رخساره‌های رسوبی، تابستان ۱۳۸۹
۳ (۱): ۸۴ - ۷۱

Sedimentary Facies, Summer 2010
3 (1): 71-84

زیست چینه نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در جنوب غرب فیروزآباد

بهناز کلنات[1*]، حسین وزیری مقدم[2]، عزیزالله طاهری[3]

۱ـ دانشجوی کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، دانشگاه اصفهان، ایران

۲ـ عضو هیأت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

۲ـ عضو هیأت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

*پست الکترونیک: b_kalanat@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۸۸/۲/۱۱ **تاریخ پذیرش: ۸۹/۵/۱۶**

چکیده

مطالعه پراکندگی روزن داران کف‌زی در برش مورد مطالعه به شناسایی سه مجموعهٔ زیستی با سن روپلین ـ شاتین منجر گردید. همچنین برش فیروزآباد با دو برش چاه انجیر (روپلین) و دیل (شاتین ـ بودیگالین) مورد مقایسه قرار گرفت. کربناتهای الیگوسن پیشین در دو برش چاه انجیر و فیروزآباد در لبهٔ حوضهٔ فورلند زاگرس نهشته شده‌اند. این در حالی است که در آبهای عمیق‌تر به سمت مرکز حوضه سازند پابده در حال رسوب‌گذاری بوده است. رسوبات مربوط به میوسن در دو برش چاه انجیر و فیروزآباد دیده نمی‌شوند. این موضوع نشان می‌دهد اُفت سطح آب در طی الیگوسن موجب محدود شدن رسوبات دریایی شده و در نتیجه سازند گچساران جانشین سازند آسماری گردیده است. اجتماعات زیستی شناسایی شده نشان می‌دهد رسوب‌گذاری در برش مورد مطالعه تحت شرایط حاره‌ای و الیگوتروفیک انجام شده که محیطی ایده‌آل برای شکل‌گیری مجموعه‌های فتوزوئن است. به نظر می رسد گستردگی اجتماعات هتروزوئن در برش فیروزآباد بیش از هر چیز به اکولوژی مرجانهای همزیست‌دار در این زمان مربوط است که قادر به ساختن ساختمانهای مقاوم ریف در برابر امواج نبوده و در زون مزو-الیگوفوتیک می‌زیسته‌اند.

واژه‌های کلیدی: الیگوسن، اجتماعات هتروزوئن، زیست چینه نگاری، سازند آسماری، روزن داران بزرگ کف‌زی.

مقدمه

سازند آسماری، توالی ضخیمی از سنگهای کربناته الیگو-میوسن است. از آن جایی که سازند آسماری به عنوان سنگ مخزن مواد هیدروکربوری در حوضه رسوبی زاگرس محسوب شده و در پژوهشهای محدودی بر روی این سازند در منطقه فارس صورت گرفته است، شناسایی و بررسی دقیقتر آن 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 سازند آسماری را تشکیل می‌دهند، شامل تعدادی از بزرگترین ذخایر نفتی در دنیا می‌باشند (علوی، ۲۰۰۴). برش الگوی این سازند متشکل از ۳۱۴ متر توالی کربناته است. بر اساس پراکندگی روزن‌داران بزرگ بنتیک و چینه نگاری ایزوتوپ استرونسیم سن روپلین ـ میوسن پیشین برای این سازند در نظر گرفته شده است (لیز، ۱۹۳۳؛ توماس، ۱۹۴۸؛ جیمز و واینـد، ۱۹۶۵؛ وایند، ۱۹۶۵؛ آدامز و بورژوا، ۱۹۶۷؛ اهرنبرگ و همکاران،

۲۰۰۷). بایوزونهای سازند آسماری بر اساس گزارشهای منتشر نشده وایند (۱۹۶۵) و آدامز و بورژآ (۱۹۶۷) بر مبنای روزنداران بنتیک بزرگ است. این بیوزوناسیون به طور وسیعی در اکتشافات نفتی و مطالعات دیگران (صیرفیان و همدانی، ۱۹۹۸؛ صیرفیان، ۲۰۰۰؛ وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶؛ امیرشاه‌کرمی و همکاران، aو b ۲۰۰۷) مورد استفاده قرار گرفته است. آدامز و بورژآ (۱۹۶۷) در تعیین سن سازند آسماری قادر به تفکیک آشکوبهای الیگوسن نبوده‌اند (جدول ۱). اخیراً اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) چینه نگاری سازند آسماری را بر اساس ایزوتوپ استرونسیم مورد بازبینی قرار داده و پنج حادثه زیست چینه نگاری را که در تعیین سن و تطابق حایز اهمیت هستند تشخیص داده‌اند. این پنج حادثه عبارتند از:

۱ــ بر اساس تعیین سن ایزوتوپ استرونسیوم آخرین پیدایش جنس نومولیتس قبل از انتهای روپلین است.

۲ــ گونه *Spiroclypeus blanckenhorni* به عنوان شاخص شاتین معرفی گردیده است.

۳ـ آخرین حضور جنس آرکیاس نزدیک یا درست بعد از قاعده میوسن است. آدامز و بورژا (۱۹۶۷) برخی از گونه‌های این جنس را شاخص آکیتانین می‌دانند.

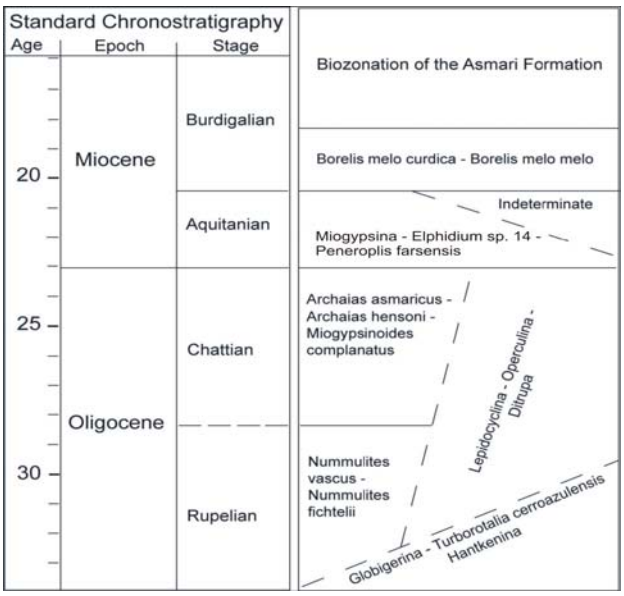
۴ـ ظهور جنس میوژیپسینا در انتهای زمان شاتین است در حالی که آدامز و بورژوآ (۱۹۶۷) آن را شاخص میوسن پیشین می‌دانند.

۵ ـ گونه *Borelis melo-curdica* شاخص خوبی برای بوردیگالین است.

جدول ۱: بیوزوناسیون آدامز و بورژوآ (۱۹٦۷)

Biozones	Rock units	Age
Borelis melo-Meandropsina iranica	Upper Asmari	Burdigalian
Elphidum sp. 14 - Miogypsina	Upper middle Asmari	Late Aquitanian
Archaias asmaricus - Archaias hensoni	Lower middle Asmari	Early Aquitanian
Eulepidina - Nephrolepidina - Nummulites	Lower Asmari	Oligocene

جدول۲: بیوزوناسیون لارسن و همکاران (۲۰۰۹)



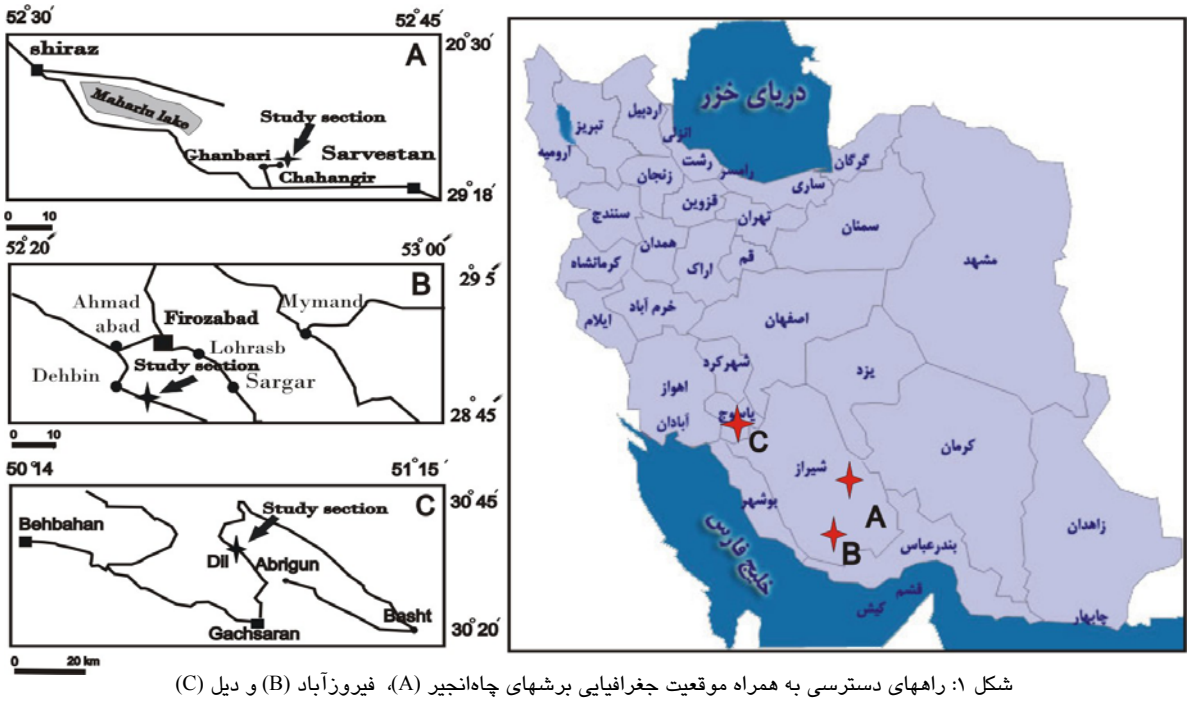
هدف مطالعه حاضر بررسی دقیق زیست چینه‌ای و زیست رخساره‌ای بر اساس روزنداران بنتیک و سنگ شناسی سازند آسماری در برش فیروزآباد می‌باشد. در این رابطه از روش انطباقی که بین تعیین سن ایزوتوپ استرونسیم و فونای این سازند توسط اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) و لارسن و همکاران (۲۰۰۹) صورت گرفته، استفاده شده است.

روش مطالعه

برش مورد مطالعه در ۱۶ کیلومتری جنوب غرب فیروزآباد با مختصات جغرافیایی ´۴۷ °۲۸ N و ´۲۵ °۵۲ E قرار دارد (شکل ۱). در این برش سازند آسماری جهت انجام مطالعات دقیق دیرینه شناسی مورد اندازه‌گیری و نمونه برداری دقیق و سیستماتیک قرار گرفت و گسترش روزنداران و بیوزونهای موجود بررسی و معرفی شد.

در مرحله نخست برش فوق در صحرا مطالعه گردید. با توجه به مشخصات سنگ شناسی و تغییرات رخساره‌ای در این برش بیش از ۱۴۸ نمونه برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد. این مقاطع از نظر پتروگرافی و دیرینه شناختی برای

تعیین سن نسبی توالی بررسی گردیدند. به طور کلی سازند آسماری از نظر سنگ شناسی یکنواخت و همگن بوده و به همین دلیل تفکیک آن به واحدهای سنگی دشوار است. در این جا سازند آسماری بر اساس ضخامت لایه‌ها و توزیع میان لایه‌های مارنی واحد بندی شده است. برش برداشت شده در منطقه فیروزآباد، ۱۸۵ متر ضخامت دارد (جدول ۳). مرز سازند آسماری در این برش با دو سازند پابده در زیر و گچساران در رو پیوسته و تدریجی است.



شکل ۱: راههای دسترسی به همراه موقعیت جغرافیایی برشهای چاه‌انجیر (A)، فیروزآباد (B) و دیل (C)

زیست‌چینه‌نگاری

به منظور تعیین سن نهشته‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه ۱۴۸ مقطع نازک به طور دقیق مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس این مطالعات ۲۰ جنس و ۲۱ گونه شناسایی گردید (شکل ۲).

مطالعهٔ برش مورد نظر در مجموع به شناسایی سه مجموعه فونی زیر منجر گردید:

مجموعهٔ فونی ۱: این مجموعه که از قاعده تا ضخامت ۹۴ متری برش وجود دارد شامل فونای زیر می باشد:

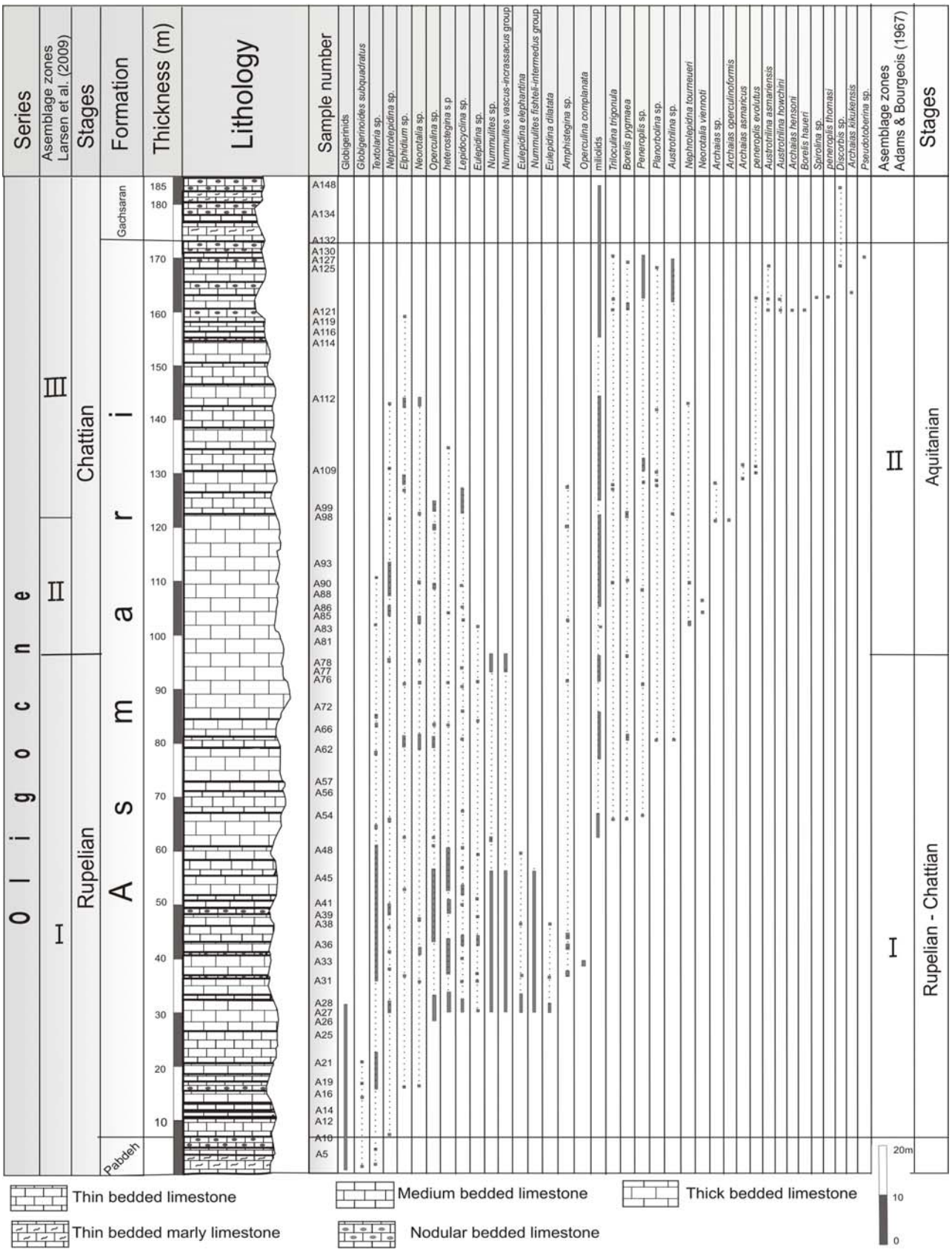
Eulepidina dilatata, *Eulepidina elephantina*, *Globigerinids*, *Heterostegina* spp., *Lepidocyclina* sp., *Neorotalia viennoti*, *Nephrolepidina tournoueri*, *Nummulites fichteli- intermedius* group, *Nummulites vascus- incrassatus* group, *Operculina complanata*.

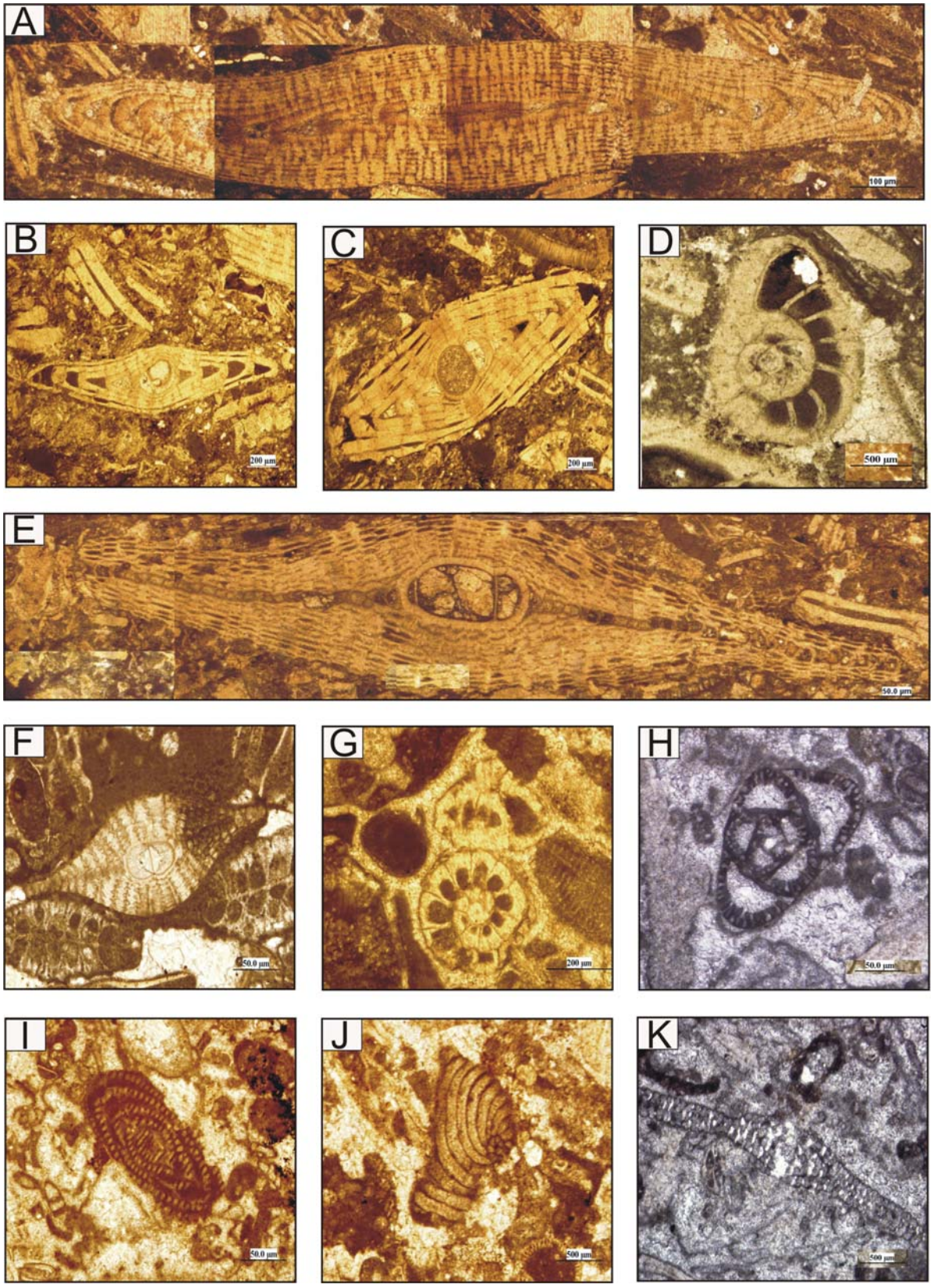
این مجموعه مطابق با بیوزون شماره ۱ آدامز و بورژوآ (*Eulepidina - Nephrolepidina - Nummulites*) (۱۹۶۷، جدول ۱) با سن الیگوسن و بیوزون شماره ۲ لارسن و همکاران (۲۰۰۹، جدول۲) (*Nummulites vascus – N. fichteli*) با سن روپلین می‌باشد. بر اساس یافته‌های اهرنبرگ و همکاران نیز به علت وجود نومولیتس سن این مجموعه روپلین است.

مجموعهٔ فونی ۲: این مجموعه از ضخامت ۹۴ تا ۱۲۰ متری برش مورد مطالعه معرفی شده و شامل فونای شاخص زیر می‌باشد:

Heterostegina spp. *Lepidocyclina* sp., *Neorotalia viennoti*, *Operculina* sp., *Planorbulina* spp.

جدول ۳: زیست چینه نگاری سازند آسماری در جنوب غرب فیروزآباد





شکل ۲: برخی فسیلهای موجود در برش مورد مطالعه

A: *Nummulites intermedius* B: *Nummulites vascus* C: *Nummulites fichteli* D: *Operculina complanata* E: *Eulepidina dilatata* F: *Nephrolepidina tournoueri* G: *Neorotalia viennoti* H: *Austrotrillina howchini* I: *Borelis pygmaea* J: *Peneroplis evolutus* K: *Archaias hensoni*

ایـن مجموعـهٔ فـونی مطـابق بـا بیـوزون شـماره ۳ لارسـن و همکاران (۲۰۰۹، جدول۲) (*Lepidocyclina–Operculina* -*Ditrupa*) به سن روپلین ـ شاتین است. بر اسـاس مطالعـات اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) این مجموعه به علـت نداشـتن نومولیتس و قرار داشتن در زیـر مجموعـهٔ فـونی ۳ متعلـق بـه قاعدهٔ شاتین مـی‌باشـد. آدامـز و بـورژوآ (۱۹۶۷، جـدول ۱) زون‌زیستی مستقلی برای این مجموعه فونی معرفی نکرده‌اند.

مجموعهٔ فونی ۳: این مجموعه از ضخامت ۱۲۰ تا ۱۷۴ متری برش گزارش شده و شامل فونای شاخص زیر است:
Archaias spp., *Austrotrillina* spp, *Borelis pygmaea*, *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Operculina* sp., *Peneroplis* spp.

این مجموعه با بیوزون شماره ۴ لارسـن و همکـاران (۲۰۰۹، جـدول۲) (*Archaias asmaricus - Archaias hensoni - Miogypsinoides complanatus*) مطابقت دارد. اهرنبـرگ و همکاران (۲۰۰۷) نیز بر اساس حضور آرکیاس سن شـاتین را برای ایـن مجموعـه در نظـر گرفتـه‌انـد. مجموعـهٔ فـونی ۳ مطـابق بـا *Miogypsinoides - Archaias - Valvulinid* (*Archaias hensoni - Archaias asmaricus* sub zone) آدامز و بورژوآ (۱۹۶۷، جدول ۱) بوده و سن اکیتانین پیشین را داراست.

استفاده از روزن‌داران در تعیین شرایط محیط دیرینه

روزن‌داران از مهمترین سازندگان کربناتهای کم عمق مناطق حاره‌ای هستند و گـاهی بـیش از ۸۰٪ حجـم رسـوبات را در این مناطق تشکیل می‌دهند. در رسـوبات کربناتـهٔ نریتیـک از زمـان پالئوزوئیـک، روزن داران همـواره جـزو گروهـی از موجودات به شمار آمده‌اند که اکوسیستم مستقلی نـسبت بـه سایر بیوسیستمها دارند. همچنین روزن‌داران نقش مـؤثری در زنجیرهٔ غذایی مهـره دارانـی نظیـر ماهیهـا بـازی نمـی‌کننـد و همین موضوع احتمال فسیل شدن را در آنها افزایش می‌دهـد (هاتینگر، ۱۹۹۵).

روزن‌داران، مخصوصاً فرمهـای کـف‌زی بـزرگ حـساسیت زیادی نسبت به تغییرات محیطی از خود نشان می‌دهنـد و بـه دلیل طول زندگی کوتاهشان (اغلب تـا چنـد مـاه) بـه خـوبی قـادر بـه ثبـت شـرایط محیطـی در خـود مـی‌باشـند (تـالر و هالوک، ۱۹۹۷). به همین دلیل روزن‌داران ابـزار قدرتمنـدی جهـت تفـسیر شـرایط دیرینـه بـه شـمار مـی‌آینـد. اگرچـه تأثیرپذیری روزن‌داران از شرایط محیطی مختلف (نور، دمـا، شـوری، انـرژی آب و ...) تفـسیر ایـن شـرایط را بـا مـشکل مواجه می‌سازد، اما به نظر می‌رسد همهٔ این عوامل بـه نحـوی با تغییر عمق آب در ارتباط هستند، بنابراین می‌توان تغییـر در عمق آب را مهمتـرین عامـل تأثیرگـذار بـر روی پراکنـدگی روزن‌داران در نظر گرفت.

با توجه به تغییر عمق آب در برش مورد مطالعه، می‌توان سـه گروه مختلف روزن‌داران بـا پوسـته پورسـلانوز، روزن‌داران با پوسته هیالین و روزن‌داران پلانکتون را شناسایی کرد.

روزن‌داران پورسـلانوز در قـسمتهای کـم عمـق پلاتفـرم گسترش زیادی دارند. در کم عمق تـرین بخـش، میلیولیـدها بـسیار فـراوان هـستند زیـرا ایـن فرامینیفرهـا فاقـد جلبـک همزیست بوده و به راحتی در نقاط کـم عمـق (کـه بـه دلیـل کـاهش چـرخش آب دارای میـزان شـوری بـالا مـی‌باشـد) زندگی می‌کنند (مصدق و همکـاران، ۲۰۰۹). پوسـتهٔ بـدون منفذ نیز، آنها را در برابر نفـوذ زیـاد نـور محافظـت مـی‌کنـد (صـــادقی و همکـــاران، ۲۰۰۹). روزن‌داران بـــدون منفـــذ پیچیده‌ای نظیر آرکیاس و بورلیس دارای جلبـک همزیـست بوده و به همین سبب قادر بـه تحمـل شـوریهای خیلـی زیـاد نیستند (لی، ۱۹۹۰). این روزن‌داران نیز به دلیل نفوذ زیاد نور دارای پوستهٔ بدون منفذ هستند ولی عمق زیست آنها انـدکی بیشتر است.

با افزایش عمق و کاسته شدن از میزان نفوذ نور، کم کم شرایط برای زیست روزن‌داران با پوستهٔ هیالین فراهم می‌شود. عمق زیست روزن داران هیالین را می‌توان به سه بخش کم عمق، عمق متوسط و عمیق تقسیم کرد.

در نواحی کم عمق روزن داران هیالین با پوستهٔ ضخیم یعنی با نسبت ضخامت به قطر زیاد حضور دارند. این پوسته روزن‌دار را برای تحمل نور و انرژی زیاد محیط سازگار می‌کند (بیوینگتون ـ پنی و ریسی، ۲۰۰۴)، اما عاملی که در ایجاد این پوستهٔ ضخیم نقش دارد، کاهش فتوسنتز جلبکهای همزیست در شرایط نامساعد نوری (نور خیلی زیاد و خیلی کم) می‌باشد (بیوینگتون ـ پنی و ریسی، ۲۰۰۴).

در عمق متوسط پوستهٔ روزن‌داران منفذدار، بزرگ و مسطح و دارای کمترین مقدار ضخامت/قطر است. در این شرایط به علت کاهش میزان نور روزن‌دار سطح خود را برای بیشتر کردن جذب نور افزایش می‌دهد (هالوک و همکاران، ۱۹۸۶). از عواملی که در ایجاد این پوستهٔ بزرگ و مسطح مؤثرند، حداکثر فتوسنتز جلبکهای همزیست در شرایط متوسط نوری و همچنین تولید مثل جنسی روزن‌داران می‌باشد که با ایجاد فرم میکروسفریک (فرم B با پوستهٔ بزرگ و حجرهٔ جنینی کوچک) در شکل‌گیری این پوستهٔ بزرگ نقش دارد. در این عمق به دلیل کاهش انرژی محیط، زیگوت قادر به ادامهٔ حیات خود می‌باشد.

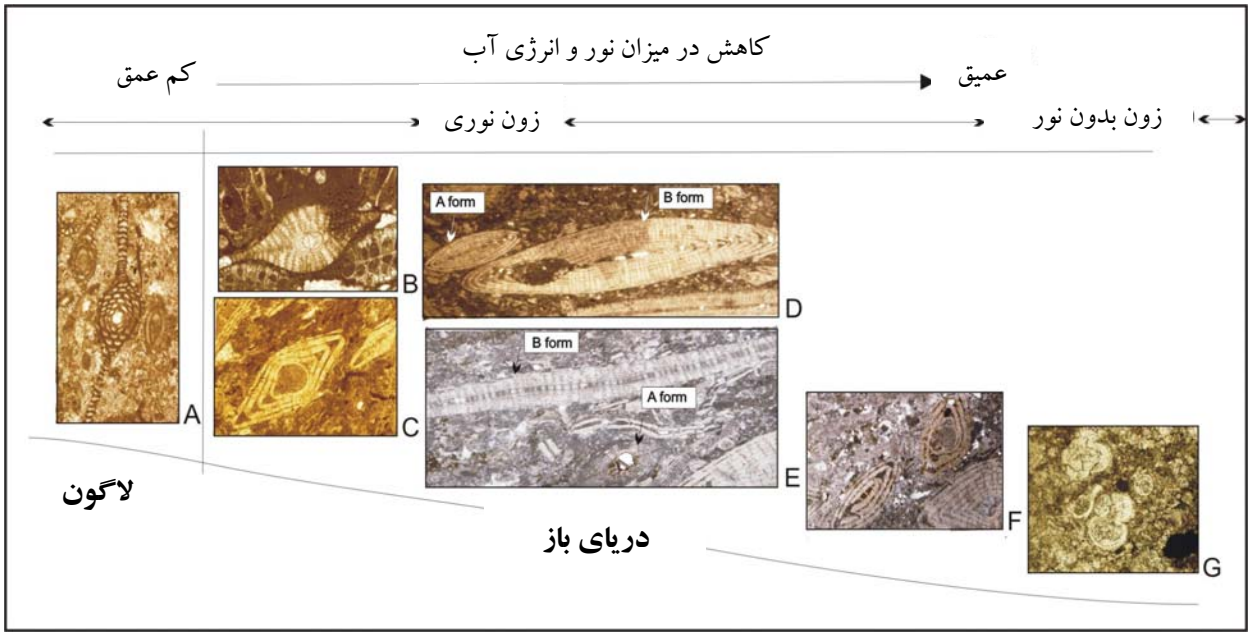
البته در بیشتر مواقع فرم میکروسفریک به تنهایی قادر به تولید مثل جنسی نیست و با تولید مثل غیرجنسی فرم مگالوسفریکی (A2) ایجاد می‌کند که قدرت تولید مثل جنسی را دارد. بنابراین در زندگی روزن داران اعماق متوسط تناوبی از تولید مثل جنسی و غیرجنسی (همراهی فرمهای B, A2) مشاهده می‌شود (بیوینگتون ـ پنی و ریسی، ۲۰۰۴). به عنوان مثال در برش مورد مطالعه *Nummulites fichtel* و *Nummulites intermedius* در عمق متوسط یافت می‌شوند که به ترتیب شکلهای مگالوسفریک و میکروسفریک از یک گونه هستند (آدامز و بورژوآ، ۱۹۶۷).

علاوه بر این، به دلیل این که در تولید مثل جنسی جلبک همزیست به زیگوت منتقل نمی‌شود، زیگوت میکروسفریک مجبور است جلبک همزیستش را خود پیدا کند. در شرایط نامساعد نوری جلبکها زندگی آزاد پلانکتونی ندارند تا توسط زیگوت جذب شوند. بنابراین تعداد زیاد میکروسفریک همواره بر عمق متوسط نوری دلالت دارد که جلبکهای آزاد در آن یافت می‌شوند (گیل، ۲۰۰۰).

در عمق زیاد و در اعماق زون نوری، اندازهٔ روزن‌داران هیالین دوباره کاهش می‌یابد (نسبت ضخامت/قطر افزایش می‌یابد (هالوک و همکاران، ۱۹۸۶). این کاهش در اندازه به دلیل کاهش فتوسنتز جلبکهای همزیست در شرایط نامساعد نوری است که با تولید مثل غیرجنسی روزن‌دار همراه شده است (بیوینگتون ـ پنی و ریسی، ۲۰۰۴). در اعماق زیاد به دلیل کاهش نفوذ نور، دما نیز تا حدی کاهش می‌یابد. کم شدن دمای آب با کاهش سوخت و ساز درونی روزن‌داران که موجوداتی اکتوترمیک هستند همراه است. در نتیجه روزن‌دار به غذای کمتری احتیاج دارد و شرایط مزوتروفی ـ یوتروفی نسبی ایجاد می‌شود (ماتی و هالوک، ۲۰۰۳). روزن‌داران همزیست‌دار با شرایط الیگوتروفی سازگار شده‌اند و راهبرد k (تعداد فرزندان کم، بلوغ دیررس و پوستهٔ بزرگ) دارند، زیرا زیاد شدن مواد غذایی، با رشد فیتوپلانکتونها و کاهش نفوذ نور در آب همراه است که فتوسنتز جلبک همزیست را مختل کرده و تمایل آن را برای زندگی همزیستی کاهش می‌دهد (بیوینگتون ـ پنی و ریسی، ۲۰۰۴). با این وجود بعضی از روزن‌داران کف‌زی بزرگ نظیر اُپرکولینا و لپیدوسیکلینا در شریط خاص قادر به تغییر راهبرد زندگی خود به حد واسطی از k و r هستند (کومار و سَرَسوَتی، ۱۹۹۷). به نظر می‌رسد در اعماق زیاد در برش

مورد مطالعه با ایجاد شرایط پر غذایی نسبی روزن‌داران راهبرد زندگی خود را تغییر داده‌اند، به این ترتیب دارای تولید مثل غیرجنسی، فرزندان زیاد، بلوغ زود رس و پوستهٔ کوچک هستند.

روند مشاهده شده در اندازهٔ پوستهٔ روزن داران بزرگ کف‌زی (کاهش، سپس افزایش ضخامت/قطر) در برش مورد مطالعه، قبلاً توسط هالوک (۱۹۸۶) در آمفیستژیناها و توسط بیوینگتون (۲۰۰۴) در نومولیتیده‌ها مشاهده شده است. در عمیق‌ترین بخش پلاتفرم و در زیر زون نوری، روزن‌داران کف‌زی وابسته به همزیست نوری غایب هستند و تنها روزن‌داران پلانکتون و روزن‌داران فاقد همزیستی نظیر تکستولاریا حضور دارند. شکل ۳ روند مشاهده شده در تغییر روزن‌داران را در برش مورد مطالعه نمایش می‌دهد.



شکل ۳: روند تغییر روزن‌داران با افزایش عمق در برش مورد مطالعه
A: روزن‌داران پورسلانوز، B و C: روزن داران هیالین (A form)، D و E: روزن‌داران هیالین (A-B form)،
F: روزن داران هیالین (A form)، G: روزن‌داران پلانکتون

شناسایی اجتماعات کربناته موجود در سازند آسماری در برش فیروزآباد

به طور کلی تمرکز و همراهی دانه‌های کربناته (اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی) باعث تشکیل اجتماعات کربناته می‌شود. با ورود مواد آواری به درون حوضه از تشکیل اجتماعات کربناته کاسته می‌شود (فلوگل، ۲۰۰۴) دانه‌های اسکلتی در رخساره‌های دریاهای کم عمق تحت تأثیر عوامل گوناگونی مانند دما، میزان مواد مغذی، انرژی هیدرودینامیکی آب، شفافیت، عمق بستر، شوری، میزان اکسیژن محلول، غلظت CO_2 و میزان Ca^{++}، نسبت Mg/Ca، PH آب دریا، نوع پی لایه و نیز روندهای زیست شناختی و تکاملی تشکیل می‌شوند. بر این اساس می‌توان از رخساره‌های تشکیل شده به عنوان نمایه‌هایی از شرایط محیطی زمان تشکیلشان استفاده کرد (پومار و همکاران، ۲۰۰۴). این رخساره‌ها که در نواحی حاره‌ای تا غیر حاره‌ای تشکیل می‌شوند به تشکیل انواع گوناگونی از اجتماعات کربناته منجر می‌شوند.

جیمز (۱۹۹۷) بر اساس میزان وابستگی موجودات تولید کننده کربنات به نور، دو اجتماع فتوزوئن و هتروزوئن را

تعیین کرده است. این اجتماعات در دریاهای عهد حاضر بر اساس عرض جغرافیایی و چرخش آب دریا پراکنده شده‌اند (ماتی و هالوک، ۲۰۰۳).

اجتماع فتوزوئن در عرضهای پایین جغرافیایی (شرایط حاره‌ای و نیمه حاره‌ای) در محدوده دمایی بین $18-27^{\circ}C$ در شرایط الیگوترفی تا کمی مزوتروفی حضور دارند (ویلسون و وِکسی، ۲۰۰۵). اجزای اصلی اجتماع فتوزوئن شامل ارگانیسمهای وابسته به نور مانند مرجانهای هرماتیپیک، روزن‌داران کف‌زی دارای همزیست جلبکی، جلبک قرمز کورالیناسه‌آ، دانه‌های غیراسکلتی مانند اووئید و پلوئید و تعداد کمی از موجودات غیروابسته به نور می‌باشند (فلوگل، ۲۰۰۴).

اجتماع هتروزوئن در عرضهای بالای جغرافیایی (نواحی معتدل و سرد قطبی) تا نواحی نیمه حاره‌ای در محدوده دمایی کمتر از $20^{\circ}C$ در شرایط مزوتروفی تا یوتروفی حضور دارند (ویلسون و وِکسی، ۲۰۰۵). در اجتماع هتروزوئن منابع غذایی از طریق بالا آمدن آب اقیانوس و ورود مواد آواری خشکی تأمین می‌شود. اجزای آنها شامل ارگانیسمهای غیر وابسته به نور مانند بریوزوئر، اکینوئید، دوکفه‌ای و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ می‌باشند (فلوگل، ۲۰۰۴)، ولی هر اجتماع هتروزوئنی نشان دهنده رسوب‌گذاری در آبهای سرد نیست (پومار و همکاران، ۲۰۰۴). با وجود این که هر یک از این اجتماعات به عرضهای جغرافیایی خاصی محدودند، اما ممکن است با تغییر در عوامل کنترلی آنها (شوری، دما، میزان مواد مغذی و ...) در دیگر عرضهای جغرافیایی نیز یافت گردند. به طور مثال اجتماعات کربناته هتروزوئن با این که بیشتر در عرضهای بالای جغرافیایی (شرایط معتدل و قطبی) یافت می‌شوند ممکن است به علت ورود مواد غذایی فراوان در شرایط حاره‌ای نیز یافت گردند (پومار و همکاران، ۲۰۰۴).

در برش مورد مطالعه سه نوع اجتماع کربناته به شرح زیر شناسایی گردید:

۱ـ اجتماع روزن‌داران کوچک و بزرگ بدون منفذ مانند میلیولید، آرکیاس، پنروپلیس، بورلیس و... به همراه پوسته‌های دوکفه‌ای که با مقدار ناچیزی استراکد، گاستروپود و قطعات اکینودرم که در قسمتهای کم عمق و در بخش بالایی برش مورد مطالعه حضور دارند.

۲ـ در بخش میانی برش مورد مطالعه بریوزئرها گسترش قابل توجهی یافته‌اند و به همراه آنها تعداد کمی از روزن‌داران منفذدار نظیر لپیدوسیکلینا و نومولیتیده و گاهی روزن‌دارانی با پوستهٔ بدون منفذ نیز یافت می‌شود.

۳- اجتماع سوم شامل تعداد زیادی از روزن‌داران کف‌زی (در بعضی نقاط مقطع منفذدار و در بعضی نقاط منفذدار و بدون منفذ) است که به همراه آن جلبک قرمز، اکینوئید، قطعات مرجان و بریوزوآ نیز یافت می‌شود.

همه اجتماعات شناسایی شده در برش مورد مطالعه هتروزوئن می‌باشند، اما علت تشکیل این اجتماعات هتروزوئن چیست؟ برای درک بهتر این موضوع لازم است شرایط رسوب‌گذاری سازند آسماری در زمان تشکیل آن (الیگوسن) بررسی شود.

یکی از دلایل تشکیل اجتماعات هتروزوئن آب و هوای سرد و عرضهای بالای جغرافیایی می‌باشد. آب و هوای منطقه را می‌توان با توجه به حضور گونه‌هایی از جلبک قرمز و روزن‌داران بزرگ، بازسازی عرضهای جغرافیایی گذشته و اطلاعات ایزوتوپی اکسیژن مشخص نمود (پومار و همکاران، ۲۰۰۴).

روزن‌داران کف‌زی بزرگ الیگوسن نظیر لپیدوسیکلینا، آرکیاس و بورلیس شاخص آب و هوای حاره‌ای می باشند (برانداو و همکاران، ۲۰۰۴). این روزن‌داران میزبان جلبکهای همزیست هستند. سرمای هوا گرچه فتوسنتز همزیستها را دچار اشکال نمی‌کند اما رشد و تولید مثل آنها

را متوقف می‌سازد و در نهایت جلبک درون میزبان می‌میرد (کاسویک، ۲۰۰۴). بازسازی عرضهای جغرافیایی دیرینه نیز نشان می‌دهد ایران در زمان الیگوسن حدوداً در عرض جغرافیایی °۲۵ شمالی (حاره‌ای) قرار داشته است (حیدری، ۲۰۰۸). در نهایت بر اساس اطلاعات به دست آمده از ایزوتوپ اکسیژن، منحنی آب و هوای جهانی حاکی از یک سرد شدگی است که تا انتهای الیگوسن ادامه یافته و با گسترش سریع صفحات یخی در اقیانوس منجمد شمالی همراه بوده است (پومار و هالوک، ۲۰۰۸)، اما با توجه به قرارگیری ایران درعرضهای جغرافیایی پایین به نظر نمی‌رسد این سرما تأثیر چندانی بر روی اجتماعات موجود در برش مورد مطالعه داشته باشد.

وجود مواد غذایی زیاد در آب عامل دیگری است که می‌تواند از ایجاد اجتماعات فتوزوئن جلوگیری کند. افزایش مواد غذایی با کدر کردن آب از تشکیل کلنیهای مرجان جلوگیری می‌کند. از نشانه‌های ازدیاد مواد غذایی، افزایش فرآیندهای میکریتی شدن و فرسایش زیستی و همچنین ازدیاد موجودات هتروتروفی نظیر بریوزوآست که برای زندگی احتیاج به نور خورشید ندارند (مک‌گورَن، ۲۰۰۰؛ براندانو و کوردا، ۲۰۰۲).

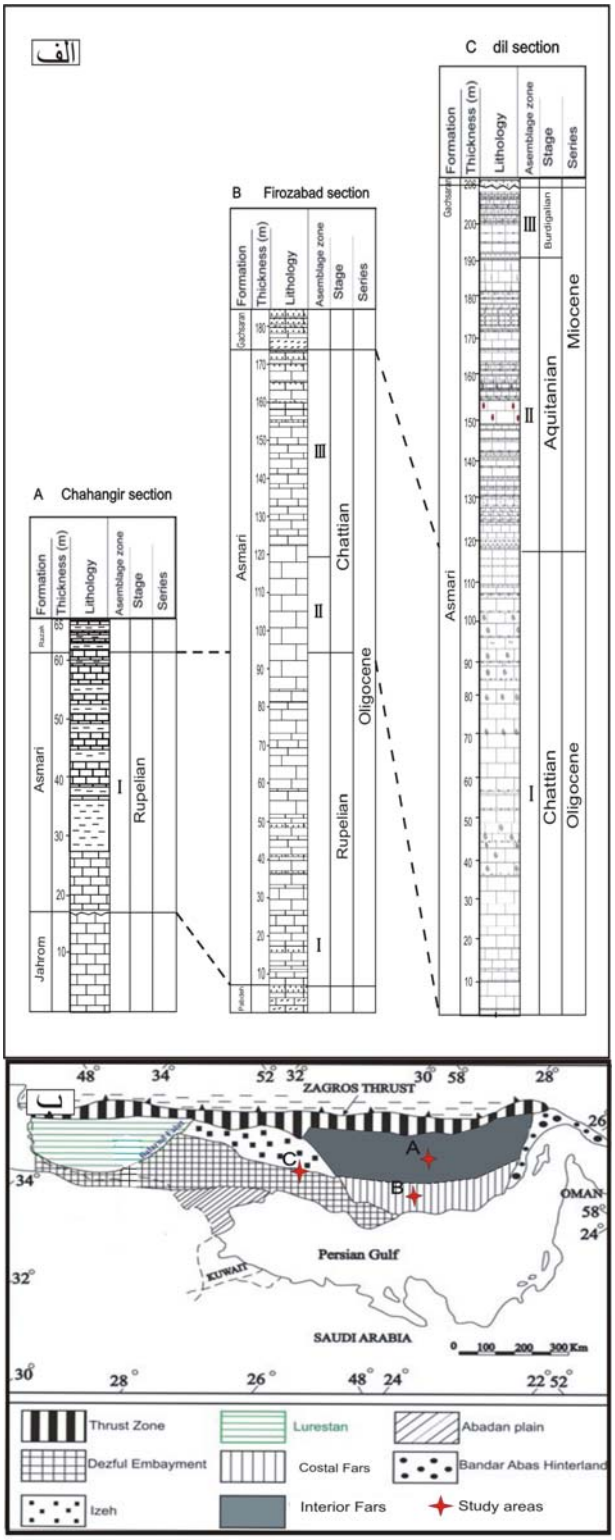
در بخش میانی از برش مورد مطالعه (اجتماع ۲) کاهش قابل توجه تعداد روزن‌داران کف‌زی بزرگ، ازدیاد بریوزوئرها و همچنین افزایش میزان فرسایش زیستی در جلبکهای قرمز حاکی از شرایط پُرغذایی است، اما در سایر نقاط برش (اجتماعات ۱و۳) فراوانی روزن‌داران بزرگ کف‌زی نشان دهندهٔ شرایط الیگوتروفی است.

بعضی از عوامل محلی نظیر شوری زیاد نیز از جمله دلایلی است که می‌تواند از رشد مرجانهای ریف ساز و ایجاد اجتماعات فتوزوئن جلوگیری کند چرا که مرجانها برای رشد نیاز به شوری نرمال دریایی دارند. این عامل تنها در بخش بالایی برش فیروزآباد (اجتماع ۱) از حد نرمال بیشتر است و می‌تواند از ایجاد اجتماعات فتوزوئن جلوگیری کند. مهمترین عامل در عدم گسترش اجتماعات فتوزوئن (مانند مرجانهای ریف ساز) در زمان پالئوژن، در منطقه مورد مطالعه فاکتورهای اکولوژیکی می‌باشد. عوامل اکولوژیکی نقش مهمی را در ایجاد اجتماعات فتوزوئن بازی می‌کنند. امروزه مرجانهای زوکسانتلا در شرایط نور زیاد زندگی می‌کنند اما همین مرجانها تا انتهای میوسن ریف تشکیل نمی‌دادند و در قسمتهای میانی و پایینی زون نوری زندگی می‌کردند (پومار و هالوک، ۲۰۰۷؛ براندانو و همکاران، ۲۰۰۹).

این مشخصه با سکونت‌گاههای امروزی مرجانهای همزیست‌دار شاخه‌ای مغایرت دارد. تا زمان پیش از اواخر میوسن که دمای جهانی تا حدودی بالاتر بوده است، زون مزو ـ الیگوفوتیک سکونت‌گاه مناسب برای مرجانهای همزیست دار بوده است (پومار و هالوک، ۲۰۰۷). این ویژگی مرجانها در جلوگیری از ایجاد اجتماعات فتوروئن مهم به نظر می‌رسد.

مشابه چنین اجتماع کربناته‌ای با شرایط نیمه حاره‌ای توسط براندانو و همکاران (۲۰۰۹) از بخش آتارد منطقهٔ مالتا (جزیرهٔ مالتا بخشی از رمپ کربناته متعلق به الیگوسن ـ میوسن حاشیهٔ قاره‌ای آفریقاست که در زمان رسوب‌گذاری در عرض جغرافیایی حدود ۳۰ درجهٔ شمالی و در شرایط مشابه سازند آسماری نهشته شده است) گزارش شده است. این کربناتهای هتروزوئن با وجود شرایط گرمسیری، با فراوانی روزن‌داران کف زی بزرگ، جلبک قرمز و کمیابی مرجانها مشخص می‌گردد. در سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه قطعات مرجان کمیاب بوده و قادر به ایجاد ساختمان ریفی مقاوم در مقابل امواج نبوده‌اند. در نتیجه عدم فراوانی مرجانها در بخش بالایی زون نوری و فقدان ریف مقاوم در

برابر امواج، توسعه اجتماع هتروزوئن را در ناحیه مورد مطالعه سبب شده است.



شکل٤: الف) مقایسه برشهای چاه انجیر (A)، فیروزآباد (B) و دیل (C).
ب) موقعیت این سه برش در حوضه زاگرس

مقایسه سازند آسماری در سه برش چاه انجیر (فارس داخلی)، فیروزآباد (فارس ساحلی) و دیل (فروافتادگی دزفول)

مقایسه سازند آسماری در برشهای چاه انجیر (سعیدی اورتاکند و همکاران، ۱۳۸۷)، فیروزآباد و دیل (الله کرم پور دیل و همکاران، ۱۳۸۷) حاکی از یک عمیق شدگی به سمت مرکز حوضه می‌باشد (شکل ۴). برش چاه انجیر در قسمتهای کم عمق و در لبهٔ حوضهٔ فورلند زاگرس نهشته شده است. مرز زیرین سازند آسماری در این برش با سازند جهرم و به صورت ناپیوسته می‌باشد (وقفهٔ رسوبی حاصل از فاز پیرنه به این ناپیوستگی منجر شده است). سازند آسماری در این برش ضخامت کمی داشته (۴۱/۵متر) و سن آن به دلیل وجود زون (*Nummulites vascus – N. fichteli*) (لارسن و همکاران، ۲۰۰۹) منحصر به روپلین می‌باشد (سعیدی اورتاکند و همکاران، ۱۳۸۷). بعد از روپلین به دلیل پس‌روی آب، سازند رازک جانشین سازند آسماری می‌شود. نزدیک بودن محل تشکیل برش چاه انجیر به تراست زاگرس (فارس داخلی) باعث تشکیل آواریهای حاصل از تخریب ارتفاعات در سازند رازک شده است.

برش فیروزآباد در فاصلهٔ بیشتری نسبت به لبهٔ حوضهٔ زاگرس و در فارس ساحلی نهشته شده است. در مرز زیرین این برش سازند پلاژیک پابده جانشین سازند جهرم شده و سازند آسماری در این برش ضخامت بیشتری نسبت به برش چاه انجیر داراست. همچنین وقفه رسوبی حاصل از فاز پیرنه که در برش چاه انجیر دیده می‌شود در این برش وجود ندارد. رسوب‌گذاری سازند آسماری در این برش تا شاتین ادامه پیدا می‌کند و سپس با پس‌روی آب و کم عمق شدن حوضه، سازند گچساران، سازند آسماری را می‌پوشاند (دور بودن این برش نسبت به تراست زاگرس و عدم ورود آواریها به حوضه موجب تشکیل سازند گچساران به جای رازک شده است).

در برش دیل با نزدیکتر شدن به قسمتهای مرکزی حوضه، به دلیل عمق بیشتر آب، رسوب‌گذاری سازند پابده تا شاتین ادامه می‌یابد. سپس سازند آسماری به طور تدریجی بر روی آن قرار گرفته و تا بوردیگالین به رسوب‌گذاری خود ادامه می‌دهد (وجود زونهای زیستی *Archaias asmaricus* - *Archaias hensoni* - *Miogypsinoides complanatus*، *Borelis melo curdica* – *Borelis melo melo* و *Miogypsina* - *Elphidium* sp. 14 - *Peneroplis farsensis* (لارسن و همکاران، ۲۰۰۹) سن شاتین ـــ بوردیگالین را برای سازند آسماری در برش دیل تعیین نموده است) و در نهایت سازند گچساران در این برش جانشین سازند آسماری می‌گردد (الله کرم پور دیل و همکاران، ۱۳۸۷).

جوانتر شدن سن قاعده و رأس سازند آسماری به سمت نقاط عمیقتر حوضهٔ زاگرس را مطالعات سایر محققان نیز تأیید می‌کند. به طور مثال برش تیپ سازند آسماری که در مرکز حوضهٔ زاگرس قرار دارد با سن میوسن پیشین و به صورت تدریجی بر روی سازند پابده قرار می‌گیرد (جیمز و واینـد، ۱۹۶۵). این موضوع نشان می‌دهد تا قبل از میوسن پیشین به دلیل عمیق بودن حوضه سازند پابده در حال رسوب‌گذاری بوده است.

نتیجه‌گیری

با مطالعهٔ سازند آسماری در جنوب غرب فیروزآباد نتایج زیر حاصل شد:

۲۰ جنس و ۲۱ گونه از روزن‌داران در برش مورد مطالعه شناسایی شد. بر این اساس و با استفاده از بیوزوناسیون آدامز و بورژوآ (۱۹۶۷) دو زون زیستی با سن الیگوسن ـ میوسن پیشین (اکیتانین پیشین) و با استفاده از بیوزوناسیون لارسن و همکاران (۲۰۰۹)، سه زون زیستی با سن الیگوسن (روپلین ـ شاتین) تفکیک گردید. بر اساس مطالعات پالئواکولوژی روند تغییر روزن‌داران در برش مورد مطالعه با افزایش عمق به این ترتیب است که روزن‌داران پورسلانوز در کم عمق‌ترین قسمت برش، روزن‌داران هیالین که در اعماق کم و زیاد دارای پوستهٔ محدب و در اعماق متوسط دارای پوستهٔ مسطح و کشیده می‌باشند و روزن داران پلانکتون که در عمیق‌ترین بخش برش فراوان هستند. با توجه به اجتماعات کربناتهٔ موجود در برش مورد مطالعه و همچنین بازسازی عرضهای جغرافیایی دیرینه، سازند آسماری در ناحیهٔ مورد مطالعه در شرایط حاره‌ای و تحت رژیم الیگوتروفی و تا حدی مزوتروفی نهشته شده است که محیطی مناسب جهت شکل‌گیری اجتماعات فتوزوئن به شمار می‌رود، اما شرایط اکولوژی مرجانهای همزیست‌دار در این زمان (عدم تشکیل ریف) موجب گسترش اجتماعات هتروزوئن در برش فیروزآباد شده است.

منابع

الله‌کرم پور دیل، م.، صیرفیان، ع.، وزیری مقدم، ح. و امیری بختیار، ح.، ۱۳۸۷. زیست چینه نگاری سازند آسماری در یال شمالی تاقدیس کوه دیل در شمال گچساران، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز.

سعیدی اوتاکند، م.، آقانباتی، ع.، وزیری مقدم، ح. و پرتوآذر، ح.، ۱۳۸۷. زیست چینه نگاری نهشته های سازند آسماری در جنوب باختری ایران، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز.

بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راههای ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. *مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی*. ۲۸۸ص.

Adams, T.D., and Bourgeois, F., 1967. Asmari Biostratigraphy: Geological and Exploration, IOOC Report, 1074, (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., and Taheri, A., 2007a. Paleoenviornmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in Southwest Iran: Historical Biology, 19: 173-183.

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

Biavington-Peny, S.G., and Racey, A., 2004. Ecology of extant Nummulitids and other large Foraminifera: Aplication in paleoenvironmental analyses, Earth-Science Riviewers, 67: 219-265.

Brandano, M., and Corda, L., 2002. Nutrients, See level and tectonic: Constrain for the faciesarchitecture of Miocene carbonate ramp in central Italy, Blackwell science, 14(4): 257-262.

Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., and Cuffaro, M., 2009. Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The attard member of the Lower coralline limestone Formation (Upper Oligocene, Malta), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 272: 1-10.

Cosovic, V., Drobne, K., and Moro, A., 2004. Palaeoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestone of the Adriatic carbonate platform, Facies, 50: 61-75.

Ehrenberg, S.N., Pickard, N. A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., and Mossadegh, Z. K., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran, Journal of Petroleum Geology, 30: 102-128.

Flugel, E., 2004. Microfacies of carbonate rocks. Springer, Berlin, 976 p.

Geel, T, 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposites, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 211- 238.

Hallock, P., Forward, L.B., and Hansen, J., 1986. Influence of environment on the test shape of Amphistegina, Journal of Foraminiferal Research, 16(3): 224-231.

Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran, Tectonophysics, 451: 56–70.

Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminifera assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation, Bull. Soc. Geol. Fr, 4: 491-505.

James, N.P., 1997. The cool-water carbonate depositional realm. In: James N.P, Clarke, 21 J. (Eds), Cool-water Carbonates. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 56: 1–20.

James, G.A., and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranain Oil Consortium, agreement area, American Association of Petroleum Geologists Bullten, 49: 2118- 2245.

Kumar, A., and Saraswati, P.K., 1997. Response of larger foraminifera environments: An example fpr the Oligocene-Miocene sequence of Kutch, India, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 136: 53-65.

Lee, J.J., 1990. Fine structure of rodophycean profyridium purpureum insitu in *Peneroplis pertusus* and *P. asicularis*, J. Foramin. Res., 20: 162-169.

Lees, G.M., 1993. Reservoir rocks of persian oil Welds, AAPG Bulletin, 17: 224–240.

Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., and Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.

Mc Gowran, B., and Li, Q., 2000. Evolutionary palaeoecology of Cainozoic foraminifera: Thethys, Sout Australasia, Historical Biology, 15: 3-27.

Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H., and Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari formation deposition, Zagros mountains, Iran, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 272: 17-36.

Mutti, M., and Hallok, P., 2003. Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraits, Earth-Science, 92: 465-475.

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

Pomar, L., and Hallock, P., 2008. Carbonate factories: A conundrum in sedimentary Geology, Earth-Science Reviewers, 87: 134- 169.

Sadeghi, R., Vaziri-Moghadam, H., and Taheri, A., 2009. Biostratigraphy and palaeoecology of Oligo-Miocene succession in Fars and Khuzestan areas (Zagros Basin, SW Iran), Historical Biology, in press.

Seyrafian, A., 2000. Microfacies and depositional environment of Upper Asmari Formation at Dehdez area (a correlation across central Zagros Basin), Carbonates and Evaporates, 15(2): 121-129.

Seyrafian, A., and Hamedani, A., 1998. Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), North - Central Zagros basin, Iran, N. Jb. Geol. Paleont. Abh, 210(2): 129-141.

Thomas, A.N., 1948. The Asmari limestone of southwest Iran, ALOC Report 706. Unpublished.

Toler, S.K., and Hallock, P., 1998. Shell malformation in stressed Amphistegina population, relation to biomineralization and palaeoenvironmental potential, Marine Micropalaeontology, 34: 107-115.

Vaziri - Moghaddam, H., Kimiagari, M., and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene - Miocene Asmari Formation in SW Iran, Springer-Verlage, 52: 41-51.

Wilson, M.E.J., and Vecsei, A., 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes, their invironmental significance and effect on platform development, Earth Sci. Rev, 69: 133-168.