

زیست‌چینه‌نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در شرق دوگنبدان بر اساس روزنداران

عزیزاله طاهری^{۱*}، حسین وزیری مقدم^۲^۱دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران^۲گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

* مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: ali.ataheri@gmail.com

(دریافت: ۸۸/۲/۲۰؛ پذیرش: ۸۸/۹/۱۸)

چکیده

پخش و گسترش روزنداران در برش شرق دوگنبدان، به منظور معرفی تجمعات فونی، بایوزون‌های موجود و تعیین سن سازند آسماری مورد مطالعه قرار گرفت. مطالعات دیرینه‌شناسی و زیست‌چینه‌نگاری منجر به شناسایی ۲ تجمع فونی گردید. بر این اساس سن سازند آسماری با ضخامت ۱۸۷/۵ متر در این برش شاتین-آکی تانین (Chatian-Aquitania) تعیین شد. گسترش روزنداران کفزی بزرگ حاکی از آن است که سنگ‌های سازند آسماری در پلاتفرم کربناته کم عمق دریایی، در منطقه نورانی نواحی گرمسیری تا نیمه گرمسیری نهشته گردیده است. مطالعات پالئواکولوژی و سنگ‌شناسی سه محیط رسوبی سکوی داخلی، سکوی میانی و سکوی خارجی را نشان می‌دهد. رخساره‌های سکوی داخلی با وکستون-پکستون حاوی روزنداران کفزی با دیواره پورسلانوز مشخص می‌گردد. رخساره‌های سکوی میانی با پکستون حاوی انواع متفاوتی از روزنداران کفزی با دیواره منفذدار نشان داده می‌شود. سکوی خارجی با وکستون حاوی روزنداران شناور و نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده بزرگ و کشیده مشخص می‌گردد.

واژه‌های کلیدی:

وسیعی در اکتشافات نفتی و کارهای دیگران (Seyrafian & Hamedani 1998; Seyrafian 2000; Vaziri-Moghaddam *et al.* 2006; Daneshian & Dana 2007; Amirshahkarami *et al.* 2007 a, b) مورد استفاده قرار گرفته است. آدامز و بورژا (Adams & Bourgeois 1967) در تعیین سن سازند آسماری قادر به تفکیک آشکوب‌های الیگوسن نبوده‌اند (جدول ۱).

جدول ۱: زون‌های تجمعی سازند آسماری (برگرفته از Adams & Bourgeois 1967).

سن	واحد‌های سنگی	بیوزون‌ها
بوردیگالین	آسماری بالایی	Borelis melo-Meandropsina iranica
آکی تانین پسین	آسماری	Elphidium sp. 14-Miogypsina
آکی تانین	آسماری	Archaia asmaricus- Archaia hensoni
الیگوسن	آسماری پائینی	Eulepidina- Nephrolepidina-

اخیراً اهرنبرگ و همکاران (Ehrenberg *et al.* 2007) چینه‌نگاری سازند آسماری را بر اساس ایزوتوپ استرونیوم مورد بازبینی قرار داده‌اند و پنج حادثه زیست‌چینه‌نگاری که در تعیین سن و تطابق حائز اهمیت هستند را تشخیص داده‌اند، این پنج حادثه عبارتند از:

مقدمه

روزنداران کفزی بزرگ از گروه‌های فسیلی شاخص و مفید برای تعیین سن نسبی لایه‌های سنوزوئیک محسوب می‌گردند. از آنجایی که سازند آسماری به عنوان سنگ مخزن مواد هیدروکربوری در حوضه رسوبی زاگرس محسوب می‌گردد، لذا شناسایی و بررسی دقیقتر این سازند بر اساس فونای فسیلی اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و کارهای اکتشافی در این حوضه به دست خواهد داد.

رسوبات پلاتفرم کربناته‌ای که تشکیل سازند آسماری را می‌دهند، شامل تعدادی از بزرگترین ذخایر نفتی در دنیا می‌باشند (Alavi 2004). در برش تیپ این سازند متشکل از ۳۱۴ متر توالی کربناته است که بر اساس پراکندگی روزنداران کفزی بزرگ و چینه‌نگاری ایزوتوپ استرونیوم سن روپلین-میوسن پیشین برای این سازند در نظر گرفته شده است (Lees 1933; Thomas 1948; James & Wynd 1965; Wynd 1965; Adams & Bourgeois 1967; Ehrenberg *et al.* 2007).

بایوزون‌های سازند آسماری بر اساس گزارشات منتشر نشده وایند (Wynd 1965) و آدامز و بورژا (Adams & Bourgeois 1967) بر مبنای روزنداران کفزی بزرگ می‌باشد. این بیوزوناسیون به طور

۱- بر اساس تعیین سن ایزوتوپ استرونیوم آخرین پیدایش جنس نومولیتس قبل از انتهای روپلین می باشد.

روش مطالعه

۳- آخرین حضور جنس آرکیاس نزدیک یا درست بعد از قاعده میوسن می‌باشد. آدامز و بورژا (Adams & Bourgeois 1967) برخی از گونه‌های این جنس را شاخص آکئیتانین می‌دانند.

توصیف چینه‌نگاری برش اندازه‌گیری شده

۵- گونه *Borelis melo-curdica* شاخص خوبی برای بوردیگالین است. آخرین مقاله انتشار یافته در مورد بیوزوناسیون سازند آسماری بوسیله لارسن و همکاران (Laursen et al. 2009) ارائه گردیده است (جدول ۲).

.(et al. 2009

Standard Chronostratigraphy			Biozonation of the Asmari Formation
Age	Epoch	Stage	
20	Miocene	Burdigalian	Borelis melo curdica - Borelis melo melo
		Aquitanian	Miogypsina - Elphidium sp. 14 - Peneroplis farsensis
25	Oligocene	Chattian	Archais asmaricus - Archais hensoni - Miogypsinoidea complanatus
		Rupelian	Nummulites vascus - Nummulites fichteli
30			Globigerina - Turborotalia cerroazulensis - Hantkenina

هدف از این مطالعه بررسی دقیق زیست‌چینه‌ای و زیست‌رخساره‌ای بر اساس روزن‌داران کفزی و سنگ‌شناسی سازند آسماری در برش شرق دوگنبدان و انطباق آن با تعیین سن ایزوتوپ استرومنسیوم و فونای این سازند که توسط اهرنبرگ و همکاران (Ehrenberg *et al.* 2007) و لارسن و همکاران (Laursen *et al.* 2009) صورت گرفته، می‌باشد. امید است که این مطالعات، اطلاعات جدید و مفیدی را در اختیار پژوهشگران قرار دهد.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

برش دوگنبدان در ۳۰ کیلومتری شرق دوگنبدان قرار گرفته است.

مقطع برداشت شده در برش دوگنبدان ۱۸۷/۵ متر ضخامت دارد (شکل ۲). سازند آسماری در این برش با مرز پیوسته و تدریجی روی سازند پابده قرار دارد. سازند گچساران با مرز ناگهانی بر روی آن قرار گرفته است. واحدهای تشکیل دهنده‌ی برش از قاعده به راس شامل آهک‌های مارنی، نودولار حاوی لپیدوسیکلین با بین لایه‌هایی از آهک متوسط لایه، آهک‌های متوسط لایه و آهک‌های نودولار، مارنی با بین لایه‌های از آهک مارنی می‌باشند.

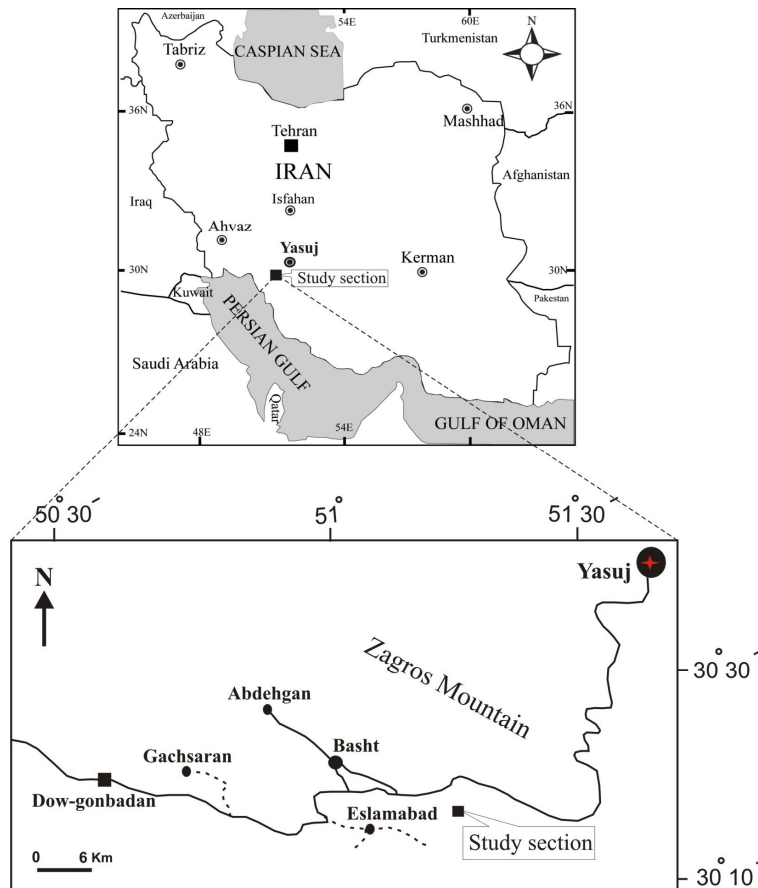
زیست‌چینه‌نگاری

به منظور تعیین سن نهشته‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه ۴۰۰ مقطع نازک به طور دقیق مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس این مطالعات ۲۲ جنس و ۱۹ گونه شناسایی گردید (Plate 1 and 2). بر مبنای انتشار چینه‌نگاری میکروفسیل‌های موجود ۲ بیوزون تشخیص داده شده است. تعیین بیوزون‌ها بر اساس بیوزون‌های ارائه شده توسط آدامز و بورژوا (Adams & Bourgeois 1967) صورت گرفته است. علاوه بر این برای تعیین سن دقیق‌تر نهشته‌ها از تعیین سن سازند آسماری بر اساس ایزوتوپ استرانسیوم که توسط اهرنبرگ و همکاران (Ehrenberg *et al.* 2007) و لارسن و همکاران (Laursen *et al.* 2009) صورت گرفته، استفاده شده است.

تجمع فونی، شماره ۱

تجمع فونی شماره ۱، از قاعده تا ضخامت ۳۶ متری را شامل شده و در آن گونه‌های زیر مشاهده می‌شوند.

Eulepidina dilatata, *Eulepidina elephantina*, *Opeculina complanata*, *Spiroclypeous blanchenhorni*, *Lepidocclina* sp., *Amphistegina lessoni*, *Heterostegina* sp., *Archaias kirkukensis*, *Archaias* sp., *Dendritina rangi*, *Triloculina trigonula*, *Discorbis* sp., *Elphidium* sp.1 (Thomas), *Neorotalia viennoti*, *Neorotalia* sp., *Spherogypsina globulosa*, *Nephrolepidina tournoueri*, *globigerinids*



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به برش مورد مطالعه در شرق دوگنبدان.

حضور دارند:

Opeculina complanata, *Amphistegina* sp., *Dendritina rangi*, *Triloculina trigonula*, *Discorbis* sp., *Elphidium* sp., *Elphidium* sp.14 Adams & Bougeois, *Neorotalia viennoti*, *Neorotalia* sp., *Spherogypsina globulosa*, *Miogypsina* sp., *Borelis* sp., *Borelis pygmaea*, *Discorbis* sp., *Peneroplis evolutus*, *Valvulinid* sp., *Miogypsinoides* sp.

بر اساس حضور *Miogypsina* sp. و *Elphidium* sp.14 این تجمع قابل انطباق با زیر زون 2-A آدامز و بورژوا به نام (*Elphidium* sp.14) با توجه به قرار گیری این تجمع بر روی تجمع ۱ و عدم حضور گونه *Borelis melo-curdica* (شاخص بوردیگالین) می‌توان سن این مجموعه را به آکی‌تائین (میوسن پیشین) نسبت داد. این زون معادل زون تجمع *Miogypsina-Elphidium* sp. 14-*Peneroplis farsensis* Assemblage zone لارسن و همکاران (Laursen et al. 2009) می‌باشد.

دیرینه زیست‌شناسی روزنداران الیگو-میوسن

درک تغییرات شرایط محیط براساس ویژگی‌های ثبت شده در توالی‌های رسوبی یکی از مهمترین گام‌های بازسازی رویدادهای مربوط

لازم به ذکر است که آخرین حضور گونه‌های آرکیاس مربوط به انتهای این تجمع فونی می‌باشد. با مقایسه این گونه‌ها با گونه‌های معرفی شده در بیوزوناسیون آدامز و بورژوا (Adams & Bourgeois 1967)، این مجموعه با توجه به حضور *Archaias* و *Archaias kirkukensis* sp. منطبق با زون زیستی 2-B به نام (*Archaias asmaricus*) *Archaias hensoni* assemblage subzone است. آدامز و بورژوا این بیوزون را به بخش پایینی آکی‌تائین (میوسن پیشین) نسبت داده‌اند. اما مطالعات اهرنبرگ و همکاران (Ehrenberg et al. 2007) نشان داده که آخرین حضور *Archaias* مربوط به قاعده میوسن، نزدیک مرز الیگو-میوسن می‌باشد. لذا بر این اساس و به دلیل موقعیت چینه نگاری این مجموعه به الیگوسن پسین (شاتین) تا قاعده میوسن نسبت داده می‌شود. این زون قابل تطابق با زون تجمع *Archaias asmaricus-A. hensoni-Miogypsinoides complanatus* Assemblage zone لارسن و همکاران (Laursen et al. 2009) می‌باشد.

تجمع فونی شماره ۲

قاعده این تجمع فونی بر روی آخرین حضور آرکیاس قرار دارد. در این مجموعه، از ضخامت ۳۶ متری تا انتهای سازند آسماری، گونه‌های زیر

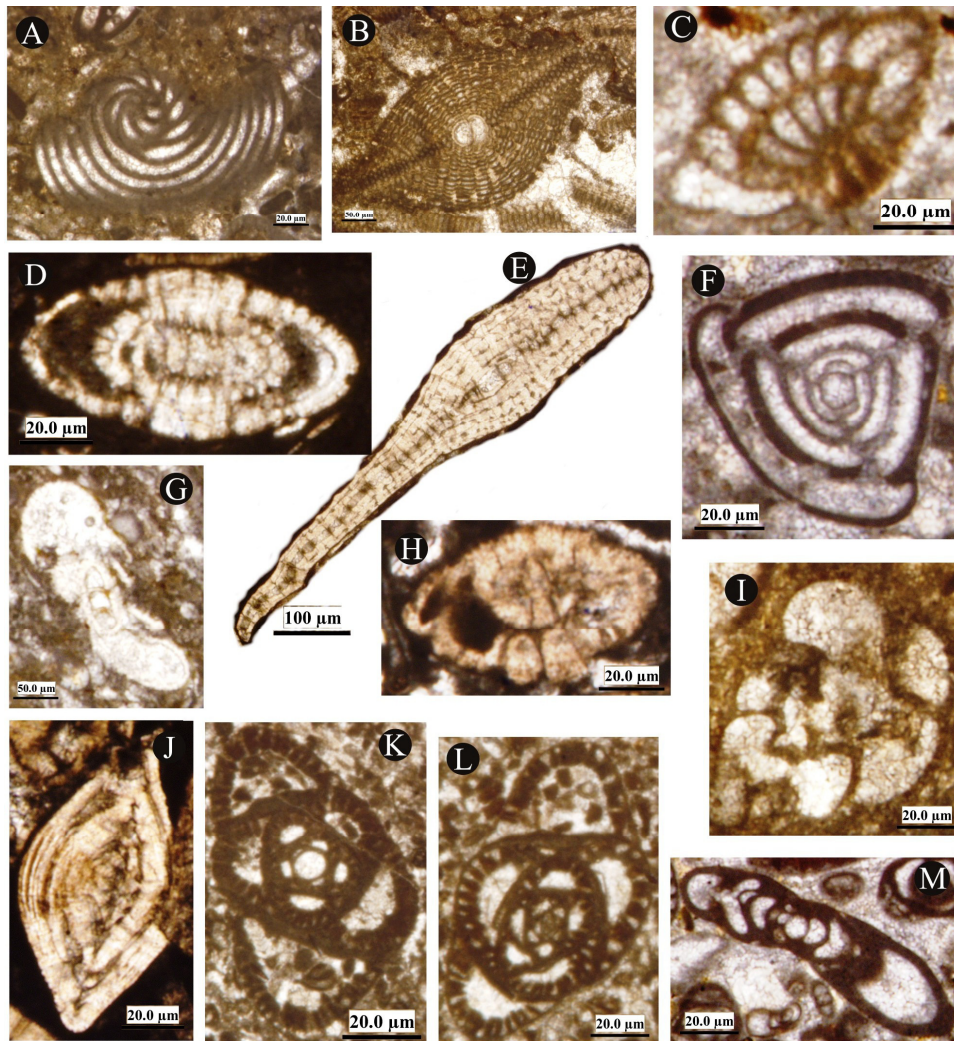


PLATE 1: A) *Peneroplis evolutus* Henson, (Transverse section); B) *Nephrolepidina tournoueri* (Lemoine and Douville), (Axial section); C) *Elphidium* sp.1 Adams and Bourgeois, (subaxial section); D) *Elphidium* sp.14 (Thomas), (Subaxial section); E) *Spiroclypeous* sp. (Axial section); F) *Triloculina trigonula* (Lamark), (Transverse section); G) *Discorbis* sp. (Axial section); H) *Neorotalia viennoti* Griag, (Axial section); I) *Valvulinid* sp. (Axial section); J) *Amphistegina* sp. (Axial section); K) *Austrotrilina howchini* (Schlumberger), (Transverse section); L) *Austrotrilina asmariensis* Adams (Transverse section); M) *Dendritina rangi* d' Orbigni, (Axial section).

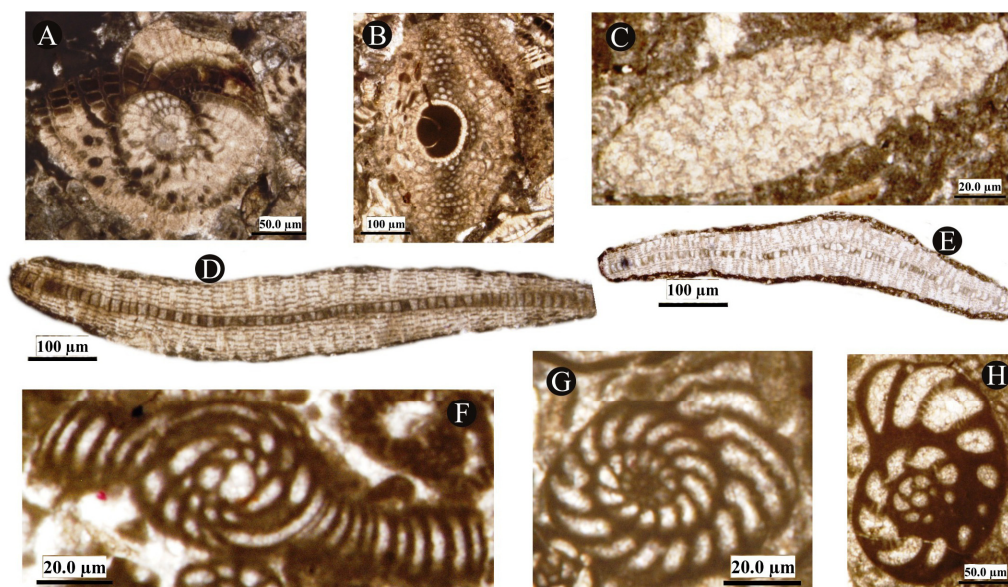
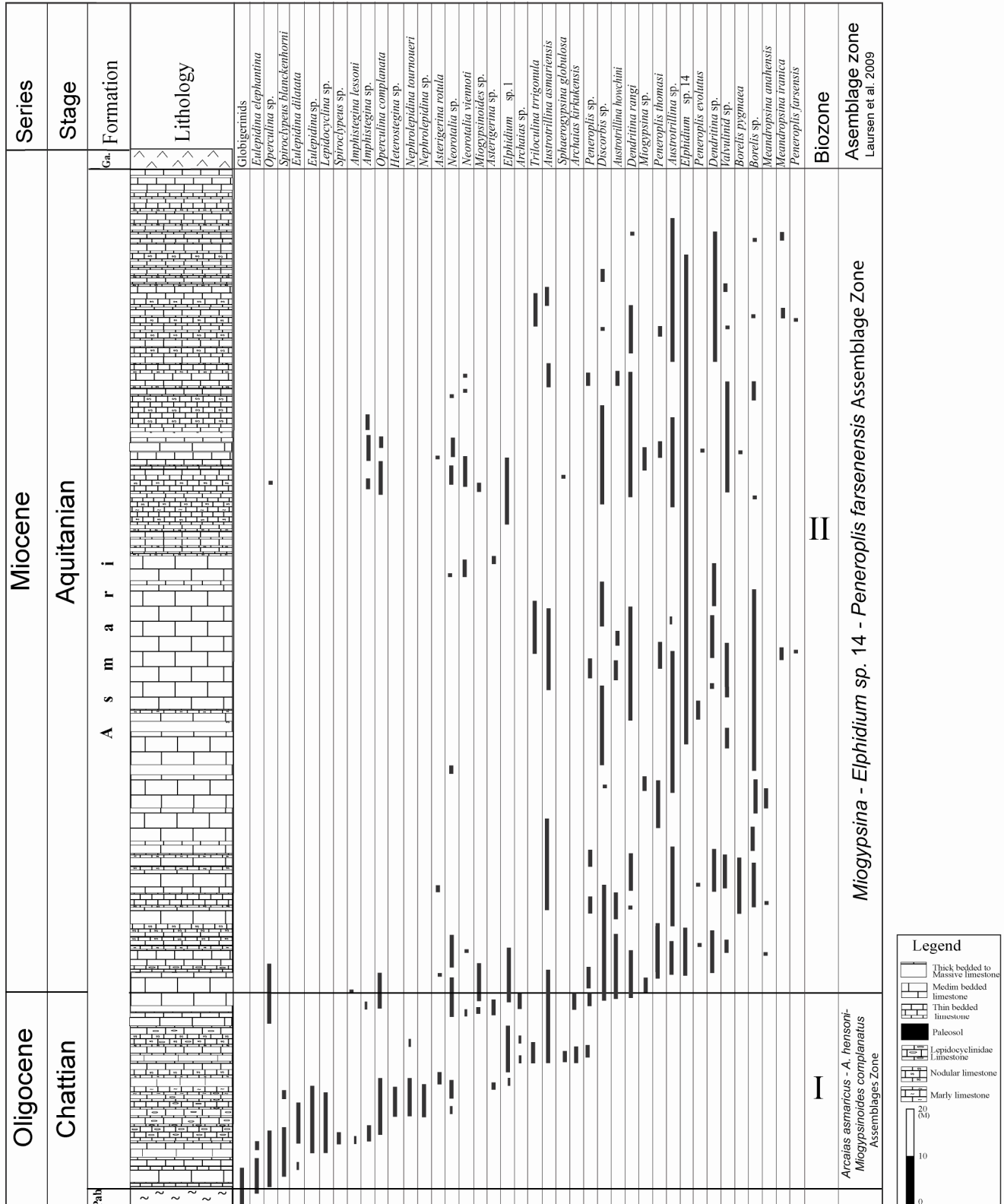


PLATE 2: A) *Heterostegina* sp. (Transverse section); B) *Eulepidina* sp. (Equatorial section); C) *Miogypsina* sp. (Axial section); D, E) *Eulepidina dilatata* Adams, (Subaxial section); F) *Peneroplis thomasi* (Axial section); G) *Peneroplis farsensis* (Transverse section); H) *Dendritina rangi* d' Orbigni, (Transverse section).

مجموعه جنس‌های روزنداران و نوع رخساره وجود دارد. زیرا توزیع آن-ها در سکوی کربناته به عوامل گوناگون مانند عمق، نور و ماهیت کف بستر بستگی دارد. به همین دلیل روزنداران نشانه‌های عالی برای

به تغییرات سطح آب با استفاده از داده‌های چینه‌ای است. در پلاتفرم-های کربناته سنوزوئیک روزنداران سنگواره از شاخص‌ترین نشانه‌های دیرینه محیطی محسوب می‌شوند. در این میان رابطه ظریفی بین



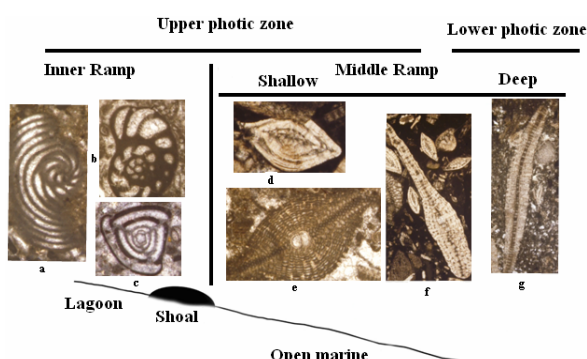
شکل ۲: ستون سنگ‌شناسی و زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه، شرق دوگنبدان.

پوسته‌های بزرگ و مسطح به طور عمده برای زندگی در محیط‌های پرانرژی مناسب نیستند. زیرا، حتی آشفتگی کم آب سبب شناور شدن آن‌ها می‌شود (Rasser *et al.* 2005). فراوانی روزن‌داران بزرگ در اغلب رخساره‌های تشخیص داده شده نشانگر رسوبگذاری در منطقه نورانی است. روزن‌داران کفزی بزرگ عهد حاضر محدود به منطقه نورانی هستند. زیرا، همه‌ی آن‌ها میزبان جلبک‌ها هستند. توزیع و پراکندگی این روزن‌داران درون منطقه نورانی وابسته به تمرکز مواد غذایی، درجه حرارت، عمق آب و انرژی محیط است (Hottinger 1997; Hohengger 2004).

روزن‌داران بزرگ در بخش ژرف دریای باز قرار ندارند. روزن‌داران کف-زی کوچک و گاهی شناورها جای آن‌ها را می‌گیرند. اما در بخش میانی این محیط، نخستین روزن‌داران بزرگ با پوسته‌های پهن و نازک مانند برخی نومولیتیده‌ها ظاهر می‌شوند. در بخش بالائی دریای باز با کاهش عمق، نومولیتیده‌های کوچک و عدسی شکل در کنار جلبک‌های سرخ و بربوزوئرها تفوق پیدا می‌کنند.

در کولاب کم عمق پشت سد همراه با شکم پایان، روزن‌داران پورسلانوز فراوان هستند. این رخساره‌ها نشانگر آب‌های کم عمق با آشفتگی کم، نور شدید و پایداری کم کف بستر است. آشفتگی کم سبب فراوانی بالای روزن‌داران پورسلانوز شده که در آب‌های کم عمق مزو و الیگوتروف گسترش دارند (Reiss & Hottinger 1984; Hallock 1984, 1988; Buxton & Pedley 1989; Romero *et al.* 2002).

امروزه روزن‌داران بزرگ در پلاتفرم‌های کربناته گرمسیری درون بخش بالائی منطقه نورانی فراوان هستند (Barattolo *et al.* 2007). تغییر در روزن‌داران کفزی بزرگ از پورسلانوز به اشکال هیالین با تغییر در کاهش شفافیت آب و افزایش عمق همراه است. براساس تجمع روزن‌داران بزرگ، سکوی کربناته سازند آسماری قابل تقسیم به بخش هائی با عمق متفاوت است (شکل ۳).



شکل ۳: ارتباط بین عمق و زون نوردار در گسترش و پراکندگی روزن‌داران کف‌زی در برش مورد مطالعه. a. *Peneroplis*, b. *Triloculina Dendritina*, c. *Eulepidina*, d. *Amphistegia*, e. *Nephrolepidina*, f. *Spiroclipeus*, g. *Triloculina Dendritina*. بزرگنمایی اشکال X40.

بازسازی محیط محسوب می‌شوند (Romero *et al.* 2002; Amodio 2006). این آغازیان کوچک علاوه بر دوره‌های زندگی کوتاه و تکامل سریع نسبت به تغییر شرایط محیط زندگی خود مانند عمق، نور، آشفتگی، شوری، مواد مغذی به اندازه کافی حساس‌اند. این عوامل محیطی در تنوع و فراوانی موجودات نقش اساسی ایفا می‌نماید (Reiss & Hottinger 1984). یک اکوسیستم دریائی کم عمق با چرخش طبیعی آب و آب‌های غنی از اکسیژن سبب ایجاد زیستگاهی با مواد غذایی فراوان و تولیدکنندگان اولیه خواهد شد که مناسب برای تنوع و فراوانی روزن‌داران کفزی می‌گردد.

برخی از روزن‌داران کفزی بزرگ دارای همزیست‌هائی از میکروجلبک‌ها هستند. میزبان از فتوسنتز میکروجلبک‌ها به عنوان منشأ و مصرف انرژی برای فرایندهای متابولیکی استفاده می‌کند. همزیست‌ها از طرف دیگر خود را درون تست روزن‌داران محافظت نموده و از دی اکسیدکربن تشکیل شده در تست استفاده می‌کنند. در مواردی میزبان به طور کلی فوتوتوتروف شده و این امر سبب می‌شود که روزن‌داران کفزی در محیط‌های کم عمق گرمسیری تحت شرایط الیگوتروپی ساکن شوند. حداکثر فراوانی و اندازه تست در روزن‌داران کفزی در شرایط آب و هوای گرم امکانپذیر می‌شود (Ungro 1994). ایجاد چنین صدف‌هائی با قطر بزرگ می‌تواند ناشی از ترشح شدید کربنات در زمان زندگی برای ایجاد دی‌اکسیدکربن برای زندگی هم-زیست باشد (Hohenegger 1996). فسیل‌های نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده حاوی میکرو جلبک‌هائی به صورت هم زیست هستند که سبب فراوانی آن‌ها در شرایط الیگوتروپی در آب‌های گرمسیری می‌گردد. این روزن‌داران وابسته به نور هستند. این محافظت در روزن‌دارانی با دیواره پورسلانوز به وسیله دیواره‌ای غیر شفاف ایجاد می‌گردد و سبب فراوانی آن‌ها در آب‌های کم عمق می‌شود. این گروه منشورهای سوزنی کلسیت را در سطح درونی پوسته خود تولید می‌کنند، ضمن اینکه آب‌های گرم و فوق شور تالاب‌ها را ترجیح می‌دهند (Geel 2000).

نومولیتیده‌ها و لپیدوسیکلینیده‌ها در آب‌هائی با غلظت عادی یون کلسیم می‌زیند و کلسیت را در سطح درونی و بیرونی صدف ترشح می‌کنند. آن‌ها دارای دیواره شفاف هیالین هستند و خود را از این تشعشعات به وسیله دیواره‌های ضخیم ورقه‌ای و حضور در آب‌های عمیق‌تر حفظ می‌نمایند.

انرژی هیدرودینامیکی با کف بسترهای متحرک عامل کنترل کننده‌ی دیگری در پخش و پراکندگی روزن‌داران است. صدف‌های عدسی شکل ضخیم مانند برخی نومولیتیده‌ها و بافت‌های دوکی محکم با اطاقک‌های فراوان با محیط‌های پر انرژی تطابق دارند.

روزنداران پلاژیک نظیر گلوبیژرینا و گلوبوروتالیا (شکل ۴A) نشانگر ژرفترین بخش دریای باز است. بافت سنگ حاکی از ته‌نشست این رخساره در محیط کم انرژی و زیر سطح اساس امواج در شرایط عادی می‌باشد (Wilson 1975; Flugel 2004). فقدان فون‌های هم زیست نمایانگر نهشته شدن رخساره فوق زیر منطقه نورانی است (Geel 2000; Cosovic *et al.* 2004). مشابه این رخساره از بخش حوضه توسط مولفین مختلف گزارش شده است (Peddley 1996; Vaziri- Moghaddam *et al.* 2006; Okhravi & Amini 1998). رخساره وکستون با مخلوط روزنداران کفزی با دیواره‌های منفذ دار

حضور فراوان روزنداران پلانکتون نشانگر محیط دریای باز است و با افزایش ژرفا به سمت دریا به طور نسبی فراوان‌تر می‌شوند. رخساره‌های حاوی شناورها که فاقد انواع بزرگ کفزی هستند، خاص ژرفای بیش از ۲۰۰ متر می‌باشند (Geel 2000). رخساره‌های غنی از روزنداران پلانکتون که فاقد جلبک‌های سرخ هستند، حد زیرین ناحیه نوری را نشان می‌دهد (Cosovic *et al.* 2004).

دیرینه زیست‌شناسی روزنداران موجود در سازند آسماری در برش شرق دوگنبدان

در سازند آسماری، در برش مورد مطالعه رخساره وکستون-پکستون با

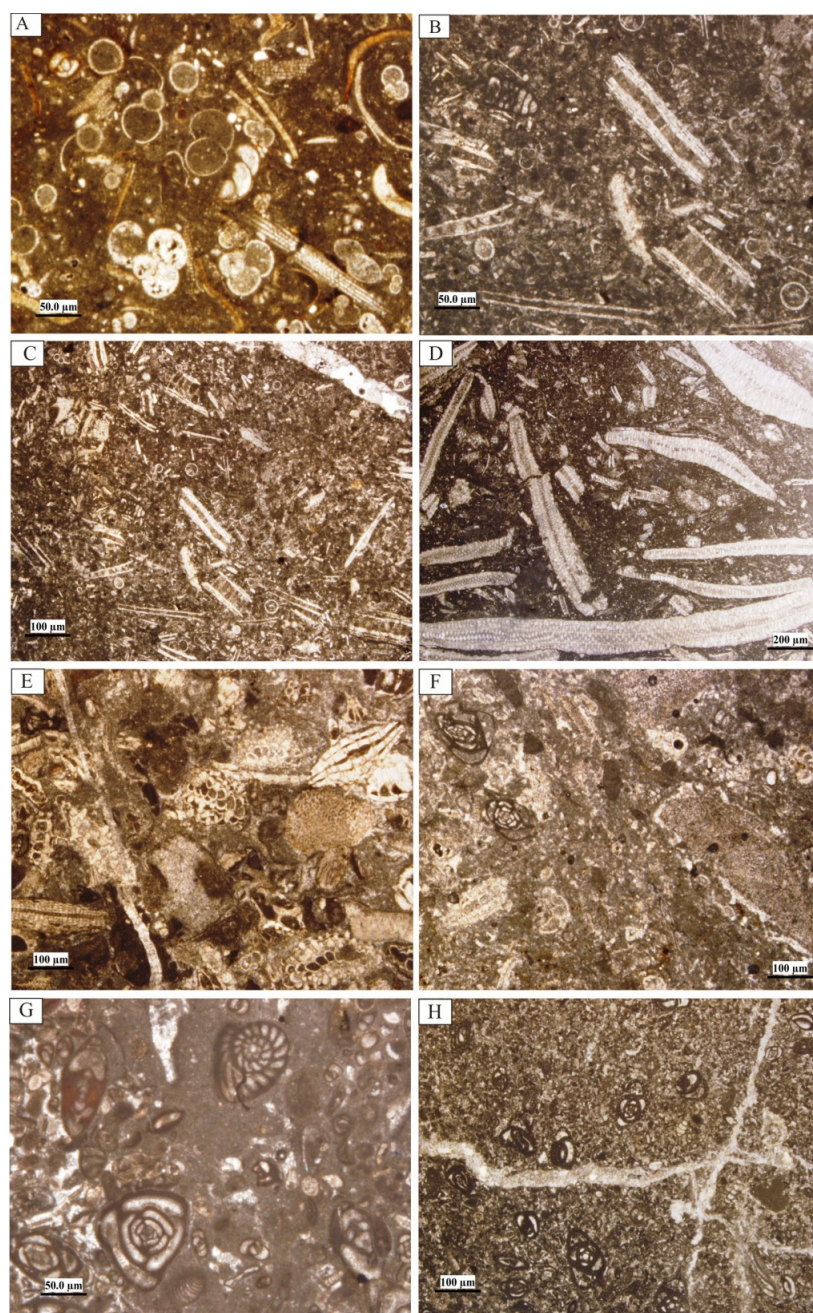


Fig. 4. A) Pelagic foraminifera wackestone-packstone; B-C) Pelagic foraminifera lepidocyclinidae wackestone; D) lepidocyclinidae wackestone; E) Nummulitidae miogypsinidae bioclastic packstone; F) Benthic foraminifera (perforate and imperforate) bioclastic wackestone-packstone; G) Bioclastic imperforated foraminifera wackestone; H) Peloidal imperforate foraminifera wackestone.

(Hottinger 1997, 1983; Hallock & Glenn 1986).

رخساره‌های سکوی داخلی با حضور فراوان روزنداران کفزی با دیواره پورسلانوز (میلیولید، بورلیس، پنیروپلیس، سورتینید) مشخص می‌شود (اشکال ۴ G,H). رخساره‌های مشابه از شلف لاگون نیز گزارش شده است (Vaziri-Moghaddam *et al.* 2006, Corda & Bradano 2002; Nebelsick *et al.* 2001). به سمت سد روزنداران کفزی بدون منفذ و روزنداران منفذدار (نومولیتید و میوژپسینید عدسی شکل و روتالیدها) با یکدیگر مشاهده می‌شوند (شکل ۴F) (Poamr 2001; Cosovic *et al.* 2004; Geel 2000; Hottinger 1997; Reiss & Hottinger 1984).

نتیجه‌گیری

در سازند آسماری در برش شرق دوگنبدان، ۲۲ جنس و ۱۹ گونه از روزنداران کفزی در برش مورد مطالعه تشخیص داده شد. بر اساس پخش و گسترش آنها دو بیوزون تجمعی تعیین گردید. تجمع ۱ نشانگر سن شاتین و تجمع ۲ نشانگر اکی‌تاین است. مطالعات پالئواکولوژی منجر به شناسایی سه محیط رسوبی سکوی داخلی، سکوی میانی و سکوی خارجی گردید. رخساره‌های سکوی داخلی با وکستون-پکستون حاوی روزنداران کفزی با دیواره پورسلانوز مشخص می‌گردد. رخساره‌های سکوی میانی با پکستون حاوی انواع متفاوتی از روزنداران کفزی با دیواره منفذدار نشان داده می‌شود. سکوی خارجی با وکستون حاوی روزنداران شناور و نومولیتید و لپیدوسبیکلینید بزرگ و کشیده مشخص می‌گردد.

تشکر و قدردانی

این تحقیق با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود به انجام رسیده است. بدین وسیله از حوزه معاونت پژوهشی تقدیر و تشکر می‌گردد.

و روزنداران پلاژیک (اشکال ۴ B,C) حاکی از ته نشست رسوبات در زیر محیط دامنه بین سطح اساس امواج در شرایط عادی و شرایط طوفانی می‌باشد (Romero *et al.* 2002; Corda & Branano 2003). پیدایش هم زمان روزنداران کفزی بزرگ با دیواره هیالین مانند نومولیتیدهای پهن و بزرگ حاوی هم زیست با روزنداران شناور نشانگر عمیق‌ترین بخش از حد پائینی منطقه نورانی است (Romero *et al.* 2002; Geel 2000). مشابه این رخساره از بخش‌های عمیق سکوی خارجی نیز گزارش شده است (Vaziri-Moghaddam *et al.* 2006, Geel 2000, Amirshahkarami *et al.* 2007 a, b).

رخساره وکستون/پکستون حاوی روزنداران کفزی بزرگ با دیواره‌های منفذدار نظیر لپیدوسبیکلینیدهای مسطح و بزرگ (شکل ۴ D) حاوی جلبک هم‌زیست نشانگر شوری نرمال آب دریا است (Reiss & Hottinger 1984; Hottinger 1997; Geel 2000; Hohengger *et al.* 1999).

با توجه به حضور روزنداران فوق الذکر در مقایسه با پلاتفرم‌های عهد حاضر می‌توان گفت که این رخساره در بخش پائین منطقه نورانی رسوب کرده است (Hohengger 1997; Reiss & Hottinger 1984; Hottinger 1983). مشابه این رخساره از سازند آسماری از ناحیه لالی نیز گزارش شده است (Vaziri-Moghaddam *et al.* 2006).

رخساره پکستون با سازندگان خرده‌های جلبک قرمز، اکینید و روزنداران کفزی با دیواره منفذدار نظیر میوژپسینید، آمفی‌ستژینا و نومولیتید (شکل ۴ E) در بخش بالای محیط دامنه رسوب کرده است. حضور جلبک‌های قرمز و روزنداران بزرگ با دیواره هیالین نشانگر آن است که محیط رسوبی در منطقه الیگوفوتیک واقع بوده است (Corda & Bradano 2003; Brandano & Corda 2002).

روزنداران بزرگ مانند میوژپسینید، آمفی‌ستژینا و نومولیتید در محیط‌های گرمسیری تا نیمه گرمسیری در یک محدوده وسیع از نظر عمق زندگی می‌کنند. اما، بین عمق ۴۰ تا ۷۰ متر فراوان می‌باشند

منابع:

- Adams T.D., Bourgeois F. 1967: Asmari biostratigraphy. Geol Explor Div, IOOC Rep 1074, Tehran (unpublished).
- Alavi M. 2004: Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: *American Journal of Science*. **304**: 1-20.
- Amirshahkarami M, Vaziri-Moghaddam H, Taheri A. 2007b: Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran. *Historical Biology*. **19**: 173-183.
- Amirshahkarami M., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A. 2007a: Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. **29**: 947-959.
- Amodio S., 2006: Foraminifera diversity change and paleoenvironmental analysis: the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of San Lorenzello, Campanian Apennines, southern Italy: *Facies*. **52**: 53-67.
- Barattolo F., Bassi D., Romero R. 2007: Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece): *Facies*. **53**: 361-375.
- Brandano M., 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.
- Buxton M.W.N., Pedley H.M. 1989: Short paper: a standardised model for Tethyan Tertiary carbonates ramps: *Journal of the Geological Society, London*. **146**: 746–748.
- Corda L., Brandano M. 2003: Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp Central Apennines Italy: *Sedimentary Geology*. **61**: 55-70.
- Cosovic V., Drobne K., Moro A. 2004: Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*. **50**:61–75.
- Daneshian J., Dana L.R. 2007: Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, Central Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*. **29**: 844-858.
- Ehrenberg S.N., Pickard N.A.H., Laursen G.V., Monibi S., Mossadegh Z.K., Svana T.A., Aqrabi A.A.M., McArthur J.M., Thirlwall M.F. 2007: Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*. **30**: 107-128.
- Flügel E. 2004: Microfacies analysis of limestone. Springer, Berlin-Heidelberg, New York.
- Geel T. 2000: Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southestern Spain: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. **155**: 211-238
- Hallock P. 1984: Distribution of selected species of living algal symbiont-bearing foraminifera on two Pacific coral reefs: *Journal of Foraminiferal Research*. **9**: 61–69.
- Hallock P. 1988. Diversification in algal symbiont-bearing foraminifera: a response to oligotrophy? *Rev Paleobiol Spec*. **2**:789–797.
- Hallock P. 1999: Symbiont-bearing foraminifera. In: Sen Gupta BK, editor. Modern foraminifera. Dordrecht: Kluwer Academic.
- Hallock P., Glenn E.C. 1986: Larger foraminifera: A tool for Paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional Facies: *Palaios*. **1**: 55–64.
- Hohenegger J. 1996: Remarks on the distribution of larger foraminifera (Protozoa) from Palau (western Carolines). In: Aoyama, T. (Ed.), The Progress Report of the 1995 Survey of the Research Project, Man and the environment in Micronesia: Kagoshima University Research Center for the Pacific Islands, Occasional Papers. **32**: 19-45.
- Hohenegger J. 2004: Depth coenoclines and environmental considerations of Western Pacific larger foraminifera: *Journal of Foraminiferal Research*. **34**: 9–33.
- Hohenegger J., Yordanova E., Tatzreiter Y. 1999: Habitats of larger foraminifera on the upper reef slope of Sesko Island, Okinawa: *Marine Micropaleontology*. **36**: 109–168.
- Hottinger L. 1983: Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time: *Utrecht Micropaleontology Bulletin*. **30**: 239–253.
- Hottinger L. 1997: Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: *Bulletin de la Société Géologique de France*. **168**:491–505.
- James G.A., Wynd J.G. 1965: Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. **49**: 2182-2245.
- Laursen G.V., Monibi S., Allan T.L., Pickard N.A., Hosseiny A., Vincent B., Hamon Y., Van-Buchem F.S.P., Moallemi A., Druillion G. 2009: The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation: Shiraz, First International Petroleum Conference & Exhibition, European Association of Geoscientists and Engineers.
- Lees G.M. 1933: The reservoir rocks of Persian oil fields: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. **17**: 229-240.
- Leutenegger S. 1984. Symbiosis in benthic foraminifera, specificity and host adaptations. *Journal of Foraminiferal Research*. **14**:16–35.
- Nebelsick J.H., Stingl V., Rasser M. 2001: Autochthonous facies and allochthonous debris flows compared: Early Oligocene carbonate facies patterns of the Lower Inn Valley (Tyrol, Austria): *Facies*. **44**: 31-45.
- Okhravi, R., Amini, A., 1998: An example of mixed carbonate–pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin, Iran): *Sedimentary Geology*. **118**: 37–57.
- Pedley, M., 1996: Miocene reef facies of Pelagian region (Central Mediterranean region). In: Franseen E.K, Esteben, M., Ward W.C, Rouchy J.M. (Eds), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef complexes of Mediterranean Regions. *SEPM Concept Sedimentology Paleontology*. **5**: 147–259.
- Pomar L. 2001: Ecological control of sedimentary accommodation: Evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands: *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*. **175**: 249–272.
- Rasser M.W., Scheibner C., Mutti M. 2005: A paleoenvironmental standard section for Lower Ilerdian tropical carbonate factories (Pyrenees, Spain; Corbieres, France): *Facies*. **51**: 217–232.
- Reiss Z., Hottinger L. 1984. The Gulf of Aqaba: Ecological Micropaleontology. Berlin: Springer. 354pp.
- Romero J., Caus E., 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*. **179**: 43-56.
- Seyrafian A., 2000: Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, at Dehdez area (A correlation across Central Zagros Basin): *Carbonates and Evaporites*. **15**: 22-48.
- Seyrafian A., Hamedani A. 1998: Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), North-

- Central Zagros Basin, Iran: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*. **210**: 129-141.
- Thomas AN., 1948: The Asmari Limestone of southwest Iran. ALOC Report. 706. Unpublished.
- Ungaro S. 1994: Nummulite morphological evolution. *Bollèino della Società Paleontologica Italiana Special*. **2**: 343–349.
- Vaziri-Moghaddam H., Kimiagari M., Taheri A., 2006: Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area: *Facies*. **52**: 41-51.
- Wilson J.L. 1975: Carbonate facies in geological history. Springer, Berlin Heidelberg New York 471 pp.
- Wynd T. 1965: Biofacies of Iranian Oil Consortium Agreement Area, Iranian Oil Offshore Company Report, 1082, Unpublished.