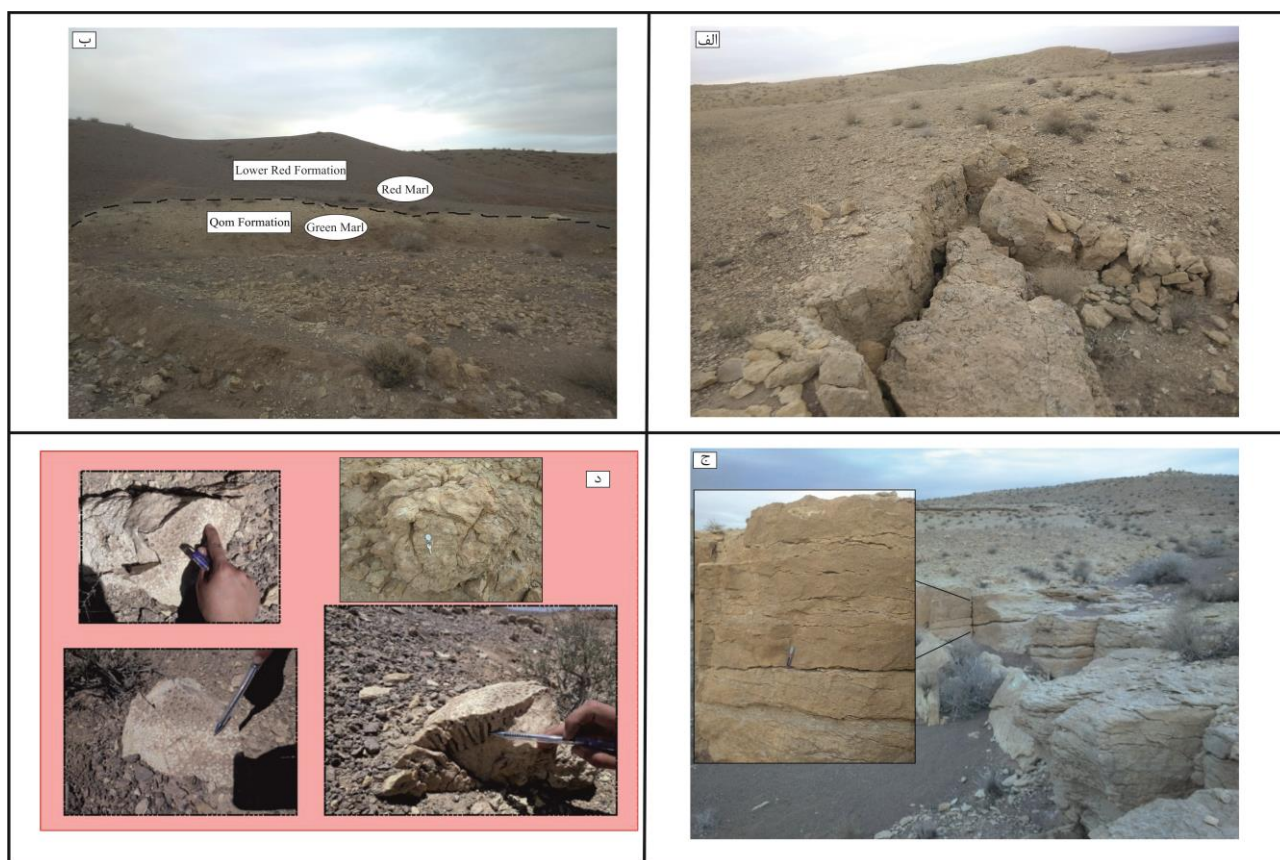
این واحدها بر اساس تقسیم بندی Stocklin (1968) شامل پهنه های ایران مرکزی، بلوک لوت، ارومیه - دختر، سندج - سیرجان و بخش کوچکی از زاگرس است. نهشته های سازند قم در برش خانی آباد در جنوب باختر کوه لطیف (جنوب خاور کاشان) در محدوده ایران مرکزی قرار گرفته است. Reuter et al. (2009) معتقدند که واحدهای تکتونیکی ایران مرکزی متأثر از فروانش و برخورد صفحه آفریقایی - عربی به صفحه ایرانی که در زمان مزوزویک شروع شده است، بوده اند. این برخورد باعث بسته شدن راه دریایی تیتان^۲ در زمان میوسن شده است. همچنین این برخورد باعث تشکیل حوضه های جلوی کمان (حوضه اسفنجان - سیرجان) و حوضه پشت کمان (حوضه قم) در صفحه ایرانی گردیده است. این حوضه ها توسط کمان های آتشفشانی از یکدیگر جدا می شدند (Stocklin & Setudehina, 1991). طی زمان الیگوسن و میوسن آغازین، رسوب گذاری سازند قم در این صفحه صورت گرفته است.

مختصات قاعده برش مورد مطالعه در این پژوهش $34^{\circ} 56' 33''$ عرض شمالی و $52^{\circ} 8' 56''$ طول خاوری و راه های دسترسی به آن در شکل ۱ نشان داده شده است. نهشته های سازند قم در برش مورد مطالعه در جنوب باختر کوه لطیف و در جنوب خاور کاشان قرار دارند و با ۷۰ متر ضخامت، شامل توالی سنگ آهک، سنگ آهک رسی، سنگ آهک دولومیتی و مارن می باشند (شکل ۲). سازند قم در برش مطالعه شده با ناپوستگی همشیب بین سازندهای سرخ زیرین و سرخ بالایی قرار گرفته است. مشاهدات صحرائی و آزمایشگاهی از رخنمون مورد مطالعه گویای کم عمق بودن دریای قم در این ناحیه است که با کاهش ضخامت سنگ آهک و افزایش مقدار مارن و نبود روزن داران مناطق عمیق خود را نشان می دهد.

²- Tethyan Seaway



شکل ۱: راه‌های دسترسی به برش خانی‌آباد (برگرفته از بختیار، ۱۳۸۴؛ با اندکی تغییرات)



شکل ۲: الف) سنگ آهک متوسط لایه؛ ب) مرز سازند قم با سازند سرخ پایینی؛ ج) سنگ آهک توده‌ای؛ د) نمایی از مرجان‌های مشاهده شده سازند قم در برش چینه شناسی خانی‌آباد (جهت دید به سمت غرب)

کمی در این منطقه دارند که می‌تواند نشان دهنده فضای کم رسوب‌گذاری برای تشکیل چنین سازندی باشند. سن سازند قم در برش مورد مطالعه بر اساس مطالعات زیست‌چینه‌نگاری پیشین، بوردیگالین در نظر گرفته شده است (قاسم‌زاده، ۱۳۹۷).

بیشتر سنگ آهک‌های مورد مطالعه از نوع مرجانی و نازک لایه تا متوسط لایه بوده‌اند و همچنین به دلیل نبود شواهد تکتونیکی در این منطقه، لایه‌ها دچار چین خوردگی و شکستگی نشده و اکثراً حالت افقی دارند. طبق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه لطیف (Houshmand Zadeh & Nabavi, 1999)، نهشته‌های کربناته یاد شده گسترش

روش مطالعه

در مطالعات صحرایی پس از چندین نوبت پیمایش، نمونه برداری به صورت سیستماتیک و با روش مترکشی و در برخی بخش‌ها با میله ژاکوب انجام گرفت. در طول مسیر پیمایش اطلاعات مربوط به لایه (شیب و امتداد لایه‌ها، شیب توپوگرافی و ضخامت ظاهری)، مشخصات رسوب شناسی (ساخت‌های رسوبی، نوع لایه و ...) و فسیل شناسی، متراژ هر نمونه و شکل شماتیکی از لایه یادداشت شد. از سازند قم در برش خانی آباد با ضخامت ۷۰ متر در مجموع ۹۸ نمونه برداشت شد که شامل ۳۶ نمونه نرم و ۶۲ نمونه سخت می‌باشند. فاصله نمونه برداری در بخش‌های سنگ آهکی و در برخی قسمت‌ها که به نظر تغییرات رخساره‌ای داشته‌اند، در حد چندین سانتی متر بوده است. از نمونه‌های سخت مقاطع نازک تهیه شد. برای تشخیص کانی کلسیت از دولومیت نمونه‌ها توسط آلینزاین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شدند. برای نام گذاری کربنات‌ها از روش Dunham (1962) و Embry & Klovan (1971) استفاده شد. همچنین در این مطالعه از طبقه بندی بافتی دولومیت ارائه شده توسط Sibley & Gregg (1987) و Mazzullo (1992) و برای اندازه بلورهای دولومیت از مقیاس ارائه شده توسط Folk (1974) کمک گرفته شد. تعیین ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی بر اساس مدل‌های ارائه شده توسط Wilson (1975)، Pomar (2001) و Flugel (2010) می‌باشد.

ریزرخساره‌های سازند قم

بر مبنای انواع دانه‌ها، بافت، محتوای فسیلی و اندازه فسیل‌ها، ۹ ریزرخساره و یک پتروفاسیس مارنی در نهشته‌های سازند قم در برش مورد مطالعه شناسایی شد که مربوط به دو زیرمحیط لاگون و سد هستند. ریزرخساره‌های

سازند قم در برش خانی آباد به ترتیب از خشکی به دریا شامل موارد زیر می‌باشند:

ریزرخساره‌های لاگون

A₁: گرینستون حاوی بایوکلیست و روزن‌داران کفزی

اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل روزن‌داران با دیواره پورسلانوز (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد)، شکم‌پا، دوکفه‌ای و خرده‌های مرجان (با فراوانی ۱۰ درصد) است. اجزای فرعی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل جلبک قرمز و خار خارپوست (با فراوانی کمتر از ۵ درصد) است که در زمینه‌ای سیمانی قرار دارند (شکل ۳ الف). این ریزرخساره در برش مورد مطالعه ضخامت بسیار کمی را دارد و در مطالعات صحرایی در سنگ آهک‌های ضخیم لایه‌ی میان مارن‌های موجود در بخش‌های بالایی سازند قم مشاهده می‌شود.

تفسیر: وجود آلوکم‌های کم عمق در زمینه‌ای سیمانی گویای محیطی کم عمق با انرژی بالا است. همچنین با توجه به حضور روزن‌داران با دیواره پورسلانوز در این ریزرخساره، می‌توان بخش پُرانرژی ابتدای لاگون (از سمت ساحل) را برای این ریزرخساره پیشنهاد داد. این رخساره گستردگی کمی را بین ریزرخساره‌های کربناته سازند قم در برش مورد مطالعه داشته و با SMF18 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

A₂: وکستون بایوکلیست‌دار

اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل پریوزوئر، شکم‌پایان، خار خارپوست، دوکفه‌ای، استراکد و روزن‌دارن با دیواره پورسلانوز (با فراوانی کمتر از ۱۵ درصد) می‌باشد که در زمینه‌ای میکرایتی قرار دارند (شکل ۳ ب). این رخساره در برش مورد مطالعه ضخامت بسیار کمی را به خود اختصاص داده و در مطالعات صحرایی در

دیواره بدون منفذ نسبت به سایر مقاطع می‌باشند (Brandano *et al.*, 2008). این رخساره به SMF10 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد و محیط تشکیل چنین رخساره‌ای را می‌توان مربوط به بخش میانی لاگون دانست.

A4: پکستون حاوی بیوکلاست و بریوزوئر

عناصر اصلی این ریزرخساره خرده‌های بریوزوئر (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد) و دوکفه‌ای‌ها (با فراوانی ۱۰ درصد) می‌باشند که در زمینه میکرایتی قرار دارند. از دیگر عناصر این ریزرخساره می‌توان به شکم‌پایان، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، خارخارپوست و استراکد اشاره کرد که فراوانی ۵ تا ۱۰ درصدی دارند. (شکل ۳د). این رخساره عمدتاً در سنگ آهک‌های نازک لایه بخش‌های بالایی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده و ضخامت کمی را در برمی‌گیرد.

تفسیر: اندازه و تنوع روزن‌داران با دیواره پورسلانوز به دلیل حضور زیاد بیوکلاست‌ها و رقابت شدید بین آن‌ها کاهش پیدا کرده است (Brandano *et al.*, 2008). با توجه به حضور بریوزوئر شاخه‌ای که نشان دهنده انرژی کم تا متوسط محیط است (Geel, 2000)، می‌توان گفت که انرژی محیط کاهش یافته و محیط نسبت به ریزرخساره‌های دارای بریوزوئر توده‌ای در عمق بیشتری نهشته شده است. این ریزرخساره به SMF10 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد و می‌تواند به بخش‌های میانی لاگون نسبت داده شود.

A5: پکستون حاوی دوکفه‌ای

این ریزرخساره شامل یک پکستون حاوی دوکفه‌ای‌های کشیده و قطعات خردشده آن (با فراوانی بیش از ۴۰ درصد)، بریوزوئر، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، شکم‌پایان و خار خارپوست (با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد)

سنگ آهک‌های متوسط لایه بخش‌های میانی سازند قم مشاهده می‌شود.

تفسیر: تنوع کم روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، نبود فونای دریایی باز و نیز درصد بالای گل مؤید رسوب‌گذاری این ریزرخساره در قسمت‌های کم‌عمق پهنه یوفوتیک (شرایط نوری بالا) از یک محیط لاگون محصور و کم‌انرژی می‌باشد (Pomar *et al.*, 2014). احتمالاً در بین ریزرخساره‌های لاگونی، این رخساره در عمق کمتری قرار دارد. همچنین، این ریزرخساره گستردگی کمی را در بین ریزرخساره‌های کربناته سازند قم در برش مورد مطالعه داشته و به SMF 9 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

A3: پکستون - وکستون دارای روزن‌داران کفزی

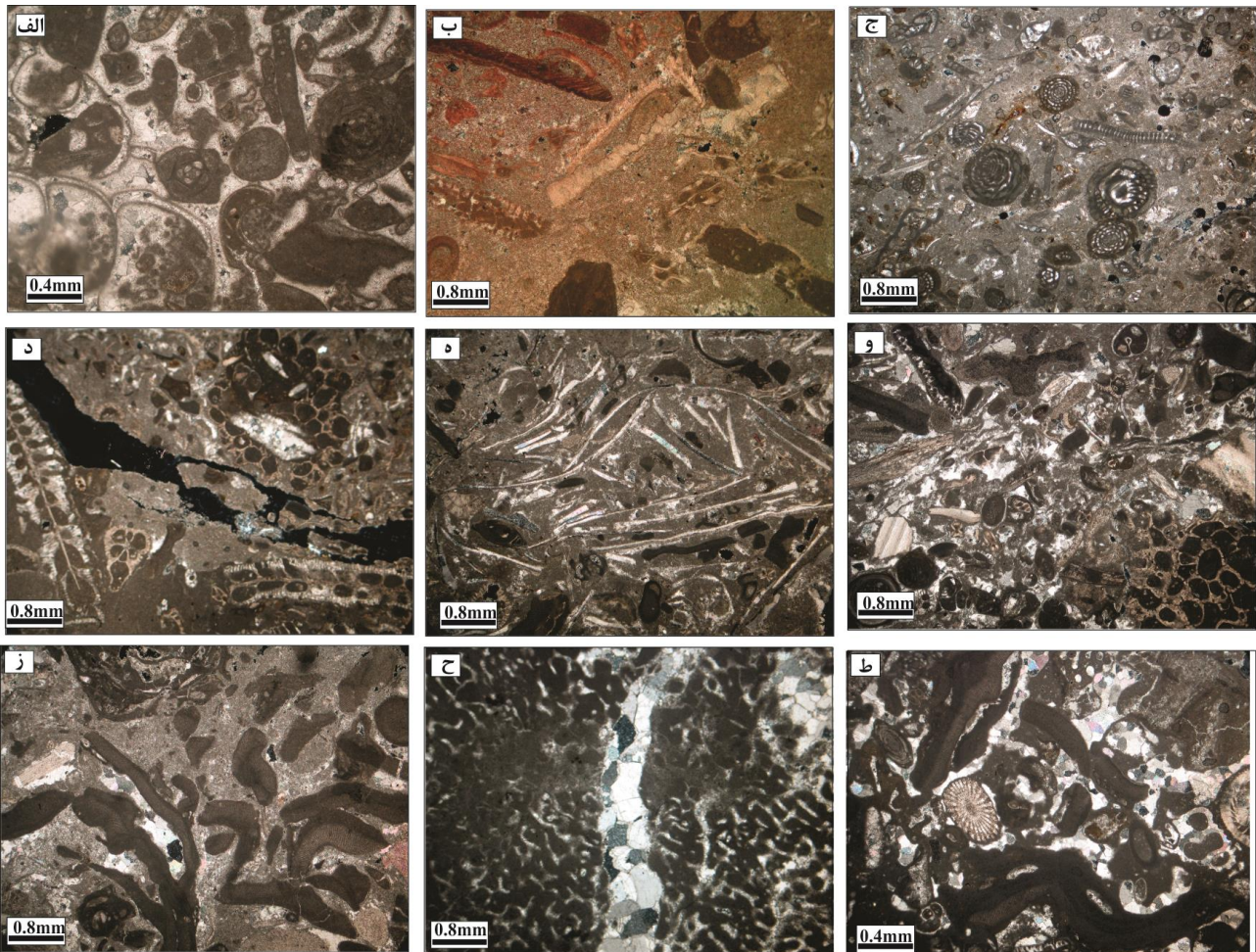
اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل روزن‌داران با دیواره پورسلانوز (با فراوانی ۲۵-۲۰ درصد) و اجزای فرعی آن شامل خرده‌های دوکفه‌ای از نوع استرا، استراکد و جلبک قرمز (کمتر از ۵ درصد) است. آلوکم‌ها اکثراً به صورت شناور در زمینه میکرایتی قرار دارند (شکل ۳ج). به دلیل فرآیند میکرایتی شدن توسط موجودات حفار به دور برخی از اجزای اسکلتی، کورتوئید در نمونه‌های این ریزرخساره با فراوانی کم قابل تشخیص است. این رخساره عمدتاً در سنگ آهک‌های نازک لایه بخش‌های پایینی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

تفسیر: حضور فراوان روزن‌داران با دیواره پورسلانوز بیانگر محیطی لاگونی با عمق و انرژی کم، شوری و شدت نور بالا می‌باشد (Geel, 2000). حضور روزن‌داران با دیواره پورسلانوز به طور عمده در بخش پایینی برش مورد مطالعه بوده است. احتمالاً در نتیجه کاهش رقابت بین روزن‌داران با دیواره بدون منفذ با دیگر آلوکم‌ها، این روزن‌داران دارای تنوع و اندازه خوبی نسبت به سایر روزن‌داران با

در مقابل، شکل و جنس دوکفه‌ای‌ها در قسمت انتهایی برش تغییر کرده و حالت رشته‌ای و کشیده به خود می‌گیرند (شکل ۳ ه). از آن جا که دوکفه‌ای‌های ساکن در نواحی عمیق‌تر معمولاً کم‌رنگ‌تر و صدف آنها غالباً نازک و نیمه‌شفاف می‌باشد (جعفریان و همکاران، ۱۳۸۵)، می‌توان گفت که این نوع دوکفه‌ای‌ها نسبت به دوکفه‌ای‌های نوع آسترا در عمق بیشتری نهشته شده‌اند. این ریزرخساره به SMF12-S در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

است. این رخساره عمدتاً در سنگ آهک‌های نازک لایه بخش‌های بالایی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده و ضخامت کمی را در برمی‌گیرد.

تفسیر: در قسمت ابتدایی و میانی سازند قم در برش خانی‌آباد، بیشتر دوکفه‌ای‌ها از نوع استرا بوده و پوسته‌های ستبر و شکل‌های فنجانی و بادبزنی دارند. این نوع از دوکفه‌ای‌ها نشان‌دهنده محیط‌های با نرخ رسوب‌گذاری و انرژی متوسط هستند (حسینی‌پور و همکاران، ۱۳۹۱).



شکل ۳: ریزرخساره‌های موجود در نهشته‌های کریناته سازند قم در برش خانی‌آباد؛ الف) گریستون حاوی بیوکلاست و روزن‌داران کفزی، ب) وکستون بیوکلاست‌دار، ج) پکستون - وکستون دارای روزن‌داران کفزی، د) پکستون حاوی بیوکلاست و بریوزوئر، ه) پکستون حاوی دوکفه‌ای، و) پکستون حاوی بیوکلاست، دوکفه‌ای و بریوزوئر، ز) وکستون - پکستون حاوی جلبک قرمز و روزن‌داران کفزی، ح) باندستون مرجانی، ط) گریستون حاوی جلبک قرمز و بیوکلاست.

۲۰ درصد)، جلبک‌های قرمز (۵ درصد)، بریوزوئر توده‌ای (۱۰ تا ۱۵ درصد)، شکم‌پایان، روزن‌داران با دیواره هیالین و پورسلانوز و خرده‌های مرجان (کمتر از ۵ درصد) می‌باشد

A6: پکستون حاوی بیوکلاست، دوکفه‌ای و بریوزوئر
این ریزرخساره یک پکستون حاوی قطعات فسیلی متعدد است و اغلب شامل خرده صدف‌های دوکفه‌ای آسترا (۱۰ تا

دارد (Braga & Aguirre, 2001). وجود جلبک‌های *Lithophyllum* در برش مورد مطالعه همراه با روزن‌داران با دیواره بدون منفذ و در مقابل میزان کم روزن‌داران با پوسته هیالین نشان دهنده حاکمیت یک لاگون نیمه‌محصور می‌باشد. بنابراین می‌توان بخش با انرژی متوسط لاگون به سمت سد را محیط تشکیل چنین رخصاره‌ای دانست. این ریزرخساره با SMF8 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

ریزرخساره‌های سدی

B1: باندستون مرجانی

اجزای اصلی این ریزرخساره مرجان‌ها هستند. این جانوران احتمالاً به صورت درجا در حاشیه پلاتنفرم و در بالای قاعده امواج عادی ریف‌های کومه‌ای را تشکیل شده‌اند. فضاهای خالی اسکلت ایجاد شده عموماً توسط کلسیت اسپاری و گاهی توسط میکرایت پُر شده است (شکل ۳ح). این رخصاره در برش مورد مطالعه ضخامت زیادی را نسبت به سایر رخصاره‌های شناسایی شده سازند قم به خود اختصاص داده و در مطالعات صحرایی در سنگ آهک‌های ضخیم لایه و توده‌ای سازند قم مشاهده می‌شود. این رخصاره بر اساس ریزرخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط Flugel (2010) و Wilson (1975) متعلق به ریف است، اما به دلیل تناوب آن با ریزرخساره‌های محیط با گردش محدود آب (لاگون) و نیز با توجه به مشاهدات صحرایی (ناپیوسته بودن و قابل تعقیب نبودن آن در مسافت‌های طولانی و همچنین حجم و اندازه کوچک این ریف‌ها با وجود فراوانی آنها)، ریف‌های مذکور تکه‌ای بوده و برخلاف رخصاره ریفی که در حاشیه پلاتنفرم تشکیل می‌شود، ریزرخساره مورد سخن در یک محیط با گردش محدود آب (لاگونی) تشکیل شده است. این ریزرخساره به SMF7 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

(شکل ۳و). این رخصاره نسبت به سایر رخصاره‌های مربوط به بخش لاگون، ضخامت زیادی را در برش مورد مطالعه به خود اختصاص داده و در مطالعات صحرایی در سنگ آهک‌های بخش‌های میانی سازند قم مشاهده می‌شود.

تفسیر: کاهش روزن‌داران با دیواره بدون منفذ و افزایش خرده‌های زیستی می‌تواند نشان دهنده شوری کمتر این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره‌های قبلی باشد. با توجه به نبود روزن‌داران محیط شیب کربناته و همچنین کاهش روزن‌داران با دیواره پرسلانوز می‌توان گفت که این ریزرخساره در یک محیط لاگونی تشکیل شده است. این ریزرخساره در میان دیگر ریزرخساره‌های محیط پلاتنفرم داخلی در برش مورد مطالعه بیشترین گستردگی را دارد و با SMF10 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

A7: وکستون - پکستون حاوی جلبک قرمز و روزن‌داران کفزی

عناصر تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل جلبک‌های قرمز (با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد)، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز (با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد) در کنار خرده‌های اسکلتی نظیر خرده‌های خارپوست و مرجان (با فراوانی کمتر از ۵ درصد) هستند که در زمینه‌ای میکرایتی قرار دارند (شکل ۳ز). این رخصاره عمدتاً در سنگ آهک‌های نازک لایه بخش‌های بالایی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

تفسیر: توزیع زیرخانواده جلبک‌های قرمز در رسوبات مربوط به آب‌های عمیق و کم‌عمق با هم متفاوت است (Braga & Aguirre, 2001). *Lithophyllum* رایج‌ترین جنس در محیط‌های معتدل کم‌عمق نئوژن و عهد حاضر (Adey, 1986) تا عمق کمتر از ۲۰ متر (Bosence, 1991) است. *Mesophyllum* عمیق‌ترین تاکسون در محیط‌های نئوژن و عهد حاضر است و در عمق ۱۱۰ تا ۱۲۰ متری حضور

B₂: گریستون حاوی جلبک قرمز و بیوکلاست

این ریزرخساره حاوی قطعات فسیلی شامل جلبک‌های قرمز، دوکفه‌ای، بریوزوئر، روزن‌داران با دیواره بدون منفذ و منفذدار، خرده‌ها و خار خارپوست، خرده‌های مرجان و شکم‌پا در زمینه سیمانی می‌باشد (شکل ۳ط).

این ریزرخساره در سنگ آهک‌های متوسط لایه بخش‌های میانی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده و ضخامت کمی را در برمی‌گیرد.

تفسیر: فراوانی جلبک قرمز نشان دهنده نور کافی و انرژی نسبتاً زیاد محیط است (Wilson, 1975) و موقعیت جلوی ریف، فلات‌ها و پشته‌های نواحی گرمسیری را نشان می‌دهد (Pomar, 2001). با توجه به کاهش فراوانی روزن‌داران با دیواره بدون منفذ، افزایش فراوانی روزن‌داران با دیواره منفذدار، فراوانی جلبک‌های قرمز، کاهش گل کربناته و همچنین شکستگی آلوکم‌ها در این ریزرخساره، می‌توان محیط تشکیل آن را به بخش‌های پرانرژی سد نسبت داد. این ریزرخساره به SMF11 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

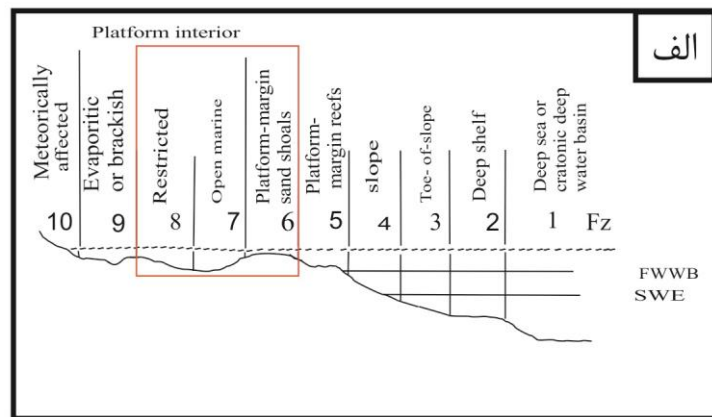
پتروفاسیس مارنی

بخش پایینی سازند قم در برش خانی‌آباد با مارن‌های سبز رنگ که بر روی سازند سرخ پایینی قرار گرفته‌اند، مشخص می‌شود. سازند سرخ پایینی از مارن‌های سرخ رنگ فاقد فسیل تشکیل شده است. به دلیل حضور روزن‌داران کفزی و تناوب آن‌ها با رخصاره‌های لاگونی در نمونه‌های مارنی سازند قم که در قسمت ابتدایی و انتهایی برش مورد نظر دیده می‌شوند، می‌توان محیط تشکیل مارن‌ها را محیطی با گردش محدود آب (لاگون‌های محصور شده) در نظر گرفت. مارن‌های سازند قم در قسمت انتهایی برش دارای رنگ زرد مایل به سبز و سبز روشن تا

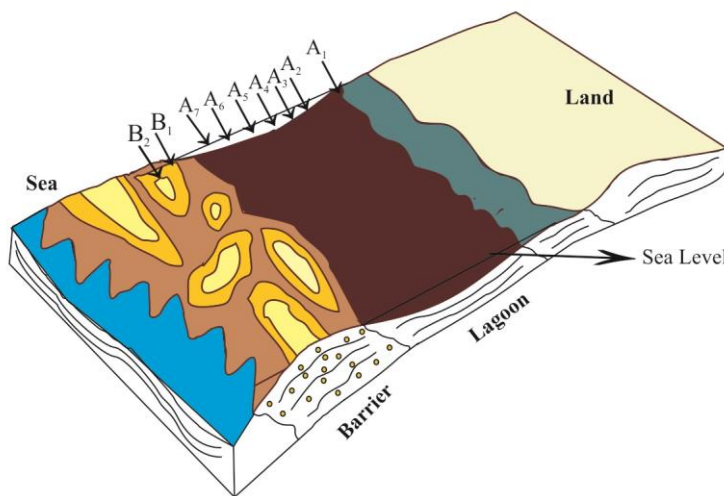
تیره هستند که توسط مارن‌های سرخ رنگ سازند سرخ بالایی پوشیده می‌شوند.

تفسیر شرایط محیط رسوبی سازند قم در برش چینه‌شناسی خانی‌آباد

بیشترین ریزرخساره‌های کربناته موجود در توالی چینه‌ای سازند قم در برش خانی‌آباد را باندستون و پکستون حاوی بیوکلاست و کمترین ریزرخساره را پکستون - گریستون حاوی بیوکلاست و وکستون حاوی بیوکلاست تشکیل داده‌اند (شکل ۴). بر اساس مطالعات صحرایی صورت گرفته، ریزرخساره‌های شناسایی شده و پراکندگی آن‌ها، سازند قم در برش خانی‌آباد در یک سکوی کربناتی بدون لبه (شلف باز) نهشته شده است که شامل محیط‌های لاگون و سد می‌باشند (شکل ۵). بیوکلاست‌های اصلی شامل خارپوست، شکم‌پایان، خرده‌های جلبک، بریوزوئر، مرجان، خرده‌های دوکفه‌ای و روزن‌داران کفزی می‌باشد. با توجه به بررسی‌ها و مشاهدات صحرایی انجام شده (ناپیوسته و منقطع بودن آثار ریفی)، فراوانی رخصاره‌های با بافت پکستونی و وکستونی، فراوانی رخصاره‌های باندستونی مرجانی و نبود رسوبات ریزشی در بخش‌های عمیق‌تر حوضه، می‌توان محیط رسوب‌گذاری سازند قم در برش خانی‌آباد را یک شلف کربناته بدون لبه در نظر گرفت. بررسی‌های صورت گرفته گویای این است که سازند قم در برش خانی‌آباد هیچ وقت سیمای عمیقی به خود نگرفته است. روزن‌داران با دیواره هیالین در درجه شوری عادی اقیانوس فراوان‌تر هستند در حالی که روزن‌داران با دیواره پورسلانوز در آب‌های گرم با شوری عادی تا هایپرسالین همانند مناطق کم عمق پشت ریف که درجه اشباع کلسیت بالا است، فراوان‌تر می‌باشند (Geel, 2000). روزن‌داران با دیواره پورسلانوز در ابتدای برش چینه‌شناسی مورد مطالعه فراوانی بیشتری نسبت به



الف



Lagoon	A ₁	Benthic Foraminifera, Bioclast Grainstone
	A ₂	Bioclast Wackestone
	A ₃	Benthic Foraminifera Packstone to Wackestone
	A ₄	Bryozoa Bioclast Packstone
	A ₅	Bivalve Packstone
	A ₆	Bryozoa, Bivalve, Bioclast Packstone
	A ₇	Benthic Foraminifera Red Algae Packstone to Wackestone
Barrier	B ₁	Coral Boundstone
	B ₂	Bioclast Red Algae Grainstone

شکل ۵: الف) مدل رسوبی پلاتفرم‌های کربناته بر اساس نوشته Flugel (2010)؛ ب) مدل رسوبی سازند قم در برش خانی‌آباد؛ مدل رسوبی مورد مطالعه شامل کمربندهای رخساره‌های FZ6، FZ7 و FZ8 می‌باشد.

فرآیندهای دیاژنزی

محیط دیاژنزی برای رسوبات کربناته قابل تقسیم به سه گروه اصلی هستند که شامل محیط دیاژنزی بستر دریا، جوی و تدفینی است. این محیط‌های دیاژنزی سه‌گانه، در جهت قائم و افقی به یکدیگر تبدیل می‌شوند. رسوبات کربناته در طی زمان از این محیط‌ها عبور می‌کنند (رحیم‌پورناب، ۱۳۸۹). مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که احتمالاً نهشته‌های کربناته سازند قم در برش خانی‌آباد، بیشتر تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی دریایی و جوی قرار گرفته و به دلیل آثار کم دیاژنر تدفینی کمتر تحت تأثیر این محیط قرار گرفته‌اند. فرآیندهای دیاژنزی تأثیرگذار بر روی

روزن‌داران با دیواره هیالین دارند که این مطلب تأییدی بر شوری بالای آب در این بخش می‌باشد. در قسمت میانه و بالای برش از مقدار روزن‌داران با پوسته پورسلانوز کاسته شده و مقدار بیوکلاست‌ها زیاد می‌شود که این نیز نشان دهنده شوری عادی در این بخش‌ها می‌باشد. از نظر میزان نفوذ نور، با توجه به روزن‌داران پورسلانوز و روزن‌داران هیالین، می‌توان پهنه‌های یوفوتیک تا مزوفوتیک را برای این برش پیشنهاد داد (شکل ۴). همچنین با توجه به حضور روزن‌دار *Borelis meo curdica* در طول ستون چینه نگاری سن سازند قم در برش مورد مطالعه بوردیگالین در نظر گرفته شد (شکل ۸ه).

ب

سازند قم در برش خانی‌آباد به شرح زیر است (شکل ۶):

میکرایتی شدن^۳

میکرایتی شدن نوعی فرآیند دیاژنزی نسبتاً ضعیف در محیط دریایی می‌باشد که در آب‌های کم‌عمق آشفته و یا نسبتاً آشفته ایجاد می‌شود. این مرحله از دیاژنزی نیازمند باقی ماندن دانه‌های کربناته در یک مدت زمان طولانی بر روی کف حوضه می‌باشد (Wei, 1995; Kabanov, 2000). فعالیت ریززیستاران و جلبک‌ها بر روی بخش خارجی پوسته سایر موجودات به ایجاد سوراخ‌های بسیار ریزی منجر می‌شود که در مرحله بعدی توسط سیمان میکرایتی پوشیده می‌شوند (Adams & MacKenzie, 1998). میکرایتی شدن در نهشته‌های کربناته سازند قم بر روی آلوکم‌های اسکلتی و بیشتر در محیط‌های لاگونی دیده شده است (شکل ۷ الف).

آشفته‌گی زیستی^۴

یکی از اولین فرآیندها در بین فرآیندهای دیاژنزی، مربوط به آشفته‌گی زیستی است. این فرآیند در نهشته‌های کربناته سازند قم در برش مورد مطالعه بیشتر در رخساره‌های لاگونی دیده می‌شود. فعالیت موجودات باعث تغییر رنگ رسوبات به صورت تیره و روشن شده است (شکل ۷ ب).

سیمانی شدن^۵

ته‌نشست سیمان در رسوبات کربناته یک فرآیند دیاژنزی عمده است و زمانی رخ می‌دهد که سیالات منفذی فوق اشباع بوده و عوامل جنبشی وجود نداشته باشند (Tucker & Wright., 1990). از آن جا که سیمانی شدن در اغلب محیط‌های دیاژنزی رخ می‌دهد، لذا استفاده از آن

در بازسازی تاریخچه دیاژنزی بسیار با اهمیت است. مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته بر روی نهشته‌های کربناته سازند قم، نشانگر آن است که فرآیند سیمانی شدن به مقدار کم بر زیرمحیط لاگون تأثیر گذاشته و در زیرمحیط سدی، اغلب مرجان‌ها تحت تأثیر سیمان کلسیتی و دولومیتی شدن قرار گرفته است. انواع سیمان مشاهده شده در سازند قم (برش خانی‌آباد) به شرح زیر است:

سیمان سوزنی یا فیبری هم‌ستبر^۶

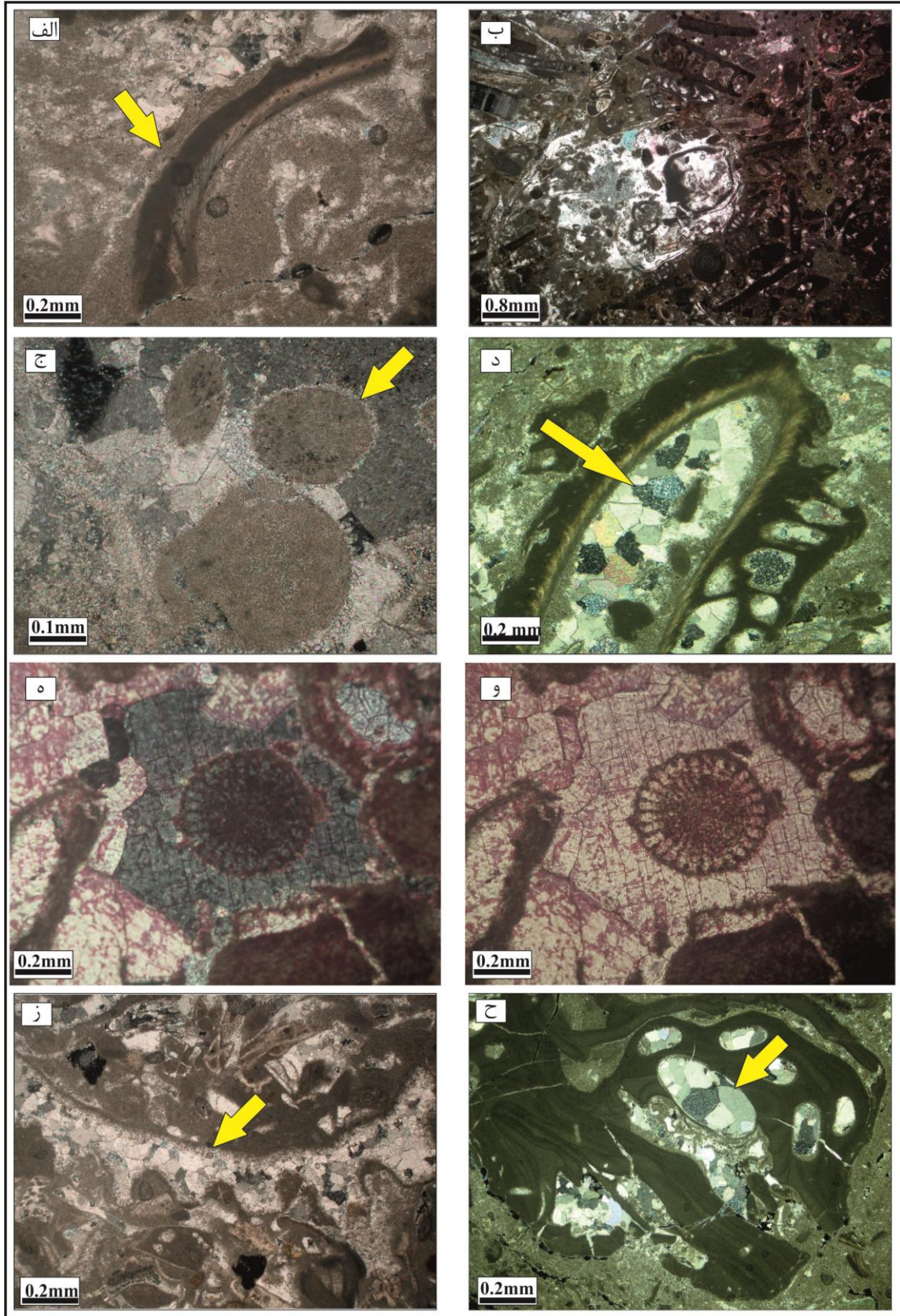
این سیمان با حواشی هم‌ستبر اطراف آلوکم‌ها مشاهده می‌شود. این سیمان هم‌زمان با رسوب‌گذاری یا کمی پس از آن در اثر جریان آب دریا (کشند یا امواج) تشکیل می‌شود. تشکیل سیمان به صورت حاشیه هم‌ستبر در مراحل اولیه دیاژنزی و پیش از تراکم قابل توجه، از ویژگی‌های محیط فریاتیکی دریایی است (Shinn, 1969; Folk, 1974; Moore, 1989). ترکیب کانی‌شناسی آن به علت تشابه با سیمان‌های آراگونیتی دریایی آب‌های گرم و کم‌ژرفای امروزی، آراگونیتی است (Adabi & Rao, 1991). این سیمان به عنوان سیمان اولیه موجب حفظ بافت و تخلخل سنگ در رخساره‌های دانه‌پشتیان می‌شود (Lucia, 2007; Dix & Parras, 2014). سیمان یاد شده به دلیل ناپایدار بودن به میزان کمی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است و عمدتاً در اطراف پلوئیدها دیده می‌شود (شکل ۷ ج).

سیمان کلسیت هم‌بعد^۷

سیمان هم‌بعد به طور چیره بین دانه‌ها، در شکستگی‌ها، درون حفرات صدف برخی موجودات مانند دوکفه‌ای‌ها، روزن‌داران و همچنین حفرات انحلالی دیده می‌شود. این سیمان به صورت موزاییکی متشکل از بلورهای درشت

6- Acicular to fibrous cement
7- Equant Calcite cement

3- Micritization
4- Bioturbation
5- Cementation



شکل ۷: فرآیندهای دیانژی شناسایی شده در برش مورد مطالعه: الف) میکرایتی شدن آسترا به وسیله موجودات اندولیتیک؛ ب) به هم ریختگی یا آشفته‌گی توسط موجود زنده که به صورت رنگ‌های تیره و روشن در تصویر مشخص است. ج) سیمان حاشیه‌ای هم ستبر در اطراف پلوتید؛ د) کلسیت هم‌بعد درون پوسته زیستی؛ ه) سیمان هم محور در اطراف خار خارپوست در نور رنگی و سیمان هم محور در نور معمولی؛ ز) سیمان کلسیت درونی درون خرده‌های دوکفه‌ای؛ ح) سیمان بلوکی.

کلسیت است که شکل هندسی خاصی ندارد. بلورهای سیمان هم‌بعد با ابعاد حدود ۶۰ میکرون (Tucker, 1991) تا ۱۰۰ میکرون (Hardwood, 1988) در محیط‌های فریاتیکی جوئی و دفنی تشکیل می‌شوند. در نهشته‌های کربناته سازند قم در برش مورد مطالعه این نوع سیمان در داخل خرده‌های زیستی تشکیل شده است و از فراوانی کمی برخوردار است (شکل ۷د).

سیمان بلوکی^{۱۰}

این سیمان از بلورهای درشت تا متوسط و در اندازه‌های مختلف (ده میکرون تا چند میلی‌متر)، بدون جهت‌گیری خاصی می‌باشند. اغلب این بلورها مرزهای مجزا دارند. این سیمان به طور معمول در محیط‌های جوئی و دفنی و به مقدار کم در محیط دریایی و ریف‌ها دیده می‌شود (Flügel, 2010). سیمان بلوکی در برخی از نمونه‌های کربناته سازند قم به صورت بلورهای درشت فضای خالی را پُر نموده و سیمان نسل اول را تشکیل داده است، در حالی که در برخی دیگر از نمونه‌ها، بلوک‌های سیمان فضای خالی باقی‌مانده پس از تشکیل سیمان رشته‌ای و تیغه‌ای را اشغال نموده و تشکیل سیمان نسل دوم را می‌دهند. سیمان‌های کلسیتی بلوکی شفاف به صورت پُرکننده حفرات انحلالی و قالب حل شده خرده‌های زیستی از دیگر سیمان‌های اولیه مشاهده شده در سازند قم می‌باشند (شکل ۷ح).

تخلخل

انواع تخلخل مشاهده شده در توالی سازند قم در برش خانی آباد بر اساس تقسیم بندی Choquette & Pray (1975) شامل تخلخل درون دانه‌ای یا ذره‌ای (شکل ۸ الف)، تخلخل بین بلوری (شکل ۸ ب) و تخلخل حاصل از شکستگی (شکل ۸ ج) است.

فشردگی فیزیکی^{۱۱}

یکی دیگر از فرآیندهای دیاژنزی که توالی رسوبی سازند قم در برش مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده، فشردگی است.

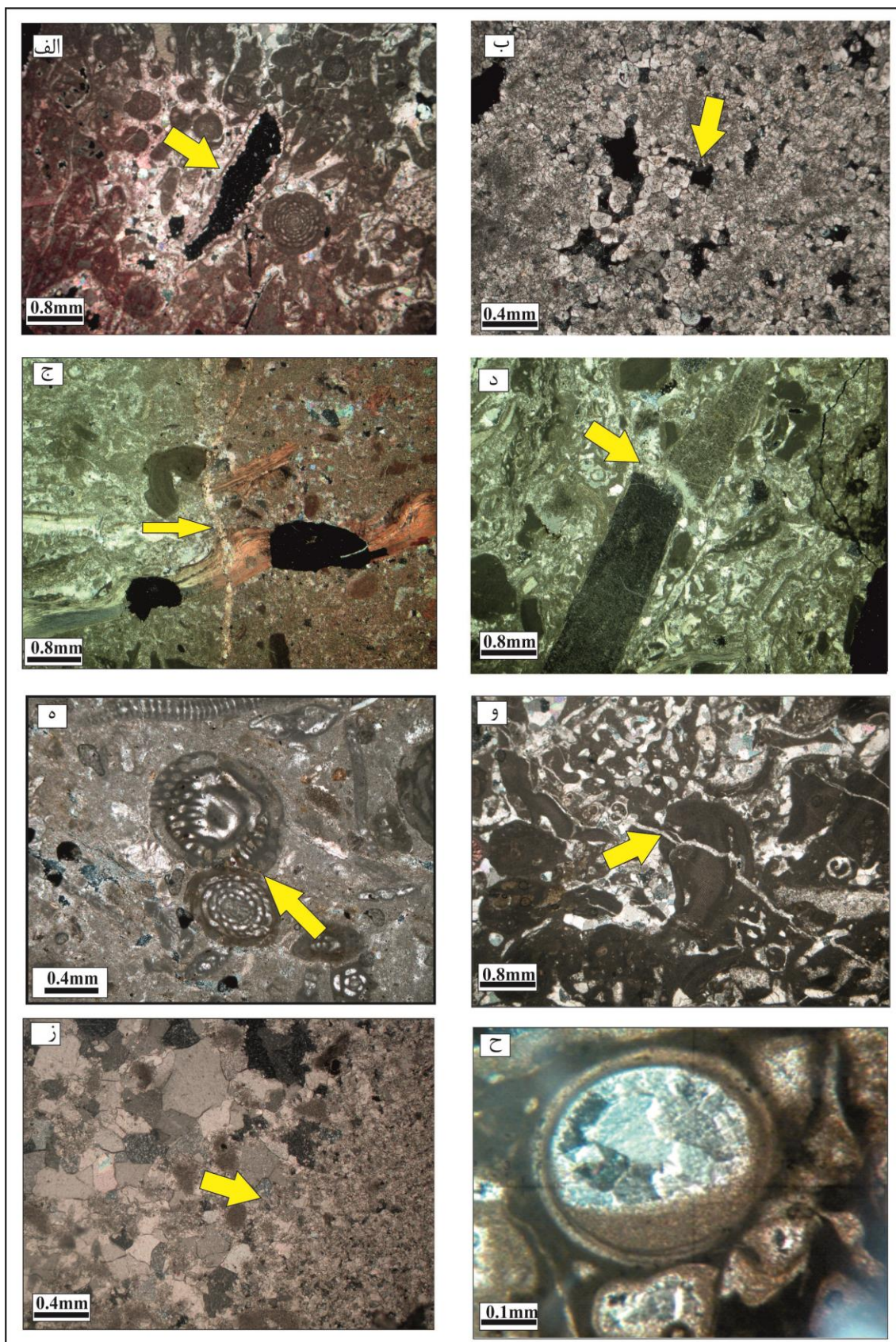
سیمان هم‌محور^۸ این سیمان بر روی قطعات خارپوست تشکیل شده به طوری که همسو با محور بلوری قطعات اکینودرم است. سیمان یاد شده مشخصه محیط دیاژنزی خاصی نیست. چنانچه این نوع سیمان‌ها مه آلود یا کدر و غنی از انکلوژیون باشند جزو سیمان دریایی محسوب می‌شوند. برعکس، سیمان‌های سین‌تکسیال شفاف مربوط به محیط تدفینی و متئوریک می‌باشند (Longman, 1980; Flügel, 2010). این نوع سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه حالت کدر را دارد و جزو نمونه‌های دریایی محسوب می‌شود و یکی از فراوان‌ترین انواع سیمان‌های شناسایی شده است (حدود ۱۰ درصد) که در رخصاره‌های لاگونی (بخش میانی) بیشتر دیده می‌شود (شکل ۷ه و ۷و).

سیمان کلسیت دروزی^۹

در این نوع سیمان بلورها مرز مسطح دارند و اندازه آن‌ها از دیواره به سمت داخل تدریجاً افزایش می‌یابد. این بلورها از نظر نوری عمود بر دیواره هستند و زاویه داخلی در محل برخورد سه سطح تقریباً ۱۸۰ درجه است. سطوح بلورها به سمت مرکز حفره قرار دارد (Bathust, 1985). ترکیب کانی شناسی این سیمان کلسیت کم منیزیم (LMC) است

10- Blocky cement
11- Mechanical Compaction

8- Syntaxial cement
9- Drusy mosaic cement



شکل ۸: فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه: الف) تخلخل درون دانه‌ای؛ ب) تخلخل بین بلوری؛ ج) تخلخل حاصل از شکستگی؛ د) خارپوست که در اثر فشردگی شکسته شده است. ه) تماس محدب و مقعر بین روزن‌داران؛ و) شکستگی که از بین جلبک قرمز و سایر خرده‌های زیستی عبور کرده و توسط سیمان کربناته پر شده است. ز) تبدیل میکریتم به میکرواسپار و اسپار دروغین؛ ح) فابریک ژئوپتال درون خرده زیستی.

نیز باشد (Flugel, 2010; Khan *et al.*, 2019). پدیده نئومورفیسم در نمونه‌های مطالعه شده سازند قم بیشتر در سنگ‌های با زمینه میکرایتی رخ داده است و چون زمینه دانه ریز سنگ به طور تدریجی به میکرواسپار و اسپار دروغین تبدیل شده است، نئومورفیسم از نوع افزایشی را نشان می‌دهد. Folk (1974) و Longman (1980) معتقدند که اگر یون‌های منیزیم حاصل از کلسیت پرمینزیم روی بلورهای میکرایت قرار گیرند، میکرواسپار تشکیل نمی‌شود و اگر این یون در اثر شست‌وشو خارج شوند، امکان تبدیل میکرایت به میکرواسپار وجود خواهد داشت. آب‌های متوریک که حاوی مقادیر کمی منیزیم هستند، سنگ‌های کربناته سازند قم را تحت تأثیر قرار داده و باعث تغییر تدریجی اندازه بلورها و ایجاد پدیده نئومورفیسم افزایشی در آن‌ها شده‌اند (شکل ۸ز).

فابریک ژئوپتال^{۱۴}

این فابریک در نمونه‌های مطالعه شده در پوسته‌های فسیلی دیده می‌شود. فصل مشترک گل و سیمان کلسیت اسپاری در این پدیده، میزان پُر شدگی حفره را نشان می‌دهد (Khan *et al.*, 2019). همان‌طور که در شکل ۸ح ملاحظه می‌شود، بخش پایینی در این ساخت از میکرایت دریایی تشکیل شده و بخش بالایی آن توسط سیمان کلسیت اسپاری پُر شده است. از آن جا که میکرایت درون ژئوپتال دریایی است، می‌تواند برای تعیین دمای قدیمه آب دریا از طریق شیمیایی مورد استفاده قرار گیرد (آدابی، ۱۳۸۳).

جانشینی^{۱۵}

جانشینی یکی دیگر از فرآیندهای دیاژنزی است که معمولاً طی دیاژنزی اولیه و نهایی انجام می‌شود (Tucker &

آثار و شواهد مربوط به فشردگی در برش مورد مطالعه به دلیل گل‌پشتیبان بودن چندان مشخص نیست. پرشدگی حجره‌های فسیلی توسط سیمان کلسیتی نیز توانسته است مانع از شکسته شدن فسیل‌ها در طی تدفین کم‌عمق شود (Lucia, 2007)، ولی در برخی از موارد که دانه‌ها در مجاورت یکدیگر قرار گرفته‌اند، فشردگی منجر به خمیدگی، شکستگی (شکل ۸د) و تماس مقعر - محدب (شکل ۸ه) شده است.

شکستگی و پرشدگی رگه‌ها^{۱۲}

شکستگی در سنگ‌های کربناته از اهمیت زیادی برخوردار است، زیرا در تفسیر تاریخچه پس از رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناته مفید می‌باشد (Bjørlykke, 2014). شکستگی در سنگ‌ها در مراحل نهایی دیاژنزی و در هنگام بالا آمدگی رسوبات و بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی ایجاد می‌گردند. عواملی از قبیل ویژگی‌های سنگ، ضخامت طبقات، چرخه‌های رسوبی، دیاژنزی و ویژگی‌های رخصاره‌ای، کنترل‌کننده شکستگی‌ها هستند (Cook *et al.*, 2006). اغلب شکستگی‌های موجود در نهشته‌های کربناته سازند قم با سیمان کربناته پُر شده‌اند و با توجه به نبود تنش‌های تکتونیکی در منطقه و نیز ضخامت کم لایه، این پدیده گسترش چشمگیری در برش مورد مطالعه نداشته است (شکل ۸و).

نوریختی^{۱۳}

تبدیل یک کانی با ترکیب شیمیایی مشخص به کانی دیگری با همان ترکیب شیمیایی را نئومورفیسم می‌گویند. این فرآیند می‌تواند به صورت کلسیتی شدن بیوکلسیت‌های آراگونیتی و یا تبدیل کلسیت‌های ریز بلور به درشت بلور

(Arredondo *et al.*, 2007). جانیشینی دیاژنزی و یا تبلور دوباره دولومیت اولیه زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی گراد) عامل تشکیل این نوع دولومیت‌ها به شمار می‌آید (Adabi, 2002؛ Hood *et al.*, 2004؛ Kirmaci & Akdag, 2005؛ Gregg *et al.*, 2015).

دولومیت متوسط بلور یا دولواسپارایت^{۱۸}

این نوع دولومیت‌ها متراکم و دارای مرزهای بلوری مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و به صورت بلورهای موزاییکی هم اندازه هستند که اندازه بین ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون (میانگین ۱۳۵ میکرون) دارند (شکل ۹د). به احتمال زیاد، تبلور دوباره دولومیکرواسپارایت باعث تشکیل دولواسپارایت‌ها شده است. این دولومیت‌ها باعث تخریب بافت اولیه رسوبی گردیده و در نتیجه شناسایی شکل‌های اولیه رسوبی بسیار مشکل است (آدابی، ۱۳۸۳).

تاریخچه دیاژنزی سازند قم در برش مورد مطالعه

فرآیندهای دیاژنزی همزمان با رسوب

دیاژنز اولیه در نهشته‌های کربناته سازند قم، فرآیندهای دیاژنزی محیط دریایی ائوزنز از جمله تشکیل پوشش‌های میکرایتی در اطراف آلوکم‌ها و میکرایتی شدن کامل دانه‌ها، تشکیل سیمان‌های حاشیه هم‌ستبرای سوزنی بین دانه‌ها و آشفستگی زیستی در رسوبات گل‌پشتیان را شامل می‌شود (شکل ۱۰).

مرحله دیاژنز حدواسط

دیاژنز حدواسط در نهشته‌های کربناته سازند قم شامل تشکیل سیمان‌های هم‌بعد، هم‌محور، بلوکی، انحلال‌جزیبی دانه‌ها و نوشکلی قطعات زیست‌آواری است که نشانه تغییر از محیط فریاتیکی دریایی به فریاتیکی آب شیرین می‌باشد.

(Wright, 1990). در این فرآیند معمولاً ترکیبات مختلفی از جمله دولومیت، سیلیس، فسفات و کانی‌های آهن‌دار جایگزین ترکیبات کربناته می‌شود. از مهمترین فرآیندهای جانیشینی که نهشته‌های کربناته سازند قم را در ناحیه مورد مطالعه تحت تأثیر قرار داده است، فسفاتی شدن، هماتی شدن و پدیده دولومیتی شدن است. پوسته میکروفسیل‌ها و در مواردی حجرات داخلی آنها فسفاتی شده است (شکل ۹ الف). رنگ‌آمیزی با اکسید آهن نیز در کربنات‌های سازند قم قابل تشخیص است (شکل ۹ ب).

دولومیتی شدن^{۱۶}

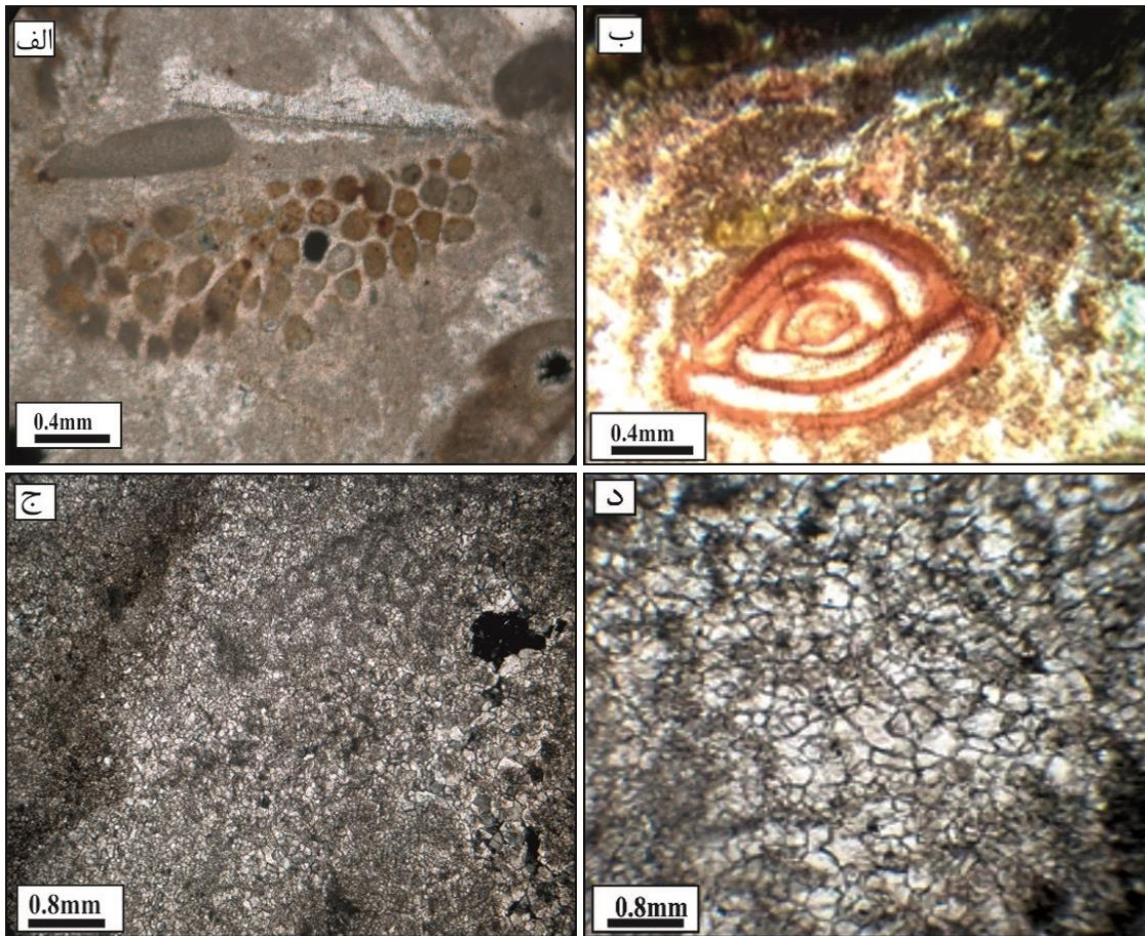
کانی دولومیت با شکل‌ها و انواع مختلف، دومین کانی مهم تشکیل‌دهنده سنگ‌های کربناتی به شمار می‌رود. دولومیتی شدن از مهمترین و رایج‌ترین پدیده‌های دیاژنزی در سنگ‌های کربناته می‌باشد. در نهشته‌های کربناته سازند قم در برش خانی‌آباد، دولومیت‌ها بیشتر از نوع دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت بوده و حاصل جانیشینی دیاژنتیکی سنگ آهک و یا تبلور دوباره دولومیکرایت‌ها هستند. مهمترین انواع این دولومیت‌ها عبارتند از:

دولومیت‌های ریز بلور یا دولومیکرواسپارایت^{۱۷}

بیشتر این دولومیت‌ها متراکم و دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و به شکل موزاییک‌های هم‌اندازه هستند که اندازه‌ای بین ۱۶ تا ۶۲ میکرون (میانگین ۳۶ میکرون) دارند (شکل ۹ ج). مرزهای مشترک میان بلوری این نوع دولومیت‌ها، مستقیم و در برخی از آنها سطوح بلوری به خوبی حفظ شده است. بافت مسطح نیمه‌شکل‌دار در اثر رشد آرام بلورها تحت جریان‌های پیوسته‌ای از سیال دولومیت‌ساز در دمای پایین به وجود می‌آید (Guzzy-).

16- Dolomitization
17- Dolomicrosparite

18- Dolosparite



شکل ۹: الف) فسفاتی شدن درون حجرات بریوزوئتر؛ ب) هماتیستی شدن دیواره یک روزن‌دار؛ ج) دولومیکرواسپارایت؛ این نوع دولومیت احتمالاً در اثر تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه حاصل شده است. ج) دولواسپارایت؛ این نوع دولومیت می‌تواند از تبلور مجدد دولومیت‌های نوع اول و دوم به وجود آید.

همچون بلوکی و دروزی و دولومیتی شدن رخ می‌دهد، اما در نهشته‌های کربناته سازند قم در برش خانی آباد این مرحله شامل فشردگی مکانیکی و دولومیتی شدن ثانویه است (شکل ۱۰). در مراحل انتهایی دیاژنز و با افزایش عمق تدفین دولومیت‌های متوسط بلور و ریز بلور می‌توانند تشکیل شوند (Hou et al., 2016; Ngia et al., 2019). در حقیقت این نوع دولومیت‌ها در شرایط تدفینی کم عمق و بر اثر تبلور مجدد دولومیت‌های ریز بلور اولیه و یا آهک‌ها ایجاد می‌شوند (Warren, 2000; AL-Aasm, 2003, Gregg et al., 2015). سیالات غنی از یون Mg^{2+} منشأ اصلی برای تشکیل این نوع دولومیت‌ها محسوب می‌شوند. از آن جا که دولومیت‌های مشاهده شده در سازند

در ادامه این مرحله (تلوزنز)، انحلال انتخابی آلوکم‌ها در قطعات زیست آواری رخ داده است. ورود آب شیرین تحت اشباع از آراگونیت و کلسیت منیزیم‌دار باعث انحلال دانه‌های آراگونیتی شده است. آب اشباع شده حاصل در مرحله بعد باعث ته‌نشست سیمان با فرم‌های پایدارتر مانند سیمان کلسیتی هم‌بعد شده است (شکل ۱۰).

مرحله دیاژنز پسین

این مرحله تحت کنترل عواملی از جمله وزن رسوبات طبقات بالایی، شیمی سیالات درون حفرات، فشار و دما است. در این محیط دیاژنزی برخی فرآیندها از جمله فشردگی شیمیایی و فیزیکی، تشکیل برخی سیمان‌ها

از بار رسوبی یا زمین ساختی) خارج و موجب دولومیتی شدن می شوند (Srinivasav *et al.*, 1994). با توجه به حضور توالی های شیلی در سازندهای بالایی و پایینی دربرگیرنده سازند قم در ناحیه مورد مطالعه، احتمالاً شورابه های حوضه های منشأ سیالات غنی از یون Mg^{2+} بوده است؛ هرچند برای نتیجه گیری دقیق تر در این خصوص نیاز به مطالعات کامل تر ژئوشیمیایی است.

قم اولیه یا همزمان با رسوب گذاری نبوده اند، لذا آب دریا نمی توانسته منشأ منیزیم برای تشکیل آنها بوده باشد. منشأ منیزیم برای تشکیل بلورهای ثانویه دولومیت می تواند از منابع دیگری همچون آب دریای محبوس شده، شورابه های حوضه ای و یا سیالات گرمابی تأمین گردد (Machel *et al.*, 2012). شورابه های حوضه ای به طور معمول در امتداد مجاری متخلخل و تراوا (به علت فشارهای تدریجی حاصل

تاخیری	افزایش زمان	اولیه	پدیده های دیاژنزی
		---	پوشش میکربیتی
		---	فابریک ژئوپتال
		---	آشفستگی زیستی
		---	سیمان فیبری هم ستبرا
		---	نئومورفیسم افزایشی
		---	انحلال
		---	سیمان دروزی موزاییکی
		---	سیمان کلسیت هم بعد
		---	سیمان بلوکی
		---	سیمان تیغه ای
		---	دولومیتی شدن ثانویه
		---	آهن دار شدن
		---	شکستگی و تغییر شکل دانه ها

شکل ۱۰: توالی دیاژنزی مؤثر بر نهشته های کربناته سازند قم در برش خانی آباد

مطالعات پتروگرافی نشان می دهند که اجزای زیستی اصلی تشکیل دهنده سازند قم، شامل خارپوست، شکم پایان، خرده های جلبک، بریوزوئر، مرجان، خرده های دو کفه ای و روزن داران کفزی می باشند. بررسی های سنگ نگاری و بررسی بافت رسوبی بر روی مقاطع نازک سازند قم به شناسایی ۹ ریزرخساره مربوط به دو کمر بند رخساره ای لاگون و سد و یک پتروفاسیس مارنی منجر شده است. بیشترین ریزرخساره های کربناته موجود در توالی چینه ای سازند قم در برش خانی آباد را باندستون و پکستون حاوی

نتیجه گیری

نهشته های سازند قم در برش خانی آباد دارای ۷۰ متر ضخامت بوده و عمدتاً از لایه های نازک تا ضخیم و توده ای سنگ آهک همراه با سنگ آهک رسی تشکیل شده است. بخش های پایینی سازند قم در برش مورد مطالعه متشکل از مارن های به رنگ سبز تیره است که بر روی نهشته های سازند سرخ پایینی قرار گرفته و بخش بالایی سازند قم نیز با سنگ شناسی مارنی، در زیر سازند سرخ بالایی قرار گرفته است.

فرآیندهای دیاژنزی تأثیرگذار بر روی سازند قم در ناحیه مورد بررسی شامل آشفستگی زیستی، میکرایتی شدن، سیمانی شدن، تراکم، نوریختی، دولومیتی شدن، شکستگی، هماتی شدن و فسفاتی شدن است. از آن جا که سازند قم بر روی دسته‌ای از فراپوم‌ها و فروپوم‌ها تشکیل شده است، تفاوت چشمگیری در ضخامت این سازند حتی در فاصله کوتاه نسبت به سایر مطالعات انجام شده دیده می‌شود. مطالعات ریزرخساره‌ای نیز بیانگر عمق کم سازند قم در برش خانی‌آباد است. بنابراین با توجه به این که دریای قم در اطراف برش مورد مطالعه عمق کمتری داشته (با توجه به ریزرخساره‌ها)، ضخامت سازند قم در این برش چشمگیر نبوده است.

بیوکلاست و کمترین ریزرخساره را پکستون - گرینستون حاوی بیوکلاست و وکستون حاوی بیوکلاست تشکیل داده‌اند. با توجه به رخساره‌های تشکیل دهنده سازند قم در مقاطع مورد بررسی می‌توان محیط رسوبی این سازند را یک سکوی کربناتی بدون لبه (شلف باز) در نظر گرفت. بررسی‌های صورت گرفته گویای این است که سازند قم در برش خانی‌آباد هیچ وقت سیمای عمیقی به خود نگرفته است. در قسمت میانه و بالای برش از مقدار روزن‌داران با پوسته پورسلانوز کاسته شده و مقدار بیوکلاست‌ها زیاد می‌شود که این نشان دهنده شوری نرمال در این بخش‌ها می‌باشد. از نظر میزان نفوذ نور، با توجه به روزن‌داران پورسلانوز و روزن‌داران هیالین، زون‌های یوفوتیک تا مزوفوتیک را می‌توان برای این برش پیشنهاد داد.

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، ۴۷۶ص
- اسدی مهماندوستی، ا.، دانشیان، ج.، مارگیر، ن.، ۱۳۹۷. بررسی داده‌های عنصری و تأثیر وانادیوم، کروم و نیکل در بازسازی شرایط اکسیداسیون احیا قدیمه سازند قم در برش خانی‌آباد، جنوب خاوری کاشان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۷۰: ۳۱-۴۶.
- بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راه‌های ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۸۸ص.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.
- جعفریان، م.، طاهری، ع.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۸۵. بی‌مهرگان سنگواره (جلد دوم). انتشارات دانشگاه اصفهان، ۳۶۰ص.
- جلالی، م.، صادقی، ع.، آدابی، ۱۳۹۶. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در چاه پورته شاه- ۱ و برش سطحی موره کوه (جنوب تهران). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی. ۶۶: ۲۵-۴۸.
- حسینی‌پور، ف.، حسنی، م.، داستانی‌پور، م.، ۱۳۹۱. اویسترهای سنگ آهک گوری (میوسن پیشین) در شمال بندرعباس، ناحیه زاده محمود، جنوب خاوری حوضه زاگرس. فصلنامه علوم زمین، ۹۱: ۱۰۱-۱۱۰.
- دانشیان، ج.، اسدی مهماندوستی، ا.، رضانی‌دانا، ل.، ۱۳۹۶. ریزرخساره، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش ده‌نمک، شمال شرق گرمسار. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۱: ۲۳-۴۴.
- دانشیان، ج.، مشهدی، ع.، باغبانی، د.، اصیلان، ح.، ۱۳۹۱. بیواستراتیگرافی نهشته‌های سازند قم بر اساس فرامینفرا در برش کاروانسرا سنگی در شمال غرب قم. اولین همایش زمین‌شناسی فلات ایران، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان، صص ۶۹-۷۵.

- رحیم پوربناب، ح.، ۱۳۸۹. سنگ شناسی کربناته با نگرشی بر کیفیت مخزنی. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۵۴ ص.
- صفری، ا.، عامری، ح.، وزیری، م.، محمدی، ا.، ۱۳۹۲، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه ورکان (جنوب غربی کاشان)، حوضه پیش کمان سندج - سیرجان. *دیرینه شناسی*، ۱ (۲): ۱۸۷-۲۰۴.
- صیرفیان، ع.، ترابی، ح.، شجاعی، م.، ۱۳۸۵. میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه نظنز (کوه چرخه). *مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان*، ۳۳: ۱۳۷-۱۵۰.
- قاسم‌زاده، ش.، ۱۳۹۷. بیواستراتیگرافی و پالئواکولوژی سازند قم بر اساس فرامینفرا در برش خانی آباد در جنوب شرق کاشان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی.
- کاروان، م.، ۱۳۹۰. محیط رسوبی، دیاژنز و چینه نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در شمال شرقی دلیجان. *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد*، ۱۱۵ ص.
- علامه، خ.، کنگازیان، ع.، بلیوند، ر.، ۱۳۹۰. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های بخش a سازند قم در ناحیه دو چاه (شمال غرب قم)، سوم خرداد. *اولین همایش ملی زمین شناسی ایران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز*، صص ۹۸-۱۰۴.
- محمدی، ا.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، محمدی منفرد، م.، ۱۳۸۸. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه جزه (جنوب کاشان). *رخساره‌های رسوبی*، ۲ (۱): ۸۱-۹۴.
- نادری، ا.، ۱۳۹۱. زیست چینه نگاری نهشته‌های سازند قم در برش خفر (شمال شرق نظنز). *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی*. ۱۱۸ ص.
- نصیری قره‌شیران، ۱۳۹۵. ریزرخساره‌ها، فرآیندهای دیاژنتیکی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش آزران، جنوب غرب کاشان. *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی*، ۱۳۱ ص.
- نوری، م.، زهدی، ا.، کوهستانی، ح.، نباتیان، ق.، مختاری، م.، ۱۳۹۷. چینه شناسی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در برش کانسار سلسنتین مادآباد، جنوب زنجان. *رخساره‌های رسوبی*، ۱۱ (۲): ۲۸۸-۳۰۳.
- Adabi, M.H., & Rao, C.H., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic Carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72: 253-267.
- Adabi, M.H., 2002. Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia. *16th Australian Geology Convention*, Australia (Abstract), p. 350.
- Adams, A.E., & MacKenzie, W.S., 1998. A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the Microscope. *London Manson*, p.180
- Adey, W.H., 1986. Coralline red algae as indicators of sea-level. In: Van de Plassche, O., (ed.), *Sea level research: a manual for the collection and evaluation of data. Free University, Amsterdam*, p 229-279.
- Al-Aasm, I., 2003. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Geochemical Exploration*, 78: 9-15.
- Bathurst, R.G.C., 1985. Carbonate sediments and their diagenesis. *Elsevier, North Holland*, p. 658
- Bosence, D.W.J., 1991. Coralline algae: mineralogy, taxonomy and palaeoecology. In: Riding, R., (ed.), *Calcareous algae and stromatolites. Springer*, p. 98-113.
- Braga, J.C., & Aguirre, J., 2001. Coralline algal assemblages in Upper Neogene reef and temperate carbonates in Southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 27-41.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Cuffaro, M., 2008. Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The attard member of the Lower coralline limestone Formation (Upper Oligocene, Malta). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272: 1-10.

- Bjørlykke, K., 2014. Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 301: 1-14.
- Choquette, P.W., & Pray, L.C., 1975. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54 :207-250.
- Cook, M.L., Simo, J.A., Underwood, C.A., & Rijken, P., 2006. Mechanical stratigraphic controls on Fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, 184: 225-239.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining Technique for Carbonate in thin Section. *Nature*, p. 205.
- Dix, G.R., & Parras, A., 2014. Integrated diagenetic and sequence stratigraphy of a late Oligocene–early Miocene, mixed-sediment platform (Austral Basin, southern Patagonia): Resolving base-level and paleoceanographic changes, and paleoaquifer characteristics. *Sedimentary Geology*, 307: 17-33
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks- A symposium. *American Association Petroleum Geologist*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Berlin*, 984p.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of sedimentary Rocks. *Hemphill Publication Company*, Austin, Texas, 182p.
- Guzzy-Arredondo, G.S., Murillo-Muñetón, G., Morán-Zenteno, D.J., Grajales-Nishimura, J.M., Martínez-Ibarra, R., & Schaaf, P., 2007. High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and microthermometric constraints, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24: 131-149.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Gregg, J.M., Bish, D.L., Kaczmarek, S.E., & Machel, H.G., 2015. Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*, 62 (6): 1749-1769
- Hardwood, G.M., 1988. Principles of sedimentary petrography. In: Tucker, M.E., (ed.), *Technique in Sedimentology*. Blackwell, Oxford. p. 108-174.
- Hood, S.D., Nelson, C.S., & Kamp, P.J.J., 2004. Burial dolomitisation in a non tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 172: 117-138.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N.J.F., Gleeson, S.A., & Brand, U., 2016. Origin of the Breno and Esino dolomites in the western Southern Alps (Italy): implication for a volcanic influence. *Marine and Petroleum Geology*, 69: 38-52.
- Houshmand-Zadeh, A., & Nabavi, M.H., 1999. Geological Map of Kuh-e-Latif, 1:100000 scale. Geological Survey of Iran.
- Kabanov, P.B., 2000. Grain micritization as facial indicator in shallow water marine carbonate rocks: Byulleten' Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody. *Otdel Geologicheskiiy*, 75 (4): 39–48.
- Khan, Z., Sachan, H.K., Ahmad, A.H.M., & Ghaznavi, A.A., 2019. Microfacies, diagenesis, and stable isotope analysis of the Jurassic Jumara Dome carbonates, Kachchh, Western India: Implications for depositional environments and reservoir quality. *Geological Journal*, 55: 1041-1061.
- Kirmaci, M.Z., & Akdag, K., 2005. Origine of dolomite in late Cretaceous-Paleocene Limestone turbidities, Eastern Pontides, Turkey. *Sedimentary Geology*, 81: 39-57.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic texture from nearshore diagenetic environment, *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 64: 461-487.
- Lucia, F.J., 2007. Carbonate Reservoir Characterization. *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, 331 p.
- Machel, H.G., Borrero, M.L., Dembicki, E., Huebscher, H., Ping, L., & Zhao, Y., 2012. The Grosmont: a complex dolomitized, fractured and karstified heavy oil reservoir in a Devonian carbonate-evaporite platform. *CSPG/CSEG/CWLS GeoConvention 2012, (Vision) Calgary TELUS Convention Centre & ERCB Core Research Centre, Calgary, AB, Canada*, 14-18 May 2012.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.

- Moore, C.H., 1989. Carbonate Diagenesis and Porosity. *Elsevier*, Amsterdam, 338p.
- Ngia, N.R., Hu, M., & Gao, D., 2019. Tectonic and geothermal controls on dolomitization and dolomitizing fluid flows in the Cambrian-Lower Ordovician carbonate successions in the western and central Tarim Basin, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 172: 359-382.
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Isla lands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249- 272.
- Pomar, L., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M., & Brandano, M., 2014. Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404: 109-132.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt- Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closer of its Iranian getaways. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.
- Shinn, E.A., 1969. Submarine Lithification of Holocene Carbonate Sediment in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 109-144.
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classificatin of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52 (7): 1229–1258
- Stocklin, J., & Setudehina, A., 1991. Stratigraphic lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran*. 18: 1–376.
- Srinivasan, K., Walker, K.R., & Goldberg, S.A., 1994. Determining fluid source and possible pathways during burial dolomitization of Maryville Limestone (Cambrian), Southern Appalachians, USA. *Sedimentology*, 41: 293-308.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. *Blackwell*, Oxford, 482 p.
- Tucker, M.E., 1991. Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. *Blackwell, Science Publication*, London, 260 p.
- Wei, L.M., 1995. Study on the micritization of carbonate grains by bacteria and algae. *Acta Sedimentologica Sinica*, 13 (3): 89–97.
- Warren, J.K., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important association. *Earth Science Reviews*, 52: 1-81.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, New York, 471 p.

Microfacies, depositional environment and diagenetic processes of the Qom Formation in the Khani Abad section, southeast of Kashan

Asadi Mehmandosti, E.^{1*}, Daneshian, J.¹, Margir, N.³

1- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

3- M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

*Email: e.asadi@khu.ac.ir

Introduction

During the Late Oligocene -Early Miocene time, the western border of central Iran (Qom, Hamedan, Kashan, and Tafresh) to the southern margin of Jazmurian and some regions of Azerbaijan as well as in the Zagros a carbonate platform formed with evidence as a vast marine progradation that was a part of the horst of Pyrenean tectonic phase. The carbonate succession is named Asmari Formation in Zagros and Qom Formation in Azerbaijan and Central Iran (Aghanabati, 2006). Due to the economic importance of the Qom Formation as a hydrocarbon reservoir and the presence of celestite and chalk deposits, this formation is important to study. Although lots of stratigraphic and lithologic studies are done on the Qom Formation, due to variations in depositional environment of the Qom Formation in different locations, it is not possible to consider one type of sedimentary environment for this formation (e.g. Seyrafian *et al.*, 2007; Mohammadi *et al.*, 2009; Reuter *et al.*, 2009; Safari *et al.*, 2014; Daneshian *et al.*, 2017; Nasiri Ghareh Shiran, 2017). In this research, the Qom Formation was studied in Khani Abad stratigraphic section in the southeast Kashan. The aim was to investigate microfacies, sedimentary environment, and diagenetic features of Qom Formation in this area.

Methods and Material

During the field study, sampling was performed systematically. 98 samples were collected from the Qom Formation in Khani Abad section with a thickness of 70 meters. It contains 36 soft and 62 hard samples. The sampling distance in carbonate parts was several centimeters in some areas, based on facies variations. Thin sections were prepared from hard samples. All thin sections were stained with potassium ferricyanide and alizarin-red S solution (Dickson, 1965). The petrographic classification for carbonates is based on the Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971) classification schemes. In this study, Dolomite textural classified based on Sibley and Gregg (1987) and Mazzullo (1992) and for the size of dolomite crystals from the scale provided by Folk (1974). Wilson (1975), Pomar (2001), and Flügel (2010) facies belts and sedimentary models were also used.

Discussion

The Qom Formation in Khani Abad stratigraphic section, southeast of Kashan has 70 m thickness and is composed of a thick, medium, and thin-bedded limestone, argillaceous limestone, dolomitic limestone, and marl. This formation with erosional boundaries located between the red color nonmarine rocks (the Lower and Upper Red formations). Investigations of 98 selected samples in this outcrop led to the recognition of 9 microfacies in 2 lagoonal and shoal facies belts and a marl petrofacies. The lagoonal facies are A1: Benthic Foraminifera, Bioclast Grainstone, A2: Bioclast Wackestone, A3: Benthic Foraminifera Packstone to Wackestone, A4: Bryozoan Bioclast Packstone, A5: Bivalve Packstone. A6: Bryozoa, Bivalve, Bioclast Packstone, and A7: Benthic Foraminifera Red Algae Packstone to Wackestone. The shoal facies are B1: Coral Boundstone and B2: Bioclast Red Algae Grainstone. Micritization, bioturbation, cementation, dissolution, neomorphism, replacement, and dolomitization are the main diagenetic features in the studied area.

Conclusion

According to field observations (discontinuous reef traces), an abundance of packstone facies which consists of encrusted organism related to lagoon toward the reef such as algae and bryozoa, abundance of coral

boundstone facies in a low volume but large quantity and absence of gravitational sediments, the sedimentary modal of the Qom Formation in Khani Abad section (southeast of Kashan) had to be considered as non-rimmed carbonate shelf (open shelf). In the middle and top of the stratigraphical column of the Qom Formation, the amount of benthic foraminifera with porcelaneous walls reduced, while the amount of bioclast increased, which indicates normal salinity during deposition of these parts. Regarding the degree of light penetration and according to the porcelaneous and hyaline foraminifera, the euphotic to mesophotic zones can be suggested for the study section. Since most of the carbonate sediments were deposited in shallow depth of lagoonal environment, the matrix is dominant, therefore these sediments have undergone less diagenetic processes. Cementation and dolomitization were seen mostly in shoal microfacies parts.

Key words: Qom Formation; microfacies; sedimentary environment; diagenetic processes; Central Iran.

References

- Aghanabati, S.A., 2006. Geology of Iran. *Geological Survey of Iran*, 586p. (in Persian)
- Daneshian J., Asadi Mehmandosti, E., & Ramezani-Dana, L., 2017. Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Deh Namak section, northeast of Garmsar. *Iranian Journal of Geology*, 11 (41): 23-43 (in Persian with English abstract).
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining Technique for Carbonate in thin Section. *Nature*, p. 205.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks- A symposium. *American Association Petroleum Geologist*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Berlin*, 984 p.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of sedimentary Rocks. *Hemphill Publication Company*, Austin, Texas, 182p.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Mohammadi Monfared, M., 2009. Microfacies analysis and depositional environment of the Qom Formation in the Jazeh area (South of Kashan). *Sedimentary Facies*, 2 (1): 81-93 (in Persian with English abstract).
- Nasiri Ghareh-Shiran, M., 2017. Microfacies, diagenetic features and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Azeran section, Southwest of Khashan. *Master Thesis, Kharazmi University*, 131 p. (in Persian)
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249- 272.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closer of its Iranian getaways. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.
- Safari, A., Ameri, H., Vaziri, M.R., Mohammadi, E., 2014. Analysis of the Qom Formation microfacies and controlling factors on their deposition, Varkan area (Southwest of Kshah), Sanandaj-Sirjan fore arc basin. *Paleontology*, 1 (2): 187-204 (in Persian).
- Seyrafian, A., Torabi, H., Shojaei, M., 2007. Microfacies and sedimentary environment of the Qom Formation in Natanz area (Charkhe Mountain). *Journal of Research Sciences, Isfahan University*, 33: 137-150 (in Persian with English abstract).
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, New York, 471 p.