

بررسی ریزرخساره ها و محیط های رسوبی سازند قم در ناحیه قهرود (جنوب کاشان)

رضوان دهقان^{*}، امرالله صفری^۲، حسین وزیری مقدم^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد چینه و فسیل شناسی، دانشگاه اصفهان

۲- استاد چینه و فسیل شناسی، دانشگاه اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۸۹/۱/۳۰

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۸۹/۵/۲۵

چکیده

رسوبات سازند قم در ناحیه قهرود، در ۴۵ کیلومتری جنوب کاشان به سن الیگوسن-میوسن و ۳۲۵ متر ضخامت شامل آهک های نازک، متوسط تا ضخیم لایه و توده ای بوده که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سنگ های ولکانیکی ائوسن قرار گرفته و در انتها توسط آبرفت پوشیده شده است. بر اساس مطالعات صحرایی، ویژگی های سنگ شناسی و خصوصیات ماکروسکوپی چهار واحد سنگ چینه ای در ناحیه قهرود شناسایی گردید. با برداشت ۲۰۰ نمونه از این برش، مطالعه و بررسی بافت های رسوبی، پتروگرافی و فونای موجود، ۸ میکروفاسیس متعلق به دو زیر محیط دریای باز (A تا D) و لاگون (E تا H) شناسایی گردید. بر اساس تجزیه و تحلیل ریزرخساره ها و شواهد صحرایی، سازند قم در ناحیه مورد مطالعه در یک فلات باز نهشته شده است.

واژه های کلیدی: الیگوسن-میوسن، ریزرخساره ها، سازند قم، فلات باز، کاشان، قهرود

مقدمه

طبقاتی از آهک های کم عمق و مارن که بطور مشخصی از نظر رنگ و لیتولوژی از سازند زیرین (سازند قرمز زیرین) و بالای (سازند قرمز بالایی) متمایز هستند سازند قم نامیده شده است. این سازند برای اولین بار توسط لوفتوس، (۱۸۵۵) و آبی (۱۸۵۸) از دریاچه ارومیه و استال (۱۹۱۱) از منطقه قم گزارش شده است. برای اولین بار گانسر و همکاران (۱۹۵۵) بر اساس مطالعات چینه شناسی منطقه قم در این سازند شش واحد لیتولوژیکی (A, B, C, D, E, F) تشخیص دادند، سپس آبابی و همکاران (۱۹۶۴) ضمن مطالعه ی دقیق تر واحد C آن را به چهار زیر واحد (C₁-C₄) تقسیم نمود. بزرگ نیا (۱۹۶۵) قدیمی ترین عضو سازند قم را در ناحیه کاشان مشاهده نموده است و آن را به نام عضو نامشخص یا بی نام معرفی نموده است. آبابی و همکاران (۱۹۶۴) یک واحد تبخیری به آخر این رسوبات دریایی اضافه نمودند این واحد تبخیری در حقیقت پوش سنگ مخازن نفتی منطقه می باشد. وجود آثار جانوری پلانکتونی نشانگر منشأ دریایی این تبخیریه می باشد. نوگل سادات (۱۹۸۵) دو مرز چینه شناسی مشخص در سازند قم تشخیص داد. این مرزها که بین واحدهای (C₁-C₄) و E و D قرار دارد بوسیله رسوبات تبخیری تشکیل می شود و هر یک خاتمه یک سیکل رسوبی را نشان می دهد. وی ۳ چرخه رسوبی را پیشنهاد کرد که هر چرخه با رخساره های دریایی کم عمق آغاز و با رخساره های کولابی پایان می یابد.

به دلیل تغییرات رخساره ای زیاد این سازند و نهشته شدن آن در حوضه های بین کوهستانی، نمی توان یک مدل رسوبی را در همه جای ایران مرکزی برای این سازند در نظر گرفت. مطالعات انجام شده بر روی سازند قم نیز مؤید این واقعیت

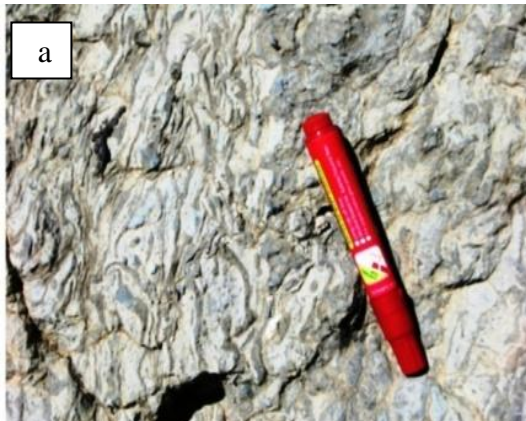
است بطوریکه (فیض نیا و مصفی، ۱۳۷۷) در جنوب سمنان یک محیط دریایی کم ژرفا، (مؤمن زاده، ۱۳۸۲) در جنوب شرق کاشان یک پلاتفرم کربناته از نوع فلات باز، (صیرفیان و همکاران، ۱۳۸۵) در کوه چرخه در منطقه نطنز یک رمپ (اخروی و امینی، ۱۹۹۸) در ناحیه قم یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ، (وزیری مقدم و ترابی، ۲۰۰۴) در غرب اردستان یک پلاتفرم کربناته از نوع فلات باز، (صدیقی، ۱۳۸۷) در جنوب شرقی قم یک فلات باز و در تاقدیس نواب در جنوب شرقی کاشان یک رمپ هموکلینال با شیب ملایم، و (حسن زاده، ۱۳۸۹) در ناحیه سده برزک (جنوب غرب کاشان) نیز یک فلات باز برای رسوبگذاری نهشته های این سازند تشخیص داده اند. هم چنین روئتر و همکاران (۲۰۰۷) با مطالعه چینه نگاری زیستی و چینه نگاری سکاسی سازند قم در دو برش از حوضه پیش کمان و دو برش در حوضه پس کمان و هم ارزی (تطابق) آنها یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ را برای ته نشست سازند قم در نظر گرفته اند.

هدف اصلی در این پژوهش تشخیص و تفکیک ریز رخساره ها و محیط های رسوبی سازند قم در ناحیه قهرود می باشد.

روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی و با استفاده از نقشه زمین شناسی چهار گوش کاشان (عمیدی، ۱۹۹۱) برش چینه شناسی مناسبی در جنوب کاشان انتخاب گردید. سپس ۲۰۰ نمونه از ضخامت ۳۲۵ متری برش مورد مطالعه از سازند قم برداشت شد. از نمونه ها مقاطع نازک تهیه گردید. مقاطع نازک تهیه شده از این نمونه ها مورد بررسی دقیق سنگ شناسی قرار گرفته اجزای آن شناسایی و تفکیک گردید. در نهایت

توده ای می باشد. رنگ لایه های آهکی از خاکستری روشن تا خاکستری تیره تغییر می کند. در این واحد بایوکلاست هایی همچون لپیدوسیکلیناها، نومولیتیده ها، کورالیناسه آها و کورالها حتی با چشم غیر مسلح قابل رویت اند (شکل ۳a و ۳b) آهکها کلسی رودایت تا کالک آرنایت هستند.



شکل ۳- a- وفور لپیدوسیکلیناها در برخی از سنگ ها مربوط به (ریزرخساره B) و b- حضور کورال در سطح سنگ ها مربوط (ریزرخساره F)

واحد سنگ چینه ای A: این واحد شامل ۱۲۶,۵ متر آهک های ضخیم لایه با بین لایه هایی از سنگهای ولکانیکی است. لایه های آهکی به رنگ خاکستری تا خاکستری کرم می باشد. آهک ها بر اساس طبقه بندی گرابو (۱۹۰۴) کلسی لوتایت تا کالک آرنایت است.

واحد سنگ چینه ای B: این واحد شامل ۱۴۸,۵ متر آهک های متوسط تا ضخیم لایه و

براساس بررسی بافت های رسوبی، پتروگرافی و فونای موجود، ۸ میکروفاسیس (A تا H) در ناحیه مورد مطالعه شناسایی گردید که به ترتیب از عمیق به سمت کم عمق عبارتند از: ریزرخساره A- وکستون - پکستون بایوکلاستی دارای روزن داران پلانکتون (شکل ۵A) عناصر اصلی این ریزرخساره شامل فرامینیفراهای پلاژیک همراه با بریوزوئر و خرده های کورالیناسه آ و عناصر فرعی شامل فرامینیفراهای کوچک کفزی مانند آمفیستژینا و روتالیا می باشد.

واحد سنگ چینه ای C: این واحد شامل ۱۰ متر آهکهای نازک لایه می باشد. لایه های آهکی خاکستری تیره تا سیاه می باشد. آهکها کلسی لوتایت هستند.

واحد سنگ چینه ای D: این واحد شامل ۴۰ متر آهک های متوسط تا ضخیم لایه و توده ای می باشد. رنگ آهکها از خاکستری روشن تا خاکستری تیره متغیر است. آهکها کلسی رودایت تا کالک آرنایت می باشند.

شرح و تفسیر ریزرخساره ها

تفسیر- حضور فرامینفرهای پلانکتون و فرامینفرهای کوچک کفزی و عدم حضور فرامینفرهای بزرگ کفزی دارای همزیست جلبکی بیانگر نهشته شدن رسوبات این ریزرخساره در محیطی پایین تر از زون نوری در یای باز است (جیل، ۲۰۰۰ و کوزوویک و همکاران، ۲۰۰۴). فراوانی پلانکتون ها و فقدان ذرات آواری و بافت دانه ریز دلالت بر نهشته شدن در یک محیط کم انرژی و پایین تر از قاعده تأثیر امواج عادی دریای باز و در بخش خارجی سراسیب کربناته دارد (ویلسون(۱۹۷۵)، جیل (۲۰۰۰)، رومرو و همکاران (۲۰۰۲) و فلوگل(۲۰۰۴)). بر اساس فونای موجود محیط رسوبی این ریزرخساره محیط دریایی فلات خارجی می باشد. مشابه این ریزرخساره توسط پدلی (۱۹۹۶)، اخروی و امینی (۱۹۹۸)، وزیری مقدم و همکاران (۲۰۰۶) و امیرشاه کرمی و همکاران (۲۰۰۷) گزارش شده است.

ریزرخساره B- وکستون- پکستون بایوکلاستی دارای روزن داران با دیواره منفذ دار (شکل ۵B) عناصر اسکلتی اصلی این ریزرخساره شامل فرامینفرهای بزرگ با دیواره هیالین مانند لپیدوسیکلیناهای کشیده، روتالیا، آمفیستژینا و نومولیتیده ها می باشد. و عناصر فرعی موجود شامل بریوزوئر، خرده های اکینید، جلبک قرمز کورالیناسه آ، دوکفه ای، تکستولاریا و الفیدیوم است که به صورت پراکنده حضور دارند. گاهی اندازه لپیدوسیکلیناها تا حدی بزرگ می شود که با چشم غیرمسلح نیز در سنگ دیده می شود (شکل ۳a).

تفسیر- وجود فرامینفرهای بزرگ با صدف های سالم نظیر لپیدوسیکلیناهای کشیده و نومولیتیده های پهن و کشیده دارای همزیست معرف محیطی با شوری نرمال اقیانوسی و نهشته شدن

در قسمت های پایینی زون نوری می باشد (هوتینگر (۱۹۸۳)، لئوتینگر (۱۹۸۴)، هوتینگر (۱۹۹۷)، پومار (۲۰۰۱) و رومرو و همکاران (۲۰۰۲)). لپیدوسیکلیناهای بزرگ و پهن بر روی بسترهای نرم و سخت دریا در شوری نرمال اقیانوسی زندگی می کنند (جیل، ۲۰۰۰). این ریزرخساره به علت نبود یا حضور بسیار کم فرامینفرهای پلانکتون در قسمت عمیق تر زون نوری واقع شده است. تجمعات فونی و بافت وکستون-پکستون مؤید میزان انرژی کم تا متوسط در این محیط می باشد (رومرو و همکاران (۲۰۰۲). فرامینفرهای بزرگ و کشیده عهد حاضر به دلیل حضور همزیست جلبکی به بخشهای عمیق تر زون نوردار محدود می شوند (کوزوویک و همکاران، ۲۰۰۴). بنابراین با توجه به تجمع و فراوانی فونای اسکلتی دریای باز مانند لپیدوسیکلیناها و نومولیتیده های پهن و بزرگ و کشیده محیط این ریزرخساره بخشهای کم عمق تر دریای باز، بخش پایینی سراسیب کربناته می باشد (جیل، ۲۰۰۰).

ریزرخساره C- وکستون- پکستون بایوکلاستی دارای روزن داران با دیواره منفذ دار، کورالیناسه آ (شکل C1 و C2) ۵

دانه های اسکلتی غالب در این ریزرخساره فرامینفرهای با دیواره هیالین مانند لپیدوسیکلینا، نومولیتیده ها، روتالیا، آمفیستژینا به همراه کورالیناسه آ می باشند. در مقایسه با ریزرخساره B اندازه لپیدوسیکلیناها و نومولیتیده ها در این ریزرخساره کوچکتر و متورم تر است. در بعضی از مقاطع بریوزوئرها افزایش یافته است. از دیگر فوناهای اسکلتی اکینید، مرجان، دوکفه ای نیز در این ریز رخساره مشاهده شده است. تفسیر- جلبک قرمز کورالیناسه آ با وجود وابسته بودن به نور می تواند در شرایط الیگوفوتیک نیز

۱۹۷۵). فراوانی جلبک قرمز موقعیت جلوی ریف، فلاتها و پشته های نواحی گرمسیری را بیان می کند (اخروی و امینی، ۱۹۹۸ و پومار، ۲۰۰۱). بنابراین محیط این ریزرخساره به بخش فوقانی سرایشب کربناته و بخش کم عمق تری از دریای باز نسبت داده می شود. ریزرخساره مشابهی توسط ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۰۴) گزارش شده است. همچنین ریزرخساره مشابهی از سازند آسماری در برش چمن بلبل معرفی شده است و محیط رسوبگذاری آن را به دلیل وجود قطعات مشتق شده از ریف کومه ای به ویژه مرجان و جلبک های قرمز، به بخش فوقانی سرایشب کربناته نسبت داده اند (امیرشاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷).

ریزرخساره E- وکستون- پکستون- گریستون بایو کلاستی دارای روزن داران با دیواره منفذ دار و بدون منفذ، کورالیناسه آ (شکل E2 و E1) فونای اسکلتی اصلی موجود در این ریز رخساره حضور همزمان فرامینیفراهای منفذدار مانند نومولیتیده، روتالیا، آمفیسیتزینا و لپیدوسیکلیناهای کوچک و متورم و فرامینیفراهای بدون منفذ مانند میلیولید و نئوآلوئولین به همراه جلبک قرمز کورالیناسه آ است. اجزای بیوکلاستی فرعی شامل اکینید، مرجان، پنروپلیس و گاهی بریوزوئر می باشد.

تفسیر- روزن داران با دیواره پورسلانوز معمولاً در آبهای کم عمق با گردش محدود و شوری بالا زندگی می کنند ولی روزن داران با دیواره هیالین آب های با شوری نرمال دریایی را برای زندگی ترجیح می دهند. هم یافتی فرامینیفراهای بنتیک منفذدار و بدون منفذ در این ریزرخساره در کنار یکدیگر حاکی از نهشته شدن آن در لاگون فلات (محیط های کم عمق و نیمه محصور فلات) است (جیل، ۲۰۰۰، رومرو، ۲۰۰۲، وزیری مقدم و

زندگی کند و در آب های با نفوذ کم نور نیز به فراوانی دیده می شود (باراندانو و کوردا، ۲۰۰۲). حضور جلبک قرمز کورالیناسه آ به همراه فرامینیفراهای منفذدار بزرگ همزیست دار دلالت بر تشکیل این ریزرخساره در شرایط نوری و در منطقه الیگو فوتیک می نماید (باراندانو و کوردا، ۲۰۰۲) و (کوردا و باراندانو، ۲۰۰۳). در این ریزرخساره روتالیا و لپیدوسیکلیناهای متورم بخش میانی شیب قاره و زون الیگوفوتیک را نشان می دهد (امیرشاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷ و باراندانو و کوردا، ۲۰۰۲). موجودات هتروتروف مانند بریوزوئر مستقل از عمق آب و نور هستند بنابراین می توانند در اعماق بیشتر و شرایط کم انرژی تر زندگی کنند (پومار، ۲۰۰۱). حضور بریوزوئر ها و اکینید شوری نرمال آب دریا را نشان می دهد (جیل، ۲۰۰۰، بیوینگتن پینی و راسی، ۲۰۰۴). بر اساس تجمعات فونی محیط این ریزرخساره را به بخش میانی سرایشب و نهشته شدن بر روی بخش میانی یک پلاتفرم کربناته نسبت داده می شود (جیل، ۲۰۰۰ و پومار، ۲۰۰۱). این ریزرخساره، بنا به موارد ذکر شده در بالا در بخش میانی شیب قاره و زون الیگوفوتیک و عمق کمتری نسبت به ریز رخساره ی قبلی تشکیل شده است.

ریزرخساره D- پکستون- رودستون بایوکلاستی دارای کورال و کورالیناسه آ (شکل D) اجزای اسکلتی فراوان در این ریزرخساره خرده های درشت کورال و کورالیناسه آ می باشد. از

عناصر فرعی خرده های دوکفه ای، و به مقدار کمتری میلیولید، آلوئولین، ولولینید و روتالیا دیده می شود.

تفسیر- همراهی و تجمع مرجان و بیو کلاست های دیگر نظیر کورالیناسه مؤید محیطی با نور کافی و انرژی نسبتاً زیاد محیط است (ویلسون،

تفسیر- روزن داران با دیواره بدون منفذ (میلیولیدا و آلئولینیدها) در محیط های با گردش بسیار محدود آب و نسبتاً هیپرسالین زندگی می کنند (جیل، ۲۰۰۰ و رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). حضور فراوان میلیولید بیانگر محیط های خیلی کم عمق کم شور تا فوق شور با آشفستگی کم و گل فراوان است (وزیری مقدم و ترابی، ۲۰۰۴). این ریزرخساره بر اساس ریزرخساره های استاندارد ارائه شده ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۰۴) نشان دهنده ی محیط لاگون می باشد. اخروی و امینی (۱۹۹۸) ریزرخساره مشابهی را از محیط لاگون فلات، در رسوبات میوسن حوضه ایران مرکزی گزارش نموده اند.

قابل ذکر است که در بعضی از مقاطع مقدار روزن داران با دیواره پورسلانوز فراوان تر شده و کورالیناسه آ بسیار کم شده است.

ریزرخساره H - مادستون کوارتز دار (شکل ΔH)

در این ریزرخساره میکرایت زمینه اصلی سنگ می باشد. به غیر از کوارتز (کمتر از ۱۰ درصد) دانه های دیگری مشاهده نشد و یا در صورت وجود بسیار کمیاب بود.

تفسیر- در این ریزرخساره میکرایت زمینه ی اصلی سنگ را تشکیل داده است. وجود بافت گلی و فقدان فونهای جانوری در این ریزرخساره بیانگر محیطی آرام و نامناسب برای زندگی موجودات است. بافت سنگ، حضور پراکنده دانه های کوارتز، عدم وجود فسیل، عدم مشاهده ساختارهای نشانه خروج از آب (ساختمان چشم پرنده ای، ترک گلی و ریشه گیاهان) و هم چنین موقعیت آن در توالی نشانگر نهشته شدن این ریزرخساره در قسمت های کم عمق و به سمت ساحل لاگون است (ویلسون و اوانز، ۲۰۰۲).

همکاران، ۲۰۰۶ و امیرشاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷).

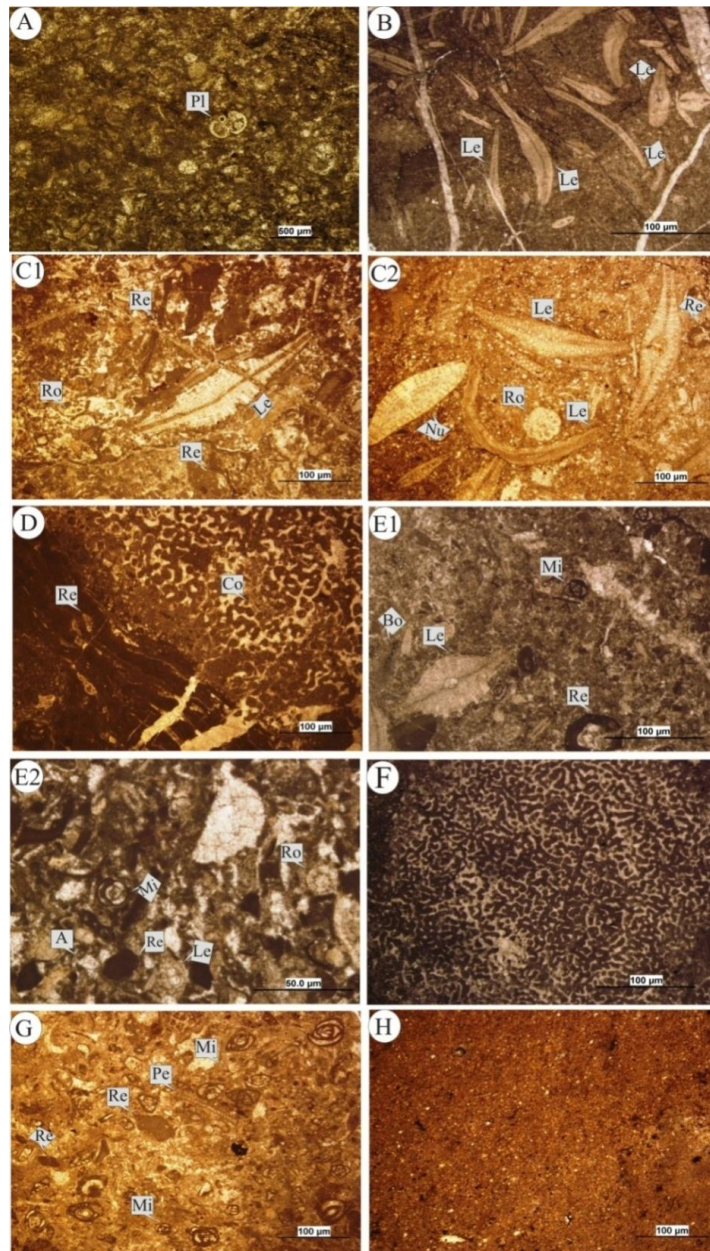
ریزرخساره F - کورال باندستون (شکل ΔF)

حضور مرجان های سالم و بزرگ در این ریزرخساره ویژگی بارز و قابل توجه می باشد (شکل Δb). خرده های بایوکلاستی دیگر در این ریزرخساره شامل خرده های دوکفه ای، اکینید، گاستروپود، میلیولید، آلئولینا، الفیدیوم، تکستولاریا و روتالیا می باشند که در فضای مابین مرجان ها وجود دارند.

تفسیر- بر اساس میکروفاسیس های استاندارد ارائه شده توسط ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۰۴) این ریزرخساره متعلق به ریف می باشد. اما با توجه به توالی چینه ای موجود و تناوب این ریزرخساره با ریزرخساره های محیط با گردش محدود آب (لاگون) و هم چنین با توجه به مشاهدات صحرایی (ناپیوسته بودن و قابل تعقیب نبودن آن در مسافت های طولانی)، ریف های مذکور تکه ای بوده و بر خلاف رخساره های ریف که در کمربند ۵ (ویلسون، ۱۹۷۵) تشکیل می شود محیط تشکیل این ریزرخساره یک محیط با گردش آب محدود (لاگون) می باشد.

ریزرخساره G - وکستون- پکستون بایوکلاستی دارای روزن داران با دیواره بدون منفذ، کورالیناسه آ (شکل ΔG)

روزن داران با دیواره بدون منفذ مانند میلیولیدا و آلئولینیدها با همراه کورالیناسه آ آلوکم های اسکلتی عمده در این ریزرخساره می باشند. ولولینید، تکستولاریا، الفیدیوم، پنروپلیس، گاستروپود، اکینید، خرده دوکفه ای، استراکود و مرجان از اجزای پراکنده در این ریزرخساره می باشد.

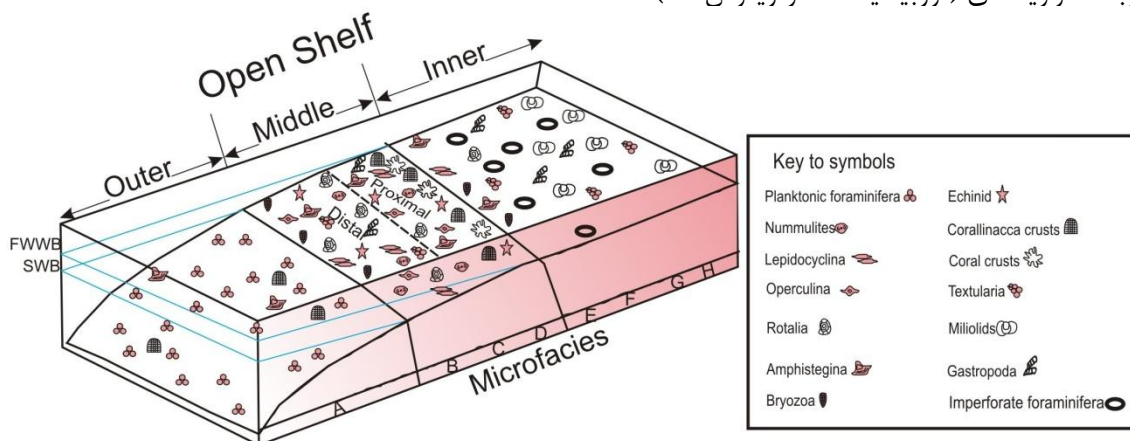


Pl: Planktone; Le: Lepidocyclina; Re: Red algae; Ro: Rotalia; Nu: Nummulites; Co: Coral; Mi: Miliolids; Bo: Borelis; A: Amphistegina; Pe: Peneroplis

شکل ۵- پلیت ریزرخساره ها: A- ریزرخساره و کستون-پکستون بایوکلستی با روزن داران پلانکتون (PPL)، B- ریزرخساره و کستون-پکستون بایوکلستی با روزن داران باديواره منفذدار (PPL)، C- ریزرخساره و کستون-پکستون بایوکلستی با روزن داران با دیواره منفذدار، کورالیناسه آ (PPL)، D- پکستون-رودستون بایوکلستی با کورال و کورالیناسه آ (PPL)، E- و کستون-پکستون-گرینستون بایوکلستی با روزن داران با دیواره منفذدار و بدون منفذ و کورالیناسه آ (PPL)، F- کورال باندستون (PPL)، G- و کستون- پکستون بایوکلستی با روزن داران با دیواره بدون منفذ و کورالیناسه آ (PPL)، H- مادستون کوارتزدار

مدل رسوبی

ریزرخساره های معرفی شده دربرش مورد مطالعه همراه با اجتماع و پراکندگی روزن داران با دیواره آهکی منفذدار و بدون منفذ، عوامل کلیدی در تفسیر شرایط محیط دیرینه و ارائه مدل رسوبی در نهشته های مورد بررسی هستند. عدم حضور رسوبات گراویته ای (توربیدایت ها و ریزش ها)،



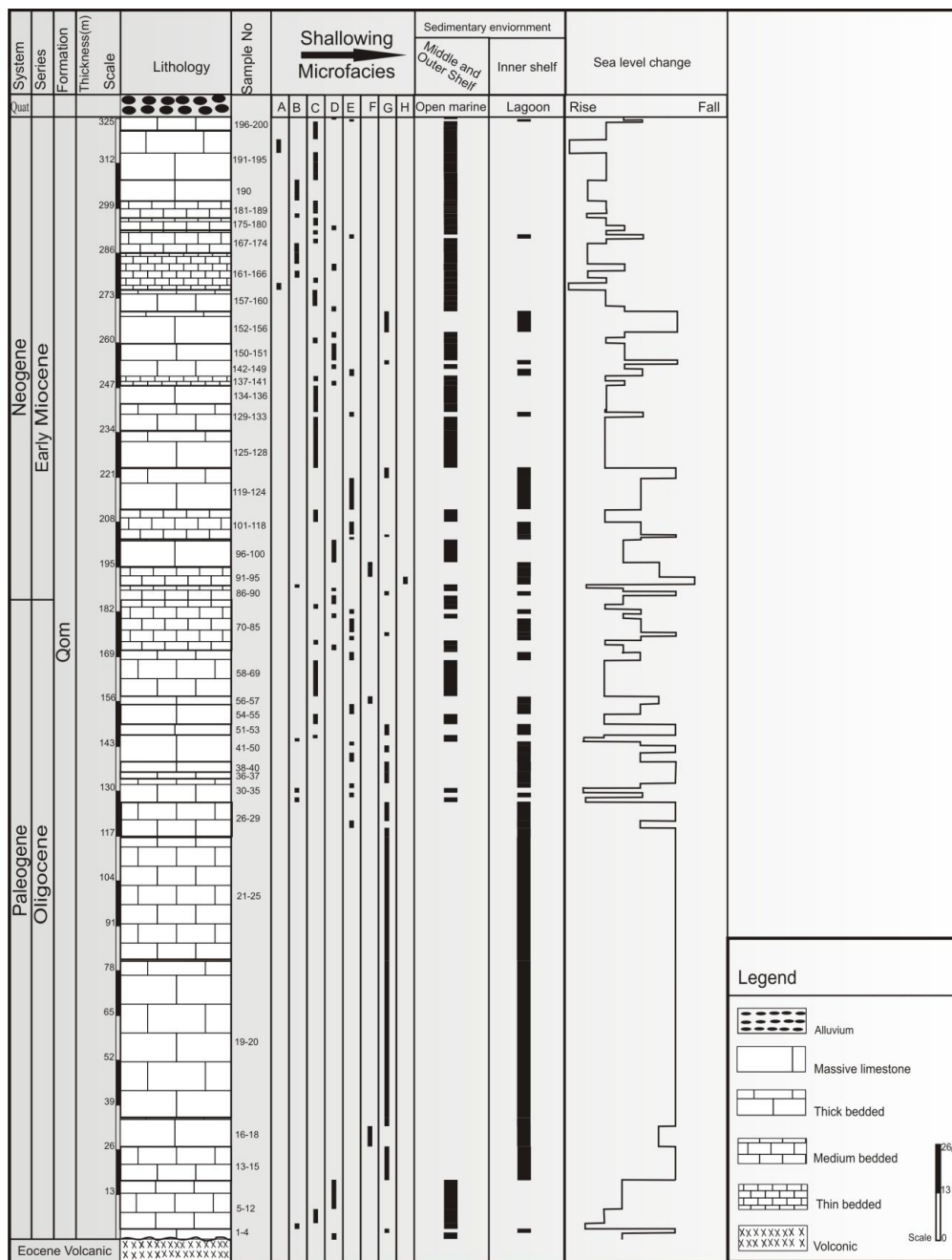
شکل ۶- مدل رسوبگذاری نهشته های سازند قم در ناحیه قهرود (جنوب کاشان)

۲۰۰۷). در بخشهای عمیق تر فلات داخلی ریزرخساره G با حضور فرامینیفرهای بدون منفذ مانند میلیولیدا، آلوئولینیدا، پنروپلیس و تکستولاریا مشخص می گردد که نشانگر بخش فوقانی منطقه نور خیز و محیط های نسبتاً هیپرسالین با گردش محدود آب است (جیل، ۲۰۰۰، رومرو، ۲۰۰۲ و امیر شاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷). ریزرخساره F که در تناوب با ریزرخساره های E و G دیده می شود (شکل ۷). ناپیوسته بودن ریف ها و قابل تعقیب نبودن آنها در مسافت های طولانی در صحرا نشانگر این است که این ریف ها از نوع ریفهای کومه ای بوده که به صورت پراکنده در تناوب با ریزرخساره های محیط های نیمه محصور و محصور تشکیل شده است. ریزرخساره E دارای فونای اسکلتی اعم از فرامینیفرهای با دیواره هیالین و پورسلانوز با بافت

فلات داخلی شامل ریزرخساره H: مادستون کوارتزار، ریزرخساره G: وکستون - پکستون بایوکلستی دارای روزن داران با دیواره ی بدون منفذ، کورالیناسه آ، ریزرخساره F: کورال باندستون و ریزرخساره E: وکستون - پکستون - گرینستون بایو کلستی دارای روزن داران با دیواره منفذ دار و بدون منفذ، کورالیناسه آ) می باشد. ریزرخساره H در کم عمق ترین بخش فلات داخلی تشکیل شده است که نبود هر گونه ساختمان رسوبی (مانند لامینه های مورب) بیوکلست، شواهد خروج از آب (مانند ترک گلی و ساختمان چشم پرنده ای) و هم چنین موقعیت آن در توالی رسوبی حاکی از نهشته شدن آن در قسمت رو به ساحل محیط کم عمق، کم انرژی و با گردش محدود آب (لاگون) است (باراندانو و کوردا، ۲۰۰۲ و امیر شاه کرمی و همکاران،

طول توالی نشانگر گذر تدریجی از آب های با گردش محدود دریای محدود (لاگون) به آب های با گردش آزاد دریای باز است (شکل ۷).

پکستون-گرینستون می باشد که شرایط رسوبگذاری در حاشیه پلاتفرم و در بخش انتهایی لagoon به سمت دریای باز در فلات داخلی را نشان می دهد. ضخامت و تکرار زیاد ریزرخساره E در



شکل ۷- نمودار پراکندگی عمودی ریزرخساره های سازند قم در ناحیه قهرود (جنوب کاشان)

مغذی مساعد و در نتیجه بالا بودن سرعت رسوبگذاری است. فلات میانی به دو بخش فلات

هم چنین ضخیم لایه تا توده ای بودن آهک های مربوط به این ریزرخساره حاکی از شرایط نور و

فقدان گونه های فرامینیفرهای بزرگ همزیست دار مشخص می شود. همچنین این ریزرخساره در تناوب با ریزرخساره B است. باتوجه به دلایل فوق رسوبات این ریزرخساره در قسمت های عمیق دریای باز، محیطی پایین تر از زون نوری دریای باز نهشته شده اند.

نتیجه گیری

۱- سازند قم در ناحیه مورد مطالعه با سن الیگوسن- میوسن و ۳۲۵ متر ضخامت شامل آهک های نازک، متوسط تا ضخیم لایه و توده ای، بوده که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سنگ های ولکانیکی ائوسن قرار گرفته و در انتها توسط آبرفت پوشیده شده است.

۲- در ناحیه ی مورد مطالعه چهار واحد سنگ چینه ای (A - D) شناسایی گردید.

۳- بر اساس بافت های رسوبی، پتروگرافی و فونای ناحیه مورد مطالعه، ۸ میکروفاسیس متعلق به دو زیر محیط دریای باز با گردش آزاد آب (A تا D) و محیط با گردش محدود آب (لاگون) (E تا H) تشخیص داده شد.

۴- بر اساس تجزیه و تحلیل میکروفاسیس ها، سازند قم در ناحیه قهرود، در یک فلات باز نهشته شده است.

۵- بر اساس ریزرخساره های شناسایی شده و پراکندگی موجودات، فلات باز پیشنهاد شده برای رسوبگذاری سازند قم در ناحیه مورد مطالعه، به سه بخش خارجی، میانی (دور و نزدیک) و داخلی تقسیم می شود.

۶- ریزرخساره A در فلات خارجی، ریزرخساره های B, C, D و در فلات میانی و ریزرخساره های E, F, G, H در فلات داخلی نهشته شده اند.

میانی نزدیک و فلات میانی دور تقسیم می شود. فلات میانی نزدیک شامل ریزرخساره های (D: پکستون-رودستون بایوکلاستی دارای کورال و کورالیناسه آ) و ریزرخساره (C: وکستون-پکستون بایوکلاستی دارای روزن داران با دیواره منفذ دار، کورالیناسه آ) می باشد. ریزرخساره D در بخش کم عمق تر فلات میانی نزدیک قرار دارد، تجمع کورال و کورالیناسه آ به همراه فرامینیفرهای بنتیک منفذدار محیط با شدت نور و انرژی کافی نزدیک به قاعده تأثیر امواج طوفانی را نشان می دهد. ریزرخساره C در بخش عمیق تری از فلات میانی نزدیک نسبت به ریزرخساره D قرار دارند. ریزرخساره C با حضور فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با دیواره های هیالین نازک و جلبک قرمز کورالیناسه آ و بیوکلاست های دیگر مشخص می شوند که در بخش عمیق تر ناحیه نوری با شوری نرمال دریایی قرار دارند و نشانگر شرایط نوری الیگوفوتیک می باشند (هال لوک و گلین، ۱۹۸۶، جیل، ۲۰۰۰ و پومار، ۲۰۰۱). فلات میانی دور شامل ریزرخساره (B: وکستون- پکستون بایوکلاستی دارای روزن داران با دیواره منفذ دار) می باشد. ریزرخساره B دارای فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با دیواره کشیده و نازک می باشد. حضور روزن داران بنتیک منفذدار بزرگ و کشیده با همزیست نوری مانند لپیدوسیکلینا و اپرکولینا، حاکی از عمیق تر شدن حوضه رسوبی و کم شدن انرژی محیط رسوبی به سمت دریای باز می باشد (رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). این ریزرخساره در بخش عمیق تر ناحیه نوری با شوری نرمال و بالاتر از قاعده تاثیر امواج آرام حضور دارد. بخش خارجی فلات باز شامل ریزرخساره (A: وکستون - پکستون بایوکلاستی دارای روزن داران پلانکتون) می باشد، این ریزرخساره با فراوانی فرامینیفرهای پلانکتونیک و

Gebirge (Prodromus einer geologie der kaukasischen lander), Mem. Acad, Sci. St, Petersb., Ser, v. 7, p. 359-534.

-Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., and Taheri, A., 2007 a. paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in Southwest Iran, Historical Biology, v. 19, p. 173-183.

- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., 2007 b. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at the Chaman-bolbol, Zagros Basin, Iran, Journal of Asian Earth Sciences. v.29, p. 947-959.

- Bozorgnia, F., 1965. Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position, Bull. Iran. Petroleum Institute. v. 4, p. 69-75.

- Brandano, M., and Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of Miocene carbonate ramp in Central Italy, Terra Nova. v.14, p. 257-262.

- Beavington-Penny, S. J., and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, applications in palaeoenvironmental analysis: Earth Science. v. 67, p. 219-265.

- Corda, L., and Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production a Miocene ramp, Central Apennines, Italy, Sedimentary Geology. v.161, p. 55-70.

- Cosovic, V., Drobne, K., and Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula), Facies, v. 50, p. 61-75.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture in W.E., Ham, ed., Classification of carbonate rocks-A symposium: rican Association Petroleum Geologist. v. 1, p. 108-121.

- Embry, A.F., and Klovan, E.J., 1972. Absolute water limits of the Devonian paleoecological zones: Geol, Rdsch, v. 61, p. 21-45

- Flugle, E., 2004. Microfacies of Carbonate Rocks (Analysis, Interpretation and Application), Springer, Berlin, 985p.

- Furrer, M. A., and Soder, P. A., 1955. The Oligo-Miocene marine Formation in the

منابع

- حسن زاده، م.، ۱۳۸۹. چینه نگاری زیستی،

میکروفاسیس و محیطهای رسوبی سازند قم در ناحیه سده برزک (جنوب غرب کاشان)، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه اصفهان، ۱۱۹ صفحه.

- صدیقی، م.، ۱۳۸۷. چینه نگاری زیستی و محیط رسوبی عضو C سازند قم در جنوب و جنوب شرق شهرستان قم، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۹۹ صفحه.

- صیرفیان، ع.، ترابی، ح.، و شجاعی، م.، ۱۳۸۵. میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه نطنز (کوه چرخه)، مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، جلد ۲۳، شماره ۱، صفحات ۴۴-۳۰

- عمیدی، س. م.، ۱۹۹۱. نقشه چهار گوش زمین شناسی کاشان: تهران، سازمان زمین شناسی کشور، ۱/۲۵۰۰۰۰، شماره اف ۷.

- فیض نیا، س.، مصفی، ح. ر.، ۱۳۷۷. میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه سمنان، مجله علوم زمین، صفحه ۲۷-۲۸.

- مؤسسه جغرافیایی و کارتو گرافی گیتاشناسی، ۱۳۸۴، اطلس راه های ایران، ۱:۱۰۰۰۰۰۰.

- مومن زاده، ا.، ۱۳۸۲. چینه شناسی سازند قم در جنوب شرقی کاشان: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۸۷ صفحه.

- Abaie, I., Ansari, H. J., Badakhshan, A., and Jafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran, Bull. Iran Petroleum Institute, v.15, p. 561-574

- Abich, H. von., 1858. Vergleichende grundzuge der geologie des kaukasus wie der Armenischen und Nord Persischen

- Sedimentology and Paleontology series, v. 5, p. 147-259.
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimered shelf, Upper Miocene, Balearic Islands .
 - Romero, J., Caus, E., and Rossel, J., 2002. A model for the Palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (SE Spain), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.179 (1), p. 43-56.
 - Reuter, M., Piller, W.E., Harrzhauer, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., and Hamedani, A., 2007. the Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways, *International Journal of Earth Sciences*, Doi: 10, 1007/soo531-007-0269-9.
 - Stahl, A. F., 1911. Persien: in *Handbuch der Regionalen Geologie*. Heidelberg (Winter) Hft. 8. 5 pt. 6, 46.
 - Vaziri-Moghaddam, H., and Torabi, H., 2004. Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession: Central basin, Iran, *Geological Palaeontological*, Stuttgart. P. 321-344.
 - 7- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagary, M., and Taheri, A., 2006. Depositinal environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in sw Iran: *Facies*. V.52 (1), p. 41-51.
 - Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*: New York, Springer 471 p.
 - Wilson, M.E.J., and Evans, M.E.J., 2002. Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihta Peninsula: Borneo, implication for subsurface reservoir quality, *Marine and Petroleum Geology*. v. 19, p. 837-900.
 - Qom region (Central Iran). *Proc. 4th World Petrol. Congr. Rom. Sect. I/A/5*, p. 267-277.
 - Grabau, A. W., 1904. On the classification of sedimentary rocks, *American Geologist*, v. 33, p. 229-247.
 - Gansser, A., 1955. New aspects of the geology in Central Iran, *Petroleum Congress Survey of Iran*, 132, 48.
 - 23- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences on carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in Southeastern Spain, *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleocology*, v. 155, p. 211-238.
 - Hallock, P., and Glenn, E.C., 1986. Large foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies: *Palaaios*. v.1, p. 44-64.
 - Hottinger, H., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time: *Utrecht Micropaleont, Bulletin*. v.30, p. 239-253.
 - Hottinger, H., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblage as signal for depth of their deposition and their limestones: *Society Geology France Bulletin*. v. 168, p. 491-505.
 - Leuttenger, S., 1984. Symbiosis in benthic foraminifera: specificity and host adaptations, *Journal Foraminifera Research*. v. 14, p. 16-35
 - Loftus, W.k., 1855. on the geology of portions of the Turko – Persian frontier, and of the districts adjoining. *Quart. Journal Geological Society*. London. v. 11, pt. 1, p. 247- 344.
 - Nogolsadat, M. A., 1985. Les zone de decrochement et les vivgations structurales en Iran, *Consequences des resultatas de 1, analyse structural de regionde Qom*, Geological Survey. Iran, Rep.55.
 - Okhravi, R., and Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin, Iran): *Sedimentology*, v. 118, p. 37-54.
 - Pedly, M., 1996. Miocene reef facies of the Pelagin (Central Mediterranean region) In: Franseen E. K, Esteban, M., Ward W.C., Rouchy, J. M. *Mediterranean region: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts in*

