

زیست‌چینه‌نگاری و سنگ‌چینه‌نگاری نهشته‌های سازند قم در برش تاقدیس نواب (جنوب خاور کاشان)

زینب منوچهری^{۱*}، طیبه محتاط^۲، سید علی آقائباتی^۳، مرتضی خلعت‌بری جعفری^۴، فاطمه وکیل باغمیشه^۴

^۱ کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ دکتری، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴ کارشناس ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

چکیده

سازند قم در برش تاقدیس نواب در جنوب خاوری کاشان واقع شده که ۴۴۷ متر ستیرا داشته که ۴۴۰ متر آن متعلق به میوسن است. جنس رسوبات آن بیشتر سنگ آهک و مارن بوده که مرز زیرین آن ناپیوستگی فرسایشی و مرز بالایی ناپیوستگی غیرموازی است. تعداد کل فسیل‌های یافته شده در این برش، ۶۹ گونه، ۷۲ جنس و ۴۶ خانواده می‌باشد. با بررسی روزن‌بران بنتیک این منطقه ۱۰ ریزرخساره کربناته و آواری برای محیط رسوبی آن پیشنهاد می‌شود. این رسوبات در یک پلت‌فرم کربناته شلف باز و در زیر محیط‌های دریای باز و لاگون تشکیل شده‌اند. تنوع و فراوانی روزن‌بران بنتیک و حضور اندک فرم‌های پلاژیک گواهی بر ژرفای کم حوضه در این برش بوده که با حضور سایر فسیل‌ها نیز تأیید می‌شود. از ویژگی‌های شاخص این برش، حضور گونه‌های *Ammonia* به ویژه *Ammonia pakinsonia* است. این برش دارای توالی کاملی از عضوهای (ممبرهای) سازند قم بوده و سن آن بر اساس حضور روزن‌بران بنتیک و پلاژیک الیگوسن بالایی- میوسن زیرین است. مجموعه روزن‌بران موجود در مقطع تاقدیس نواب قابل قیاس با زون تجمعی *Borealis Melo Group* - *Meandropsina Iranica* به سن آکی تانین و زون تجمعی *Miogypsinoides- Archaias- Valvulinid* به سن بوردیگالین از زون بندی (Adams and Bourgeois 1967) است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۸/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۰/۰۸/۱۰

کلیدواژه‌ها:

تاقدیس نواب

سازند قم

الیگومیوسن

فرامینی‌فرها

۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه در جنوب- جنوب خاور کاشان و در راه آسفالت کاشان- قمصر واقع شده است. این برش ۴۴۷ متر ستیرا داشته و در ۲۲ کیلومتری مسیر جاده کاشان - نطنز قرار دارد. توالی سازند قم در برش تاقدیس نواب با یک ناپیوستگی فرسایشی (Disconformity) بر روی سازند قرمز تختانی قرار گرفته و با یک ناپیوستگی غیر موازی زیر کنگلومرای هم‌ارز بختیاری قرار دارد. محور این تاقدیس خاوری- باختری بوده و روند کلی طبقات در مجموع شمال خاوری- جنوب باختری و شیب آنها متغیر است (شکل ۱). به طور کلی مرز لایه‌ها در تمامی بخش‌ها تدریجی بوده زیرا تبدیل یک لیتولوژی به لیتولوژی دیگر به صورت بین‌انگشتی بوده و دربردارنده میکرو فسیل و ماکرو فسیل هستند (شکل ۲).

۲- پیشینه پژوهش

سازند قم به طور گسترده‌ای بر روی رمپ‌های هموکلاین، سیلیسی کلاستی- کربناتی در شمال خاور سواحل دریای تتیس در حوضه پشت کمان قم در ایران مرکزی رسوب‌گذاری شده است. نخستین پژوهش‌ها بر روی سازند قم توسط Furrer and Soder (1955) صورت گرفته که بر اساس نزدیک ترین شهر، سازند قم نامیده شده و ۶ واحد سنگ‌شناسی a تا f برای آن تعریف شده است. عضو (ممبر) a: آهک قاعده‌ای. عضو b: مارن ماسه‌ای. عضو c: تاوپی از مارن و آهک.

* نویسنده مسئول: زینب منوچهری ؛ E-mail: zeinab.manouchehri@gmail.com

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

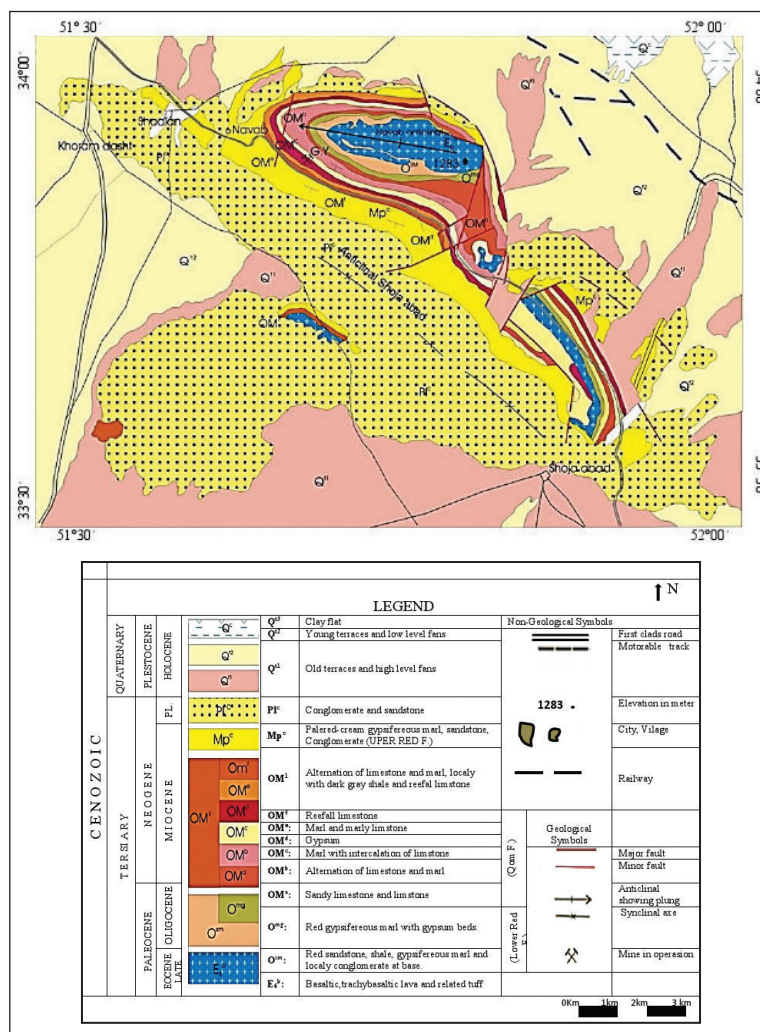
doi: 10.22071/GSJ.2021.304844.1934

dor: 20.1001.1.10237429.1400.31.3.14.1

This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License
(<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

عضو d: تبخیری. عضو e: مارن سبز. عضو f: آهک رأسی. Bozorgnia (1965) دو چرخه رسوبی در ناحیه قم تشخیص داده و Nogol-e-Sadate (1985) سومین چرخه (سیکل) رسوبی را در آن معرفی کرد. مطالعات زیست‌چینه‌نگاری بر روی روزن‌بران بزرگ که توسط Rahaghi (1980, 1976, 1973) انجام شده است که با استاد به سن الیگوسن- میوسن سازند قم، بازسازی از محیط قدیمی بر اساس آنالیز ریزرخساره برای عضو f هم انجام شده است (Okhravi and Amini, 1997). نهشته‌هایی را که امروزه به نام سازند قم معروفند، برای نخستین بار توسط Loftus (1854) و Abich (1859) در کنار دریاچه ارومیه و Tietze (1875) در ایران مرکزی و Stahl (1911) در منطقه قم گزارش شده است. در مطالعات شهام (۱۳۷۴) به بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی محیط رسوبی بخش‌های e, f سازند قم تشخیص ۶ ریزرخساره در جنوب خاور کاشان پرداخته شده است. همچنین سن سازند قم در بسیاری از برش‌های کاشان و قم، آکی تانین و بوردیگالین تشخیص داده شد. این رسوبات در یک پلت فرم کربناته شلف باز و زیر محیط‌های شلف میانی، داخلی و خارجی شامل لاگون و دریای باز نهشته شده‌اند. (Mohammadi et al. (2011) برای نهشته‌های جنوب کاشان ۱۳ ریزرخساره (MF A-M) پلاتفرم کربناته شلف باز (open shelf) شامل زیرمحیط‌های شلف داخلی، میانی و خارجی در نظر گرفته‌اند. همچنین Mohammadi et al. (2018) در ناحیه برزک در جنوب خاوری کاشان ۶ رخساره کربناتی و دو رخساره مارنی معرفی کرده‌اند. سن این نهشته‌ها الیگومیوسن و محیط تشکیل آنها لاگون تا دریای باز است. بررسی زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های جنوب خاوری کاشان توسط نویسندگان دیگری چون (Daneshian and Ghanbari 2017) و دانشیان و آفتابی (۱۳۸۸) مورد مطالعه قرار گرفته است.





شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش تاقدیس نواب بر روی نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ نطز (اقتباس از خلعت‌بری جعفری و اعلایی مهابادی، ۱۳۷۱).



شکل ۲- نمای کلی یال جنوبی تاقدیس نواب (دید رو به جنوب از پایین به بالا).

۳- بحث

۳-۱. زیست‌چینه‌نگاری روزن‌بران در برش ناقدیس نواب در یال جنوبی

شباهت شایان توجهی بین روزن‌بران سازند قم در ایران مرکزی و حوضه زاگرس در جنوب باختر ایران (سازند آسماری) توسط پژوهشگران مختلف گزارش شده است (آقاباتی، ۱۳۸۳؛ قنبری، ۱۳۸۶؛ صدیقی، ۱۳۸۷؛ دانشیان و همکاران ۱۳۸۹؛ دانشیان و رضیعی، ۱۳۸۴ و دانشیان و یزدانی، ۱۳۸۴). بررسی نمونه‌های برداشته شده در برش ناقدیس نواب در یال جنوبی به شناسایی ۶۹ گونه، ۷۲ جنس و ۴۶ خانواده انجامیده که از میان آنها ۲۰ جنس و ۱۲ گونه به سن اکی تائین و ۵۲ جنس و ۵۷ گونه به سن بوردیگالین هستند. سن برش مورد مطالعه بر مبنای حضور *Borelis melo curdica* Reichel, *Meandropsina anahensis* Henson, *Miogypsinoides* sp.

الیگوسن- میوسن زیرین (شاتین-اکی تائین-بوردیگالین) است.

زیست‌زون‌های ناقدیس نواب در یال جنوبی شامل 1-Borelis Melo Group- *Meandropsina* و 2- *Miogypsinoides*- *Archaia*- *Valvulinid* می‌باشد. اشکوب بوردیگالین در مقطع ناقدیس نواب از عضو b شروع شده که با حضور فسیل *Meandropsina anahensis* Henson و *Borelis melo* تأیید می‌شود. آخرین حضور فرم‌های پلاژیک مانند *Paragloborotalia pseudokugleri* Blow در این عضو نشانگر پایان الیگوسن و آغاز میوسن است.

زیر زون تجمعی 2b- *Archaia asmaricus* Smout & Eames- *Archaia* Hensoni به سبب حضور انواع گونه‌های اریکاس در این برش تشخیص داده شده است. همچنین زون 2a- *Miogypsina* 14- *Elphidium* sp. به دلیل عدم حضور *Elphidium* sp. 14 نیز وجود ندارد. این برش به سبب عدم حضور جنس‌های نومولیت، با وجود فراوانی فسیل‌های هتروستژینا، اسپرو کلیپوس یولیپیدینا و نفرولیپیدینا، شامل زون 3- *Eulepidina*- *Nephrolepidina*- *Nummulites* می‌باشد. حضور فراوان فسیل‌های یاد شده تنها می‌تواند دلیلی بر حضور سن الیگوسن در قاعده این برش باشد. فرم‌های شاخص از لحاظ چینه‌نگاری به سن میوسن زیرین شامل *Dendritina rangi* d'Orbigny, *Elphidium crispum* Linne, *Borelis melo curdica* Reichel, *Archaia kirkukensis* Henson, *Archaia asmaricus* Smout & Eames, *Meanropsina anahensis* Henson, *Kuphus arenarius* Douglas فرم‌های شاخص از لحاظ چینه‌نگاری به سن الیگوسن- میوسن زیرین *Peneroplis evolutus* Henson, *Miogypsinoides complanatus* Schlumberger, *Archaia operculiformis* Henson, *Eulepidina dilatata* Michelotti, *Heterostegina* cf. *costata* d'Orbigny, *Austrotrillina asmariensis*, *Austrotrillina hawchini* Schlumberger, *Globigerina praebulloides* Blow and *Operculina complanata* Defrance می‌باشند (شکل ۳؛ plate 1).

افزون بر آن، مهرنوش و پرتوآذر (۱۹۷۷) حضور *Eulepidina dilatata* Michelotti, *Nephrolepidina* sp., *Operculina complanata* Defrance, *Victoriella* sp., *Heterostegina* cf. *costata* d'Orbigny, *Ditrupe* sp. در ناحیه کاشان را به سن الیگوسن دانسته‌اند. بخش ابتدایی سنگ آهک‌های عضو a به سبب حضور فراوان جنس‌های *Eulepidina*, *Nephrolepidina* می‌تواند نشانگر الیگوسن بالایی (شاتین) باشد که در انتها به سن اکی تائین می‌رسد. همچنین حضور میوژیپسینوئیدس معرف زون تجمعی 2- *Miogypsinoides*- *Archaia*- *Valvulinid* 2) گواهی بر شروع میوسن (اکی تائین) است. مارن و سنگ آهک‌های عضو b ستبرای شایان توجهی از این سازند را تشکیل می‌دهند. این عضو به سبب حضور بورلیس نشانگر شروع زون تجمعی بوردیگالین 1- *Borelis melo* Group- *Meandropsina* 1) و پایان زون 2- *Miogypsinoides*- *Archaia*- *Valvulinid* 2) همچنین پایان اکی تائین و شروع بوردیگالین است.

عضو c1 شامل سنگ آهک‌های حاوی روزن‌بران بتیک و پلاژیک است. عضو c2 شامل شیل قرمز، سنگ آهک و مارن است. همچنین نمونه‌های این عضو دارای

اکیونیدهای فراوان هستند. عضو c3 شامل سنگ آهک‌های الیتیک است. روزن‌بران پلاژیک در مارن و سنگ آهک‌های عضو c4 بسیار زیاد مشاهده می‌شوند. عضو c2 در ناقدیس نواب حاوی استراکد لب شور بسیار زیادی است. عضو d گواهی محیط تبخیری و دربردارنده رئیس گل کلمی و رشته‌ای همراه با رسوبات تبخیری به ستبرای کلی ۲۵ متر است. عضو e در ناقدیس نواب، به ستبرای ۴۱/۲۵ متر و حاوی خرده‌هایی از دوکفه‌ای‌ها، پلسی‌پودها، گاستروپودها بوده است. عضو f آخرین عضو این برش است که دربردارنده سنگ آهک ریفال به ستبرای ۱۷/۵ متر و نشانگر پایان توالی سازند قم بوده و دارای فسیل‌های لیتوفیلوم، تویسلاریا و لیتوتامنیوم (کورال) است. همچنین رئیس و مرجان در بخش‌های c, e, b مشاهده می‌شوند (شکل ۳).

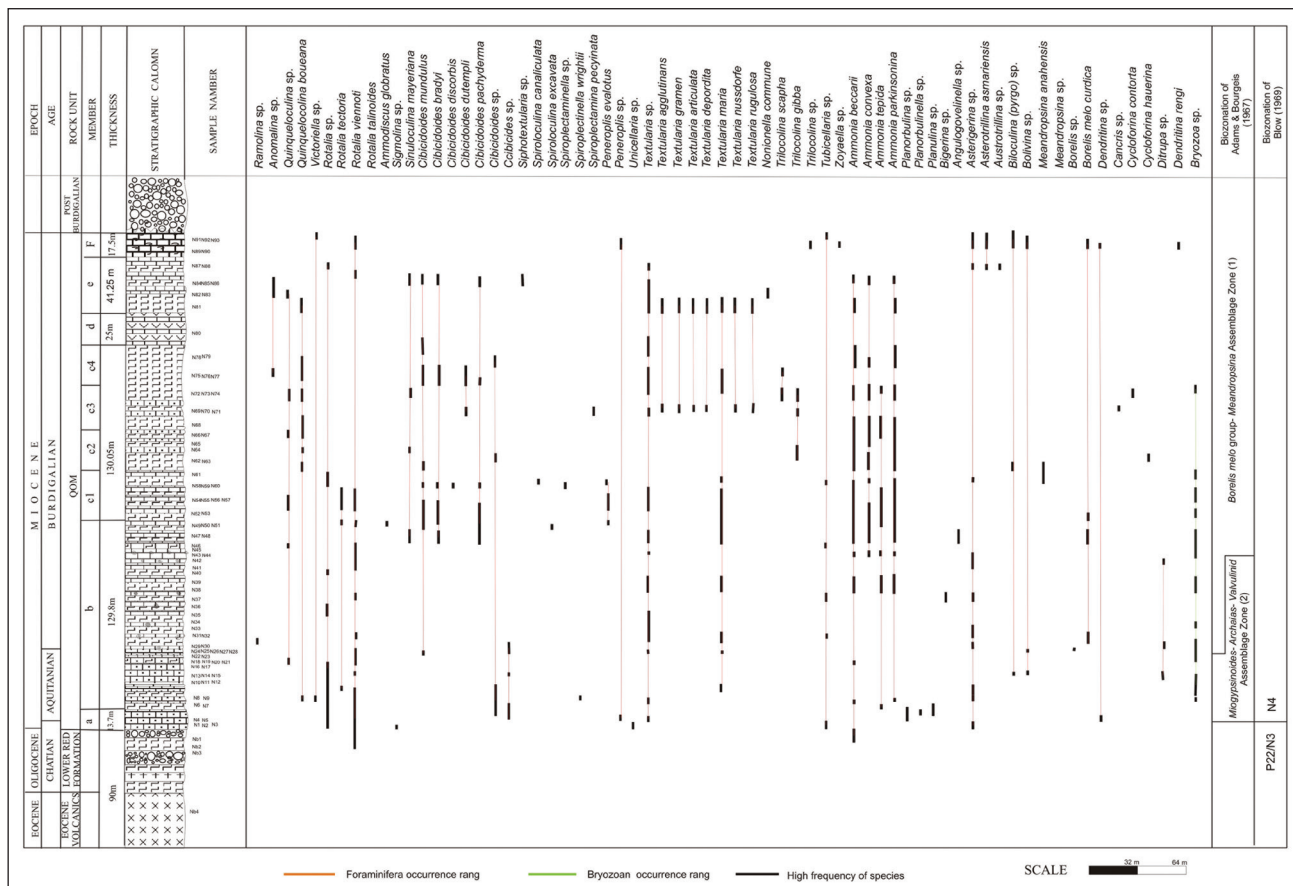
۳-۲. زیست‌چینه‌نگاری غیر روزن‌بران در برش ناقدیس نواب در یال جنوبی

ماکروفسیل‌های موجود در برش نواب بیشتر شامل اکیونید و پلسی‌پود بوده و حضور این ماکروفسیل‌ها در مجموع محیطی کم‌ژفا و گرم را برای این برش پیشنهاد می‌کند. همچنین شایان ذکر است که جنس‌های اکیونید مشاهده شده در این منطقه توسط خاکسار (۱۳۹۹) بررسی شده‌اند. از جنس‌های یافته شده در این برش به سن اکی تائین به *Ostrea* cf. *billondeli*, *Ostrea* cf. *gigantica*, *Euspatangus* cf. *formosus*, *Scutella* cf. *subrotunda* (Leske), *Clypeaster* cf. *grandiflorus* Brongniart همچنین از جنس‌های اشکوب بوردیگالین می‌توان به *Pecten* aff. *duvelzi*, *Trochus* sp., *Scutella* cf. *ammonie*, *Echinodiscus* sp. به *Conoclypeous* sp. و جنس *Cardium* sp. از ماکروفسیل‌های اکی تائین-بوردیگالین، اشاره کرد که همگی سن میوسن زیرین را تأیید می‌نمایند. همچنین بر اساس مطالعات سنماری (۱۳۹۴) برای نهشته‌های سازند قم در جنوب خاور کاشان، سن شاتین - اکی تائین با توجه استراکدهای یافته شده پیشنهاد شده است.

حضور اکیونردم در سازند قم گذرگاهی برای دریا را آشکار می‌سازد. اکیونردم‌های بسیار مهم و فراوان *Clypeaster*, *Scutella* جزو مناطق ساحلی به‌شمار رفته و ریخت‌شناسی آنها نشانگر انرژی محیط است. فراوانی اکیونردم‌ها و تنوعشان در بخش‌های بالایی سازند کاهش می‌یابد. این نکته می‌تواند گویای درجه بالا در بوردیگالین بالایی در اثر مهاجرت آنها از ایران مرکزی باشد. پس از سقوط ناگهانی درجه حرارت در الیگوسن پایینی، درجه حرارت جهانی افزایش یافته است. درجه حرارت و آب و هوای گرم در بوردیگالین و حتی در بوردیگالین بالایی بیشتر افزایش می‌یابد. حضور مرجان و روزن‌بران نشانگر آب و هوای گرم است. در مجموع می‌توان چنین برداشت نمود که محیط تشکیل نهشته‌های سازند قم در برش ناقدیس نواب در محیط گرم‌مسیری تا نیمه گرم‌مسیری (محیط لاگونی هپرسالین تا شلف داخلی) تشکیل شده‌اند که در مطالعات صدیقی (۱۳۸۷) به آن اشاره شده است.

۳-۳. روزن‌بران: شناساگرهای محیطی و بوم‌شناختی

ریخت‌شناسی و نوع زندگی روزن‌بران می‌تواند برای تعیین موقعیت شکل‌گیری آنها بر روی پلت‌فرم و میزان تمایل به کم‌ژرفاشدگی و ژرف‌شدگی در سکانس رسوبی استفاده شود. آنالیزهای سکانسی از رسوبات پلت‌فرمی پالئوژن با استفاده از دیرینه‌بوم‌شناسی روزن‌بران مفید واقع می‌شوند. بازسازی محیط‌های قدیمی با تجزیه مجموعه‌های روزن‌بری و بیوتایی انجام می‌پذیرد (Reuter et al., 2008). محیط‌های قدیمی شامل محیط‌های بسیار کم‌ژرفا مثل تکه‌ریف‌ها، قله‌سنگ‌های ریفی همراه با آمفیستژینا و بورلیس و چمن‌های دریایی همراه با پنروپلید و آریکاس و محیط‌های نزدیک ساحل تحت تأثیر سیلیسی کلاست‌ها همراه با نومولیتس هستند. آب‌های کم‌ژرفای آشفته نسبت به محیط‌های ژرف رمپ‌میانی و بیرونی با مجموعه‌های متنوعی از لیپیدوسیکلین و پوسته‌هایی که تا قطر چندین سانتی‌متر می‌رسند، متمایز می‌شوند. (برای بازسازی محیط‌های قدیمی و منابع آن به (Schuster and Wielandt 1999), (Reuter et al. 2008) مراجعه شود).



۱۴۸

Brandano & Corda, 2002) که با حوضه و ژرفای تشکیل سازند نواب به دلیل فراوانی و تعداد کم روزن‌بران پلانکتون همخوانی دارد.

زندگی اپرکولینا بر روی رسوبات نرم بوده در حالی که هتروسترنیا، زیر چینه‌های سخت را ترجیح می‌دهد (Reiss and Hottinger 1924). Hohenegger et al., 1999) لیبیدوسیکلین‌های پهن و بزرگ در شرایط شوری نرمال دریایی نشان داده شده‌اند. آنها به طور آزاد در روی کف دریا یا در اتصال با بسترهای سخت در زون نوری زندگی می‌کنند (Geel, 2000). قلمرو جنس آمفیسترنیا در رسوبات عموماً نشان دهنده محیط‌های استوایی (Reiss and Hottinger, 1984) تا محیط‌های با درجه حرارت گرم است (Betzler et al., 1997). پایین زون نوری توسط روزن‌بران منفذدار پهن و بزرگ مثل نومولیتس و لیبیدوسیکلین، همراه با دیاتومه‌های هم‌زیست (Leutenegger, 1984; Romero et al., 2002) مشخص می‌شود در حالی که شلف لاگون با فراوانی بالای روزن‌بران بدون منفذ (پنروپلیدها، بورلیس‌ها، میلیولیدها) مشخص می‌شود.

بالای زون نوری معمولاً توسط روزن‌بران بزرگ پورسلانوز مثل پنروپلیدها و میلیولیدها، غالباً هم‌زیست با داینوفیسه، کلروفیسه و پارادوفیسه مشخص می‌شوند. بورلیس در تمامی بسترهای نسبتاً کم‌ژرفا در مناطق حفاظت شده از امواج، زندگی می‌کنند در حالی که سورتیدها مثل آرکیاس زندگی روی چمن‌های دریایی را ترجیح می‌دهند (Geel, 2000). میلیولیدها پوسته بدون منفذ دارند و غیر هم‌زیست هستند. آنها در مناطق مختلف آب‌های کم‌ژرفا از شرایط نیمه‌شور تا بسیار شور یا هیپرسالین وجود دارند (Vaziri- Moghadam et al., 2006).

۳-۴. رخساره‌های سازند قم در برش ناقدیس نواب

تغییر رخساره سازند قم بسیار زیاد است، به گونه‌ای که در بسیاری از نقاط شناسایی و تفکیک عضوهای چندگانه ناممکن است. وجود همراهان آذرین بارزترین تغییر رخساره سازند قم است که گاه درصد شایان توجهی از سازند را به خود اختصاص می‌دهد. تغییر رخساره‌های سازند قم سبب شد تا رحیم زاده (۱۳۷۳) بر این باور باشد که دریای سازند قم یکپارچه نبوده و اغلب به شکل حوضه‌های میان‌کوهستانی و محدود بوده و تنها در زمان‌های محدود، با هم و یا با حوضه زاگرس ارتباط داشته‌اند. بستر این دریا، توپوگرافی متغیری داشته و ژرفای کم حوضه سبب شده تا دریا ارتفاعات را دور زده و فرورفتگی یا ذره‌های بین رشته‌کوه‌ها را اشغال کند. ژرف‌ترین بخش این دریا، مناطق باختر تفرش تا شمال همدان در کوه‌های رزن بوده که با حوضه‌های ساحلی کولابی، مردابی و ژرف در ارتباط بوده است. همچنین این نهشته‌ها یک پلت‌فرم کربناته شلف باز مربوط به سه زیر محیط شلف درونی، میانی و خارجی را نشان می‌دهند (Seddighi et al., 2011; Mahyad et al., 2019) (که گواهی بر رخساره‌های لاگون تا دریای باز و محیط حاره تا نیمه حاره و شرایط الیگوتروفیک برای این برش از سازند قم هستند).

در یک نگاه کلی، در محل‌های کم‌ژرفای دریای الیگوسن - میوسن، سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و در مناطق ژرف آن، مارن نهشته شده است. جانوران ریف‌ساز، موجب انباشت کربنات در لبه سکوی آهکی شده‌اند و در پشت این ریف‌ها، حوضه‌های کولابی یا مردابی وجود داشته است که نهشته‌های تبخیری و یا رسوبات بیتومین‌دار در آن نهشته شده‌اند. بدین سان، رخساره‌های سنگی و زیستی سازند قم را می‌توان متعلق به چهار محیط متفاوت ساحلی، سکوی کربناتی - تبخیری، سراسیبی حاشیه سکوی کربناتی و رخساره منطقه ژرف دانست. گفتنی است که بخش بزرگی از سازند قم در فاصله زمانی کمی ته‌نشست یافته که خود گویای سرعت زیاد رسوب‌گذاری است. این موضوع از بررسی صفات سنگ‌شناسی نیز قابل درک است، چرا که سنگ آهک‌های نوع اسپارایت تقریباً وجود ندارند و سنگ آهک‌های میکربیتی چیرگی دارند که خود دلیل سرعت زیاد ته‌نشست و کوتاه بودن نسبی زمان تأثیر امواج و عمل شست و شو برای خارج شدن لجن‌های ریز بلورین از لابلای آلو کم‌ها است.

بیشتر شواهد موجود گویای این نکته هستند که لیبیدوسیکلین‌ها در آب‌های کم‌ژرفای آشفته زندگی می‌کنند. در اثر حضور فراوان بریوزوها در تمام الیگوسن و میوسن زیرین، لیبیدوسیکلین‌های بزرگ ممکن است نقش ویژه‌ای در تکامل بریوزوهای آب‌های کم‌ژرفا با فراهم کردن زیر چینه‌ای برای پوشش گونه‌ها در محیطی غیر نامساعد داشته باشند. بنابراین بریوزوها در میوفونا‌های الیگوسن و میوسن زیرین نقش مهمی دارند (Burning, 2006).

میلیولیدها غیر منفذدار و غیر هم‌زیست بوده و می‌توانند در محیط‌های مختلف آب‌های کم‌ژرفا از نیمه شور تا بسیار شور و همچنین در جلوی ریف سراسیبی نیز وجود داشته باشند. آنها ترجیحاً در آب‌های با زیست‌آشفته‌گی کمتر، با رسوبات ریز دانه فراوان زندگی می‌کنند. به‌ویژه فراوانی میلیولیدها در لاگون و پشت ریف نریتیک هستند (Geel, 2000).

روتالیاها از کراتاسه پایینی تا عهد حاضر وجود داشته، منفذدار و هم‌زیست هستند. ستر و با تزینات بالا در محیط‌های کم‌ژرفا و زیست‌آشفته (۰ تا ۴۰ متر) در زون ساحلی بر روی ماسه‌های آهکی، و محیط‌های ریف تا داخل ریف فرم‌های زنده آنها زندگی می‌کنند. اپرکولیناها از پالئوسن تا عهد حاضر وجود داشته منفذدار و هم‌زیست بوده و در بسترهای نرم حفر شده در ژرفای ۱۵ تا ۱۵۰ متر چیره هستند. در بسترهای برهنه معمولاً پهن و بر روی یکی از سطوح خود قرار دارند.

لیبیدوسیکلینا در اروپای باختری به سن الیگوسن زیرین - بوردیگالین زیرین، منفذدار و احتمالاً هم‌زیست بوده و نیازمند اقیانوس با شوری نرمال هستند. در پشت قله ریف در سنگ فرش رادولیتی در نزدیک پشت ریف در shoal همراه با کورال‌های ستر و بر روی ریف و قطعه ریف‌ها و رادولیت‌ها زندگی می‌کند. روزن‌بران بزرگ آنها (بولیپیدینا) در بخش‌های ژرف‌تر شلف به صورت آزاد در بستر یا در اتصال با برخی اجزای زون نوری زندگی می‌کنند.

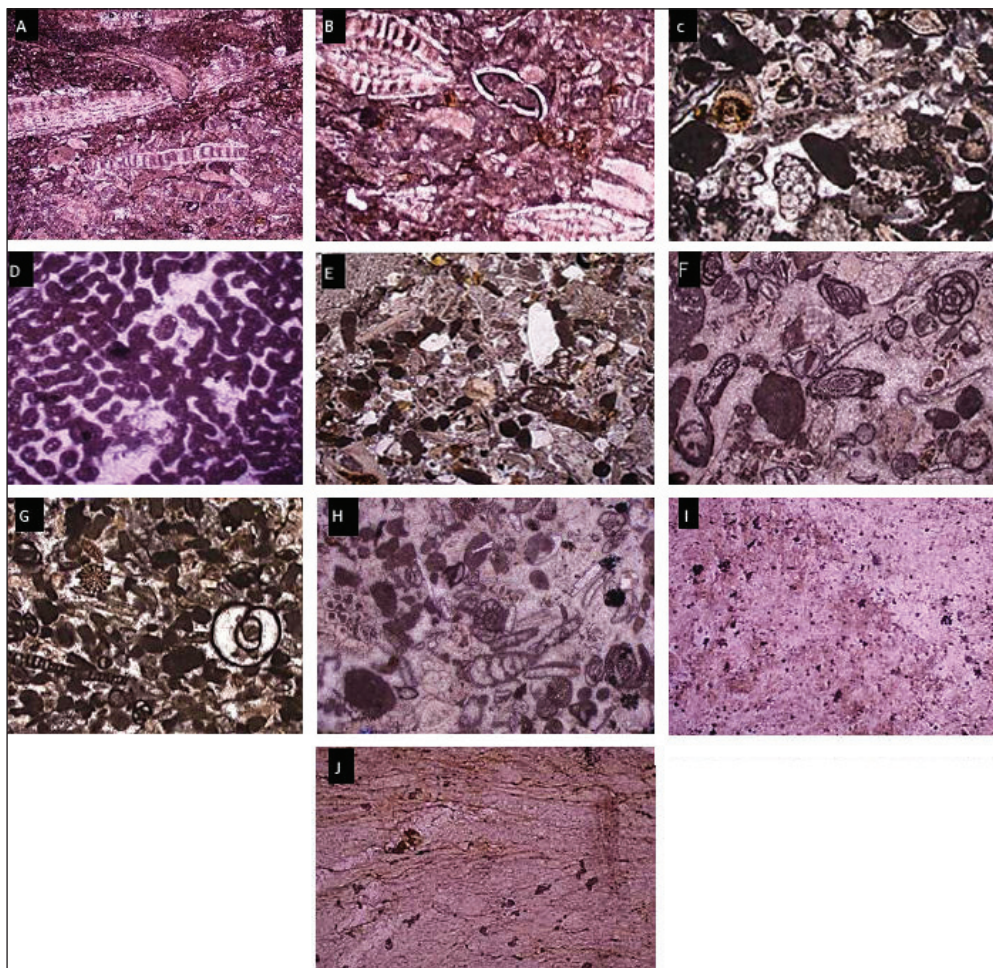
میوژیسیناها (الیگوسن بالایی - بوردیگالین) منفذدار و احتمالاً هم‌زیست و در آب‌های کم‌ژرفا (ژرفای کمتر از ۵۰ متر) با شوری نرمال زندگی می‌کنند (Frost et al., 1983). حضور میوژیسینا را در شوال (shoal) های پشت ریف همراه با کورال‌های ستر به صورت گروه‌هایی از چمن دریایی و میوژیسینیدها را در ماسه‌های اسکلتی همراه با میلیولیدها و لیبیدوسیکلین‌ها گزارش کرده است. بر طبق نظر (Drooger, 1993)، میوژیسینویدهای با دیواره ستر در محیط‌های بسیار کم‌ژرفا زندگی می‌کنند. تغییر رشد حجره‌های جانبی میوژیسینا را قادر می‌سازد که در محیط‌های ژرف‌تر تا ۵۰-۸۰ متر گسترش یابند. همچنین آنها قادر به زندگی در محیط‌های بسیار کم‌ژرفا در کنار میوژیسینویدس نیز هستند (Geel, 2000).

هتروسترنیدها به سن اتوسن بالایی تا عهد حاضر، منفذدار و هم‌زیست، نیازمند به آب‌های آرام و در محیط‌های بخش‌های شکل یافته از استخرهایی از ریف‌های پهن در ژرفای کم و ژرف‌تر در محیط‌های با انرژی پایین در اتصال با زیر چینه‌ها و یا به صورت انگلی در ژرفاهای بیشتر از ۸۵ متر هستند.

تولیدات کربنات مستقیم یا غیر مستقیم مربوط به فتوسنتز در نتیجه نفوذ نور در حجم آب است. روزن‌بران بزرگ اغلب توسط ارتباطات هم‌زیستی با جلبک‌های تک سلولی حمایت می‌شوند. همراهان هم‌زیست روزن‌بران وابسته به نور هستند، اگر چه می‌توانند در مکان‌های به نسبت ژرف نیز یافت شوند (Hohenegger et al., 1999). مجموعه روزن‌بران محیط حوضه‌ای Basin (توسط روزن‌بران پلانکتون مشخص می‌شود. حضور تا کسنا‌های هم‌زیست، گویای این نکته است که این مجموعه در زون تحت نور نهشته شده‌اند (Vaziri- Moghadam et al., 2006). حضور همزمان پوسته روزن‌بران منفذدار مثل نومولیتیدهای پهن و بزرگ (مثل اپرکولینا و هتروسترنیا) همراه با روزن‌بران پلانکتون، ژرف‌ترین محیط، محدود به زون نوری و کاملاً مشابه با محیط Slope را نشان می‌دهد (Geel, 2000, Romero et al., 2002). در حالی که حضور نومولیتیدهای با اندازه کوچک تا متوسط به همراه پوسته روزن‌بران بدون منفذ (میلیولیدا و بورلیس) داخل شلف را نشان می‌دهند (Geel, 2000).

الیگوفوتیک بوده است. وجود همراهان آذرین، بارزترین تغییر رخساره سازنده قم است که گاه درصد قابل توجهی از سازند را به خود اختصاص می‌دهد. از بررسی نمونه‌های برداشت شده در برش تاقدیس نواب، ۱۰ رخساره زیر در آن شناسایی شده است (شکل ۴).

تاکنون مطالعات گسترده‌ای بر روی رخساره‌های سازند قم انجام شده است. با بررسی نهشته‌های منطقه بیجگان- نراق در ایران مرکزی (Safari et al. 2020a,b) ضمن اختصاص ۷ ریزرخساره به رسوبات سازند قم، محیط تشکیل آن را مرتبط به سیستم کربناتی شلف باز (open-shelf) دانسته، شرایط زون نوری مزوفوتیک تا



شکل ۴- ریز رخساره‌های سازند قم در برش تاقدیس نواب (جنوب خاور کاشان): (A) وکستون- پکستون دارای بیوکلاست، نومولیتیدا، لیپیدوسیکلینیدا؛ (B) پکستون دارای بیوکلاست نومولیتیدا، آمفیستژینیدا؛ (C) پکستون- فلوتستون دارای نومولیتیدا، میوژیسینوئیدس، نئوروتالیا، کورال، کورالیناسه؛ (D) پکستون- گرینستون- فلوتستون دارای بیوکلاست، کورالیناسه، کورال؛ (E) پکستون- گرینستون دارای بیوکلاست؛ (F) وکستون- پکستون دارای بیوکلاست، نومولیتیدا، میلیولید؛ (G) پکستون- گرینستون دارای اینتراکلاست، میلیولید، بیوکلاست؛ (H) وکستون- پکستون- گرینستون دارای فرامینی‌فرهای منفذدار؛ (I) میکروفاسیس مادستون؛ (J) استروماتولیت باندستون.

Hottinger et al., 1993; Hohenegger et al., 1999; Hallock and Glenn, 1986; (باز Reiss and Hottinger, 1984; Leutenegger, 1984) این اجازه را به ما می‌دهد که این رخساره را به رسوب‌گذاری در پایین زون نوری نسبت دهیم.

– ریزرخساره نومولیتیدا، آمفیستژینیدا، بیوکلاست پکستون

MF- B-nummulitidae, Amphistegina, bioclast packstone

این ریزرخساره با تنوع بسیار بالای بیوتای روزن‌بران بنتیک شامل هتروستژینا و آمفیستژینا و کورالیناسه آ، بریوزوا و اکینویید مشخص می‌شود. در این بخش مقدار کمی دانه‌های کوارتز در سنگ آهک وجود دارد. بافت رسوبی پکستون نشانگر محیط الیگوفوتیک است (Brandona and Corda, 2002). همچنین این فرامینی‌فرهای بزرگ در محیط‌های استوایی تا نیمه استوایی بالای پهنه باسیمتریک رنج و به ویژه در

– ریزرخساره بیوکلاست، نومولیتیدا، لیپیدوسیکلینیدا، وکستون- پکستون

MF-A- bioclast, Nummulitidae, Lepidocylinidae wackestone-packstone

فونای عمده آن شامل روزن‌بران بنتیک با دیواره منفذدار مانند لیپیدوسیکلینیدا و نومولیتیدا است. فرم‌های بزرگ‌تر با جنس‌های اسپروکلیئوس، هتروستژینا و اپرکلینا نشان داده شده‌اند. این ریزرخساره سیمان دانه‌ای ریز دارد. سایر بیوکلاست‌ها شامل بریوزوا، اویسترا، نرم‌تان، استراکود و اکینویید و روزن‌بران بنتیک کوچک هستند. این رخساره در انرژی کم تا متوسط و محیط دریای باز رسوب‌گذاری شده است. این تفسیر با حضور فونای اسکلتی دریای باز شامل نومولیت‌های پهن و بزرگ، لیپیدوسیکلینیدا، بریوزوا و اکینوییدها اثبات می‌شود (Romero et al., 2002). حضور این فسیل‌ها به همراه نومولیتیدا در مقایسه با پلت‌فرم

دریایی نرمال و بیوتای لاگونی با اینتراکلاست‌ها، رسوب‌گذاری در شرایط لاگونی انتهایی حاشیه پلت فرم را پیشنهاد می‌کند (Vaziri-Moghaddam et al., 2006).

– ریزرخساره روزن‌بران بدون منفذ، وکستون – پکستون – گریستون

MF- H- bioclast, imperforated foraminifera wackestone-packstone-grainstone
فراوان‌ترین ترکیبات این رخصاره روزن‌بران بنتیک با دیواره بدون منفذ است که شامل پنروپلیس، ارکیاس، دندرتینا، بوریس، استروتریلینا، و میلیولیدس هستند. بیوتاهای دیگر کورالیناسه‌آ و کورال و بریوزا و خرده‌های پوسته‌ها است. این رسوبات شامل میزان بافت‌های متفاوتی از وکستون تا پکستون و گریستون است. حضور تعداد زیادی از روزن‌بران منفذدار نشانگر رسوب‌گذاری در شرایط شلف لاگون است (Geel 2000; Romero et al., 2002).

MF- I- mudstone ریزرخساره مادستون
گل‌آهکی (Lime mud) اساساً ترکیب یافته از ۹۰ تا ۱۰۰ درصد از این سنگ است در حالی که دانه‌های کربناتی و غیر کربناتی نادر هستند. این رسوبات شامل فونای نامشخص پراکنده است. این رخصاره در لاگون محدود رسوب‌گذاری شده است. دلیل این تفسیر با کمی تنوع و فراوانی فونا و فقدان مشخصات ظاهر شده زیر ناحیه‌ای و موقعیت چینه‌نگاری رخصاره لاگونی نشان داده شده است (Wilson and Evans, 2002).

MF- J- stromatolitic boundstone ریزرخساره استروماتولیت باندستون
این رسوبات با نمونه سنگی تحت گلی با لایه‌های میلی‌متری تشکیل شده‌اند که رسوبات ستبری که اساساً بدون فسیل، با شرایط جانبی موجی نامنظم (استروماتولیت نوع کریپتولگی) هستند را ایجاد می‌نمایند. سیانوباکتری‌ها با مشخصات میله‌ای خود محصورکننده و بسته‌بندی‌کننده اجزای رسوبی مولد رسوبات لامینه‌ای یا استروماتولیت هستند. این رخصاره در رسوبات پهنه جذرومدی معمول است (Vaziri-Moghaddam et al., 2006). امروزه ساختارهای لامینه‌ای پهن با منشأ میکروبی در مناطق بین جذرومدی پیدا می‌شوند. در مناطق با آب و هوای خشک مانند خلیج فارس یا Shark Bay استروماتولیت‌ها به صورت فرش‌های نرمی در بخش پایینی زون بین جذرومدی قرار گرفته‌اند (Kinsman and Park 1976; Haffman, 1976).

۴- نتیجه‌گیری

سازند قم در برش تاقدیس نواب در جنوب خاوری کاشان با ستبرای ۴۴۷ متر دارای روزن‌بران بنتیک فراوان مانند *Borealis melo curdica* Reichel, *Miogypsinoides complanatus* Schlumberger, *Ammonia beccarii* Linne به سن اکی‌تاین-بوردیگالین است. بطور کلی سن مقطع بر اساس شواهد اشاره شده الیگوسن بالایی- میوسن زیرین در نظر گرفته می‌شود. این برش شامل توالی کاملی از عضوهای سازند قم است. زیست‌زون‌های تشخیص داده شده در این برش برابر با زون تجمعی *Borealis melo* Fichtel and Moll- *Meandropsina iranica* Henson به سن بوردیگالین و زون تجمعی *Miogypsinoides- Archaia- Valvulinid* به سن آکی‌تاین از زیست‌زون‌بندی (Adams and Bourgeois (1967 برابر است. حضور اکتینولیدها و استراکدها محیط کم‌ژرفا و گرم را برای این برش پیشنهاد می‌کنند. آب‌های کم‌ژرفای آشفته به خوبی به محیط‌های ژرف رمپ میانی و بیرونی خصوصاً با مجموعه‌های متنوعی از لیبیدوسیکلین و پوسته‌هایی با چندین سانتی‌متر قطر تغییر می‌یابند. حضور همزمان پوسته روزن‌بران منفذدار مثل نومولیتیدهای پهن و بزرگ مانند هتروسترنایا و اپرکلینا همراه با روزن‌بران پلاتکتون ژرف‌ترین محیط، محدود به پایین زون نوری و کاملاً مشابه با محیط دریای محدود را نشان می‌دهد. در حالی که حضور نومولیتیدهای با اندازه کوچک تا متوسط به همراه پوسته روزن‌بران بدون منفذ (میلیولید، بوریس و پنروپلیس) محیط داخل شلف و شلف لاگون و داخل زون نوری را پیشنهاد می‌کنند. بررسی ریزرخساره‌های رسوبات آکی‌تاین محیط دریای محدود و هیبرسالین و برای رسوبات بوردیگالین محیط شلف لاگون تا داخل شلف را پیشنهاد می‌کند.

عمق ۴۰ تا ۷۰ متر فراوان هستند. در نتیجه تغییر در نوع فونا در برخی از مقاطع نازک، نام این رخصاره به Nummulitidae, Neorotalia, bioclast, echinoid wackestone-packstone یا Neorotalia, bioclast packstone تغییر می‌یابد. این تفسیر با نبود فونای اسکلتی نوع دریای باز شامل روزن‌بران با دیواره منفدار، اکتینولیدها، بریوزا، حضور فراوان زمینه میکرایت و موقعیت چینه‌نگاری تحت رسوبات حاشیه پلت فرم اثبات می‌شود. رسوبات با حضور غالب نومولیتیدا و جنس‌های نئوروتالیا و آمفیسترنایا و نرم‌تان و کورالیناسه‌آ مشخص‌کننده محیط رمپ میانی است (Pomar, 2001b; Cosovic et al., 2004).

– ریزرخساره نومولیتیدا، میوزیپسینوئیدس، نئوروتالیا، کورال، کورالیناسه، پکستون – فلوستون

MF-C- nummulitidae, miogypsinoides, neorotalia, coral, coralolinacean packstone-floatstone
این رسوبات با حضور روزن‌بران با پوسته آهکی بزرگ شامل نومولیتیدای پهن، میوزیپسینوئیدس و نئوروتالیا مشخص می‌شوند. دیگر بیوکلاست‌ها شامل کورال، کورالیناسه‌آ و خرده‌های اکتینوئید و بافت پکستون تا فلوستون است. این رخصاره در محیط دریای باز با شرایط شوری نرمال و جریان آب‌های باز و انرژی هیدرودینامیک متوسط شکل گرفته است. دلیل این تفسیر فراوانی فونای اسکلتی دریای باز و موقعیت چینه‌نگاری است. حضور کورالیناسه‌آ و روزن‌بران بزرگ موقعیت رمپ میانی و شرایط الیگوفوتیک را پیشنهاد می‌کند (Pedley, 1998; Pomar, 2001a).

– ریزرخساره بیوکلاست، کورالیناسه، کورال، پکستون – گریستون – فلوستون

MF- D-bioclast, corallinacean, coral packstone- grainstone-floatstone
این رخصاره با حضور فراوان کورالیناسه‌آ و کورال مشخص می‌شود. سایر بیوکلاست‌ها نادر بوده و شامل بریوزا و نرم‌تان و بافت پکستون – گریستون یا فلوستون است. محیط رسوبی به عنوان بالاترین بخش کربنات slope تفسیر می‌شود. این تفسیر با خرده‌های با سایز میلی‌متری اجزای همراهان ریفی و خصوصاً جلبک‌های قرمز و کورال اثبات می‌شود. این ریزرخساره از رخصاره ریف با حضور فراوان ورقه‌های زاویه‌دار جلبک‌های قرمز و خرده‌های پوسته‌ای و نبود فابریک در جای باندستون مجزا شده است.

– ریزرخساره بیوکلاست، پکستون – گریستون

MF-E- bioclast packstone- grainstone
اساسی‌ترین ترکیبات بیوکلاستی اکتینولیدها، نرم‌تان، بریوزا و روزن‌بران بنتیک کوچک هستند. این رخصاره بافت پکستون – گریستون دارد. ویژگی این رخصاره شرایط آب‌های کم‌ژرفا با انرژی بالا تا متوسط و جابه‌جایی چشمگیر بیوکلاست‌ها است. بر طبق استاندارد انواع ریزرخساره‌های توصیف شده توسط (Wilson and Lokier 2002) و (Flügel (1982) ریزرخساره E به عنوان محیط shoal تفسیر می‌شود که در حاشیه پلت فرم، جداکننده دریای باز از محیط دریای بیشتر محصور شده است.

– ریزرخساره بیوکلاست، نومولیتیدا، میلیولید، وکستون – پکستون

MF- F-bioclast, nummulitidae, miliolids wackestone-packstone
این رخصاره ترکیب یافته از وکستون – پکستون همراه با بیوکلاست میکرایتی است. دانه‌های اسکلتی شامل اکتینوئید، میلیولیدس، اسپروکلیپتوس، هتروسترنایا، اپرکلینا، نومولیتیدا است. تاکسهای کوچک دیگر استروتریلینا، بوریس، لیبیدولسکلینیدا، نئوروتالیا هستند. حضور روزن‌بران بنتیک منفذدار و روزن‌بران بنتیک غیر منفذدار گویای رسوب‌گذاری در محیط شلف لاگون است (Romero et al., 2002).

– ریزرخساره اینتراکلاست، میلیولید، بیوکلاست، پکستون – گریستون

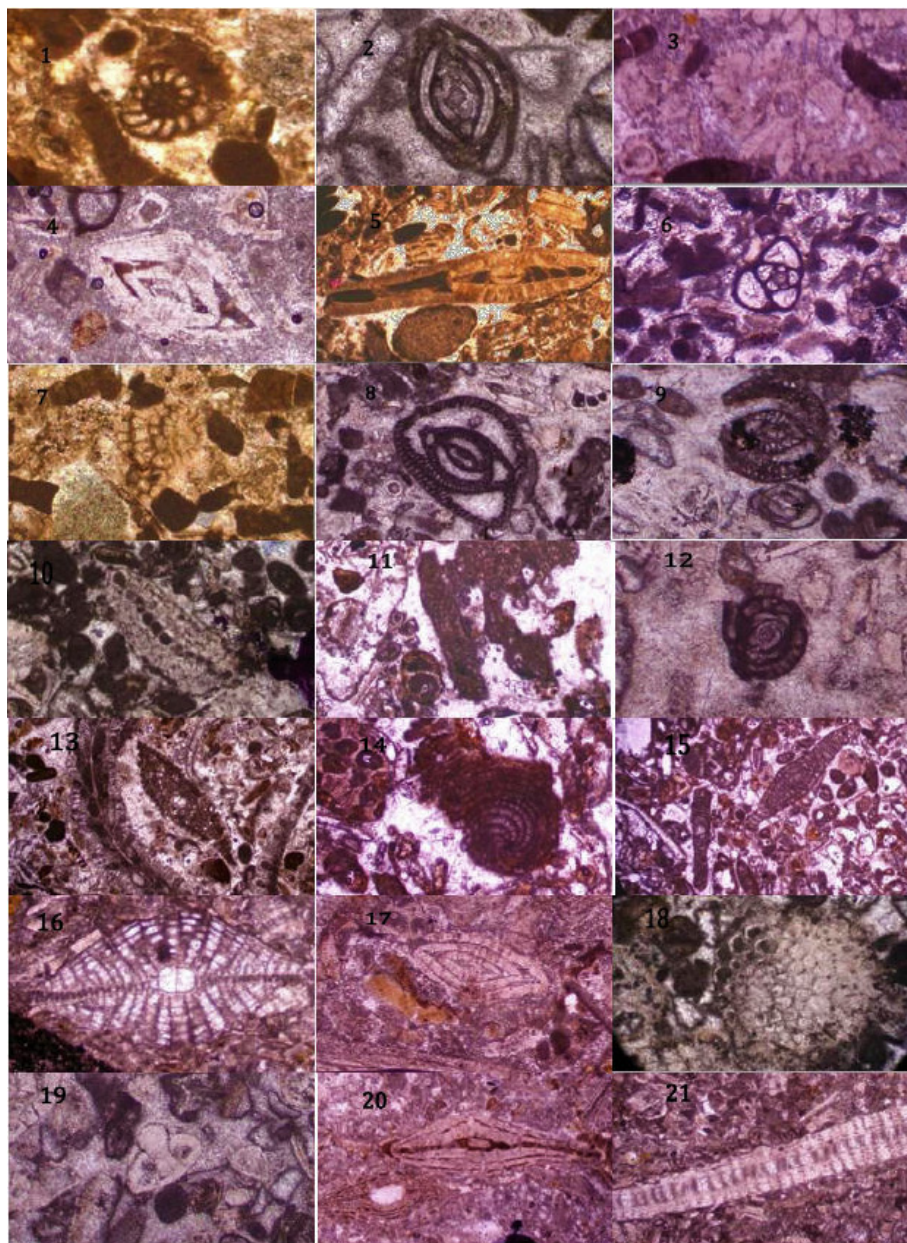
MF-G-intraclast, miliolida, bioclast packstone-grainstone
ترکیبات اساسی بیوتیک شامل میلیولیدا و اکتینوئید است. اینتراکلاست نیز حضور دارد. کورالیناسه‌آ، میوزیپسینوئیدس، نئوروتالیا و روزن‌بران بنتیک کوچک مانند

سپاسگزاری

زمین‌شناسی و در اختیار قرار دادن امکانات خود کمال تقدیر و سپاسگزاری را ابراز دارند. از آقای دکتر کیوان خاکزاد به دلیل همکاری در تشخیص ماکرو فسیل‌ها قدردانی می‌شود.

مطالعه تمامی نمونه‌های این پژوهش با کمک های مالی و معنوی پژوهشکده علوم زمین و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور صورت گرفته است. لذا نویسندگان این مقاله بر خود لازم می‌دانند که از همکاری گروه دیرینه‌شناسی سازمان

Plate 1



Scale for Navab Antiolina)South Flank(Qom Formation samples: x50

1- *Dendritina* sp.,)a,b-Member.N-3,10); 2- *Schlumbergerina* sp.,)f-Member.N- 71); 3- *Rotalia viennotti* Greig, 1935,)b-Member.N-12); 4- *Asterigerina* sp.,)e-Member.N- 87); 5- *Operculina complanata* Defrance, 1882,)a-Member.N- 2); 6- *Triloculina* sp. D'orbigny,)c3-Member.N- 72); 7- *Heterostegina costata* D'orbigny,)c1-Member.N- 58); 8- *Austrotrillina howchini* Schlumberger, 1986,)f-Member.N- 92); 9- *Austrotrillina asmariensis* Schlumberger, 1967,)f-Member.N- 93); 10- *Miogyopsina* sp.; 11- *Meandropsina anahensis* Henson, 1950,)c2-Member.N-62); 12- *Borelis melo* Fichtel & Moll, 1967,)c1-Member.N- 52); 13- *Archaias operculiniformis* Henson, 1950,)b-Member.N-59); 14- *Peneroplis evolutus* Henson, 1950,)b-Member.N- 51); 15- *Archaias kirkukensis* Henson, 1990,)c1-Member.N-61); 16- *Nephrolepidina* sp.)b-Member.N-10); 17- *Amphistegina* sp.,)b-Member.N-17); 18- *Miogyopsinoides complanatus* Schlumberger, 1990.)b-Member.N- 14); 19- *Ammonia beccarii* Linne, 1758,)c2-Member.N- 63); 20- *Spiroclypeus* sp.,)b-Member.N- 34); 21- *Eulepidina dilatata* Douville, 1911,)b-Member.N-29).

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- خاکسار، ک.، ۱۳۹۹- بررسی بایواستراتیگرافی و پالئوآکولوژی سازند قم بر اساس میکروفسیل‌های شرق قم، فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۹، شماره ۱۱۵، بهار ۱۳۹۹، صفحه ۱۸۷-۱۹۸.
- http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2020.108181
- خلعت‌بری جعفری، م. و اعلائی مهابادی س.، ۱۳۷۱- نقشه زمین شناسی نظنز با مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- دانشیان، ج. و آفتابی، ا.، ۱۳۸۸- بایواستراتیگرافی فرامینفرهای سازند قم بر اساس یافته‌های جدید در برش چینه شناسی طاق‌دیس نواب در جنوب شرق کاشان، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۵، شماره ۴، صفحه ۱۵۴-۱۳۷. https://doi.org/10.29252/Joc.10.39.73
- دانشیان، ج.، و رضیعی، ا.، ۱۳۸۴- مطالعه گسترش چینه شناسی فرامینفرهای بنتیک سازند قم در جنوب غرب کاشان، مجموعه مقالات بیست دومین گردهمایی علوم زمین، ۲۱ آذر.
- دانشیان، ج.، و یزدانی، ه.، ۱۳۸۴- گسترش چینه شناسی فرامینفرهای بنتونیک سازند قم در غرب ساوه، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۸-۹ شهریور.
- دانشیان، ج.، شهرابی، م.، و اخلاقی، م.، ۱۳۸۹- زیست‌چینه‌نگاری و محیط‌دیرینه نهشته‌های سازند قم در شمال‌خاور ماه‌نشان، فصلنامه علوم‌زمین، سال‌نوزدهم، شماره ۷۶، صفحات ۴۵-۵۰.
- http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2010.55643
- رحیم زاده، ف.، ۱۳۷۳- زمین شناسی ایران - الیگوسن، میوسن و پلیوسن. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۱۱ ص.
- سنماری، س.، ۱۳۹۴- بایواستراتیگرافی نهشته‌های سازند قم بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در جنوب شرق کاشان، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال ۳۲، پیاپی ۶۲، شماره اول، بهار ۱۳۹۵، صص ۹۹-۱۰۷. https://doi.org/10.2458/Azu_Acku_Musalsal_La1080_Ain47_V62_N1_N2
- شهام، ا.، ۱۳۷۴- محیط رسوبی بخش‌های F, E از سازند قم در تاق‌دیس نواب (بین قمصر و کاشان) بر اساس مطالعات میکروفاسیس، عناصر کمیاب و اشعه ایکس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- صدیقی، م.، ۱۳۸۷- چینه‌نگاری زیستی و محیط رسوبی عضو C سازند قم در جنوب و جنوب شرق شهرستان قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۹۹ صفحه.
- قنبری، م.، ۱۳۸۶- مطالعه گسترش چینه شناسی فرامینی فرهای پلانکتونیک عضو b سازند قم در ناحیه الگو. مجموعه مقالات یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ص. ۵۸۲-۵۸۶.
- مهرنوش، م. و پرتوآذر، ح.، ۱۹۷۷- اطلس میکروفسیل‌های برگزیده ایران، سازمان تحقیقات زمین شناسی و معدنی کشور، گزارش شماره ۳۳-۲۵۳۶.

References

- Abich, H., von, 1859- Vergleichende Grundzuge der Geologie des Kaukasus wie der Armenischen und Nord Persischen Gebirge (Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Lander): Men. Acad. Sci. St. Petersburg., Ser.6, v.7, pp.359- 534, 20 figs., 8 pls.
- Adams, T.D. and Bourgeois, F., 1967- Asmari Biostratigraphy, geological and exploration Div: Iranian Oil Offshore Company Report No.1074, Unpubl.
- Betzler, C., Brachert, T. and Nebelsick, J.H., 1997- The warm-temperate carbonate province: zonation and delimitatin. Cour forschinst senckenberg 201: 83-100.
- Bozorgnia, F., 1965- Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position: Iran. Petrol. Inst. Bull., No. 24, pp. 69-75.
- Brandano, M. and Corda, L., 2002- Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in Central Italy. Terra Nova 14: 257-262. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00419.x.
- Burning, B., 2006- The cheilstone Bryozoans fauna from the late Miocene of Niebla (Guadalquivir species of the genera Herentia and Therenia (bryozoa: cheilostomata). J Nat Hist 42: 1509- 1547.
- Cosovic, V., Drobne, K. and Moro, A., 2004- Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). Facies 50: 61-75. https://doi.org/10.1007/s10347-004-0006-9.
- Daneshian, J. and Ghanbari, M., 2017- Stratigraphic distribution of planktonic foraminifera from the Qom Formation: A case study from the Zanjan area (NW Central Iran). Neues Jahrb. Geol. P.-A., 283, 239-254. https://doi.org/10.1127/njgpa/2017/0636.
- Drooger, C. W., 1993- Radial foraminifera; morphometrics and evolution. Verh. K. ned. Akad. Wet. Afd. Natuurkd., 1e reeks, 41, 242 pp.
- Flügel, E., 1982- Microfacies Analysis of Limestone. Springer, Berlin-Heidelberg, New York. pp. 633.
- Frost, S.H., Harbor J.L., Beach, D.K., Realini, M.J., Harris, P.M., 1983- Oligocene reef tract development, Southwestern Puerto Rico. Sedimenta 9, 132 pp. https://doi.org/10.2110/cor.83.01.0491.
- Furrer, M.A. and Soder, P.A., 1955- The Oligocene-Miocene marine formation in the Qom region (Central Iran). Geological Survey of Iran, no. 132, 48p.
- Geel, T., 2000- Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology 155: 211- 238. https://doi.org/10.1016/s0031-0182(99)00117-0.
- Haffman, P., 1976- Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. In: Walter, M.R. (Ed.), Stromatolites. Dev. Sedimentol. vol.20, pp. 381-388.

- Hallock, P. and Glenn, E.C., 1986- Larger foraminifera: A Tool for Paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios* 1, 55–64. <https://doi.org/10.2307/3514459>.
- Hohenegger, J., Yordanova, E. and Tatzreiter, Y., 1999- Habitats of larger foraminifera on the upper reef slope of Sesko Island, Okinawa. *Mar micropaleontol* 36: 109- 168. [https://doi.org/10.1016/s0377-8398\(98\)00030-9](https://doi.org/10.1016/s0377-8398(98)00030-9).
- Hottinger, L., Halicz, E. and Reiss, Z., 1993- Recent Foraminiferidae from the Gulf of Aqaba, Red Sea. *Dela Slovenska Akad. Znanosti in Umetnosti, Razred za naravoslovene vede, Classis IV: Historia naturalis*, 33, 179 pp.
- Kinsman, D.J.J. and Park, R.K., 1976- Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial coast, Persian Gulf. In: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites. Dev. Sedimentol.* vol. 20, pp. 421–433. [https://doi.org/10.1016/s0070-4571\(08\)71149-x](https://doi.org/10.1016/s0070-4571(08)71149-x).
- Leutenegger, S., 1984- Symbiosis in benthic foraminifera, specificity and host adaptations. *J foram res* 14: 281- 289. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.14.1.16>.
- Loftus, W., 1854- On the geology of the portions of the Turco-Persian frontier and of the districts adjoining, *Q.J. Geol. Lon.* V. 10 pty. pp. 464-469. <https://doi.org/10.1144/gsl.jgs.1854.010.01-02.53>.
- Mahyad, M., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Seyrafian, A., 2019- Biofacies, Taphofacies, and Depositional Environments in the North of Neotethys Seaway (Qom Formation, Miocene, Central Iran). *Russian Geology and Geophysics* 60, 1709–1727. <https://doi.org/10.15372/rgg2019133>.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Safari, A. and Vaziri-Moghaddam, H., 2018- Microfacies and depositional environments of the Qom Formation in Barzok area, SW Kashan, Iran. *Carbonate. Evaporite.*, 1, 1–14. <https://doi.org/10.1007/s13146-017-0415-9>.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R. and Ghaedi, M., 2011- Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonate. Evaporite.*, 26, 255–271. <https://doi.org/10.1007/s13146-011-0059-0>.
- Nogol-e-Sadate, M.A.A., 1985- Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Consequences des resultatas de l'analyse structurale de la region de Qom. *Geo. Survey Iran. Rep No.55*.
- Okhravi, R. and Amini, A., 1997- An example of mixed carbonate- pyroclastic sedimentation (Miocene, central basin, iran). *Sedimentary geo.* 118: 37- 54. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(98\)00004-9](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(98)00004-9).
- Pedley, M., 1998- A review of sediment distribution and processes in Oligo-Miocene ramps of Southern Italy and Malta (Mediterranean divide). In: wrigh VP, burchette TP (eds) *carbonate ramps. Geol soc lond spec publs* 149:163-179. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.149.01.09>.
- Pomar, L., 2001a- Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research* 13, 313–334. <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>.
- Pomar, L., 2001b- Ecological control of sedimentary accomodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 249–272. [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(01\)00375-3](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(01)00375-3).
- Rahaghi, A., 1976- Contribution á l'étude de quelque grands foraminifères de l'Iran. *NIOC* 6:1-79.
- Rahaghi, A., 1980- Tertiary faunal assemblage of Qom, Kashan, Sabzewar and Jahrum area publication No.8.N.I.O.C.
- Rahagi, A., 1973- Étude de quelque grands foraminifères de la formation de Qum (Central Iran). *Revue de micropaléontology.* 16, 23-38.
- Reiss, Z., and Hottinger, L., 1984- The Gulf of Aqaba: Ecological Micropaleontology. Springer, Berlin, 354 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-69787-6>.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Kroh, A. and Bassi, D., 2008- Termination of Arabian shelf sea: stacked cyclic sedimentary patterns and timing (Oligocene-Miocene, Oman). *Sedimentary geology* 212: 12-24. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.09.001>.
- Romero, J., Caus, E. and Rossel, J., 2002- A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (ne Spain). *Paleogeogr palaeoclimatol palaeoecol* 179: 43-56. [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(01\)00406-0](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(01)00406-0).
- Safari, A., Ghanbarloo, H., Mansoury, P. and Mohammadian Esfahani, M., 2020a- Reconstruction of the depositional sedimentary environment of Oligocene deposits (Qom Formation) in the Qom Basin (northern Tethyan seaway), Iran . *Geologos* 26, 2 (2020): 93–111. DOI: 10.2478/logos-2020-0010.
- Safari, A., Ghanbarloo, H., Mohammadian Esfahani, M. and Vaziri-Moghaddam, H., 2020b- Age determination of the Oligocene Qom Formation and interpretation of palaeoenvironments in the Qom back-arc basin (northern Neotethys) using benthic foraminifera. *Journal of Applied and regional Geology*; P. 503- 519. DOI: 10.1127/zdgg/2020/0194..
- Seddighi, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. and Ghabeishavi, A., 2011 - Depositional Environment and Constraining Factors on The Facies Architecture of The Qom Formation, Central Basin, Iran_ *Historical Biology_* Vol 24, No 1, PAGES 91-100. <https://doi.org/10.1080/08912963.2011.580434>.
- Schuster, F. and Wielandt, U., 1999- Oligocene and Early Miocene Coral Faunas from Iran: Palaeoecology and Palaeobiogeography. *Int journal earth sciences* 88: 571-581. <https://doi.org/10.1007/s005310050285>.

- Stahl, A.F., 1911- Persien., in Hanlbuch der regionalen Geologie. Heidelberg (winter). Hft.8. V.5, Pt.6, 46p., 5figs., 2Maps.
- Tietze, E., 1875- Ein Ausflug mach dem Siahkuh (Schwarzer Berg) in Persian. Mitt. Geogr. Ges. Wien, n.s.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari M., Taheri A., 2006- Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies* 52: 41-51. <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0018-0>.
- Wilson, M.E.J. and Lokier, S.W., 2002- Siliciclastic and volcanoclastic influences on equatorial carbonates: insights from the Neogene of Indonesia. *Sedimentology* 49: 583-601. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00463.x>.
- Wilson, M.E.J. and Evans, M.E.J., 2002- Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Penninsula, Boreneo: implications for subsurface reservoir quality. *Marine and Petroleum Geology* 19, 873-900. [https://doi.org/10.1016/s0264-8172\(02\)00085-5](https://doi.org/10.1016/s0264-8172(02)00085-5).

Original Research Paper

Biostratigraphy and Litostratigraphy of Qom Formation deposits in Navab Anticlinal section (southeast of Kashan)

Z. Manouchehri ^{1*}, T. Mohtat ², S.A. Agha Nabati ³, M. Khalatbari Jafari ³ and F. Vakil Baghmisheh ⁴

¹ M.Sc., Research for Institute of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

² PhD, Research for Institute of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Research for Institute of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁴ M.Sc., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 November 04

Accepted: 2021 February 17

Available online: 2021 November 01

Keywords:

Navab Anticlinal

Oligo-Miocene

Qom Formation

Foraminifera

ABSTRACT

Qom Formation is located in Navab anticline section in the southeast of Kashan, which is 447 meters thick and 440 meters of which belongs to the Miocene. The sediments are generally limestone and marl. The lower boundary with the Lower Red Formation is disconformity and the upper boundary with the equivalent formation of Bakhtiari Formation is paraconformity. The total number of founded fossils in this section is 69 species, 72 genera and 46 families. The study of benthic foraminifera has confirmed the shallow sedimentary environment of Qom Formation in this section. Also, the identification of 10 microfacies in this environment emphasizes the formation of sediments in tropical to subtropical conditions. These sediments are formed in an open shelf and under the open sea and lagoon environment. The variety and abundance of benthic foraminifer's forms and the low presence of pelagic forms testify to the shallow basin in this section, which is also confirmed by the other fossils. One of the remarkable features of this section is the presence of *Ammonia* species, especially *Ammonia parkinsonia*. This section has a complete sequence of members of Qom Formation. This species is a proof of shallow water and continental shelf for this carbonates. This section consists all of members of Qom Formation and based on identified foraminifera comparable to assemblage zone 1 & 2 introduced by Adams and Bourgeois (1967). These zones that include: 1-*Borelis Melo* Group- *Meandropsina*; 2- *Miogypsinoidea*- *Archaias-Valvulinid* biozone. Based on index foraminifer's species and their stratigraphic distribution, the age of this section is Chattian- Burdigalian (Upper Oligocene-Lower Miocene).

* Corresponding author: Z. Manouchehri; Email: zeinab.manouchehri@gmail.com

G.S. Journal. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2021.304844.1934

doi: 20.1001.1.10237429.1400.31.3.14.1



This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)