

زیست‌چینه‌نگاری و دیرینه بوم‌شناسی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه و تطابق آن با نواحی مجاور

مژگان زارع^{۱*}، حسین وزیری مقدم^۲، عزیزالله طاهری^۳، علی غبیشاوی^۴

۱- کارشناس ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- استاد دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۴- معاونت زمین‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، شرکت ملی نفت ایران، اهواز، ایران

*پست الکترونیک: m.zare201188@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۰/۴

تاریخ دریافت: ۹۲/۴/۱۳

چکیده

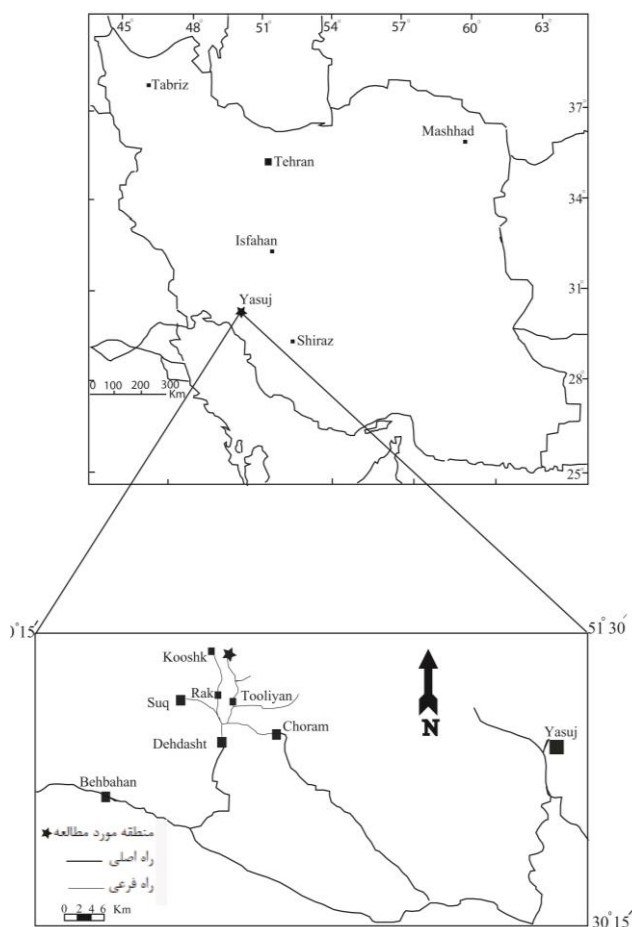
در این پژوهش، چینه‌نگاری زیستی و دیرینه بوم‌شناسی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند آسماری در برش مورد مطالعه ۲۱۴/۵ متر ضخامت داشته و متشکل از سنگ آهکهای ضخیم، متوسط تا نازک لایه با میان لایه‌هایی از سنگ آهک مارنی، سنگ آهک دولومیتی، مارن و دولومیت می‌باشد. در این مطالعه ۲۳ جنس و ۲۰ گونه از روزن‌داران کف‌زی مورد شناسایی قرار گرفتند و بر اساس پخش و پراکندگی آنها سه بایوزون جمععی به سنهای شاتین پسین، آکتیانین و بوردیگالین تعیین گردیدند. اجتماعات زیستی شناسایی شده نشان می‌دهد سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه در شرایط حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای و الیگوتروفیک تا مزوتروفیک نهشته شده و با اجتماع فتوزوئن مطابقت دارد. همچنین با توجه به ماهیت بوم‌شناختی مرجانهای همزیست‌دار که در این زمان قادر به ایجاد ساختمانهای مقاوم ریف در برابر امواج نبوده‌اند، اجتماعات هتروزوئن گسترده تشکیل شده‌اند. بر اساس جمععات فونی، سازند آسماری در آبهایی با شوری متفاوت (شوری نرمال تا هیپرسالین) نهشته شده است.

واژه‌های کلیدی: دیرینه بوم‌شناسی؛ چینه‌نگاری زیستی؛ روزن‌داران کف‌زی؛ سازند آسماری.

مقدمه

رنگ تشکیل شده است (مطیعی، ۱۳۸۲). در سالهای اخیر زیست‌چینه‌نگاری این سازند توسط Thomas (1948)، Wynd (1965)، Adams & Burgeois (1967)، Amirshahkarami *et al.* (2007)، Ehrenberg *et al.* (2007)، van Buchem *et al.* (2010)، Vaziri-Allahkarampour Dill *et al.* (2010) Moghaddam *et al.*

سازند آسماری اولین سنگ مخزن کربناته شناخته شده در جهان و بزرگترین سنگ مخزن نفت در حوضه رسوبی زاگرس است. به همین دلیل مطالعات گسترده‌ای بر روی این سازند انجام گرفته است. در برش الگو واقع در تنگ گل ترش در دامنه جنوب غربی کوه آسماری، این سازند ۳۱۴ متر ضخامت دارد و از سنگ آهکهای کرم تا قهوه‌ای



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه. (برگرفته از بختیاری، ۱۳۸۴).

زیست چینه نگاری سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه

در این مطالعه ۲۳ جنس و ۲۰ گونه شناسایی گردیده (شکل ۲) و پراکندگی آنها در شکل ۳ نمایش داده شده است. بر اساس پخش و پراکندگی عمودی این روزنداران، سه بایوزون تجمعی تشخیص داده شده است (شکل ۳). تعیین سن بایوزونها بر اساس الگوی بایوزوناسیون ارائه شده توسط *Laursen et al.* (2009) و *van Buchem et al.* (2010) صورت گرفته است. این بایوزونها به ترتیب عبارتند از:

تجمع فونی ۱: این بایوزون تجمعی از قاعده سازند تا ضخامت ۵۶ متری مشاهده شده و شامل ۱۴ جنس و ۷ گونه به شرح زیر می باشد:

al. (2010)، *Rahmani et al.* (2012)، کلنات و همکاران (۱۳۸۹) و ... و محیط رسوبی و چینه نگاری سکansı آن توسط *van Buchem et al.* (2010) *Vaziri-* *Moghaddam et al.* (2010, 2011)، ... و دیرینه بوم شناسی آن توسط کلنات و همکاران (۱۳۸۹)، *Mossadegh et al.* (2009) *Rahmani et al.* (2009) و *Allahkarampour Dill et al.* (2012) در مناطق مختلف زاگرس انجام گرفته است.

هدف این مطالعه، بررسی دقیق زیست رخساره‌ای بر اساس روزنداران کفزی و سنگ شناسی سازند آسماری در برش تاقدیس کوه سیاه می باشد. همچنین، به کمک انطباقی که بین تعیین سن ایزوتوپ استرونیوم و فونای این سازند توسط *Laursen et al.* (2009) صورت گرفته، بایوزوناسیون توالی مورد مطالعه ارائه گردیده است.

موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

برش مورد مطالعه سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه در ۱۶/۵ کیلومتری شمال شهرستان دهدشت در استان کهگیلویه و بویراحمد با مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 54' 8.92''$ شمالی و $50^{\circ} 35' 34.37''$ شرقی واقع شده است. این برش از طریق جاده دهدشت - طولیان در نزدیکی روستای هیگون قابل دسترسی می باشد (شکل ۱).

روش مطالعه

در مرحله نخست برش فوق در صحرا مورد بررسی قرار گرفت و با توجه به ویژگیهای رخساره‌ای، ۱۲۷ نمونه با فاصله تقریبی ۲ متر برداشت گردید. جهت انجام مطالعات زیست چینه نگاری و دیرینه بوم شناسی مقاطع نازک از نمونه‌های سنگی تهیه و مورد بررسی دقیق میکروسکوپی قرار گرفتند.

Borelis sp., *Borelis melo curdica*, *Neorotalia viennoti*, *Discorbis* sp., *Tubucellaria* sp.3., *Triloculina tricarinata*, *Dendritina rangi*, *Peneroplis* sp., *Meandropsina iranica*, *Pyrgo* sp., *Valvulinid* sp., *Triloculina trigonula*, *Elphidium* sp.1., *Meandropsina anahensis*.

این تجمع فونی مطابق با بایوزون شماره ۷ در نوشته *Borelis melo curdica*- (2009) Laursen et al.

بوردیگالین می باشد. علاوه بر آن *Borelis melo melo* Assemblage Zone (Ehrenberg et al. 2007)، ظهور *Borelis melo curdica* را شاخص بوردیگالین می دانند.

تطابق بایوزونها

بایوزونهای تشخیص داده شده در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه با بایوزونهای برشهای تنگ بی بی نرجس (30° 42' 30" N, 50° 18' 04" E)، تنگ بند (30° 50' 27" N, 50° 13' 32" E)، تنگ نایاب (31° 03' 27" N, 50° 02' 40" E)، چاه پارسی ۱۹ (31° 05' 00" N, 49° 54' 48" E) و تنگ بولفارس (31° 10' 44" N, 49° 56' 03" E) (شکل ۴ الف - ب) (رحمانی، ۱۳۹۰) بر اساس بایوزونهای Laursen et al. (2009) به شرح زیر تطابق داده شده است:

بایوزون شماره ۱: *Globigerina* spp.- *Tuborotalia cerroazulensis*- *Hantkenina* Asemblage Zone

این بایوزون تنها در برشهای تنگ بوالفارس، نایاب و چاه ۱۹ پارسی دیده شده است. در برشهای فوق وجود انیدریت قاعده ای آسماری معرف مرز الیگوسن - میوسن می باشد (van Buchem et al., 2010؛ Ehrenberg et al., 2007).

با توجه به قرارگیری این بایوزون در زیر انیدریت قاعده سازند آسماری، سن این بایوزون انتهای الیگوسن است.

بایوزون شماره ۳: *Lepidocyclina*- *Operculina*- *Ditrupa* Assemblage Zone

این بایوزون در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه، تنگ بی بی نرجس و تنگ بند مشاهده شده است. سن این بایوزون

Operculina sp., *Operculina* cf. *complanata*, *Operculina complanata*, *Elphidium* sp., *Lepidocyclina* sp., *Spiroclypeus blankenhorni*, *Spiroclypeus* sp., *Nephrolepidina tournoueri*, *Miogypsina* sp., *Ditrupa* sp., *Nephrolepidina* sp., *Nephrolepidina marginata*, *Planorbulina* sp., *Valvulinid* sp., *Nephrolepidina* cf. *tournoueri*, *Austrotrilina howchini*, *Discorbis* sp., *Kuphus arenarus*, *Tubucellaria* sp.3, *Pyrgo* sp.

این مجموعه فونی مطابق با بایوزون شماره ۳ در نوشته *Operculina*- *Ditrupa* - (2009) Laursen et al.

و بیانگر سن روپلین - شاتین می باشد، اما در تاقدیس کوه سیاه به دلیل هم یافتی گونه *Spiroclypeus blankenhorni* و جنس *Miogypsina* معرف شاتین پسین است (Ehrenberg et al., 2007).

تجمع فونی ۲: این بایوزون از ضخامت ۵۷ متری تا ۱۸۰/۵ متری گسترش داشته و شامل ۱۶ جنس و ۱۰ گونه به شرح زیر می باشد:

Elphidium sp., *Valvulinid* sp., *Austrotrilina howchini*, *Discorbis* sp., *Kuphus arenarus*, *Peneroplis* sp., *Peneroplis farsensis*, *Peneroplis thomasi*, *Peneroplis evolutus*, *Peneroplis* cf. *evolutus*, *Favreina* sp., *Dendritina rangi*, *Spirolina* sp., *Neorotalia viennoti*, *Borelis* sp., *Tubucellaria* sp.3., *Elphidium* sp.14., *Miogypsina glubulina*, *Bigennerina* sp., *Pyrgo* sp.

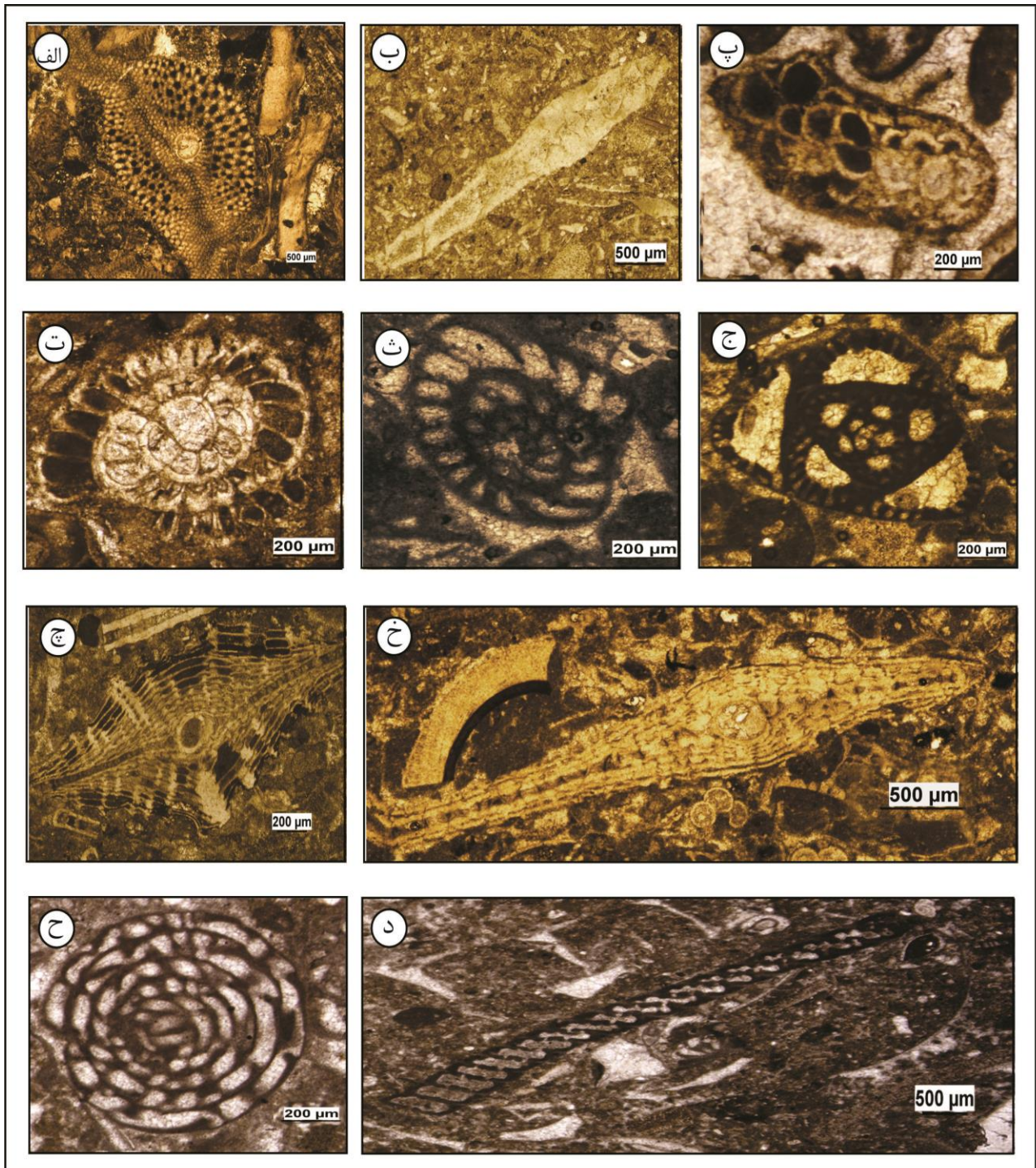
این بایوزون معادل زون جمعی شماره ۵ در نوشته Laursen et al. (2009) بوده (*Miogypsina*- *Elphidium* sp. 14-)

Peneroplis farsensis Assemblage Zone) و نشانگر سن آکیتانین است. همچنین به دلیل قرارگیری این تجمع بر روی مجموعه فونی شماره ۱ و نبود گونه *Borelis melo curdica* (شاخص بوردیگالین)، سن این مجموعه به آکیتانین نسبت داده می شود.

تجمع فونی شماره ۳: این بایوزون از ضخامت ۱۸۰/۵ متری تا ۲۱۴/۵ متری گسترش داشته و شامل ۱۱ جنس و ۹ گونه به شرح زیر می باشد:

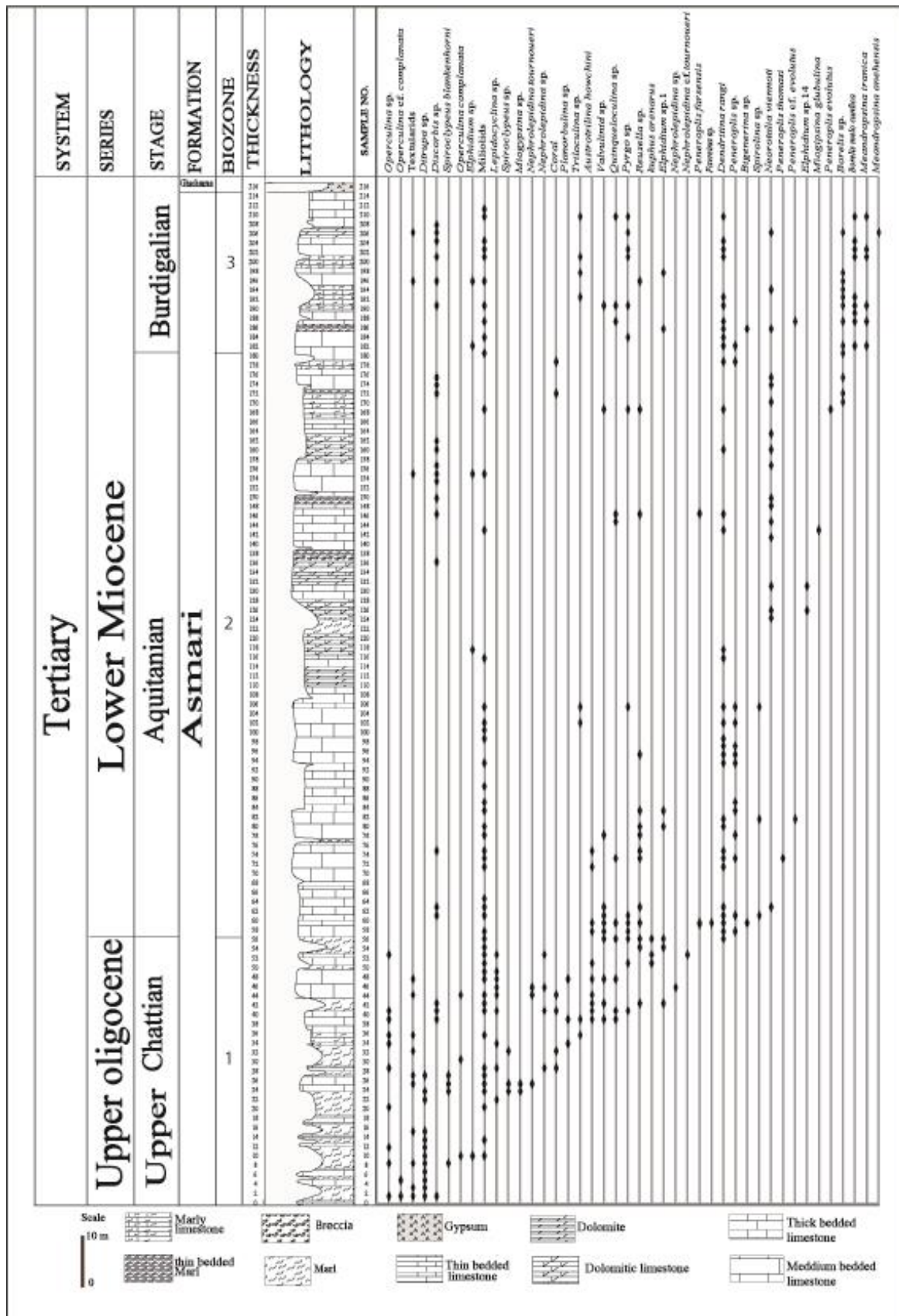
Ehrenberg *et al.*,) معرف شاتین پسین است (*Miogypsina*
 .(2007

روپلین - شاتین می باشد، ولی در تاقدیس کوه سیاه به دلیل
 همیافتی گونه *Spiroclypeus blankenhorni* و جنس



شکل ۲: برخی از فسیلهای شناسایی شده در برش مورد مطالعه.

الف) 46 (Sample no. 46؛ *Nephrolepidina* sp.؛ پ) 29 (Sample no. 29؛ *Operculina complanata*؛ ت) 14 (Sample no. 14؛ *Elphidium* sp.؛
 135 (Sample no. 135؛ ث) 57 (Sample no. 57؛ *Peneroplis farsensis*؛ ج) 37 (Sample no. 37؛ *Austrotrillina howchini*؛ چ) 26 (Sample no. 26؛ *Nephrolepidina tournoueri*؛
 خ) 10 (Sample no. 10؛ *Spiroclypeus blankenhorni*؛ ح) 212 (Sample no. 212؛ *Borelis melo curdica*؛ د) 204 (Sample no. 204؛ *Meandropsina iranica*؛



شکل ۳: زون بندی زیستی سازند آسماری در برش تاقدیس کوه سیاه بر اساس پخش و پراکندگی روزن داران.

بایوزون شماره ۴: *Archaias asmaricus*- *Archaias hensoni*

***Miogypsinoidea complanatus* Assemblage Zone**

این بایوزون به سن شاتین فقط در برش تنگ بی بی نرجس وجود دارد.

بایوزون شماره ۵: *Miogypsina*- *Elphidium* sp. 14- *Peneroplis*

***farsensis* Assemblage Zone**

این بایوزون به سن آکیتانین در همه برشها وجود دارد.

بایوزون شماره ۷: *Borelis melo curdica*- *Borelis melo melo*

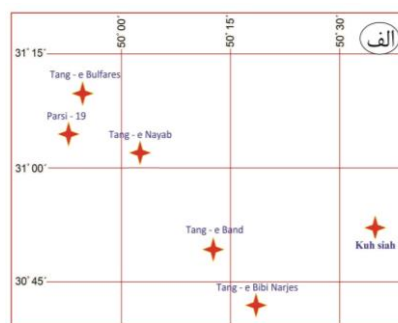
Assemblage Zone

این بایوزون به سن بوردیگالین در همه برشها وجود دارد.

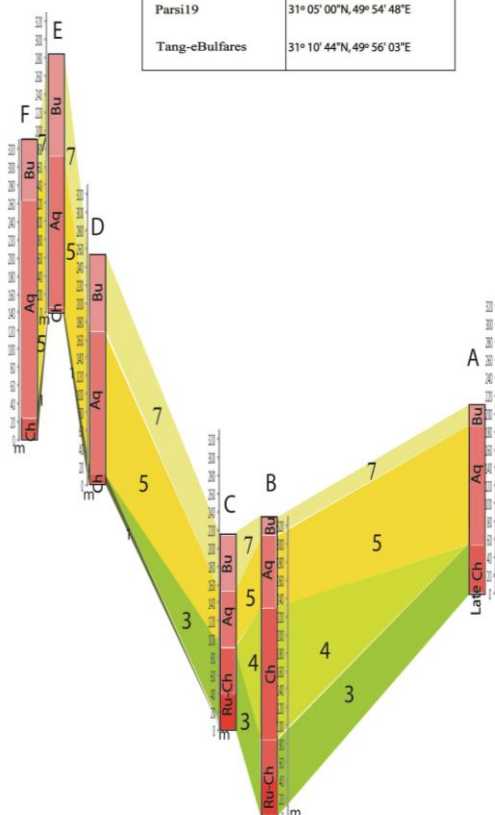
بر اساس تطابق بایوزونها در زمان روپلین، حوضه رسوبی در تنگ بی بی نرجس در حاشیه قرار داشته و سازند آسماری در حال رسوب گذاری بوده است در حالی که در مناطق دیگر، حوضه در قسمت عمیق قرار داشته و سازند پابده در حال رسوب گذاری بوده است. در زمان شاتین در تنگ بی بی نرجس، تاقدیس کوه سیاه و تنگ بند با کم عمق شدن حوضه سازند آسماری شروع به رسوب گذاری نموده، ولی تنگ نایاب، چاه پارسی ۱۹ و تنگ بولفارس در قسمتهای عمیق حوضه قرار داشته اند و همچنان سازند پابده در حال رسوب گذاری بوده است. در این زمان با فعال شدن گسلهای پی سنگی حوضه زاگرس (Ahmadhadi et al., 2007)، ایندیریت قاعده آسماری در تنگ نایاب، چاه پارسی ۱۹ و تنگ بولفارس رسوب گذاری می نماید. در زمان آکیتانین و بوردیگالین شرایط در همه برشها یکسان و حوضه زاگرس در حال پر شدن می باشد. بر اثر کج شدگی در زمان بوردیگالین (شکل ۴)، ضخامت رسوبات بوردیگالین از طرف تنگ بی بی نرجس و تاقدیس کوه سیاه کاسته و به سمت چاه پارسی ۱۹ و تنگ بولفارس افزوده می شود.

دیرینه بوم شناسی

روغن داران کفزی بزرگ در دوران سنوزوئیک سهم بالایی در تولید کربنات در سکوه های گرمسیری داشته اند



Kuh-e Siah	30° 54' 8/92"N, 50° 35' 34/37"E
Tang-eBibi Narges	30° 42' 14"N, 50° 18' 04"E
Tang-eBand	30° 50' 27"N, 50° 13' 32"E
Tang-eNayab	31° 03' 27"N, 50° 02' 40"E
Parsi 19	31° 05' 00"N, 49° 54' 48"E
Tang-eBulfares	31° 10' 44"N, 49° 56' 03"E



Biozonation	Stage	Age
Borelis melo curdica-Borelis melo melo=7	Burdigalian	20
Miogypsina-Elphidium sp. 14-determinate Peneroplis farsensis=5	Aquitanian	25
Archaias asmaricus- Archaias hensoni- Miogypsinoidea complanatus=4	Chatlian	25
Nummulites vascus- Nummulites fichteli=2	Rupelian	30

A-Kuh-e Siah
B-Tang-eBibi Narges
C-Tang-eBand
D-Tang-eNayab
E-Tang-eBulfares
F-Parsi 19

شکل ۴: الف) موقعیت جغرافیایی نقاط تطابق داده شده؛ ب) تطابق بایوزونهای تاقدیس کوه سیاه با بایوزونهای تنگ بی بی نرجس، تنگ بند، تنگ نایاب، چاه پارسی ۱۹ و تنگ بولفارس (رحمانی، ۱۳۹۰)

۷ (بایو کلاستیک ایمپرفوریت، پرفوریت فرامینفرا و کستون - پکستون) و شماره ۸ (بایو کلاستیک پلوئیدال ایمپرفوریت فرامینفر پکستون - گرینستون اینترا کلاست دار) بیانگر این رخساره می باشند (شکل ۶).

۳- **رخساره با شوری بیش از ۵۰ psu:** تشکیل دهندگان این رخساره درصد بالایی از روزن داران پورسلانوز و کم تنوع می باشند. ریزرخساره های ۹ (سندی بایو کلاست نئوروتالیا میلیولید و کستون)، ۱۰ (مادستون به همراه خرده های بیو کلاست) و ۱۱ (استروماتولیت باندستون) مبین این رخساره می باشند (شکل ۶).

نور

یکی از مهمترین عوامل مؤثر بر پراکندگی روزن داران نور است که به طور مستقیم و غیرمستقیم در همزیستی و رژیم غذایی آنها (Hottinger, 1997) و تولید کربنات (Hallock & Glenn, 1986) تأثیر گذار است. Pomar (2001) با استفاده از موجودات وابسته به نور ۴ پهنه نوری را به شرح زیر تعریف کرده است:

۱- **موجودات وابسته به نور زیاد (Euphotic biota):** موجوداتی که در این محدوده زیست می کنند، موجودات وابستگی زیادی به نور دارند. حداکثر عمق این پهنه در آبهای شفاف ۴۰ تا ۵۰ متر و معمولاً ۲۰ تا ۳۰ متر است. این پهنه با روزن داران پورسلانوز بزرگی که معمولاً با داینوفیسه آ، کلروفیسه آ و یا رودوفیسه آ همزیستی دارند، مشخص می شود (Leutenegger, 1984; Romero et al., 2002). این روزن داران صدفی بزرگ، ضخیم و تخم مرغی شکل دارند و در آبهای کم عمق زندگی می کنند. این صدف از جلبک همزیست درونزی در برابر تابش اشعه خورشید و همچنین از ضربات وارده به پوسته در آبهای آشفته محافظت می کند (Beavington-Penny & Racey, 2004).

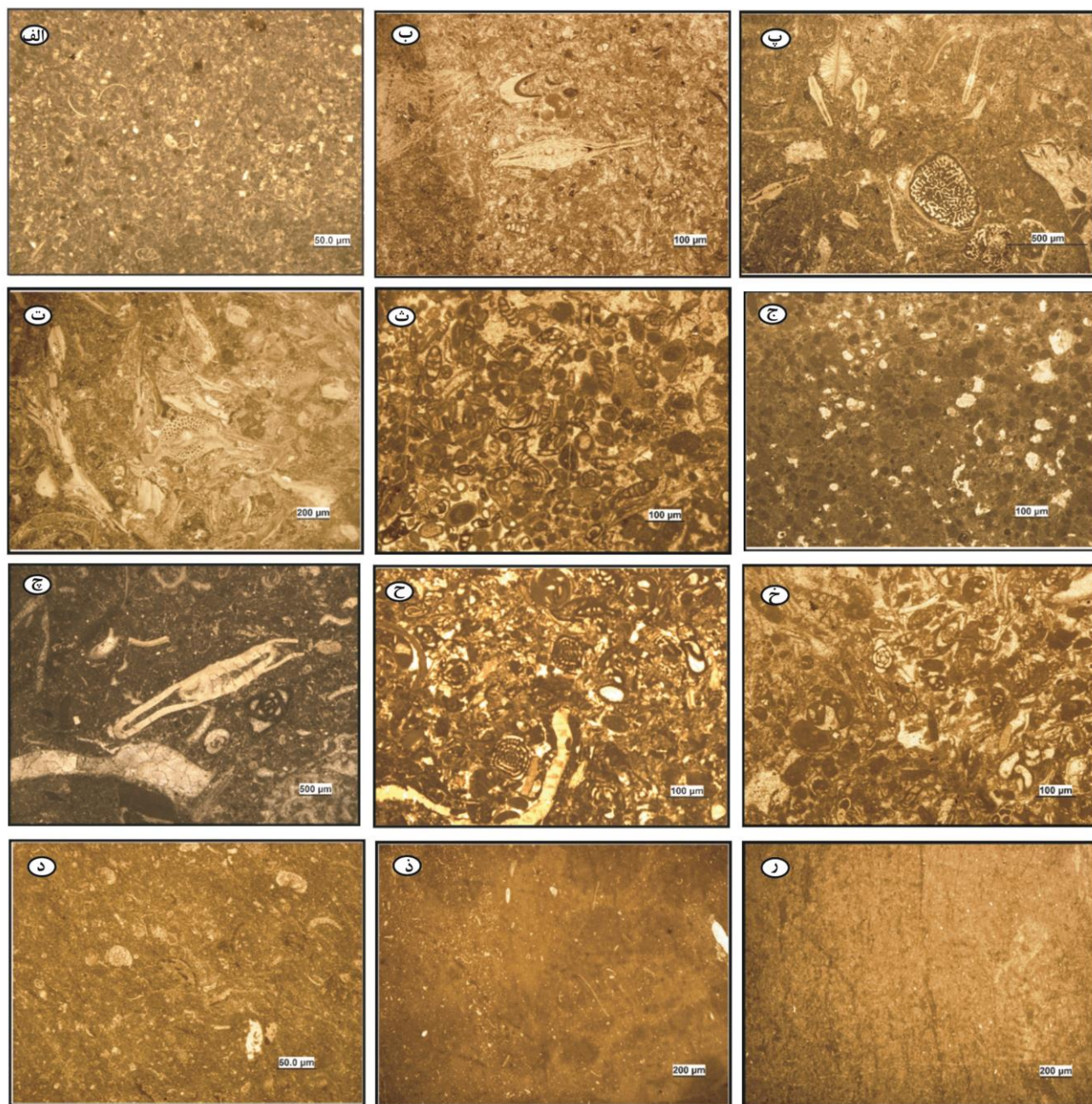
(Hallock, 1981). توزیع این روزن داران در سکوه های کربناته به عوامل گوناگونی مانند عمق، نور، درجه حرارت، شوری، ماهیت کف بستر و ... بستگی دارد (Romero et al., 2002). به همین دلیل روزن داران از نشانه های عالی برای بازسازی محیط محسوب می شوند. بر اساس شناسایی ریزرخساره ها و محیط رسوبی آنها شرایط زیست دیرینه ای در برش مورد مطالعه مورد تفسیر قرار گرفته است (شکل ۵). مهمترین عوامل بوم شناختی کنترل کننده تجمعات زیستی در سازند آسماری عبارتند از:

شوری

بر اساس پراکندگی موجودات در سازند آسماری در برش مورد مطالعه و مقایسه آن با خلیج شارک (Logan, 1959) سه رخساره با شوری متفاوت به دست آمده است:

۱- **رخساره شوری نرمال دریایی ۳۴-۴۰ psu:** این رخساره بر اساس روزن داران پلانکتون، روزن داران روتالید پیچیده مانند *Spirochlypeus*, *Lepidocyclinids*, *Operculina* خرده های مرجان، جلبکهای قرمز و فراوانی کمتر از ۴۸ درصد روزن داران پورسلانوز نسبت به سایر روزن داران مشخص می گردد. ریزرخساره های شماره ۱ (پلانکتونیک فرامینفرا بایو کلاستیک و کستون)، شماره ۲ (پلانکتونیک فرامینفرا پلوئیدال نومولیتی - بایو کلاستیک و کستون/پکستون)، شماره ۳ (بایو کلاستیک رودولیت/کورال لپیدوسیکلینیده فلو تستون - رودستون) و شماره ۴ (بایو کلاستیک لپیدوسیکلینیده رودستون) در ناحیه مورد مطالعه معرف شوری نرمال دریا هستند (شکل ۶).

۲- **رخساره با شوری ۴۰-۵۰ psu:** این رخساره با فراوانی و تنوع زیاد روزن داران پورسلانوز (*Borelis*, *Miliolids*, *Dendritina* و *Peneroplis*) مشخص می گردد. در میان روزن داران پورسلانوز انواع پیچیده نظیر *Borelis* در شوری خیلی زیاد قادر به زندگی نمی باشند. ریزرخساره های شماره



شکل ۵: ریزرخساره‌های موجود در برش تاقدیس کوه سیاه

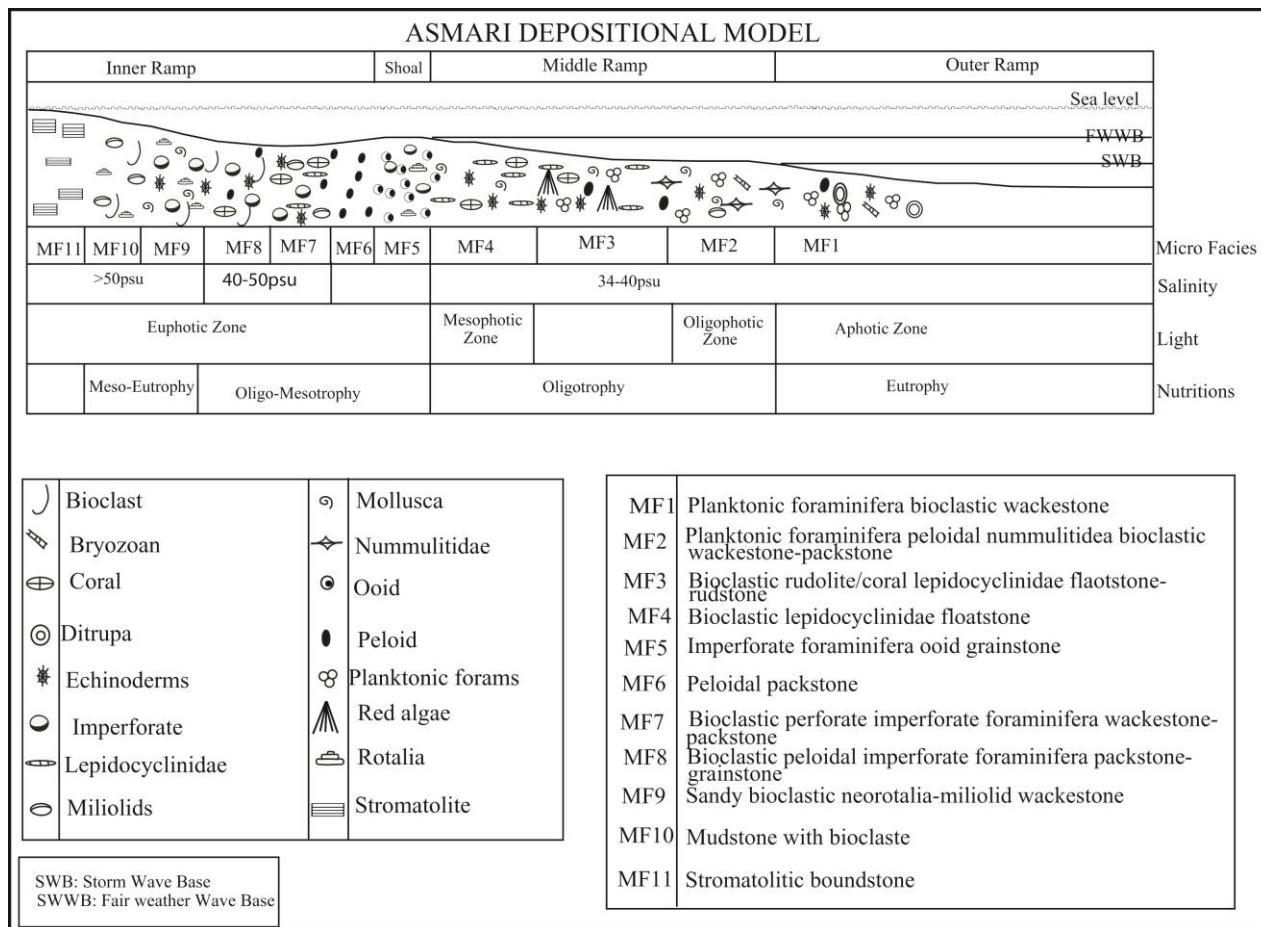
الف) MF1: Planktonic foraminifera bioclastic wackestone (Sample No.40)؛ MF2: Planktonic foraminifera peloidal nummulitidea bioclastic (پ)؛ MF3: Bioclastic rudolite/coral lepidocyclinidae floatstone-rudstone (Sample No.44)؛ MF4: Bioclastic lepidocyclinidae floatstone (Sample No.46)؛ MF5: Imperforate foraminifera ooid grainstone (Sample No.110)؛ MF6: Peloidal packstone (Sample No.100)؛ MF7: Bioclastic perforate imperforate foraminifera wackestone-packstone (Sample No.38)؛ MF8: Bioclastic peloidal imperforate foraminifera packstone-grainstone (Sample No.186)؛ MF9: Sandy bioclastic neorotalia-miliolid wackestone(packstone-grainstone (Sample No.150)؛ MF10: Mudstone with (ن)؛ MF11: Stromatolitic boundstone(Sample No.214.5)؛ ر) bioclaste(Sample No.130)

تحمل زندگی در محیطی با حداکثر شدت نور در آب دریا و همچنین قرارگیری در معرض پرتو فرابنفش را می‌دهد

وجود سوزنهای بی‌نهایت کوچک که به صورت تصادفی در دیواره‌های صدف آنها پراکنده شده است، به این فونا

پکستون)، شماره ۸ (بایو کلاستیک پلوئیدال ایمپرفوریت فرامینفر پکستون - گرینستون اینتراکلاست دار)، شماره ۹ (سندی بایو کلاست نئوروتالیا میلیولید و کستون)، شماره ۱۰ (مادستون به همراه خرده های بیو کلاست) و شماره ۱۱ (استروماتولیت باندستون) بیانگر این پهنه نوری هستند (شکل ۶).

(Hohenegger, 2000). در برش مورد مطالعه *Borelis*، *Dendritina* و *Peneroplis* همراه با *Miliolids* و سایر روزن داران بدون منفذ نشان دهنده این پهنه می باشند. رخساره های شماره ۵ (ایمپرفوریت فرامینفرا ائید گرینستون)، شماره ۶ (پلوئید پکستون)، شماره ۷ (بایو کلاستیک ایمپرفوریت، پرفوریت فرامینفرا و کستون -



شکل ۶: مدل رسوبی سازند آسماری در برش تاقدیس کوه سیاه که در آن ریزرخساره ها، تغییرات درجه شوری، نور و مواد مغذی نمایش داده شده است.

مقایسه با نمونه های پلاتفرم عهد حاضر بیانگر بخش پایینی منطقه نورانی می باشند (Geel, 2000). حد پایینی پهنه نوری به ضریب نفوذ نور در آب وابسته است و در آبهای شفاف در اعماق حدود ۱۳۰ متری قرار می گیرد (Renema & Troelstren, 2001). جلبک های قرمز و تعدادی از روزن داران هیالین بزرگ شاخص این محیط می باشند. پوسته های کشیده و دیواره نازک فسیلها با افزایش

۲- موجودات وابسته به نور کم (Oligophotic biota): حد پایینی این پهنه به طور معمول در ۵۰ تا ۱۰۰ متر یا بیشتر در آبهای شفاف تغییر می کند. موجوداتی که در این محدوده زیست می کنند وابستگی کمی به نور دارند و در نواحی سایه دار پهنه نوری و یا در نواحی عمیق تر پلاتفرم زندگی می کنند (Pomar, 2001). حضور روزن دارانی مانند لیدوسیکلینیدهای سطح بزرگ حاوی جلبک همزیست در

رخساره‌های غنی از روزن‌داران پلانکتون که فاقد جلبکهای قرمز هستند، حد زیرین ناحیه نوری را مشخص می‌کنند (Cosovic, 2004). ریزرخساره شماره ۱ در برش مورد مطالعه (پلانکتونیک فرامینیفرا بایو کلاستیک و کستون) نشانگر این پهنه می‌باشد (شکل ۶).

مواد غذایی

مواد غذایی مهمترین عامل کنترل کننده نرخ تولید کربنات و فرسایش زیستی پلاتفرمهای کربناته و ریفها می‌باشند (Flugel, 2004). عناصر زیستی در محدوده غذایی شامل فسفات، نیتروژن، آهن و سیلیکات هستند (Flugel, 2004). منابع غذایی توسط فرآیندهایی نظیر ورود مواد آلی به وسیله جریانهای حاصل از بارندگی و تخریب سواحل و یا بالاآمدگی آبهای سرد مناطق عمیق تأمین می‌شود (Mutti & Hallock, 2003) (شکل ۷). به طور کلی ۴ اصطلاح هایپرتروفی (حداکثر غذا)، یوتروفی (غذای زیاد)، مزوتروفی (غذای متوسط) و الیگوتروفی (کمبود مواد غذایی) برای توصیف مواد غذایی در ستون آب تعریف شده است.

عمق آب، بیانگر کاهش نور در اعماق زیاد و یا کاهش شفافیت آب در اعماق کم می‌باشد (Beavington-Penney & Racey, 2004). رخساره شماره ۲ (پلانکتونیک فرامینیفرا پلوئیدال نومولیتیده بایو کلاستیک و کستون/ پکستون) در برش مورد مطالعه مبین این پهنه می‌باشد (شکل ۶).

۳- موجودات وابسته به نور متوسط (Mesophotic biota): این پهنه به عنوان زیرپهنه‌ای بین شرایط الیگوفوتیک و یوفوتیک در اعماق ۸۰ تا ۴۰ متری در نظر گرفته شده است (Hottinger, 1997). در این پهنه روزن‌دارانی با دیواره هیالین و عمدتاً صدفی متورم و عدسی شکل دیده می‌شوند. رخساره شماره ۴ (بایو کلاستیک لپیدوسیکلینیده رودستون) در برش مورد مطالعه مبین این پهنه نوری می‌باشد (شکل ۶).

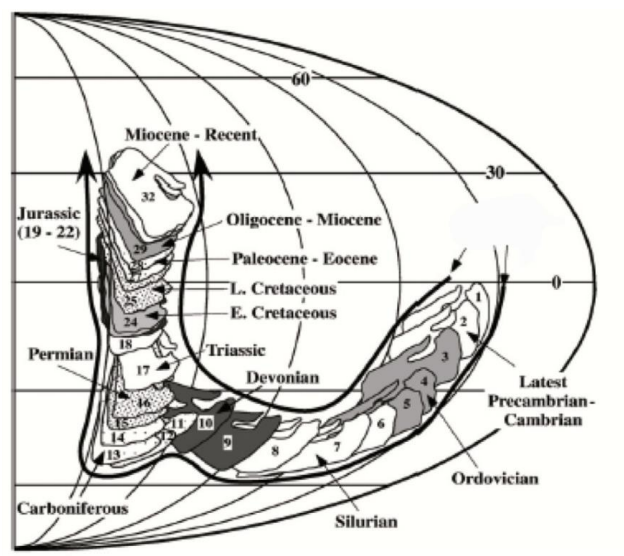
۴- موجودات مستقل از نور (Aphotic biota): موجوداتی نظیر بربوزوئرها و اکتیوئیدها در این گروه قرار می‌گیرند. این موجودات هتروتروف بوده و برای زندگی نیاز به نور ندارند. رخساره‌های حاوی شناورها که فاقد انواع بزرگ کفزی هستند، خاص ژرفای بیش از ۲۰۰ متر می‌باشند (Geel, 2000).

Chlorophyll Concentration (mg/m ³)	/01 /1 1 10 100			
	Oligotrophic	Mesotrophic	Eutrophic	Hypertrophic
Dominant biota	LBF, Coral	Macro algae	Heterotrophs	Bacteria
Ecological strategy	K-mode specialist	Intermediates	R-mode strategy	
Primary control	Nutrient limitation Competition		Light	Oxygen

شکل ۷: تغییرات شیب مواد غذایی در عرضهای جغرافیایی پایین (Mutti & Hallock, 2003).

پلانکتونها در سطح آب زیاد شده و به همین دلیل شفافیت آب کاهش یافته (Pomar et al., 2004) و رشد مرجانها و موجودات وابسته به نور کم می‌شود و گونه‌های کم عمق تر

در برش مورد مطالعه ریز رخساره شماره ۱ (پلانکتونیک فرامینیفرا بایو کلاستیک و کستون) بیانگر شرایط یوتروفی است (شکل ۶). در نتیجه افزایش مواد غذایی، رشد



- 01-02=Precambrian-Cambrian Hakhamanesh Supersequence
- 03-05=Ordovician Kourosh Supersequence
- 06-08=Silurian Camboojyeh Supersequence
- 09-10=Devonian Darioush Supersequence
- 11-14=Mississippian-Pennsylvanian Khashayar Supersequence
- 15-18=Permian-Triassic Ashk Supersequence
- 19-22=Jurassic Farhad Supersequence
- 23-24=Early Cretaceous Mehrdad Supersequence
- 25-26=Late Cretaceous Ardavan Supersequence
- 27-28=Paleocene-Eocene Sassan Supersequence
- 29-30=Oligocene-Miocene Ardeshir Supersequence
- 31-32=Miocene-Pleistocene Supersequence

شکل ۸: الگوی مهاجرت C شکل صفحه عربی از زمان پرکامبرین پسین تا عهد حاضر. این صفحه در زمان الیگو-میوسن در عرض ۳۰ درجه شمالی جای داشته است (Heydari, 2008).

(Penny & Racey, 2004).

دمای دیرینه در برش مورد مطالعه با توجه به حضور روزن داران کفزی بزرگ نظیر *Lepidocyclina* و *Borelis* بیشتر از ۱۸ تا ۲۰ درجه سانتی گراد بوده که شاخص آب و هوای گرمسیری تا نیمه گرمسیری می باشد (Brandano *et al.*, 2009).

حضور روزن داران کفزی منفذدار و بدون منفذ، جلبک قرمز و نبود مرجانهای ریف ساز در برش مورد مطالعه، نشانگر اجتماع هتروژن با شرایط نیمه حاره ای است. مشابه چنین اجتماع کربناته ای با شرایط نیمه حاره ای توسط Brandano *et al.* (2009) از بخش آتارد از کشور مالتا گزارش شده است. این در حالی است که شرایط

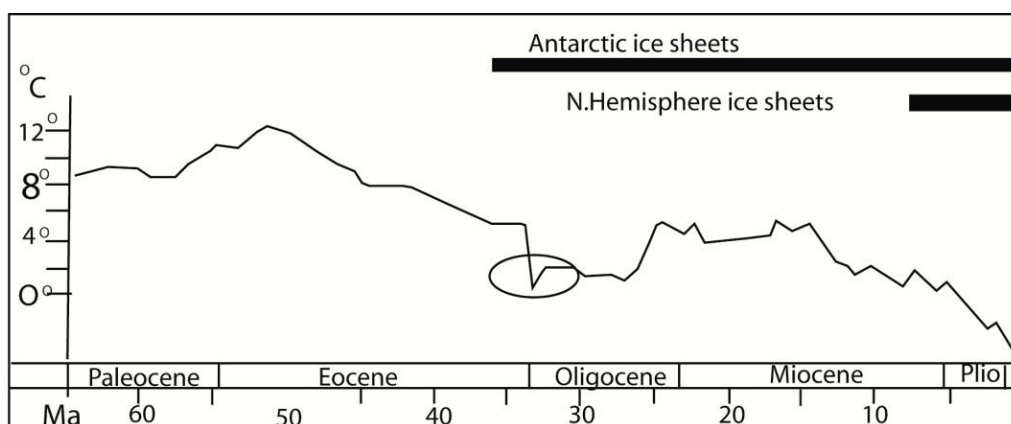
با تنوع کمتر دیده می شود (Hallock, 2001). رخساره شماره ۵ (ایمپرفوریت فرامینفرا ائید گریستون)، شماره ۷ (بایو کلاستیک ایمپرفوریت، پرفوریت فرامینفرا و کستون - پکستون) و شماره ۸ (بایو کلاستیک اینتراکلاست ایمپرفوریت فرامینفرا پکستون) بیانگر شرایط الیگوتروفی تا مزوتروفی و رخساره های شماره ۹ (سندی بایو کلاست نئوروتالیا میلیولید و کستون) و شماره ۱۰ (مادستون به همراه خرده های بیو کلاست) بیانگر شرایط مزو تا یوتروفی می باشند (شکل ۶). ریزرخساره های شماره ۲ (پلانکتونیک فرامینفرا پلوئیدال نومولیتیده بایو کلاستیک و کستون / پکستون)، شماره ۳ (بایو کلاستیک رودولیت / کورال لیدوسیکلینیده فلوتستون - رودستون) و شماره ۴ (بایو کلاستیک لیدوسیکلینیده رودستون) بیانگر شرایط الیگوتروفی می باشند (شکل ۶). در چنین حالتی مرجانهای همزیست دار مفیدترین تولید کنندگان کربنات هستند و روزن داران کفزی بزرگ با همزیست جلبکی و جلبک قرمز کورالیناسه آ، سازگارترین می باشند.

دما

دما یکی از مهمترین عوامل در کنترل فرآیندهای زیستی و توزیع پراکنندگی موجودات است. بازسازی عرضی جغرافیایی قدیمه (Alavi, 2007) حاکی از آن است که حوضه زاگرس در زمان ته نشست سازند آسماری در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی قرار داشته (Heydari, 2008) و رسوب گذاری سازند آسماری در آبهای حاره ای در شرایط الیگوتروفی - مزوتروفی تا مزوتروفی - یوتروفی صورت گرفته است (شکل ۸). دما همچنین بر تنوع روزن داران کفزی بزرگ تأثیر می گذارد به طوری که این روزن داران در آبهای کم عمق حاره ای و نیمه حاره ای دارای بیش از ۱۰ گونه هستند، ولی در دماهای بیش از ۳۰ درجه و کمتر از ۲۰ درجه از تعداد این گونه ها کاسته می شود (Beavington-

مطالعه، قطعات مرجان کمیاب بوده و قادر به ایجاد ساختمان ریفی مقاوم در مقابل امواج نبوده‌اند. در نتیجه کمبود مرجانها در بخش بالایی پهنه نوری و نبود ریف مقاوم در برابر امواج، توسعه اجتماع هتروزوئن را در ناحیه مورد مطالعه سبب شده است.

مطالعات انجام شده بر روی ایزوتوپ اکسیژن و منحنی آب و هوای جهانی (شکل ۹) حاکی از سرد شدگی در انتهای الیگوسن همراه با گسترش صفحات یخی در اقیانوس منجمد شمالی می‌باشد (Pomar & Hallock, 2008). در واقع زمان الیگوسن یک برهه زمانی مهم در انتقال گرما از الیگوسن پایانی به دوره یخچالی نئوژن می‌باشد (Brandano et al., 2009)، اما با توجه به قرارگیری ایران در عرضهای جغرافیایی پایین و نبود آثار یخچالی، به نظر نمی‌رسد این سرما اثری بر درجه حرارت آب دریا در برش مورد مطالعه داشته باشد.



شکل ۹: منحنی ایزوتوپ اکسیژن نشان دهنده سرد شدگی در الیگوسن و گسترش صفحات یخی در اقیانوس منجمد شمالی می‌باشد (Pomar & Hallock, 2008).

اجتماعات کربناته بر اساس اجزای تشکیل دهنده غالب و یا میزان وابستگی موجودات تولید کننده کربناته‌ها به نور تقسیم‌بندی می‌شوند. اجتماعات دانه‌های کربناته کلروزوئن، کلروآلگال یا اجتماعات فتوزوئن اساساً در آبهای گرمسیری تا نیمه گرمسیری یافت می‌شوند، در حالی که اجتماعات فورامول، رودآلگال، بریومول یا اجتماعات هتروزوئن خاص آبهای معتدل تا سرد بوده و ممکن است در آبهای گرمسیری

رسوب‌گذاری سازند آسماری مطابقت با اجتماعات فتوزوئن دارد. عامل اصلی در عدم گسترش اجتماع فتوزوئن در منطقه مورد مطالعه عوامل بوم شناختی می‌باشد. عوامل بوم شناختی نقش مهمی 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 درقسمتهای میانی و پایینی پهنه نوری زندگی می‌کردند (Pomar & Hallock, 2007; Brandano et al. 2009). این مشخصه با سکونت گاههای امروزی مرجانهای همزیست‌دار شاخه‌ای مغایرت دارد. تا پیش از اواخر میوسن که دمای جهانی تا حدودی بالاتر بوده است، زون مزوالیگوفوتیک سکونت گاه مناسب برای مرجانهای همزیست‌دار بوده است (Pomar & Hallock, 2007). این ویژگی مرجانها در جلوگیری از ایجاد اجتماعات فتوزوئن مهم به نظر می‌رسد. در سازند آسماری در ناحیه مورد

اجتماعات دانه‌های کربناته

اجتماعات دانه‌های کربناته (اسکلتی و غیراسکلتی) در رخساره‌های دریایی کم عمق کربناته تحت تأثیر عوامل بوم شناختی گوناگونی همچون دما، مواد غذایی، انرژی هیدرودینامیکی آب، شفافیت، عمق بستر، شوری، میزان اکسیژن محلول، غلظت CO_2 و Ca^{+2} ، نسبت Mg/Ca ، PH، نوع بستر و روندهای زیست شناختی تکاملی هستند.

تجمع ۲: این تجمع با فراوانی روزن داران کفزی منفذدار (Lepidocyclinids و Numulitids) همراه با قطعات مرجان و جلبک قرمز مشخص می شود (ریزرخساره ۲، ۳ و ۴). حضور روزن داران کفزی بزرگ و جلبک قرمز نشانگر اجتماع فورآلگال بوده که در منطقه الیگوفوتیک تا مزوفوتیک رمپ میانی طی شاتین پسین نهشته شده اند.

تجمع ۳: این تجمع با فراوانی روزن داران شناور اکتینوئید و بریوزوئر مشخص می شود (ریزرخساره ۱). فراوانی روزن داران شناور و فقدان موجودات وابسته به نور نشانگر اجتماع نانوفور بوده که در پهنه آفوتیک رمپ خارجی نهشته شده است. مشابه این اجتماعات دانه ای در تاقدیس خويز و تاقدیس بنگستان (رحمانی، ۱۳۹۰) و در تاقدیس دیل در فروافتادگی دزفول (Allahkarampour, 2012) گزارش شده است.

نتیجه گیری

۲۳ جنس و ۲۰ گونه از روزن داران در برش یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه شناسایی شده است. بر اساس بایوزوناسیون ارائه شده توسط Laursen et al. (2009) سه بایوزون تجمعی به سن شاتین پسین، آکتانین و بوردیگالین تشخیص داده شدند. تطابق بایوزونها نشان می دهد حوضه رسوبی در زمان روپلین در محل تنگ بی بی نرجس در حاشیه قرار داشته و سازند آسماری در حال رسوب گذاری بوده در حالی که منطقه کوه سیاه و سایر مناطق مورد مقایسه، در قسمت عمیق قرار داشته و سازند پابده در حال رسوب گذاری بوده است. در زمان شاتین با کم عمق شدن حوضه در تنگ بی بی نرجس، تاقدیس کوه سیاه و تنگ بند، سازند آسماری شروع به رسوب گذاری نموده، ولی تنگ نایاب، چاه پارسی ۱۹ و تنگ بولفارس در قسمتهای عمیق حوضه قرار داشته اند و همچنان سازند پابده در حال

نیز یافت شوند (Lees, 1975؛ Lees & Buller, 1972؛ Mutti & James, 1997؛ Carannante et al., 1988؛ Pomar et al., 2004 و Hallock, 2003). افزایش میزان مواد مغذی و دیرینه بوم شناسی مرجانهای زوکسانتلا عوامل اصلی کنترل کننده اجتماعات دانه های کربناته می باشند (Pomar et al., 2003؛ Mutti & Hallock, 2003؛ Brandano et al., 2005؛ Wilson & Vecsei, 2005؛ 2004). اجتماعات فورامول (متشکل از روزن داران کفزی و علفهای دریایی) شاخص منطقه یوفوتیک رمپ داخلی هستند. اجتماعات رودآلگال (متشکل از روزن داران کفزی بزرگ و جلبکهای قرمز) شاخص شرایط الیگوفوتیک رمپ میانی هستند. اجتماعات بریومول، نانوفور و مولکوفور شاخص پهنه آفوتیک رمپ خارجی می باشند (Hayton et al., 1995؛ Pomar et al., 2004؛ Mateu-Vicens et al., 2008).

سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه در بخشهای رمپ داخلی، میانی و خارجی نهشته شده است. سه تجمع اسکلتی بر اساس ساختمان اسکلت، روش زندگی، نور و میزان مواد مغذی موجود برای سازند آسماری در برش مورد مطالعه به شرح زیر تشخیص داده شده است:

تجمع ۱: این تجمع با روزن داران کفزی کوچک بدون منفذ (Triloculina, Pyrgo و Quinqueloculina) و روزن داران کفزی بزرگ (Peneroplis, Borelis, Meandropsina و Dendritina) مشخص می شود. همراه با این فونا، تعدادی از روزن داران کفزی منفذدار (Lepidocyclina و Neorotalia) نیز وجود دارند. ریزرخساره های شماره ۶، ۷، ۸، ۹ و ۱۰ نشانگر این تجمع اسکلتی هستند. اجزای اسکلتی موجود در این تجمع نشانگر اجتماع فورامول بوده و شاخص موقعیت رمپ داخلی پهنه یوفوتیک در طی آکتانین تا بوردیگالین می باشند.

شناسی مرجانهای همزیست‌دار که در این زمان قادر به ساختن ساختمانهای مقاوم ریف در برابر امواج نبوده‌اند، اجتماع هتروزوئن (فورامول، فورآلگال و نانوفور) گسترده و تشکیل شده‌اند. همچنین بر اساس نور و شوری قدیمه، برش مورد مطالعه در پهنه نوری افوتیک تا یوفوتیک و در آبهای با شوری نرمال تا هیپرسالین نهشته شده است.

رسوبگذاری بوده است. در زمان آکیتانین و بوردیگالین شرایط در همه برشها یکسان و حوضه زاگرس در حال پر شدن بوده است. بر اساس مطالعات دیرینه بوم‌شناسی، اجتماعات زیستی شناسایی شده حاکی از آن است که سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه در شرایط حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای و الیگوتروفیک تا مزوتروفیک نهشته شده که محیطی مناسب برای اجتماع فتوزوئن می‌باشد. با توجه به بوم

منابع

- رحمانی، ع.، ۱۳۹۰. چینه‌شناسی سازند آسماری در تاقدیسه‌های بنگستان و خویز و میدان نفتی پارسی. رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۱۰ ص.
- کلنات، ب.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، ۱۳۸۹. زیست‌چینه‌نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در جنوب غرب فیروزآباد. رخساره‌های رسوبی، ۳: ۷۱-۸۴.
- مطیعی، ه.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۳ ص.
- بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راههای ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۸۸ ص.
- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Unpublished Report 1074: 1-37.
- Ahmadhadi, F., Lacombe, O., & Daniel, J.M., 2007. Early reactivation of basement faults in central Zagros (SW Iran): Evidence from pre-folding fracture populations in Asmari Formation and Lower Tertiary paleogeography. In: Lacombe, O., Lave, J., Verges, J., & Roure, F., (eds.), Thrust belts and fore-land basins; from fold kinematics to hydrocarbon systems, frontiers in Earth Sciences. *Springer Verlag*, Chapter 11: 205-228.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2010. The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran. facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. *Carbonates and Evaporites*, 25: 145-160.
- Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2012. Palaeoecology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill Anticline, Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 263: 167-184.
- Beavington-Penney, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67: 219-265.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Pedly, M., 2009. Facies analysis and Palaeoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attarad Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56: 1138-1158.
- Carannante, G.M., Milliman, J.D., & Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitide indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*, 60: 333-346.

- Cosovic, V., Drobne, K., & Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform, Istrian Peninsula. *Facies*, 50: 61-75.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Agrawi, 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: 107-128.
- Flügel, E., 2004. Microfacies analysis of limestones, analysis interpretation and application, Berlin, *Springer*. 976 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Hallock, P., 1981. Production of carbonate sediments by selected large benthic foraminifera on two Pacific coral reefs. *Journal of Sedimentary Research*, 51: 467-474.
- Hallock, P., 2001. Coral reefs, carbonate sedimentation, nutrients, and global change. In: Stanley, G.D., (ed.), The history and sedimentology of ancient reef ecosystems. *Kluwer Academic/Plenum Publishers*, New York, pp. 387–427.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies. *Palaios*, 1: 55–64.
- Hayton, S., Nelson, C.S., & Hood, S.D., 1995. A skeletal assemblage classification system for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones. *Sedimentary Geology*, 100: 56-70.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., & Hatta, A., 2000. Remarks on West Pacific Nummulitidae. *Journal of Foraminifera Research*, 30: 3-28.
- 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 (12): 2182-2245.
- James, N.P., 1997. The cool-water carbonate depositional realm. In: James, N.P., & Clarke, J.A.D., (eds.), Cool-water carbonates. *SEPM Special Publication*, 56: 1–20.
- 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., & Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First international petroleum conference & exhibition*, Shiraz, Iran, 4-6: 5.
- Lees, A., 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, 19: 59–198.
- Lees, A., & Buller, A.T., 1972. Modern temperate-water and warmwater shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13: 67–73.
- Leutenegger, S., 1984. Symbiosis in benthic foraminifera, specificity and host adaptations. *Journal of Foraminiferal Research*, 14: 16–35.
- Logan, B.W., 1959. Environments, foraminiferal facies and sediments of Shark Bay, Western Australia. The *University of Western Australia*, Unpublished PhD Thesis, 287 p.
- Mateu-Vicens, G., Hallock, P., & Brandano, M., 2008. A depositional model and palaeoecological reconstruction of the Lower Tortonian distally steepened ramp of Menorca. *Palaios*, 23: 465- 481.
- Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H., & 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., & Hallock, P., 2003. Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth-Science*, 92: 465-475.

- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313-334.
- Pomar, L., Brandano M., & Westphal, H., 2004. Environmental influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627-651.
- Pomar, L., & Hallock, P., 2007. Changes in coral-reef structure through The Miocene in the Mediterranean province, Adaptive versus environmental influence. *Geology*, 35: 899-902.
- Pomar, L., & Hallock, P., 2008. Carbonate factories: A conundrum in sedimentary Geology. *Earth-Science Reviewers*, 87: 134- 169.
- Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2009. A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran. *Historical Biology*, 21: 215-227.
- Rahmani, A., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., & Ghabeishavi, A., 2012. The Asmari Formation Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khaviz and Bangestan Anticlines, in Zagros Basin, SW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 263: 1-16.
- Renema, W., & Troelstra, S. R., 2001, Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 125-146.
- Romero, J., Caus, E., & Rosell, 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 (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43-56.
- Thomas, A.N., 1948. The Asmari limestone of southwest Iran. *National Iranian Oil Company*, Report 706, unpublished.
- van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., & Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations) SW Iran. *Geological Society of London, Special Publications*, 329: 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri A., & Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros Basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 56-71.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kalanat B., & Taheri, A., 2011. Sequence stratigraphy and depositional environment of the Oligocene deposits at Firozabad section, southwest of Iran based on microfacies analysis. *Geopersia*, 1: 71-82.
- Wilson, M.E.J., & Vecsei A., 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. *Earth-Science Reviews*, 69: 133-168.

Biostratigraphy and palaeoecology of the Asmari Formation in Kuh-e-Siah anticline (north of Dehdasht) and correlation with the adjacent areas

Zare, M.^{1*}, Vaziri-Moghaddam, H.², Taheri, A.³, Ghabeishavi, A.⁴

1- M.Sc in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

3- Professor, Geology Department, Faculty of Earth Science, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

4- National Iranian South Oil Company (NISOC), Ahwaz, Iran.

*m.zare201188@yahoo.com

Introduction

The Asmari Formation is one of the most prolific reservoirs in southwest Iran. It was deposited on a carbonate platform that was developed across the Zagros Basin. Biostratigraphic zonation of the Asmari Formation was first established by Wynd (1965). Recently, Laursen *et al.* (2009) and van Buchem *et al.* (2010), based on the foraminifera associations calibrated with strontium isotope stratigraphy, introduced a new biozonation for the Asmari Formation. Some recent published research on palaeoecology and biostratigraphy of the Asmari Formation are: Laursen *et al.* (2009), Vaziri-Moghaddam *et al.*, (2010), van Buchem *et al.* (2010), Mossadegh *et al.* (2009), Rahmani *et al.* (2009) and Allahkarampour Dill *et al.* (2012).

Discussion

The thickness of the Asmari Formation in the study area is about 214.5 meter. 23 genera and 20 species of larger foraminifera have been identified in the studied section and based on their distribution, 3 foraminiferal assemblages are identified. The assemblage 1 corresponds to the biozone 3 (*Lepidocyclina- Operculina- Ditrupa*) of Laursen *et al.*, (2009; Table1) and suggests a Late Chattian age. Assemblage 2 represents the *Miogypsina-Elphidium* sp. 14- *Peneroplis farsenensis* Assemblage Zone with the Aquitanian age (biozone 5 of Laursen *et al.*, 2009). Biota of Assemblage 3 is correlated with *Borelis melo curdica - Borelis melo melo* Assemblage Zone of Laursen *et al.*, (2009) and is attributed to the Burdigalian. The distribution of larger foraminifera appears to have largely depend upon light, salinity, temperature, substrate and water turbulence (Romero *et al.*, 2002).

Salinity: According to distribution of diverse biota in the Asmari Formation, 3 different lithofacies identified that have been deposited under different salinity conditions in marine environment. The first one is normal water salinity microfacies (34-40 psu) and includes MF1 to MF4 which are characterized by diverse large benthic foraminifera (e.g. *Heterostegina*, *Spiroclipeus*, *Neorotalia* and *Miogypsinoides*) (Logan, 1959). The second one has water salinity between 40 to 50 psu and comprises porcelaneous benthic foraminifera (miliolids, *Peneroplis*, *Dendritina* and *Borelis*) and includes MF7 and MF8. The third one deposited under salinity more than 50 psu and represent by MF9 to MF 11 which form a higher percent in the sequence with low diversity of porcelaneous benthic foraminifera.

Light: Based on the light-dependency of particular organisms, a number of zones can be recognized in the Asmari Formation ranging from euphotic, mesophotic, oligophotic and aphotic (Pomar, 2001).

Nutrients: Nutrient supply is a basic palaeoecological control on biotic communities. Nutrient gradients in marine environments are classified as: oligotrophic, mesotrophic, eutrophic and hypertrophic (Hallock, 2001; Mutti & Hallock, 2003; Pomar *et al.*, 2004). The Asmari Formation in the study area was mainly deposited under mosotrophic to oligotrophic conditions.

Carbonate grain associations: The Asmari Formation in kuh-e Siah anticline formed in the inner, middle and outer carbonate ramp setting. Three faunal grain assemblages (foramol, foralgal and nannofor), based on skeletal structure, lifestyle, light and available nutrient, were defined for the Asmari Formation.

The main components in MF1 comprise planktonic foraminifera and fragments of Mollusca shells. The abundance of planktonic foraminifera and absence of photosymbiont bearing taxa suggests deposition in the aphotic zone of an outer ramp setting that could be interpreted as a nannofor association (Mateu-Vicense *et al.*, 2008). The marked occurrence of the large benthic foraminifera along with corallinacean red algae in MF2-MF4 could be interpreted as a foralgal association (Pomar *et al.*, 2004; Wilson & Vecsei, 2005), deposited in the oligophotic to mesophotic zones of a middle ramp setting during the Late Chattian times. The main

biogenic components in MF6-MF10 are a foramol association (Lees & Buller, 1972; Mutti & Hallock, 2003), related to the euphotic zone of an inner ramp setting during the Aquitanian to Burdigalian times.

Results

This study led to identification of 23 genera and 20 species of benthic foraminifera in the Asmari Formation in the Kuh-e-Siah anticline (north of Dehdasht). Based on the distribution of foraminifera, 3 assemblage zones are recognized. The Asmari Formation at the study area is Late Chattian – Burdigalian in age. Based on skeletal associations (especially large benthic foraminifera and coralline red algae) the following palaeoecological factors are recognized for deposition of the Asmari Formation in the study area including: water salinity of 34psu to more than 50psu, tropical to subtropical environments; oligotrophic to mesotrophic conditions and grain associations of foramol, foralgal and nannofor.

Keywords: Paleocology; Biostratigraphy; Benthic foraminifera; Asmari Formation.

References

- Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2012. Palaeoecology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill Anticline, Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 263: 167-184.
- Hallock, P., 2001. Coral reefs, carbonate sedimentation, nutrients, and global change. In: Stanley, G.D., (ed.), The history and sedimentology of ancient reef ecosystems. *Kluwer Academic/Plenum Publishers*, New York, pp. 387–427.
- 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., & Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First international petroleum conference & exhibition*, Shiraz, Iran, 4-6: 5.
- Lees, A., & Buller, A.T., 1972. Modern temperate-water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13: 67–73.
- Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H., & Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272: 17-36.
- Mateu-Vicens, G., Hallock, P., & Brandano, M., 2008. A depositional model and palaeoecological reconstruction of the Lower Tortonian distally steepened ramp of Menorca. *Palaios*, 23: 465- 481.
- Mutti, M., & Hallock, P., 2003. Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth-Science*, 92: 465-475.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313-334.
- Pomar, L., Brandano M., & Westphal, H., 2004. Environmental influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627-651.
- Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2009. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran. *Historical Biology*, 21: 215-227.
- Romero, J., Caus, E., & Rosell, 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 (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43-56.
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., & Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations) SW Iran. *Geological Society of London, Special Publications*, 329: 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., & Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros Basin, Iran: Microfacies, palaeoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 56-71.
- Wilson, M.E.J., & Vecsei, A., 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. *Earth-Science Reviews*, 69: 133-168.
- Wynd, J., 1965. Biofacies of Iranian oil consortium agreement area. *Iranian Oil Offshore Company Report*, no. 1082, unpublished.