

زیست‌چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند رازک در جنوب شرقی جهرم (برش الگو)

رحمان آزادبخت^۱، حسین وزیري مقدم^(۲ و*)، عزیزالله طاهري^۳ و حسن امیری بختیار^۴

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم دانشگاه اصفهان

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۴. مناطق نفت خیز جنوب

تاریخ دریافت: ۸۸/۹/۲۲

تاریخ پذیرش: ۸۹/۱/۳۰

چکیده

به منظور مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند رازک، برش الگوی این سازند واقع در ۳۷ کیلومتری جنوب شرقی جهرم انتخاب گردید. سازند رازک در برش الگو دارای ۵۰۰ متر ضخامت می‌باشد که به صورت پیوسته بر روی آهک‌های سازند آسماری و در زیر سازند میشان قرار گرفته است. بررسی پراکندگی روزن‌داران سازند رازک، منجر به شناسایی ۲۰ جنس و ۲۷ گونه شد که در غالب ۲ تجمع فونی مطالعه گردیدند. بایوزون‌های تشخیص داده شده برای سازند رازک، نشانگر سن شاتین - آکیتانین (الیگوسن پسین - میوسن پیشین) می‌باشند. اجتماع دانه‌های کربناته سازند رازک در برش الگو با توجه به حضور فراوان روزن‌داران کفزی بزرگ به همراه دیگر اجزای اسکلتی فرعی مانند بریوزوآ، جلبک کورالیناسه‌آ، اکینودرم، گاستروپود و عدم حضور مرجان‌های هرما تیبیک و جلبک‌های سبز در رخساره فورامول و اجتماع هتروزوئن، قابل طبقه‌بندی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: الیگوسن - میوسن، پالئوآکولوژی، زیست‌چینه‌نگاری، سازند رازک، فورامول، هتروزوئن

مقدمه

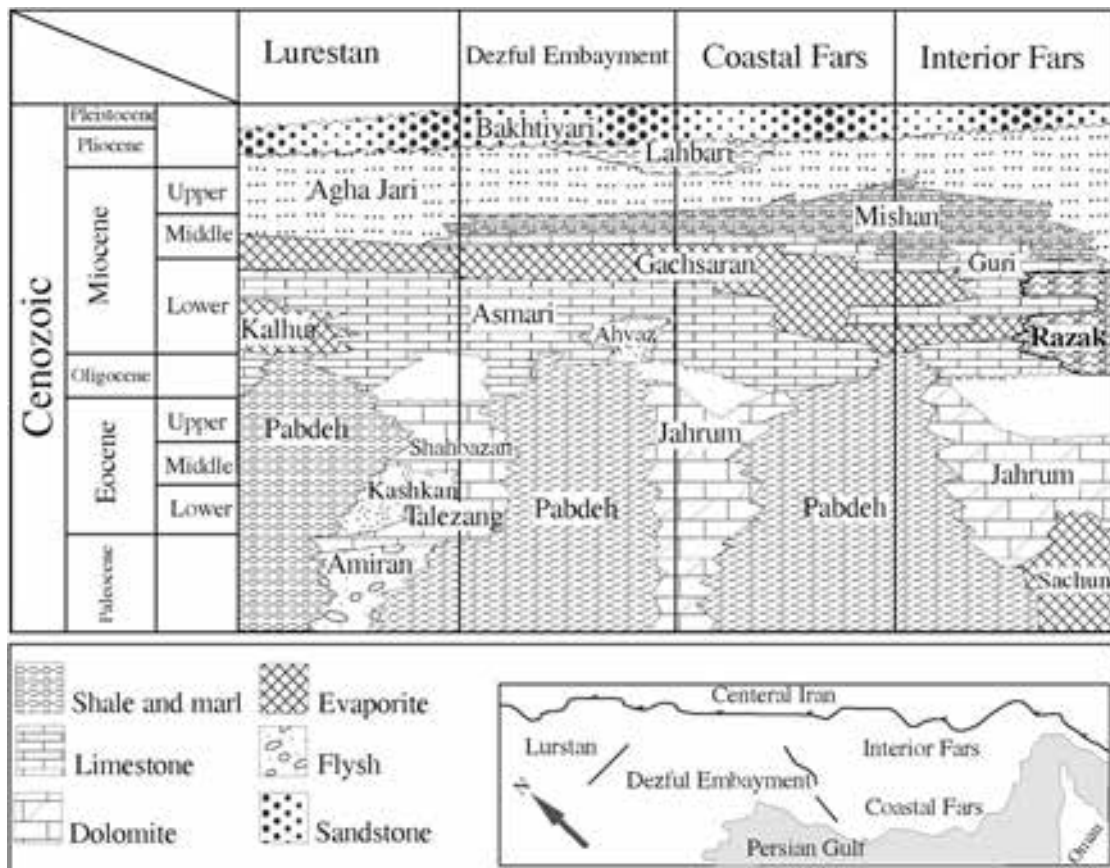
در محور این حوضه و سازند رازک در بخش‌های حاشیه راندگی زاگرس نهشته شده است (Bahroudi and Koyi, 2004). سازندهای رازک و گچساران از روراندگی زاگرس به سمت نواحی جنوب غربی و جنوبی به وسیله تداخل بین انگشتی به یکدیگر تبدیل می‌شوند (شکل ۱).

روش مطالعه و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

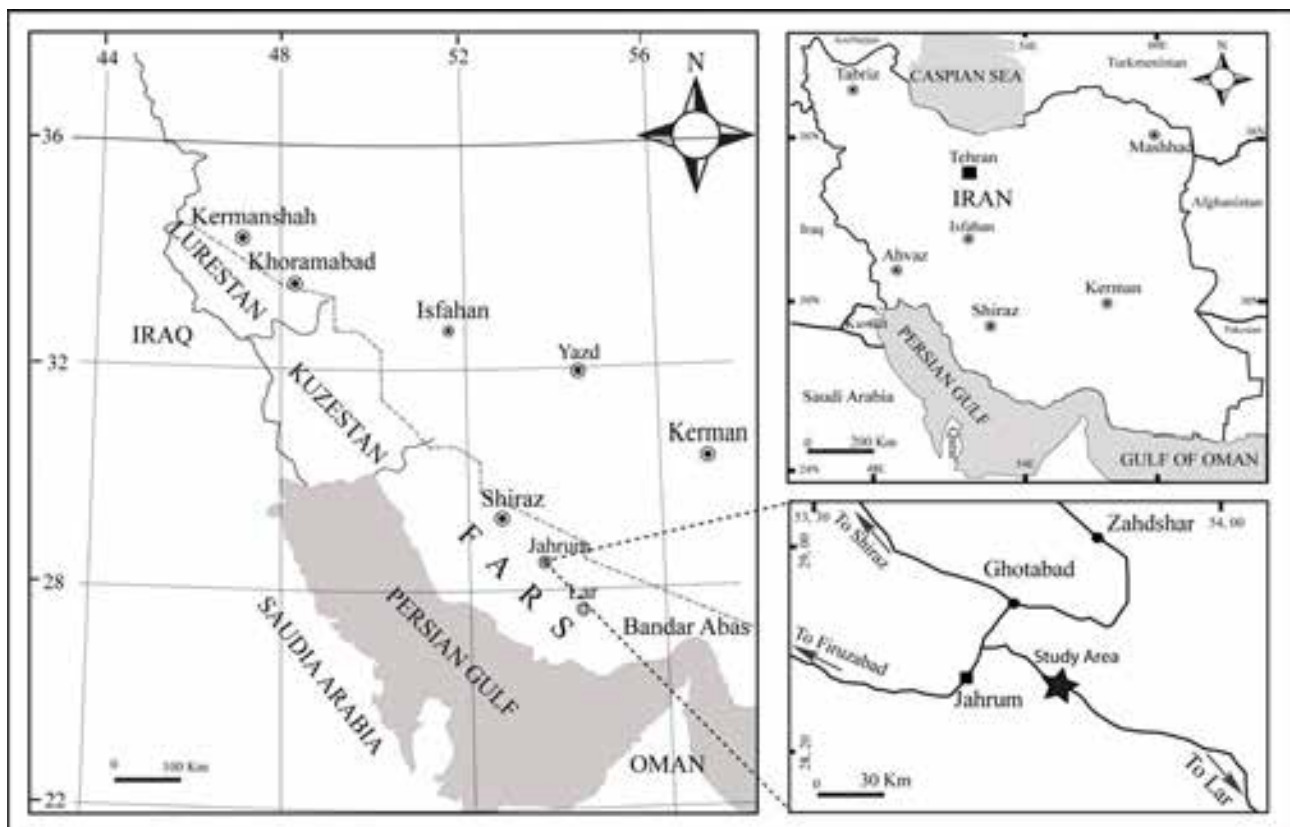
تاکنون مطالعات زیست‌چینه‌نگاری دقیقی بر روی سازند رازک در برش الگو صورت نگرفته است، بر این مبنا برش الگوی این سازند در یال شمالی کوه جهرم واقع در ۳۷ کیلومتری جنوب شرقی جهرم و در نزدیکی روستای چاه تیز (گلو براق) به مختصات جغرافیایی "۵۱°۱۰'۵۳" طول شرقی و "۲۸°۵۰'۳۲" عرض شمالی

سازند رازک توالی نسبتاً ضخیمی از نهشته‌های کربناته، آواری و تخریبی به سن الیگو-میوسن می‌باشد که در حوضه پروفورلند زاگرس نهشته شده است (Alavi, 2004). این سازند به‌طور عمده از مارن‌های قرمز، سبز تا خاکستری با بین لایه‌های سنگ‌های آهک رسی تشکیل شده است. حد بالایی و پایینی این سازند به ترتیب با سازندهای میشان (بخش گوری) و آسماری در برش الگو تدریجی و همساز است (مطیعی، ۱۳۸۲) (شکل ۱). از نظر گسترش جغرافیایی، سازند رازک در بخش‌های شمالی حوضه رسوبی گچساران به‌طور وسیع دیده می‌شود و گویای فعالیت‌های همزمان با تکنونیک حوضه‌ی پرو فورلندی زاگرس می‌باشد (Bahroudi and Koyi, 2004) حوضه سازند گچساران

* نویسنده مرتبط avaziri7304@gmail.com



شکل ۱- تطابق رسوبات سنوزوییک در جنوب غرب ایران (Ala, 1982).



شکل ۲- نقشه راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

مرز سازند رازک با میشان را مشخص می‌نماید (شروع سازند میشان با مارن‌های سبز رنگ می‌باشد).

زیست‌چینه‌نگاری سازند رازک در برش الگو

خواص زیست‌چینه‌ای سازند رازک در برش الگو برای اولین بار توسط Wynd (1965) ارائه گردید. بعد از آن زیست‌چینه‌نگاری سازند رازک مورد تجدید نظر قرار نگرفت. در این تحقیق شناسایی روزن‌داران سازند رازک، بر اساس Loeblich and Tappan, 1988 و گونه‌های آن‌ها بر اساس مطالعات کلانتری، Hottinger (2007) و Adams and Bourgeois (1967)؛ (۱۳۷۱) صورت گرفته است. بر این اساس تعداد ۲۰ جنس و ۲۷ گونه از روزن‌داران شناسایی گردید.

در این تحقیق با توجه به تشابه مجموعه فسیلی سازند رازک به بخش‌هایی از سازند آسماری (آسماری میانی و بالایی)، از زون‌بندی ارائه شده توسط Adams and Bourgeois (1967) استفاده شده است. اما برای تعیین سن دقیق‌تر بیوزون‌ها از داده‌های حاصل از چینه‌نگاری ایزوتوپی استرانسیوم (Ehrenberg et al., 2007) و همچنین بیوزون‌بندی (Laursen et al., 2009) استفاده گردیده است (شکل ۳ و ۴).

تجمع فونی شماره ۱

این تجمع، از قاعده تا ضخامت ۱۳۲ متری سازند رازک را شامل می‌شود. حد انتهای آن منطبق بر آخرین حضور جنس Archaias در نظر گرفته شده است و با همبود و ظهور روزن‌داران زیر مشخص می‌گردد:

Austrotrillina asmariensis, *Archaias kirkukensis*, *Amphistegina* sp., *Dendritina rangi*, *Valvulina* sp., *Neorotalia vienotti*, *Miogypsina* sp., *Peneroplis thomasi*, *Operculina* sp., *Borelis* sp., *Borelis pygmaea*, *Spiroclypeus* sp., *Globigerina* sp., *Triloculina tricarinata*, *Triloculina trigonula*, *Discorbis* sp., *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp., *miliolids*.

در این تجمع قطعات مرجان، بریوزوئر و اکینید نیز یافت می‌شود. این مجموعه با توجه به حضور *Archaias kirkukensis* احتمالاً معادل *Archaias asmaricus* – *Archaias hensoi* sub zone از (Adams and Bourgeois., 1967) می‌باشد. Adams and Bourgeois (1967) سن میوسن پیشین (آکیتانین) را برای آن در نظر می‌گرفتند. با توجه به اینکه مطالعات ایزوتوپی استرانسیوم (Ehrenberg et al., 2007) آخرین حضور *Archaias* را مربوط به انتهای شاتین می‌دانند، بنابراین منطقی به نظر می‌رسد که این بیوزون را به شاتین نسبت دهیم. از طرفی دیگر این مجموعه با توجه به حضور *Archaias kirkukensis* و *Archaias* sp. قابل تطابق با *Archaias asmaricus* – *Archaias hensoi* – *Miogypsi noides complanatus* Assemblage zone از (Laursen et al., 2009) می‌باشد که مطابق شکل ۴ دارای سن شاتین می‌باشد.

انتخاب گردید (شکل ۲). به منظور مطالعه زیست‌چینه‌نگاری، تعداد ۲۳۰ نمونه سنگی جهت تهیه مقاطع نازک و ۲۵ نمونه مارنی جهت جداسازی روزن‌داران موجود برداشت گردید تا بر اساس گسترش چینه‌شناسی روزن‌داران، سن نسبی سازند رازک در این ناحیه مورد بررسی دقیق قرار گیرد.

پیشینه تحقیق

نام سازند رازک از دهکده رازک یا رزک در استان فارس اقتباس شده است (James and Wynd, 1965). سابقاً این سازند در درون سازند گچساران طبقه‌بندی می‌شده است و آن را معادل سازند قرمز بالایی در ایران مرکزی در نظر می‌گرفتند (James and Wynd, 1965). بعد از معرفی برش الگوی این سازند توسط James and Wynd (1965) تاکنون تقریباً مطالعه دقیقی بر روی سازند رازک صورت نگرفته است.

سنگ چینه‌نگاری برش مورد مطالعه

سازند رازک در برش الگو دارای ۵۰۰ متر ضخامت می‌باشد. بر اساس مشاهدات صحرائی در ۹ واحد سنگ چینه‌ای به شرح زیر قابل پیگیری می‌باشد.

واحد A: این واحد از سنگ‌های آهک رسی با بین لایه‌های مارن خاکستری تشکیل شده است که به صورت تدریجی و هم‌شیب بر روی سازند آسماری قرار گرفته است. از ویژگی‌های شاخص این واحد می‌توان به لکه‌های چرت بر روی لایه‌های آهکی اشاره نمود، این بخش دارای *miliolids* و *Kuphus* می‌باشد.

واحد B: این واحد تناوبی از مارن‌های خاکستری و آهک‌های رسی می‌باشد.
واحد C: این واحد به طور عمده از مارن‌های خاکستری تشکیل شده است که سیمای کاملاً پستی را از خود به نمایش می‌گذارد.
واحد D: این واحد به طور عمده از مارن‌های خاکستری تا سبز تشکیل شده است که دارای بین لایه‌های آهک‌های رسی نازک لایه است. اثر فسیل *Thalassinoides* و فسیل‌های گاستروپود و مرجان نیز در این واحد قابل رؤیت می‌باشند.

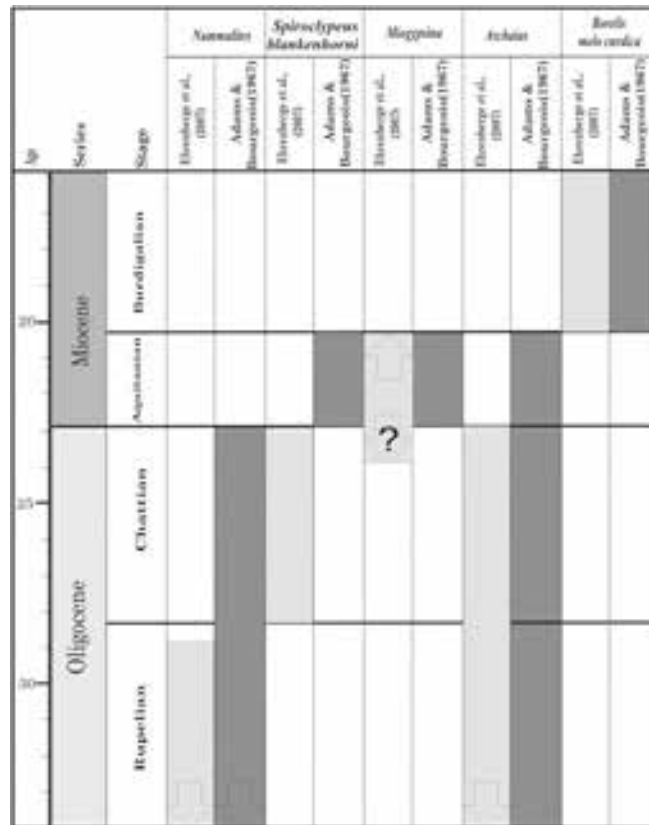
واحد E: این واحد شامل مارن‌های سبز، خاکستری و قرمز می‌باشد، تنوع رنگ مارن‌ها، این واحد را به یک واحد کلیدی تبدیل کرده است.

واحد F: این واحد شامل مارن‌های سبز با بین لایه‌های آهک رسی می‌باشد. آهک‌های نازک لایه این بخش دارای آثار دوکفه‌ای می‌باشند.

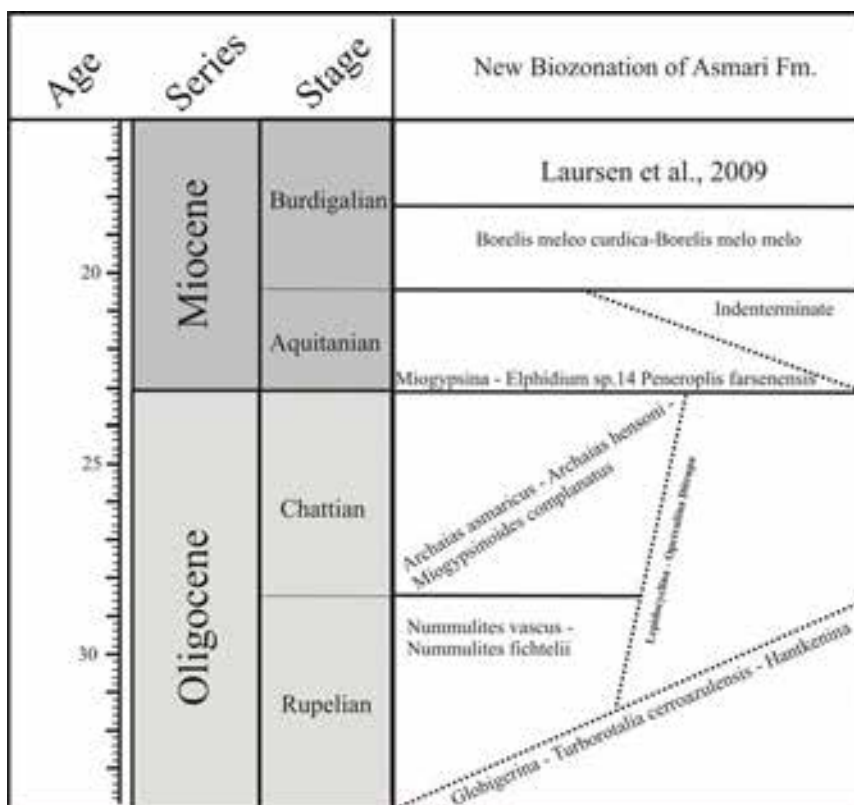
واحد G: این واحد شامل تناوبی از مارن‌های خاکستری تا سبز می‌باشد که دارای بین لایه‌هایی از آهک‌های رسی و آهک ماسه‌ای است.

واحد H: شامل ماسه سنگ‌های کرم تا قهوه‌ای رنگ با بین لایه‌های شیل و مارن می‌باشد.

واحد I: این واحد شامل مارن‌های قرمز رنگی است که به سمت رأس ژیبس‌دار می‌شوند. اتمام مارن‌های قرمز ژیبس‌دار،



شکل ۳- محدوده‌ی سنی تعدادی از فسیل‌های شاخص الیگوسن-میوسن (Ehrenberg et al., 2007). براساس داده‌های ایزوتوپ استرانسیوم توسط Ehrenberg et al. (2007)، اولین ظهور جنس *Miogypsina* در قاعده آکیتانین یا بخش بالایی شاتین ذکر شده است، بر این اساس در شکل ظهور این جنس با علامت سؤال مشخص شده است.



شکل ۴- زون‌بندی زیستی جدید سازند آسماری (Laursen et al., 2009)

نسبی محیط رسوبی (Geel, 2000) و بازسازی محیط‌های قدیمی (Romero et al., 2002) می‌باشد. توزیع این مجموعه‌ها بر روی پلاتفرم‌های کربناته، توسط عواملی مانند ساختار اسکلتی، نوع زندگی، نیازهای غذایی و شرایط دریایی کنترل می‌شود (Brandano et al., 2009).

با توجه به اینکه که بخش پایینی سازند رازک سرشار از روزن‌داران کفزی بزرگ می‌باشد، در نتیجه با استفاده از این محتوای فسیلی با ارزش و دیگر اجزاء اسکلتی موجود در سازند، می‌توان پالئوآکولوژی آن را تعیین نمود. در پلاتفرم‌های کربناته سنوزوئیک روزن‌داران، سنگواره از شاخص‌ترین نشانه‌های دیرینه محیطی محسوب می‌شوند. در این میان رابطه ظریفی بین مجموعه جنس‌های روزن‌داران و نوع رخساره وجود دارد. زیرا توزیع آن‌ها در سکوی کربناته به عوامل گوناگون مانند عمق، نور، درجه حرارت و ماهیت کف بستر بستگی دارد. به همین دلیل روزن‌داران نشانه‌های عالی برای بازسازی محیط محسوب می‌شوند (Romero et al., 2002). این آغازیان کوچک علاوه بر دوره‌های زندگی کوتاه و تکامل سریع نسبت به تغییر شرایط محیط زندگی خود مانند عمق، نور، آشفستگی، شوری و مواد مغذی به اندازه کافی حساس می‌باشند. این عوامل محیطی در تنوع و فراوانی زیست‌ها نقش اساسی ایفا می‌نمایند. غالب رخساره‌های زیستی، تجمع خاصی از روزن‌داران را نشان می‌دهند، که این امر به شرایط محیطی که رسوبات در آن تجمع پیدا کرده اند بستگی دارد. با توجه به حساسیت این گروه از روزن‌داران به تغییر شرایط محیط نظیر: نور، رژیم غذایی (تروفیک)، جنس بستر رسوبی و انرژی آب، بازسازی شرایط زیست دیرینه‌ای با توجه به توزیع رسوبی آن‌ها امکان‌پذیر است (Renema and Troelstra, 2001). فرامینفرهای بزرگ زنده شامل: آرکیائیده، پئروپلیده، سوریتیده، آلئولینیده، آمفیستژینیده، کالکارینیده، نومولیتیده می‌باشند (Hallock, 1998). در برش مورد مطالعه، خانواده‌های آرکیائیده، پئروپلیده و آمفیستژینیده حضور دارند.

حضور روزن‌داران بزرگ بتئیک عمدتاً به دوره‌های گرم شدگی جهانی، کمبود منابع غذایی، بالا آمدن سطح آب و کاهش چرخه آب ارتباط داده می‌شود. در طی این زمان‌ها، چرخش منابع غذایی به آب‌های سطحی کاهش یافته است که باعث به وجود آمدن شرایط کمبود غذا شده است (Beavington – Penney and Racey, 2004). فرامینفرهای بزرگ در مقایسه با فرامینفرهای کوچک، در ارتباط بیشتری بین ساختمان داخلی و محیط بیرون ندارد و به‌طور کلی دارای ساختمان پیچیده‌تری می‌باشند (Drooger, 1993).

فسیل‌های آرکیائیده، پئروپلیده حاوی میکروجلبک‌هایی به صورت همزیست هستند که موجب فراوانی آن‌ها در شرایط الیگوتروفی در آب‌های گرمسیری می‌گردد، این روزن‌داران وابسته به نور هستند. این محافظت در روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، به وسیله‌ی دیواره‌ای غیرشفاف ایجاد و سبب فراوانی آن‌ها در آب‌های کم عمق می‌شود. این گروه منشورهای سوزنی

تجمع فونی شماره ۲

این تجمع از ضخامت ۱۳۲ متری ۴۴۵ متری سازند رازک را در بر می‌گیرد و شامل روزن‌داران زیر می‌باشد:

Miogypsina sp., *Borelis pygmaea*, *Borealis haueri*, *Globoturbotalia ciperoensis*, *Paragloborotalia* sp., *Paragloborotalia siakensis*, *Pseudotaberina* sp., *Neorotalia* sp., *Elphidium* sp.14, *Operculina* sp., *Amphistegina* sp., *Discorbis* sp., *Triloculina trigonula*, *Peneroplis* sp., *Neorotalia* sp. *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp., miliolids.

در مارن‌های این بخش فسیل‌های *Neorotalia* miliolids و گاستروپود مشاهده گردید. لازم به ذکر است که گونه‌های پلانکتونیک *Globoturbotalia ciperoensis*, *Paragloborota-* *lia* sp., *Paragloborotalia siakensis* برای اولین بار است که از سازند رازک گزارش می‌شوند. در این مجموعه قطعات مرجان، بریوزوئر و اکینید نیز یافت می‌شود.

این مجموعه فونی با توجه به حضور *Miogypsina* و *Elphidium* قابل تطابق با *Miogypsina assemblage* sub-zone از (Adams and Bourgeois, 1967) می‌باشد.

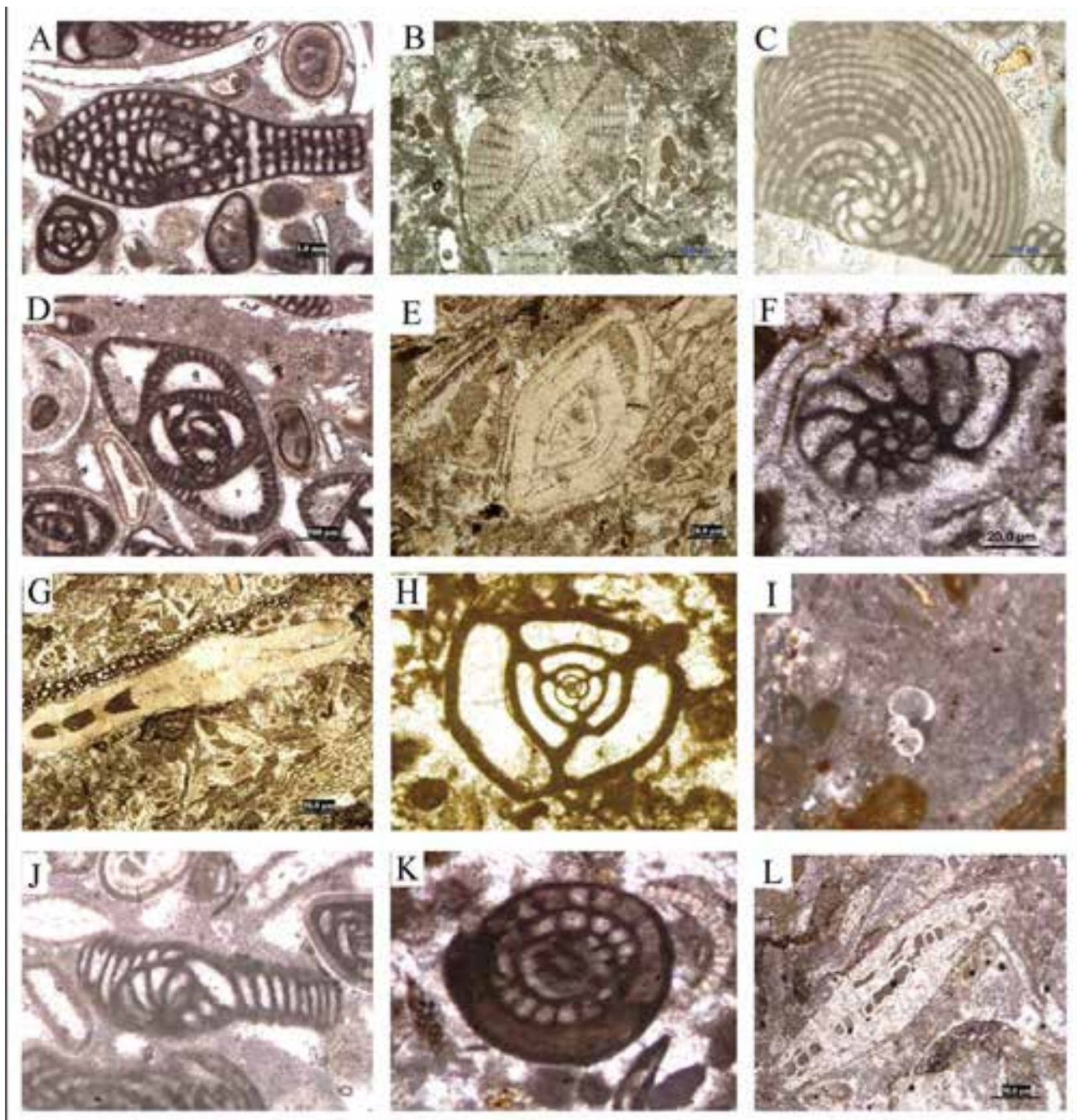
با استناد به مطالعات ایزوتوپی استرانسیوم (Ehrenberg et al., 2007) مجموعه فونی فوق را به دلایلی از جمله ناپدید شدن جنس *Archaias*، حضور *Miogypsina* و عدم حضور *Bor-lis melo-curdica*، می‌توان به آکیتانین نسبت داد. همچنین این مجموعه فونی با توجه به حضور *Miogypsina* و *Elphidium* قابل انطباق با زون زیستی *Miogypsina – Elphidium* sp. 14 از (*Peneroplis farsenesis* Assemblage zone) (Laursen et al., 2009) می‌باشد که مطابق شکل ۴ دارای سن آکیتانین می‌باشد. تعدادی از روزن‌داران سازند رازک در شکل ۵ نمایش داده شده است.

محدوده فاقد فسیل

بخش فوقانی سازند رازک (از ضخامت ۴۴۵ متری تا انتها) به دلیل حضور مارن‌های قرمز ژئوپس دار، فاقد فون می‌باشد که می‌تواند معرف یک محدوده فاقد فسیل باشد. این محدوده با توجه به عدم حضور فسیل‌های شاخص اشکوب بوردیگالین (*Borelis melo-curdica*) دارای سن قدیمی‌تر از اشکوب بوردیگالین می‌باشد، از طرفی دیگر این محدوده بر روی رسوبات آکیتانین قرار دارد. با توجه به این شواهد و اصل قرارگیری طبقات رسوبی بر روی یکدیگر، این محدوده تهی احتمالاً دارای سن آکیتانین می‌باشد. بر اساس تجمعات فونی فوق سن سازند رازک در برش الگو، الیگوسن – میوسن پیشین (شاتین – آکیتانین) می‌باشد (شکل ۶).

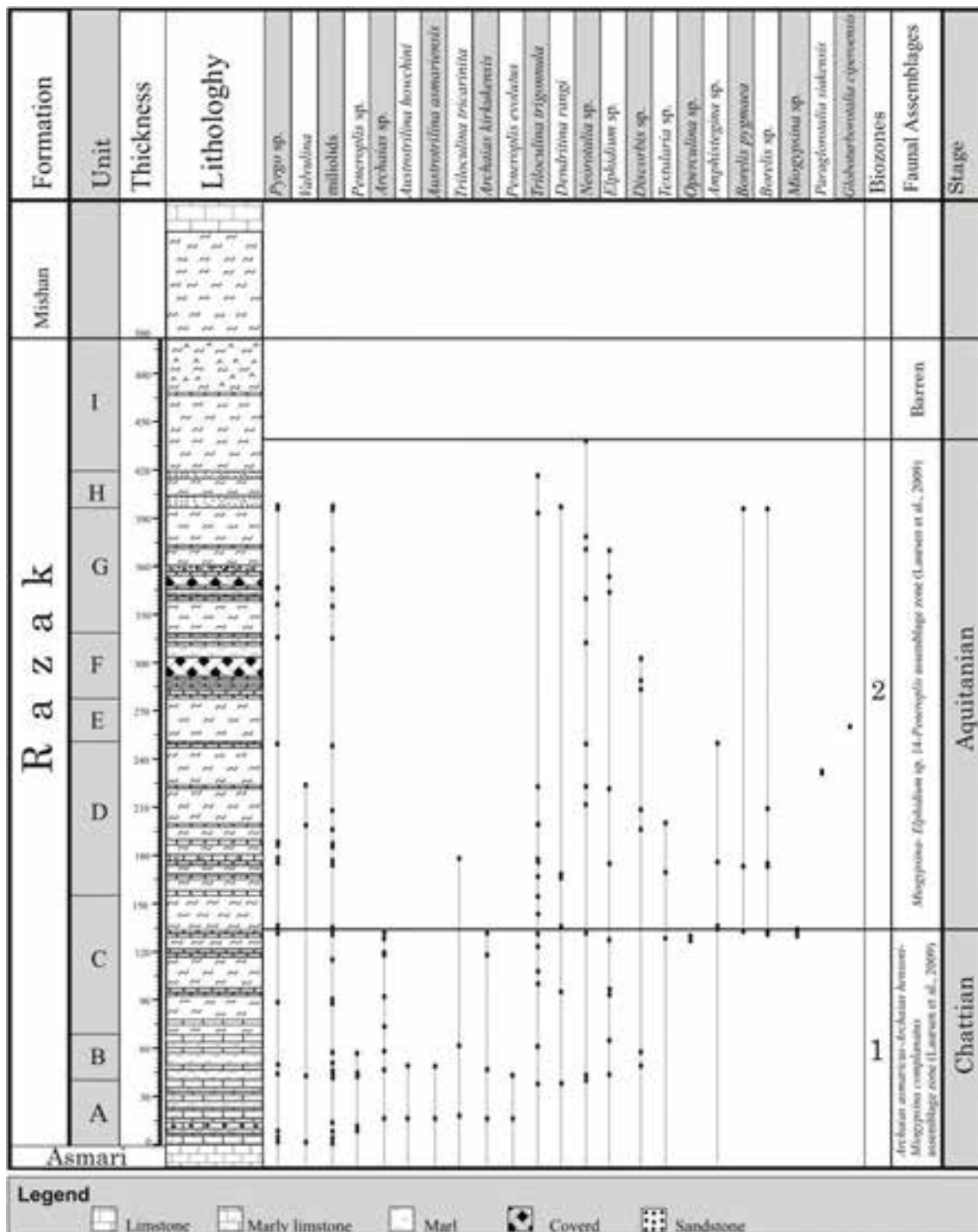
شرح رخساره‌های زیستی

در محیط‌های کربناته عهد حاضر، شناسایی انواع مختلف روزن‌داران کفزی بزرگ، یک ابزار با ارزش برای تعیین عمق



شکل ۵- اشکال میکروسکوپی تعدادی از روزن‌داران موجود در سازند رازک (برش الگو) واقع در یال شمالی کوه جهرم؛

- A) *Archaia kirkukensis* Henson 1950, Subaxial section, Sample No R15.5, X100, B) *Nephrolepidina* sp., Axial section, Sample No R132, X40, C) *Archaia* sp., Transverse section, Sample No R15.5, X100, D) *Austrotrillina asmariensis* Adams 1969, Equatorial Section, Sample No. R15.5, X100, E) *Amphistegina* sp., Axial Section, Sample No. R134, X40, F) *Dendritina rangi* Fornasini 1904, Equatorial Section, sample No. R357, X60, G) *Operculina* sp., Subaxial section, Sample No. R 134, X60, H) *Triloculina trigonula*, Lamarck 1804, Axial section, Sample No. R184, X100, I) *Globoturborotalia ciperoensis* Bermudez 1961, Sample No. R246, X100, J) *Peneropolis thomasi* Henson 1950, Subaxial section, Sample No. R15.5, X100, K) *Borelis haueri* d Orbigny 1846, Subaxial section, Sample No. R170.5, X100, L) *Miogypsina* sp., Axial section, Sample No. R134, X63



شکل ۶- ستون زیست چینه‌نگاری سازند رازک در جنوب شرقی جهرم (برش الگو).

این مجموعه داری بافت و کستون پکستون تا گریستون بوده، میلیولیدها و به صورت کمتر دیسکوریدها در آن تشکیل یک جامعه الیگوتیبیک را داده‌اند.

تفسیر - میلیولیدها از روزن‌داران بدون منفذ و بدون همزیست می‌باشند. که می‌توانند در آب‌های بسیار کم عمق با چرخش محدود از لب شور-تا فوق شور زیست کنند. فراوانی بیش از حد آن‌ها گویای شوری زیاد و در دسترس بودن مواد غذایی است (Geel, 2000). فراوانی دانه‌های غیر اسکلتی پلوئید و همچنین

کلسیت را در سطح درونی پوسته خود تولید می‌کنند، ضمن این که آب‌های گرم و فوق شور تالاب‌ها را ترجیح می‌دهند (Geel, 2000). براساس تجمع روزن‌داران، رخساره‌های زیستی بخش پایینی سازند رازک در شلف داخلی نهشته شده‌اند.

پس از مطالعه مقاطع نازک سازند رازک در ناحیه مورد مطالعه، رخساره‌های زیستی زیر شناسایی گردیده‌اند:

- پکستون-گریستون میلیولید و بایوکلست دار (شکل av): میلیولیدها از اجزای اسکلتی این ریز رخساره می‌باشند.

Peneroplis که در محیط لاگون زندگی می‌کند، حاکی از تشکیل این ریز رخساره در یک محیط لاگون نسبتاً محصور می‌باشد (Geel, 2000). به طور کلی این روزن‌داران در بخش بالایی زون نوری زیست می‌کنند (Hohengger et al., 2000). آنها امروزه در پلتفرم‌های گرمسیری و در بالاترین بخش زون نوری زیست می‌کنند. Vaziri Moghaddam et al. (2006); Barattolo et al. (2007) رخساره مشابه را به ترتیب از الیگو-میوسن و ائوسن از تالاب محصور گزارش کرده‌اند.

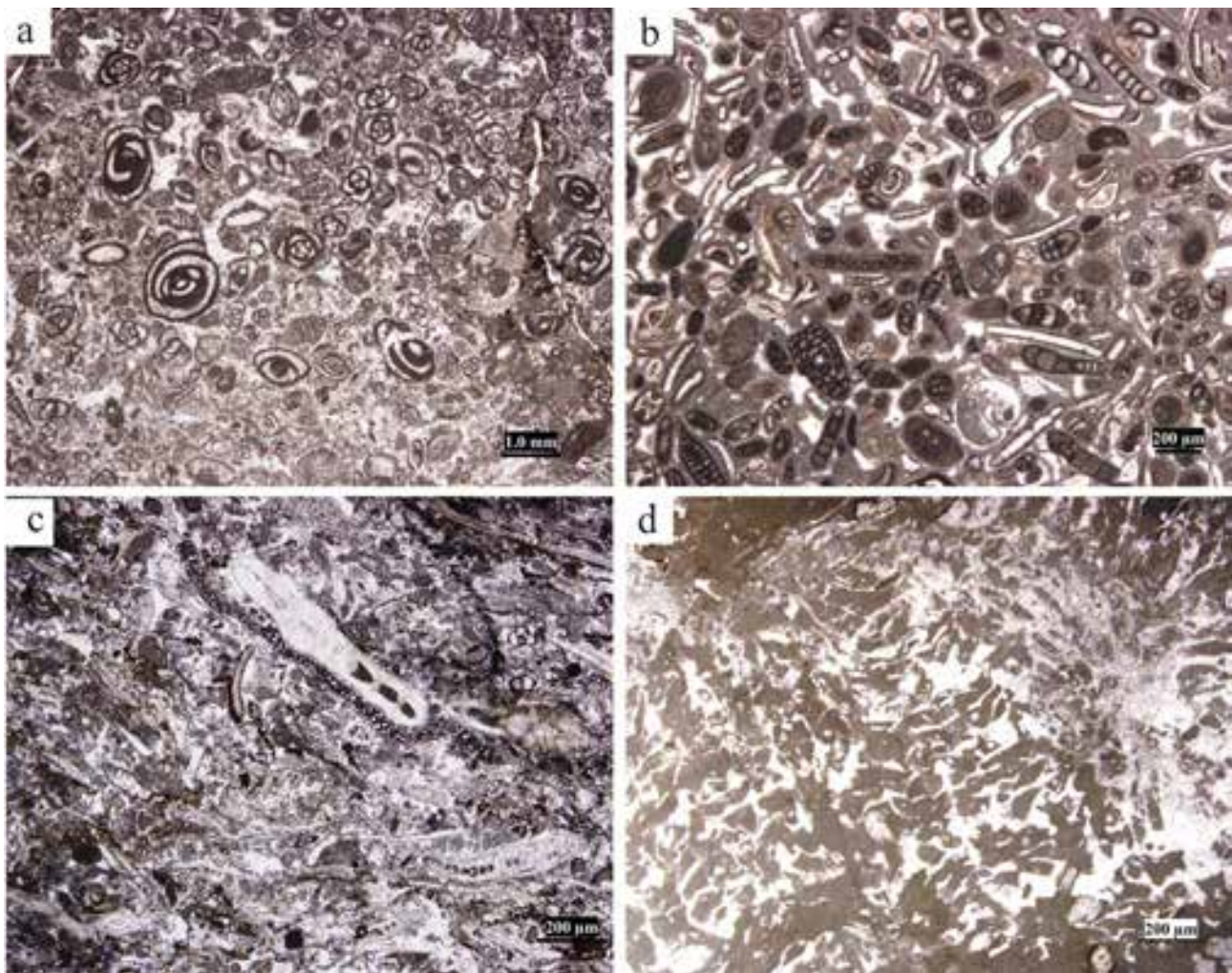
- وکستون - پکستون تا گرینستون با روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار (شکل CV): دانه‌های اسکلتی اصلی شامل روزن‌داران بدون منفذ (*Dendritina* و *miliolids*, *Archaias*, *Borelis*) و روزن‌داران منفذ دار (*Operculina* و *Miogypsina*, *Neorotalia*) می‌باشد. بافت آن بسته به رژیم انرژی، از وکستون - پکستون و گاهی تا گرینستون متغیر است.

تفسیر: یافت شدن روزن‌داران کفزی بدون منفذ و منفذدار با یکدیگر، حاکی از رسوبگذاری در تالاب کم عمق و نیمه محصور

حضور میلیولیدها در این ریز رخساره حاکی از ته نشست آن در محیط‌های شور تا فوق شور است. این رخساره در بخش بالایی زون نوری تشکیل گردیده است. (2007) Bassi و Zamagni et al. (2007) et al. رخساره های مشابه را از شمال اسلونی در زمان ائوسن از تالاب محصور گزارش کرده‌اند.

- پکستون - گرینستون با روزن‌داران بدون منفذ و بایوکستدار (شکل bV): از ویژگی‌های شاخص این ریز رخساره می‌توان به تنوع نسبتاً زیاد روزن‌داران کفزی بدون منفذ مانند *Peneroplis* و *miliolids* (*Quinqueloculina* و *Pyrgo*) اشاره کرد. *Discorbis*، بریوزوئر و استراکد از اجزای اسکلتی فرعی به حساب می‌آیند. بافت این ریز رخساره بسته به انرژی، از پکستون تا گرینستون متغیر است.

تفسیر: وجود فراوان روزن‌داران با دیواره آهکی پورسلانور مانند میلیولید که در محیط‌های شور تا فوق شور زندگی می‌کنند (Flügle, 2004)، حضور بسیار کم روزن‌داران کفزی با دیواره هیالین (*Discorbis*) و حضور روزن‌دارانی نظیر *Archaias* و



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی ریز رخساره‌های سازند رازک در جنوب شرقی جهرم (برش الگو).

a) پکستون - گرینستون میلیولید و بایوکستدار، b) پکستون با روزن‌داران بدون منفذ و بایوکستدار، c) پکستون با روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار و d) کورال فلوئستون میلیولیددار همراه با بایوکست.

نام‌های گوناگونی به آن داده می‌شود (جدول ۱). فراوانی دانه‌های کربناته توسط فاکتورهایی مانند شوری، دما، میزان مواد غذایی و نرخ تولید کربنات در مقایسه با میزان ورود مواد آواری کنترل می‌شود (Flügge, 2004). بر این مبنای، از اجتماعات کربناته می‌توان به عنوان نمایه‌هایی از شرایط محیطی در زمان تشکیل آن‌ها استفاده نمود (Pomar et al., 2004).

- تقسیم‌بندی اجتماعات کربناته بر اساس میزان وابستگی موجودات تولید کننده‌ی کربنات به نور: به‌طور کلی رسوبات کربناته بر اساس میزان وابستگی موجودات تولید کننده کربنات به نور، به دو اجتماع فتوزوئن و هتروزوئن تقسیم می‌شوند. این تجمعات در دریا‌های عهد حاضر بر اساس عرض جغرافیایی و چرخش آب دریا پراکنده شده‌اند (Mutti and Hallock, 2003). هر یک از این اجتماعات کربناته محدود به عرض‌های جغرافیایی خاصی هستند اما تغییر در عوامل محیطی مانند شوری، دما، میزان مواد غذایی و غیره سبب حضور آن‌ها در عرض‌های جغرافیایی دیگر می‌گردد.

اجتماعات فتوزوئن در مناطق حاره‌ای و نیمه حاره‌ای در محدوده دمایی بین 27°C - 18°C با رژیم غذایی الیگوتروفیک تا کمی مزوتروفیک، زون نوردار را برای زندگی انتخاب می‌کنند (شکل ۸) (Wilson and Vecsei, 2005). این اجتماعات در دریا‌های امروزی در اعماق کمتر از ۲۰ متر وجود دارند و شامل بیش از ۲۰٪ اجزای فتوزوئن می‌باشد (Kabanov, 2009). اجزای اصلی این اجتماع شامل ارگانسیم‌های وابسته به نور مانند مرجان‌های هرماطیبیک، روزن داران کف‌زی دارای همزیست جلبکی، جبک قرمز کورالیناسه‌آ، جلبک‌های سبز نظیر داسی کلا داسه‌آ دانه‌های غیر اسکلتی مانند ائید و پلوئید و تعداد کمی از موجودات غیر وابسته به نور می‌باشند (Flügel, 2004). اما گاهی در محیط‌های الیگوتروفیک حاره‌ای عواملی همچون بالا آمدگی آب‌های اقیانوسی و ورود مواد آواری، شرایط را به سمت رژیم یوتروفیک پیش می‌برند که باعث افزایش فیتوپلانکتون‌ها و کاهش نور (شفافیت آب) می‌شود. این عوامل سبب بوجود آمدن اجتماع هتروزوئن در مناطق حاره‌ای با رژیم یوتروفیک می‌شود (Mutti and Hallock, 2003).

اجتماعات هتروزوئن بیشتر در عرض‌های جغرافیایی بالا و آب‌های معتدل و سرد در محدوده دمایی کمتر از 20°C در شرایط مزوتروفی تا یوتروفی حضور دارند (شکل ۸) (Wilson and Vecsei, 2005). این اجتماع در بخش‌های عمیق پلتفرم‌های کربناته در زیر بخش ترموکلاین یا در بخش‌های کم عمق پلتفرم‌های کربناته در جایی که منابع غذایی از طریق بالا آمدن آب اقیانوس و ورود مواد آواری تأمین می‌شود، وجود دارد (Kabanov, 2009). این اجتماع در عرض‌های جغرافیایی کم در زیر زون نوردار و یا در محیط مغذی که شرایط برای رشد و گسترش موجودات وابسته به شرایط الیگوتروفی فراهم نباشد نیز حضور دارند (Brandona and Corda, 2002). به عبارتی افزایش میزان دسترسی به منابع غذایی بدون کاهش دما، سبب تغییر از اجتماع فتوزوئن به سمت

است. (Romero et al., 2002) مشابه این ریزرخساره توسط Zamagni et al. (2008), Vaziri Moghaddam et al. (2006), Corda and Brandona (2003), Nebelsick et al. (2001) به عنوان شاخص محیط لاگون نیمه محصور گزارش شده است. - کورال فلوتستون میلیولید دار همراه با بایوکلیست (شکل dV): اجزای تشکیل دهنده‌ی این ریز رخساره به‌طور عمده دانه‌های درشت اسکلتی می‌باشد. این بایوکلیست‌ها شامل قطعاتی از مرجان‌های درشت و به صورت کمتر میلیولیدها و دیگر روزن‌داران بدون منفذ می‌باشد که تشکیل بافت فلوتستون را داده‌اند. گاهی اجزای اسکلتی فقط شامل مرجان‌های درشت و بافت از فلوتستون تا رودستون متغیر است.

تفسیر: این ریز رخساره به لحاظ حضور قطعات خرد شده کورال و گاه کورالیناسه‌آ و همچنین نبود ساختمان ریف در صحرا، از رخساره ریف قابل تشخیص می‌باشد. (Amirshahkar-ami et al., 2007) با توجه به حضور میلیولید و همچنین موقعیت چینه‌نگاری، به یک محیط تالاب نسبت داده می‌شود. درصد نسبتاً بالای گل و حضور میلیولید که در آب‌های شور با آشفتگی کم زندگی می‌کند (Geel, 2000) مؤید وجود محیط آرام و کم انرژی می‌باشد. حضور میلیولید (محیط شور تا فوق شور) و مرجان (شوری معمولی) در کنار یکدیگر نشان دهنده محیط لاگون نیمه محصور و قرارگیری این ریز رخساره در بخش بالایی زون یوفوتیک می‌باشد (Renema, 2006).

- مارن‌های فسیل دار: این رخساره شامل مارن‌های خاکستری و سبز می‌باشد که در تناوب با رخساره‌های کربناته دیده می‌شوند. تفسیر: گل‌شویی نمونه‌ها و جداسازی میکرو فسیل‌ها از مارن‌ها، نشانگر وجود روزن‌داران کف‌زی لاگونی همچون میلیولیدها، Neorotalia، استراکد و گاستروپودهای کوچک می‌باشد. وجود فونای فوق‌الذکر و موقعیت آن در توالی، حاکی از تشکیل آن‌ها در زیر محیط تالاب است.

تجزیه و تحلیل تجمع دانه‌های اسکلتی موجود در سازند رازک

بررسی اجتماعات کربناته یکی از روش‌های مفید و قابل اعتماد در مطالعه و بررسی ریزرخساره‌ها می‌باشد اما باید توجه داشت که این مطالعات به تنهایی مفید نیستند و باید با دیگر شواهد و داده‌ها تطبیق داده شوند (James, 1997). استفاده از الگوی پراکنده‌ی اجتماعات کربناته، سبب درک بالای ما از شرایط آب و هوایی و تغییر عرض‌های جغرافیایی در محیط‌های دیرینه می‌شود (Flügge, 2004).

به طور کلی تقسیم‌بندی اجتماعات کربناته بر اساس اجزای غالب سازنده رخساره‌ها و میزان وابستگی موجودات تولیدکننده‌ی کربنات به نور امکان‌پذیر می‌باشد (Wilson and Vecsei, 2005).

- تقسیم‌بندی اجتماعات کربناته بر اساس اجزای سازنده: تمرکز و همراهی دانه‌های کربناته سبب تشکیل اجتماعات کربناته می‌شود (Flügge, 2004) که بر اساس فراوانی اجزای سازنده

جدول ۱- اسامی اجتماعات کربناته بر اساس اجزای غالب تشکیل دهنده و وابستگی آن‌ها به رژیم غذایی و دمایی.

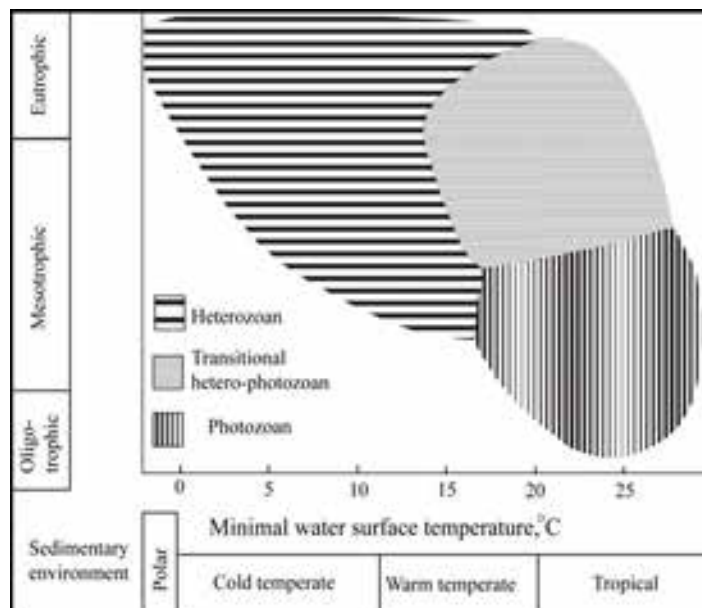
Temperate-Polar 30 - 60 N and S	Mezotrophic-Utrophic	Heterozoan Province	Carbonte grain association	Constituents	Principal refernce
			Barnamol	Barnacles(60) - Bivalve mollusks(20) Bryozoans , echinoderms	Hayton et al., 1995
Bimol	Bivalve mollusks(60-80%) Bryozoans, benthic foraminifera,echinoderms, calcareous red algae	Hayton et al., 1995			
Bryomol	Bryozoans(>50%) bivalve mollusks, benthic foraminifera,echinoderms, calcareous red algae	Nelson, 1988			
Foramol	Benthic foraminifera molluskas, bryozoans	Lees and Buller, 1972			
Rhodalgal	Calcareoua crustose red algae(>80%) bryozoans, benthic foraminifera, barnacles, bivalves echinoderms	Carannante et al., 1998			
Molechfor	Mollusks, benthic foraminifera	Carannante et al., 1998			
Echinfofor	Echinoderms (40%), Benthic foraminifera(35%) Bryozoan, planktonic foraminifera	Hayton et al., 1995			
Equator-Tropicalcal 30 N to 30 S	Oligotrophic- Mezotrophic	Photozoan Province	Chloralgal	Calcareous green algae Ben foraminifera, branching coralin algae, mollusksthetic	Lees, 1975
			Chlorozoan	Calcareous green algae, zooxanthellate corals Benthic foraminifera, articulated coralline red algae, mollusks	Lees and Buller, 1972
			Chlorofoforam	Calcareous green algae(dasyclads) Ben foraminifera(encrusting and free form, small and larg foraminifera)non skeletal grains(ooids, aggregate grains)	Beauchamp, 1994
			Chlorosponge	Green algae, coralline calcareous sponges benthic foraminifera, oncoids	Beauchamp, 1994

تشکیل شده است. اجتماع دانه‌های کربناته سازند رازک در برش مورد مطالعه (برش الگو) به‌طور عمده شامل فرامینیفراهای کفزی بزرگ (مانند *Archaias Operculina*, *Dendritina*, *Miogypsina*، *Borelis* و *Amphistegina*)، فرامینیفراهای بتتیک کوچک (مانند *Discorbis* و *Neorotalia*, *Elphidium*)، فرامینیفراهای با دیواره آگلوتینه (مانند *Textularia* و *Bigenerina*) می‌باشد که همراه با مجموعه فوق بریوزوئر، اکینید، جلبک قرمز و دو کفه‌ای حضور دارند. نکته‌ی قابل ذکر عدم حضور مرجان‌های ریف‌ساز می‌باشد، که طبق

اجتماع هتروزوئن می‌گردد (Mutti and Hallock, 2003). کربنات‌های آب‌های سرد معمولاً هتروزوئن می‌باشند، اما اجتماع هتروزوئن لزوماً نشانگر آب و هوای سرد نیست (Pomar et al., 2004). این اجتماع در طیف وسیعی از شرایط آب و هوایی وجود دارد بنابراین تفسیر آن ممکن است با مشکلاتی همراه باشد (Brandano et al., 2009). این اجتماع از موجودات غیر وابسته به نور نظیر جلبک‌ها، بریوزوئر‌ها، اکینوئیدها، دو کفه‌ای‌ها و همچنین برخی از فرامینیفراها به همراه تعداد کمی موجودات وابسته به نور

جدول ۱ در رخساره فورامول و اجتماع هتروزوئن قابل طبقه‌بندی است اجتماع زیستی مشابه در شرایط حاره‌ای توسط B Brandano et al. (2009) از عضو Attard از کشور Malta گزارش شده است. بررسی اجتماعات زیستی و همچنین بازسازی عرض‌های جغرافیایی دیرینه منطقه با استفاده از مدل بازسازی شده کشور کویت که در شرایط مشابهی با منطقه مورد مطالعه قرار دارد، گویای رسوب‌گذاری در شرایط حاره‌ای با رژیم غذایی الیگوتروفیک تا مزوتروفیک می‌باشد (شکل ۹).

۱۸ تا ۲۵ درجه نسبت به استوا قرار دارند. تغییرات دمایی آب دریا در این مناطق در حدود ۱۸ تا ۲۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (Flügel, 2004). امروزه با چنین شرایطی فتوزوئن‌ها رشد می‌کنند. (Mutti and Hallock, 2003) ولی بر خلاف آن در منطقه مورد مطالعه اجتماعات هتروزوئن غالب می‌باشند. این امر ما را به این سمت هدایت می‌کند که چه عواملی سبب عدم ایجاد شرایط فتوزوئن در زمان الیگوسن و میوسن پیشین در منطقه‌ی مورد مطالعه شده است؟ برای جواب به این سؤال ما به بررسی فاکتورهای



شکل ۸- نحوه پراکنندگی اجتماعات کربناته بر اساس عرض‌های جغرافیایی (Kabanov, 2009).



شکل ۹- بازسازی عرض‌های جغرافیایی دیرینه منطقه مورد مطالعه بر اساس مدل بازسازی شده کشور کویت (Al-Fares et al., 1998).

از حد مواد غذایی باعث خاتمه اجتماعات فتوزوئن و شکوفایی و رشد اجتماعات هتروزوئن می‌گردد. (Brandano and Corda, 2002; Mutti and Hallock, 2003; Pomar et al., 2004)

در بخش انتهایی سازند رازک به واسطه ورود مواد آواری، رژیم غذایی از الیگوتروفیک و مزوتروفیک به یوتروفیک تغییر پیدا کرده است. این تغییر سبب جایگزینی روزن‌داران کفزی کوچک (Neorotalia, Discorbis) و miliolids به جای روزن‌داران کفزی بزرگ و مرجان‌های ریف‌ساز (که به رژیم غذایی الیگوتروفیک تا کمی مزوتروفیک سازگار هستند)، شده است.

عوامل اکولوژیکی

یکی از فاکتورهای مهم کنترل کننده گسترش اجتماعات هتروزوئن در اواخر الیگوسن و اوایل میوسن می‌تواند مربوط به پالئوآکولوژی مرجان‌های ریف‌ساز باشد (Brandona et al., 2009).

(Pomar and Hallock, 2007) به‌طور خلاصه بیان نمودند که چرا تا زمان میوسن پسین مرجان‌های دارای همزیست جلبکی نمی‌توانستند ساختارهای سه‌بعدی مقاوم در برابر امواج (که بالاتر از سطح آب قرار بگیرد) را بسازند و بیشتر در بخش‌های زیرین و میانی زون نوردار زیست می‌کردند در صورتی که مرجان‌های امروزی در شرایط با نور زیاد و دمای متوسط ۲۳ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد رشد می‌کنند (Adams et al., 1990).

(Pomar and Hallock, 2007) اظهار نمودند که زون مزو-الیگوفوتیک یک شرایط زیستی بهینه برای مرجان‌های دارای همزیست جلبکی در طی میوسن بوده است که در این زمان دما تا حدودی بالاتر از شرایط فعلی بوده است. تحت چنین شرایطی گرادیان دمایی عرض‌های جغرافیایی کاهش یافته و در نتیجه حداقل دمای لازم برای رشد مرجان‌ها، در عرض‌های جغرافیایی بالاتر و یا آب‌های عمیق‌تر از شرایط فعلی فراهم بوده است. بنابراین مرجان‌ها در بخش‌های عمیق‌تری زیست می‌کرده‌اند. علاوه بر آن حداکثر دمای تابستان برای مرجان‌ها بیشتر از حدی بود که آن‌ها بتوانند تولید مثل را در زیر نور مستقیم انجام دهند. به‌طور آشکار در چنین شرایطی فضای کم مرجان‌ها برای رشد در شرایط پرنور و ناتوانی آن‌ها برای رشد در مناطق کم عمق و تشکیل ساختارهای مقاوم در برابر امواج، سبب انتشار تجمعات هتروزوئن به‌وسیله روزن‌داران بنتیک بزرگ و جلبک‌های قرمز گردیده است.

نتیجه‌گیری

رسوبات سازند رازک در برش الگو، ۵۰۰ متر ضخامت داشته و بر روی سنگ‌های آهکی سازند آسماری و در زیر مارن‌های سازند میشان قرار گرفته است. از نمونه‌های برداشت شده ۲۰ جنس و ۲۷ گونه از روزن‌داران کفزی و شناور تشخیص داده شد. بر اساس مطالعه فون‌های موجود و شناسایی تجمعات فسیلی و انطباق آن‌ها با نتایج حاصل از مطالعات ایزوتوپ استرانسیوم سن سازند رازک در برش الگو شاتین - آکیتانین می‌باشد. اجتماع دانه‌های

کنترل کننده‌ی اجتماعات هتروزوئن و فتوزوئن می‌پردازیم، این فاکتورها شامل موارد زیر می‌باشند:

دمای آب

دمای آب یکی از مهم‌ترین عوامل در کنترل جانداران و پراکندگی موجودات کربنات‌ساز می‌باشد. با تغییر در عرض‌های جغرافیایی و عمق آب، دمای آب نیز تغییر می‌یابد. دمای آب از طریق تأثیر بر فعالیت‌های متابولیسمی و انحلال دی‌اکسیدکربن بر جوامع کف‌زی تولید کننده‌ی کربنات تأثیر می‌گذارد. با کاهش دما فرایند‌های متابولیسمی کاهش پیدا کرده و در نتیجه نیاز جانداران به مواد مغذی کم می‌شود. این عامل سبب افزایش مواد مغذی در محیط می‌شود که در نهایت باعث تغییر رژیم غذای الیگوتروفیک به یوتروفیک می‌شود.

هر دسته از جانداران در محدوده‌ی دمای خاصی زیست می‌کنند، به عنوان مثال، مرجان‌های ریف‌ساز در دمای متوسط ۲۳ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد رشد می‌کنند. فرامینفرهای بنتیک بزرگ در آب‌های حاره‌ی و نیمه حاره‌ی با دمای ۱۸ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد در ماه‌های گرم سال زیست می‌کنند. همچنین اکثر آن‌ها در تابستان در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد زندگی می‌کنند (Adams et al., 1990). به نظر می‌رسد فرامینفرهای بنتیک بزرگ نظیر *Borelis* و *Lepidocyclina, Archaias* محدود به شرایط حاره‌ای باشند (Betzler et al., 1997).

بررسی منحنی دمای جهانی الیگوسن بر پایه‌ی داده‌های ایزوتوپی اکسیژن نشان می‌دهد که در زمان الیگوسن یک سرد شدگی جهانی رخ داده است و سبب توسعه ورقه‌های یخی شده است. این شرایط تا انتهای الیگوسن نیز پایدار بوده است، چنین شرایط دمایی باعث عدم رشد مرجان‌های ریف‌ساز و توسعه اجتماعات هتروزوئن گردید (Zachos et al., 2001).

میزان مواد غذایی

مواد غذایی یکی از عوامل مؤثر در پراکندگی روزن‌داران محسوب می‌شود و نقش مهمی در تولید کربنات و از بین رفتن پلاتفرم‌های کربناته و ریف‌های مرجانی دارد (Flügel, 2004). افزایش مواد غذایی سبب افزایش رشد جلبک‌های قرمز و کاهش رشد مرجان‌ها می‌گردد (James et al., 1999). میزان مواد غذایی تحت تأثیر دو عامل آب و هوا و تکتونیک می‌باشد، به‌طوری که تغییر از شرایط آب و هوایی مرطوب به شرایط خشک با کاهش رواناب‌های رودخانه‌ای و در نتیجه کاهش مواد غذایی سبب ایجاد شرایط الیگوتروفیک می‌گردد (Pomar et al., 2004). تغییرات تکتونیک نیز می‌تواند باعث تغییر در میزان مواد غذایی شود. به عنوان مثال بالا آمدگی ناحیه تبت-همیالیا و برخورد ورقه عربی و ترکیه سبب افزایش تولیدات هوازگی و در نتیجه افزایش نرخ مواد غذایی در مدیترانه گشته است (Mutti et al., 1999).

ورود مواد آواری به عنوان منبع تامین کننده‌ی مواد غذایی، نقش به‌سزایی در تغییر اجتماعات کربناته دارد، به‌طوری که ورود بیش

- Bahrudi, A. and Koyi, H. A., 2004. Tectono - sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin, *Marine and Petroleum Geology*, 21, 1295-1310.

- Barattolo, F., Bassi, D. and Romano, R., 2007. Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (southern continental Greece). *Facies*, 53, 361-375.

-Bassi, D., Hottinger, L. and Nebelsick, J., 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North - East Italy. *Paleontology*, 50, 845-868.

-Beauchamp, B., 1994. Permian climatic cooling in the Canadian Arctic. *Geological Society of America, Special Paper*, 288, 295-246.

- Beavington - Penney, S.J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, application in paleoenvironmental analysis. *Earth Science Reviews*, 67, 219-265.

- Betzler, C., Brachert, T.C. and Nebelsick, J., (1997). The warm temperate carbonate province a review of facies, zonations and delimitations: *Cour. Forschungs-Inst. Senckenb*, 201, 83-99.

- 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.

- Brandona, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Pedley, M. and Matteucgi, R., 2008. Facies analysis and palaeoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower coralline limestone formation), Malta. *Sedimentology*, 1-26.

-Brandona, M., Frezza, V., Tomassetti, L. and Cuffaro, M., 2009. Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical water, The Attard Member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274, 54-63.

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

- Carannante, G., Cherchi, A. and L. Simone, 1998. Chlorozoan versus forarnol lithofacies in Upper Cretaceous rudist limestones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, 137-154.

-Drooger, C.W., 1993. Radial Foraminifera: morphometrics and evolution. *Verk. K. Ned. Akad. Wet. Afd.*

کربناته سازند رازک در برش مورد مطالعه با توجه به فراوانی روزن‌داران بزرگ کفزی به همراه اجزای اسکلتی فرعی مانند بریوزوا، جلبک کورالیناسه، آکینودرم و گاستروپود و همچنین عدم حضور مرجان‌های هرما تیبیک و جلبک‌های سبز، در رخساره فورامول و اجتماع هتروزوئن قابل تقسیم بندی می‌باشد.

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم می‌دانیم از جناب آقای مهندس علی رحمانی کارشناس شرکت ملی نفت ایران، سرکار خانم نقریه کارشناس شرکت اکتشاف تهران و سرکار خانم رحمانی از گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان که در نمونه برداری از برش مورد مطالعه و دیگر مراحل پژوهش مساعدت نموده اند تشکر نمائیم.

منابع

- کلانتری، ا.، ۱۳۷۱. سنگ چینه‌ای و رخساره‌های میکروسکوپی زاگرس. انتشارات شرکت ملی نفت ایران، اکتشافات و تولید، آزمایشگاه‌های زمین‌شناسی، نشریه شماره ۱۲، ۴۲۱.
- مطیعی، ه.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران - چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی، ۵۸۳.

- Adams, C.G., Lee, D.E. and Rosen, B.R., 1990. Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea surface temperatures during the Tertiary, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77, 289-313.

- Adams, T.D. and Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy: Geological and Exploration, IOOC Report, 1074, unpublished.

- Adams, T.D., 1969, The Asmari Formation of Lurestan and Khuzestan Provinces. IOOC Report, 1151, unpublished.

- Ala, M.A., 1982, Chronology of trap formation and migration of hydrocarbons in Zagros sector of southwest Iran. *American Association Petrol Geologists Bull*, 66, 1536-1542.

- Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros Fold - Thrust Belt of Iran its proforeland evolution. *American Journal of Sciences*, 304, 1535-1541.

- Al-Fares, A.A., Bouman, M. and Jeans, P., 1998. A New Look at the Middle to Lower Cretaceous Stratigraphy, Offshore Kuwait. *Geo Arabia*, 3 (4), 543-560.

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

Natuurkd. Le REEKS, 41, 242.

- Ehrenberg, S.N., Svana, T.A., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Aqrabi, A.A.M., McArthur J.M. and Thirlwall, M.F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30, 107-112.

- Flügel, E., 2004. *Microfacies Analysis of Limestone*. Springer, Berlin - Heidelberg. New York, 633.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144, 211-238.

- Hallock, P., 1988. The role of nutrient availability in bioerosion, Consequence to carbonate buildup. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63, 275-291.

- Hayton, S., Nelson, C.S. and Hood, S.D., 1995. A skeletal assemblage classification system for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones: *Sedimentary Geology*, 100, 123-141.

- Henson, F.R.S., 1950. Middle Eastern Tertiary Penelopidae (Foraminifera), with Remarks on the phylogeny and Taxonomy of the Family.

- Hohenegger, J., Yordanova, E. and Hattat, A., 2000. Remarks on west Pacific Nummulitidae (Foraminifera). *Journal of Foraminiferal Research*, 30, 3-28.

- Hottinger L., 2007. Revision of the foraminiferal genus *Globoreticulina* RAHAGI 1978. and of its associated fauna of larger foraminifera from the late Middle Eocene of Iran. *Carnets de Geologie / Notebooks on Geology*, Brest, Article 2007/06 (CG2007-A06). 51.

- James, N.P., 1997. The cool water carbonate depositional realm. *SEPM Special Publications*, 56, 1-20.

- James, G.A. and Wynd, J. G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil consortium agreement area. *AAPG Bulletin*, 49, 2182-2245.

- James, N. P., Collins, L. B., Bone, Y. and Hallock, P., 1999. Subtropical carbonates in a temperate realm, modern sediment on the southwest Australian shelf. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 1297-1321.

- Kabanov, P. B., 2009. Benthic carbonate facies of the Phanerozoic: Review and example from the Carboniferous of the Russian Platform. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17(5), 493-509.

- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T. L., Pickard, N. A.

H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., van Buchem, F.S.P., Moallemi, A. and Druillion, G., 2009. The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation: first International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz, Iran.

- Lees, A., 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, 19, 159-198.

- Less, A. and A.T. Buller, 1972. Modern temperate - water and warm water shelf carbonate sediment contrasted: *Marine and Petroleum Geology*, 13, 67-73.

- Loeblich A.R., Tappan H. 1988. *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Company, New York. 970.

- Mutti, M., Bernaulli, D., Spezzaferri, S. and Stille, P., 1999. Lower and Middle Miocene carbonate facies in the central Mediterranean: the impact of paleoceanography on sequence stratigraphy: In: *Advances in carbonate sequence stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models* (Eds P. Harris, A. Saller, J. Simo and C.R. Handford), *SEPM Special Publication*, 63, 374-384.

- Mutti, M. and Hallock, P., 2003. Carbonate system along nutrient and temperature gradient, some sedimentological and geochemical constraints. *Earth Sciences*, 92, 465-475.

- Nebelsick, J.H., Stingl, T.V. and Rasser, M., 2001. Autochthonous facies and allochthonous debris flows compared: Early Oligocene carbonate facies patterns of the lower Inn valley (Tyrol, Austria). *Facies*, 44, 31-46.

- Nelson, C.S., 1988. An introductory perspective on nontropical shelf carbonates. *Sedimentary Geology*, 60, 3-12.

- Pomar, L., Brandano, M. and Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51, 627-651.

- Pomar, L. and Hallock, P., 2007. Changes in coral-reef structure through the Miocene in the Mediterranean province, adaptive vs. environmental influence. *Geology*, 35, 899-902.

- Raymo, M.E., 1994. The Himalayas organic carbon burial and climate in the Miocene. *Paleoceanography*, 9, 399-404.

- Renema, W. and Troelstra, S. R., 2001. Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Paleogeography, Paleoclima-*

tology, *Paleoecology*, 175, 125-146.

- Renema, W., 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. *Marine Micropaleontology*, 58, 73-82.

- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleocology*, 179, 43-56.

- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali area. *Facies, Springer-Verlag*, 52(1), 41-51.

- Wilson, M.E.J. and Vecsei, A., 2005. The apparent paradox of abundant foraminifera in low latitudes, their environmental significance and effect on platform development. *Earth Science Rev*, 69, 133-168.

- Wynd J.G. 1965. Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area. IOOC Report, 1082, 40 Plates. 80, (unpublished).

- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693.

- Zamagni, J., Mutti, M. and Kosir, A., 2008. Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene-earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia). *Facies*, 54, 25-43.