

## بازسازی شرایط دیرینه بوم‌شناسی سازند قم در نواحی کهک، نوبران و اندآباد (حوضه پشت کمان قم)

مهديه مهيد<sup>۱</sup>، امراه صفری<sup>۲\*</sup>، حسين وزيری مقدم<sup>۲</sup>، علي صيرفيان<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

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

\*پست الکترونیک: safari@sci.ui.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۲/۱۹

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۰/۱

### چکیده

به منظور بازسازی شرایط دیرینه بوم‌شناسی رسوبات الیگوسن - میوسن حوضه دریایی قم، سه برش چینه‌شناسی به ترتیب در نواحی کهک (جنوب قم)، نوبران (شمال غرب ساوه) و اندآباد (شمال غرب زنجان) انتخاب گردید. در مجموع از نواحی کهک ۱۴۶ نمونه، اندآباد ۱۳۷ نمونه و نوبران ۱۱۸ نمونه برداشت شد. سازند قم در هر سه ناحیه شامل تناوبی از شیل و سنگ آهک است. این سازند در نواحی اندآباد و نوبران بر روی سازند قرمز پایینی و در ناحیه کهک بر روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قرار دارد. مرز بالایی سازند قم نیز در نواحی کهک و اندآباد با سازند قرمز بالایی و در ناحیه نوبران به صورت ناپیوستگی با آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده است. بر اساس مطالعات زیست چینه‌نگاری، سن رسوبات سازند قم در ناحیه کهک روپلین - شاتین، در ناحیه نوبران آکیتانین و در ناحیه اندآباد بوردیگالین تعیین شد. از دیدگاه دیرینه بوم‌شناختی، طی زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نوبران) و بوردیگالین (اندآباد) دریایی با شوری غالباً متوسط تا بالا حاکم بوده است. در طی زمان‌های یاد شده شرایط نوری یوفوتیک و شرایط غذایی الیگوتروفیک - مزوتروفیک حکمفرما بوده است. عمق دیرینه آب دریا در نواحی کهک (روپلین - شاتین) و اندآباد (بوردیگالین) کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۳۰ متر و در نوبران (آکیتانین) عمق کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۴۰ متر در نوسان بوده که نشان دهنده عمق بیشتر دریا در زمان آکیتانین می‌باشد. در نواحی مورد مطالعه حضور فراوان مرجان‌ها، جلبک‌های قرمز و روزن‌داران کف‌زی بزرگ گویای شرایط آب و هوایی گرمسیری - نیمه گرمسیری (۱۸ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد) و اجتماعات کربناته از نوع هتروژن بوده و شامل دو اجتماع دانه‌ای (فورامل و فورآلگال) می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** نئوتتیس؛ دیرینه بوم‌شناسی؛ سازند قم؛ کهک؛ نوبران؛ اندآباد.

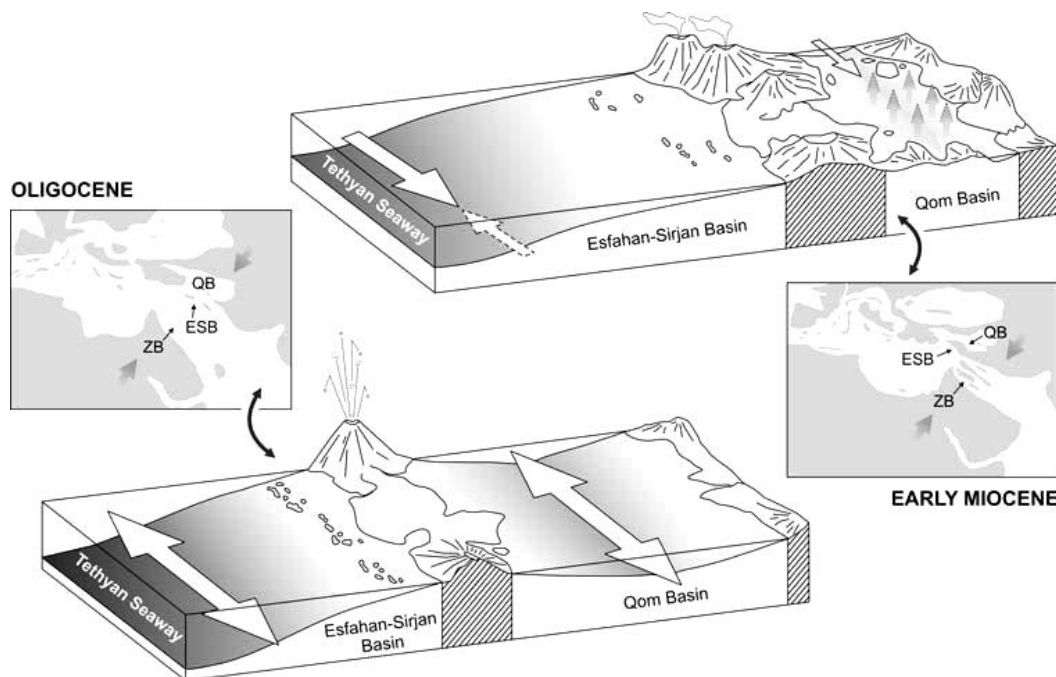
### مقدمه

پیشین در بین محققان مورد اختلاف است (Alavi, 2004؛ Vincent & Vincent *et al.*, 2005؛ Agard *et al.*, 2005؛ Horton *et al.*, 2007؛ Allen & Armstrong, 2008؛ *et al.*, 2008). در طی سنوزوئیک (پالئوژن) بخش اعظمی از رسوبات مربوط به حاشیه شمالی و جنوبی پالئوتتیس توسط

حوضه آبراهه تتیس بین دو ابر قاره گندوانا و اوراسیا قرار داشته است (Reuter *et al.*؛ Harzhauser & Piller, 2007؛ *al.*, 2009). این حوضه در اثر برخورد دو ابر قاره مذکور و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس تشکیل شده و زمان این برخورد از زمان کرتاسه پسین تا ائوسن پسین - الیگوسن

(Reuter *et al.*, 2009; Harzhauser & Piller, 2007).  
 Reuter *et al.* (2009) معتقدند که این حوضه توسط کمان  
 ماگمایی ارومیه - دختر به دو زیرحوضه پیش کمان اصفهان  
 - سیرجان و زیرحوضه پشت کمان قم تقسیم شده است  
 (شکل ۱). علاوه بر این، حوضه دریایی قم توسط  
 Mohammadi *et al.* (2013) به سه زیرحوضه پشت  
 کمان قم، کمان ماگمایی ارومیه - دختر و پشت کمان  
 اصفهان - سیرجان تفکیک شده است. در این تحقیق تلاش  
 شده است شرایط دیرینه بوم‌شناسی (عوامل محیطی شامل  
 نور، دما، مواد غذایی، بستر زیست، شوری و عمق)  
 حوضه پشت کمان قم بر اساس روزن‌داران کفزی و  
 دیگر فونای وابسته به نور (مرجان، کورالیناسه آ و...) مورد  
 بررسی قرار گیرد.

پوسته روزن‌داران کفزی بزرگ تامین شده است  
 (Yordanova & Hohenger, 2007). روزن‌داران  
 کفزی به ویژه روزن‌داران کفزی بزرگ به تغییرات  
 شرایط محیطی حساس هستند (Toler & Hallock, 1998).  
 از جمله مهمترین عواملی که بر نحوه پراکندگی روزن‌داران  
 کفزی مؤثر هستند، می‌توان به مواد غذایی، شوری، بستر،  
 نور، عمق و دما اشاره کرد (Hallock & Schlager, 1986;  
 Mutti & Hallock, 2003; Carannante *et al.*, 1988;  
 Pomar *et al.*, 2004; Wilson & Vecsei, 2005).  
 با مطالعه شرایط محیطی روزن‌داران امروزی و مقایسه آن با  
 نمونه‌های فسیلی می‌توان به تغییرات شرایط محیطی دیرینه  
 پی‌برد (Geel, 2000). سازند قم در حوضه دریایی در  
 حاشیه شمالی آبراهه تیس تشکیل شده است



شکل ۱: نمایش شماتیکی از نئوتیس و محل قرارگیری حوضه زاگرس (ZB)، حوضه پشت کمان ماگمایی قم (QB) و حوضه پیش کمان اصفهان - سیرجان (ESB) (Harzhauser & Piller, 2007; Reuter *et al.*, 2009).

تقسیم کرد (آقائاتی، ۱۳۸۵؛ Heydari, 2008). فعالیت‌های  
 آتش‌فشانی موجود در صفحه ایران مرکزی طی ائوسن به  
 فرورانش صفحه افریقایی - عربی به زیر صفحه ایران  
 مرکزی نسبت داده شده است (Berberian & King,

### زمین‌شناسی منطقه

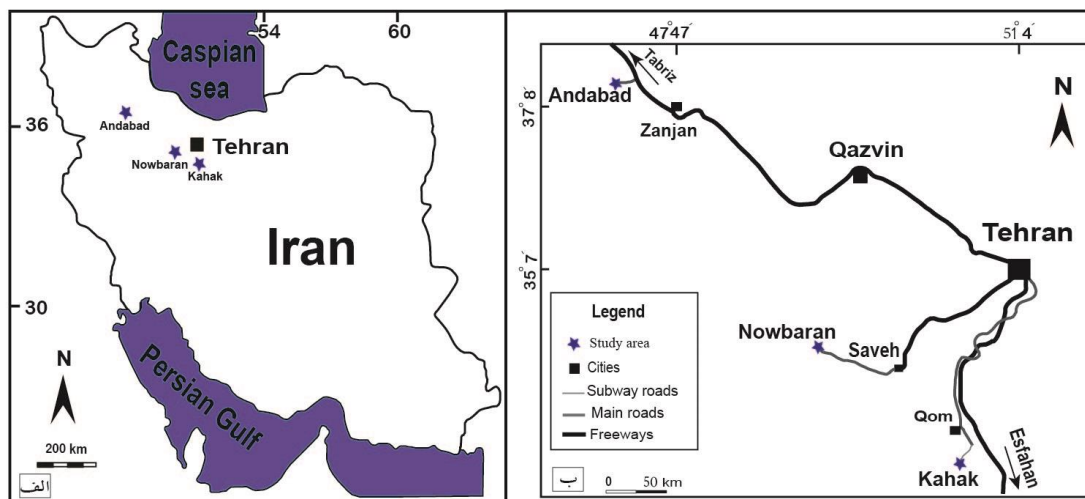
صفحه ایران را می‌توان به هشت پهنه ساختاری - رسوبی  
 شامل زاگرس، سندج - سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه -  
 دختر، ایران مرکزی، البرز، کپه‌داغ، لوت و مکران

### مطالعات پیشین

از اولین مطالعات دیرینه بوم‌شناسی انجام شده در سازند قم می‌توان به مطالعه دیرینه بوم‌شناسی و بررسی جغرافیای دیرینه زیستی مرجان‌های الیگوسن تا میوسن پیشین اشاره نمود (Schuster & Wieland, 1999). دهقان و صفری (۱۳۹۰) به مطالعه دیرینه بوم‌شناسی سازند قم در ناحیه جنوب کاشان پرداخته‌اند. همچنین Behforouzi & Safari (2011) سازند قم را در ناحیه شمال غرب کاشان را مورد مطالعه قرار داده‌اند. از دیگر مطالعات انجام شده در این زمینه می‌توان به بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در منطقه نطنز (صیرفیان و همکاران، ۱۳۸۵)، بررسی گسترش چینه‌شناسی روزن‌داران کفزی سازند قم در غرب ساوه (دانشیان و یزدانی، ۱۳۸۵)، روزن‌داران سازند قم دربرش قصر بهرام در دامنه‌های شمال غربی سیاه کوه در جنوب گرمسار (دانشیان و درخشانی، ۱۳۸۷)، تعیین عمق دیرینه و دیرینه بوم‌شناسی سازند قم به وسیله مرجان‌های کلنی‌ساز در منطقه دیزلو ( Yazdi et al., 2012)، زیست چینه‌نگاری و بازسازی شرایط بوم‌شناختی بر اساس مرجان‌های ریفی اسکلراکتینای توالی روپلین - شاتین سازند قم در شمال شرق دلیجان ( Karevan et al., 2014)، مطالعه زیست چینه‌نگاری و سازندگان زیستی سازند قم در شمال غرب آباد در حوضه پیش‌کمان ماگمایی واقع در حاشیه شمال شرقی آبراهه تئیس (Mohammadi & Ameri, 2015) اشاره کرد و همچنین مطالعات صورت گرفته توسط محمدیان اصفهانی و صفری (۱۳۹۲)، دهقان و صفری (۱۳۹۰)، منصوری و صفری (۱۳۹۳)، Amirshahkarami & Karavan (2014)، Daneshian et al. (2017)، Abbassi et al. (2016)، Daneshian et al. (2017)، Maghfori & Ghanbari (2017)، Daneshian & Ghanbari (2017)، Moghadam et al. (2017)، Zágorské et al. (2017).

Agard et al., Stampfli & Borel, 2002؛ 1981). این فعالیت‌های آتش‌فشانی به بالا آمدگی پوسته قاره‌ای در پهنه ایران مرکزی و ایجاد شرایط قاره‌ای منجر شده است (Morley et al., 2009). حاصل این شرایط قاره‌ای ته‌نشینی رسوبات قاره‌ای متعلق به سازند قرمز پایینی در صفحه ایران مرکزی است (آقابات، ۱۳۸۵؛ Morley et al., 2009). فرونشینی پوسته قاره‌ای به علت اتمام فعالیت‌های آتش‌فشانی باعث پیش‌روی آب دریا در پهنه ایران مرکزی طی الیگوسن تا اوایل میوسن شده است (آقابات، ۱۳۸۵؛ Morley et al., 2009). چنین شرایطی به ته‌نشست توالی عظیمی از رسوبات آهکی و مارنی متعلق به سازند قم در صفحه ایران مرکزی منجر شده است (Rahaghi, 1973, 1976, 1980؛ Bozorgnia, 1966؛ Daneshian & Ramezani؛ Okhravi & Amini, 1998؛ Dana, 2007؛ Reuter et al., 2009). سازند قم در ناحیه کهنک با ناپیوستگی بر روی سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن و به طور ناپیوسته در ریز سازند سرخ بالایی قرار گرفته است. این ردیف رسوبات در این ناحیه با ضخامت ۶۴۵ متر شامل تناوبی از شیل و سنگ آهک در بخش زیرین و بخش عمدتاً سنگ آهکی در بالای توالی می‌باشند. در ناحیه نوبران مرز زیرین سازند قم به صورت ناپیوستگی با سازند سرخ زیرین بوده و توسط رسوبات آبرفتی عهد حاضر پوشیده شده است و ضخامت ۴۵۸ متری دارد که در ابتدای توالی شامل تناوب شیل و سنگ آهک بوده، در بخش میانی از ردیف رسوبات آهکی تشکیل شده و در بخش انتهایی مشتمل بر تناوبی از شیلی و سنگ آهک است. در ناحیه اند‌آباد سازند قم با ناپیوستگی بر روی سازند قرمز زیرین و با ناپیوستگی در زیر سازند قرمز بالایی قرار گرفته است و مشتمل بر ۲۲۰ متر ضخامت از ردیف رسوبات شیلی است که به سنگ آهک ختم می‌شود.

کهک با مختصات جغرافیایی  $20^{\circ} 50' 50''$  طول شرقی و  $34^{\circ} 23' 1''$  عرض شمالی در سه کیلومتری جنوب شرق شهرستان کهک واقع در جنوب استان قم قرار دارد. ناحیه نوبران نیز در سه کیلومتری شهرستان نوبران (شمال غرب شهر ساوه) با مختصات جغرافیایی  $49^{\circ} 41' 00''$  طول شرقی و  $22^{\circ} 5' 05''$  عرض شمالی واقع شده است و ناحیه اندآباد با مختصات جغرافیایی  $28^{\circ} 59' 47''$  طول شرقی و  $36^{\circ} 48' 12/6''$  عرض شمالی در ۱۹ کیلومتری شمال شرق شهر ماه‌نشان (شمال غرب زنجان) قرار گرفته است (شکل‌های ۲ و ۳).



شکل ۲: الف) موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه بر روی نقشه ایران؛ ب) نقشه راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه

مورد مطالعه گرفت. بافت رسوبی مقاطع نازک براساس منابعی مانند Dunham (1962) و Embry & Klovan (1972) بررسی شدند و تفسیر ریزرخساره‌های مورد مطالعه براساس منابعی مانند Romero *et al.* (2002)، Wilson & Evans (2002)، Brandano *et al.* (2009) و Pomar *et al.* (2014) انجام گردید. تفسیر شرایط نوری در محیط دیرینه توسط Pomar (2001) و تعیین شرایط دیرینه غذایی توسط Mutti & Hallock (2003) برای نواحی استوایی و نیمه استوایی ارائه شده است. به منظور بررسی شرایط شوری از نتیجه مطالعه Mossadegh *et al.* (2009) بر روی سازند آسماری استفاده گردیده است.

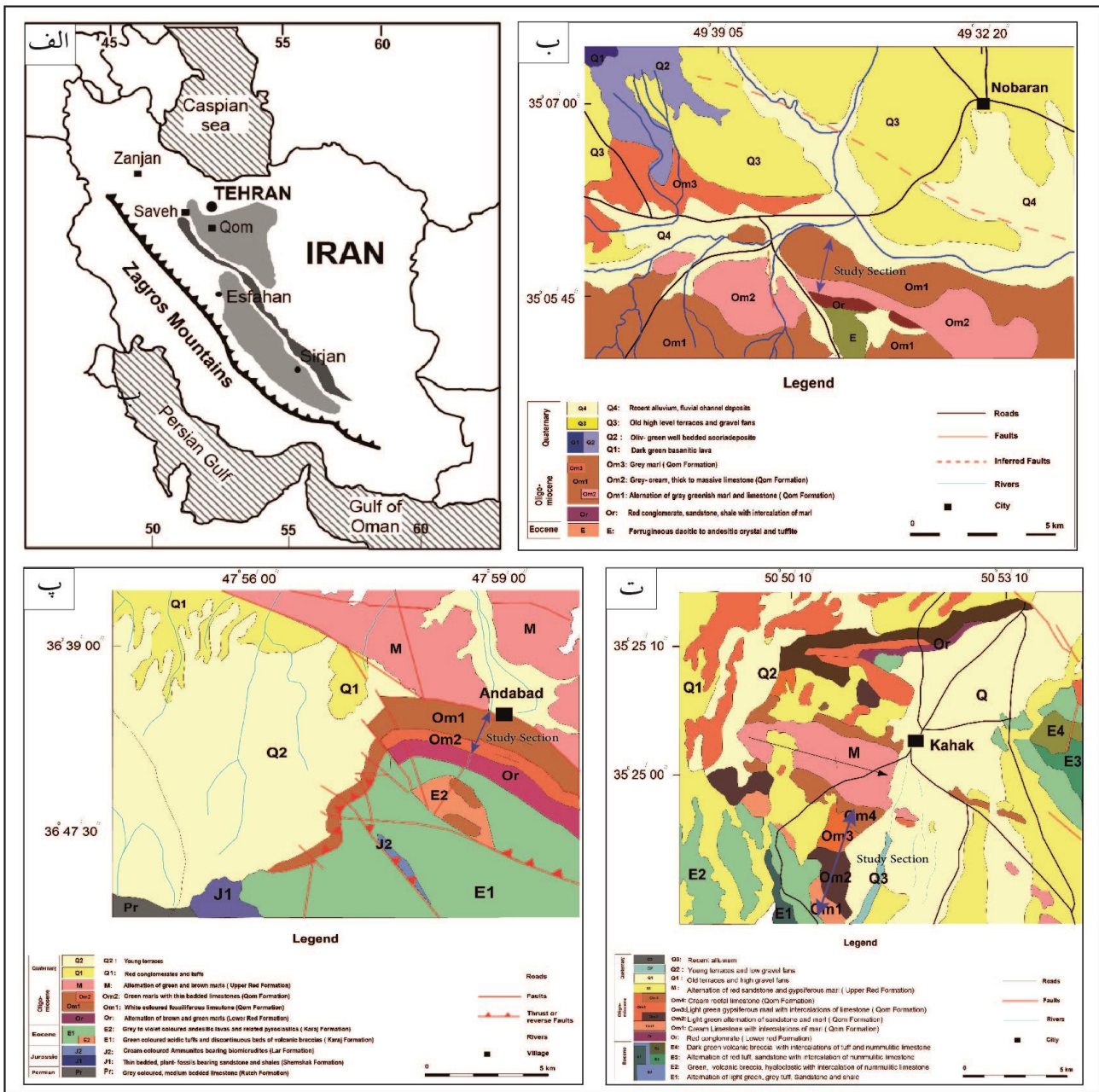
Mohammadi *et al.*, (2018) Holakouee *et al.*, (2018) Yazdi-Moghadam *et al.*, (2018) Basso *et al.*, (2019) Daneshian & Ramezani Dana Pedrama *et al.*, (2019) Parandavar & Hadavi, (2019) *al.* (2019) اشاره کرد.

## روش مطالعه

به منظور بررسی شرایط دیرینه بوم‌شناسی حوضه دریایی پشت کمان قم سه برش چینه نگاری از سازند قم در نواحی کهک، نوبران و اندآباد و در جهت جنوب شرقی - شمال غربی حوضه دریایی قم انتخاب گردید. برش چینه‌شناسی

در مجموع از ناحیه کهک ۱۱۶ نمونه سنگ آهکی و ۳۰ نمونه شیلی، از ناحیه نوبران ۹۴ نمونه سنگ آهکی و ۲۴ نمونه شیلی و از ناحیه اندآباد ۱۲۲ نمونه سنگ آهکی و ۱۵ نمونه شیلی برای مطالعه شرایط دیرینه بوم‌شناختی سازند قم برداشت گردید.

از نمونه‌های سنگ آهکی مقاطع نازک تهیه شد و میکروفسیل‌های موجود در نمونه‌های نرم شیلی نیز با استفاده از آب حاوی هیدروژن پراکساید ( $H_2O_2$ ) با غلظت ۱۰ درصد و روش انجماد و ذوب جداسازی شدند. ریزرخساره‌های موجود در نواحی مورد مطالعه بر اساس بافت رسوبی، اندازه دانه، ترکیب دانه‌ها و محتوای فسیلی



شکل ۲: الف) نقشه حوضه‌های پیش‌کمان و پس‌کمان قم (برگرفته از Reuter et al., 2009); ب) نقشه زمین‌شناسی نوبران (جمشیدی و همکاران، ۱۳۸۰); پ) نقشه زمین‌شناسی کهک (قلمقاش و باباخانی، ۱۳۷۷); ت) نقشه زمین‌شناسی اندآباد (برگرفته از لطفی، ۱۳۸۰).

مقاطع نازک تعريف کردند. اين سه نمودار برای شرایط غذایی اليگوتروفیک، اليگومزوتروفیک و مزوتروفیک تعريف شده است. در نواحی مورد مطالعه نسبت ضخامت به قطر (T/D) متعلق به جنس *Amphistegina* اندازه‌گیری و عمق دیرینه دریای قم در نواحی مذکور با توجه به شرایط

Mateu-Vicens et al. (2009) عنوان کرده‌اند نسبت ضخامت به قطر (T/D) در جنس *Amphistegina* می‌تواند برای تعیین عمق آب دریا مورد استفاده قرار گیرد. این محققان سه نمودار بر اساس اندازه‌گیری نسبت ضخامت به قطر (T/D) در برش‌های محوری جنس *Amphistegina* در

فونی شناسایی گردید. نبود جنس *Nummulites* در این تجمع فونی متعلق به توالی مورد مطالعه و تشابه فونی این تجمع با زیست‌زون تجمعی *Lepidocyclina-Ehrenberg et al.* (2007)، *Operculina-Ditrupe* معرفی شده توسط *van Buchem et al.* (2009) و *al.* (2010) نشان می‌دهد که توالی مورد مطالعه در ناحیه کهک در روپلین - شاتین ته‌نشین شده است.

### ناحیه نوبران

در ناحیه نوبران تنها یک تجمع فونی حضور دارد که از نظر ترکیب فسیلی با زیست‌زون تجمعی *Miogypsina-Elphidium* *Ehrenberg et al.* sp. 14-*Peneroplis farsenensis* در نوشته *van Buchem et al.* (2007)، *al.* (2010) مطابقت دارد. این محققین سن تجمع فونی یاد شده را آکیتانین تعیین کرده‌اند. علاوه بر این، گونه‌های پلاتکتونی مانند *Globigerinoides cf. angulisuturalis* و *Globigerina cf. subquadratus* در توالی مورد مطالعه حضور دارند. گونه *Globigerina cf. angulisuturalis* از اشکوب پریابونین تا اشکوب آکیتانین و همچنین گونه *Globigerinoides cf. subquadratus* از اشکوب آکیتانین تا اشکوب تورتونین گزارش شده است (BouDagher-Fadel, 2012). بر اساس شواهد ارائه شده در بالا سن توالی سازند قم در ناحیه نوبران اشکوب آکیتانین می‌باشد.

### ناحیه اندآباد

روزن‌داران کفزی شناسایی شده در توالی سازند قم در ناحیه اندآباد را می‌توان در یک تجمع فونی معرفی کرد. این تجمع فونی از نظر ترکیب روزن‌داران کفزی با زیست‌زون تجمعی *Borelis melo curdica-Borelis melo melo* در نوشته *Ehrenberg et al.* (2007)، *al.* (2009) و *van Buchem et al.*

غذایی غالب تعیین گردید. دیگر شاخص‌های دیرینه بوم‌شناختی مانند دما و بستر زیست بر اساس منابع مختلف در نواحی مورد مطالعه بررسی گردید.

### تعیین سن برش‌های مورد مطالعه

محققان معتقد هستند که سازند قم در قسمت‌های مختلف حوضه رسوبی سازند قم دارای سنین مختلفی می‌باشد (Mohammadi et al., 2013). بر این اساس سه توالی از سازند قم با سنین مختلف در نقاط متفاوت زیرحوضه پشت کمان قم برای بررسی تغییرات شرایط دیرینه بوم‌شناسی سازند مذکور طی اشکوب‌های روپلین، شاتین، آکیتانین و بوردیگالین انتخاب گردید. تشابه بین مجموعه روزن‌داران کفزی سازندهای قم و آسماری توسط محققین مختلف تأکید شده است (برای مثال: Stöcklin, 1952؛ Kashfi, 1988؛ Bozorgnia, 1966). بر اساس آنالیز ایزوتوپ استرانسیوم و مقایسه آن با تحولات شناخته شده در تجمعات فسیلی، چند زیست‌زون در سازند آسماری معرفی شده است (Ehrenberg et al., 2007؛ Laursen et al., 2009؛ van Buchem et al., 2010). لذا در نواحی مورد مطالعه این پژوهش، از نتایج این محققین برای تعیین سن سازند قم استفاده شده است.

### ناحیه کهک

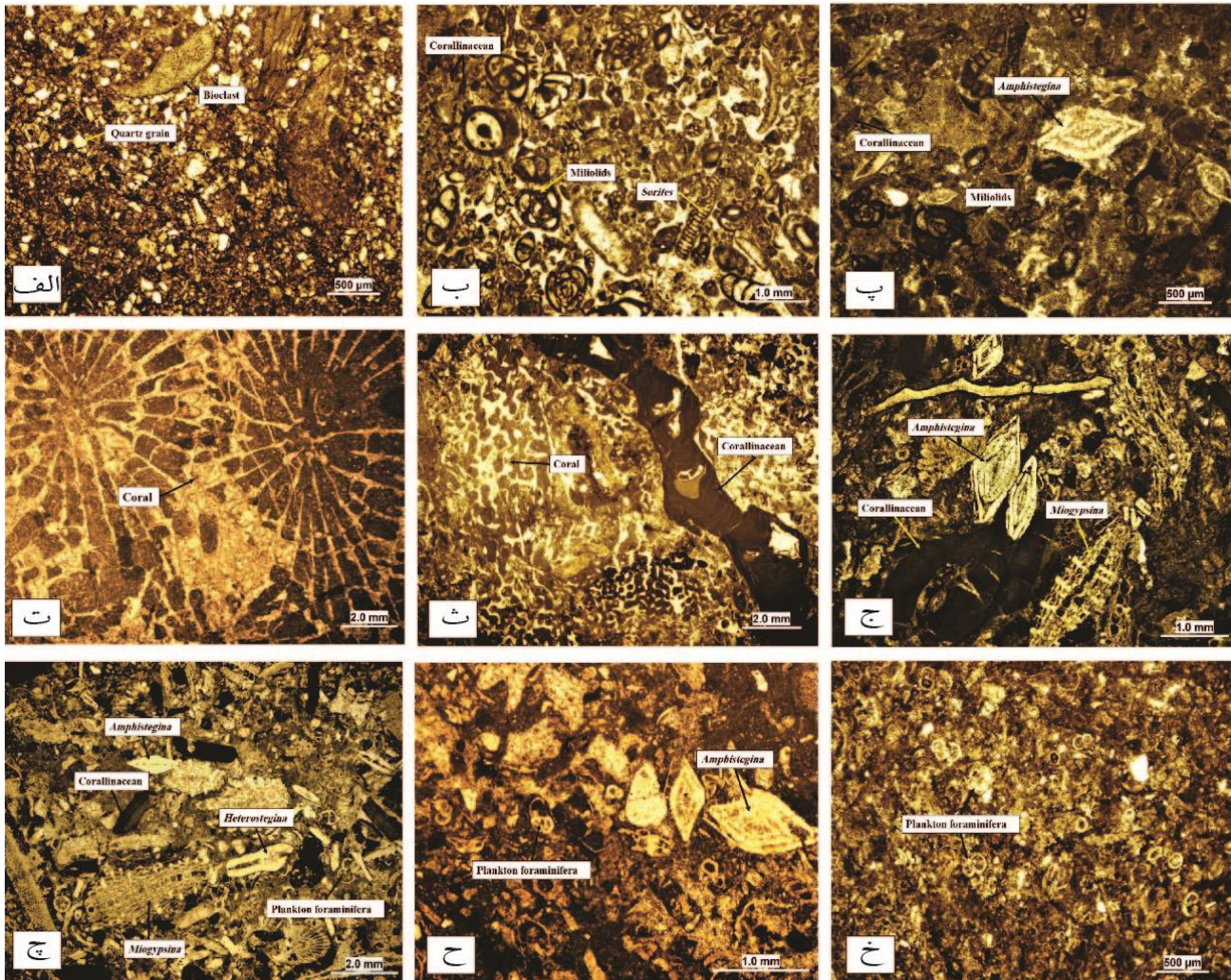
باور محققین بر این است که انقراض جنس *Nummulites* در حوضه زاگرس (سازند آسماری) در مرز بین اشکوب‌های روپلین و شاتین اتفاق افتاده است (Ehrenberg et al., 2007؛ Laursen et al., 2009؛ van Buchem et al., 2010؛ Mohammadi & Ameri, 2015). نیز بر این عقیده هستند که انقراض جنس *Nummulites* در مرز بین اشکوب‌های روپلین و شاتین در حوضه قم رخ داده است. در ناحیه کهک تنها یک تجمع



### ریزرخساره‌ها

با مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی، ۹ ریزرخساره کربناته و یک رخصاره آواری (شیل) در نواحی مورد مطالعه تشخیص داده شد (شکل ۴). در ادامه به بررسی اجمالی این ریزرخساره‌ها و رخصاره آواری (شیل) پرداخته می‌شود:

(2010) مطابقت دارد. ایشان به سن بوردیگالین برای تجمع فونی یاد شده باور دارند. علاوه بر این، Jones *et al.* (2006) معتقدند زیرگونه *Borelis melo curdica* در اشکوب بوردیگالین در حوضه نئوتیس ظاهر می‌شود. در نتیجه می‌توان سن بوردیگالین را برای رسوب‌گذاری سازند قم در ناحیه اندآباد متصور بود.



شکل ۴: ریزرخساره‌های موجود در مناطق مورد مطالعه: الف) سندی بایوکلیست و کستون - پکستون (MF1); ب) بایوکلیست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ و کستون - پکستون (MF2); پ) بایوکلیست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار و کستون - پکستون (MF3); ت) کورال بانداستون (MF4); ث) کورال کورالیناسه‌آ فلوتستون - رودستون (MF5); ج) بایوکلیست کورالیناسه‌آ روزن‌داران منفذدار فلوتستون - رودستون (MF6); چ) بایوکلیست کورالیناسه‌آ پلاژیک - پرفریت فرامینیفرا و کستون - پکستون (MF7); ح) بایوکلیست پلاژیک بنتیک فرامینیفرا و کستون - پکستون (MF8); خ) بایوکلیست پلاژیک فرامینیفرا و کستون - پکستون (MF9).

از اجزای فرعی می‌توان به خرده‌های بریوزئر و روزن‌داران کفزی (*Peneroplis*, *Archias*, *Borelis*, *Textularia*) و

### MF1: سندی بایوکلیست و کستون - کستون

توصیف: اجزای اصلی این ریزرخساره شامل میلیولید، خرده‌های دو کفه‌ای، استراکد و خارپوست می‌باشد.

**توصیف:** روزن‌داران بدون منفذ (میلیولید، *Borelis*، *Archias*، *Dendritina*، *Peneroplis* و *Meandropsina*)، روزن‌داران منفذدار (*Neorotalia*، *Amphistegina*) و جلبک قرمز *Heterostegina* و *Miogyopsina* از اجزای اصلی این ریزرخساره هستند. از اجزای فرعی این ریزرخساره می‌توان به خرده‌های مرجان، بریوزتر، شکم‌پا، خارپوست، دوکفه‌ای، استراکد و روزن‌داران کفزی کوچکی مانند روتالیدهای ریز و *Textularia* اشاره کرد (شکل ۴). این ریزرخساره را می‌توان در سه ناحیه مشاهده کرد.

**تفسیر:** رسوبات حاوی روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ و همچنین جلبک قرمز کورالیناسه‌آ در یک محیط لاگونی نیمه محصور رسوب‌گذاری کرده‌اند (Romero et al., 2002؛ Beavington-Penney et al., 2006؛ Afzal et al., 2011؛ Nebelsick et al., 2013).

#### MF4: کورال بانداستون

**توصیف:** این ریزرخساره از مرجان‌هایی تشکیل شده است که در صحرا به صورت کلنی‌های پراکنده و ریف‌های تکه‌ای<sup>۱</sup> و غیرقابل ردیابی دیده می‌شوند. در رسوبات بین مرجان‌های موجود در ریف‌های تکه‌ای می‌توان روزن‌دارانی مانند میلیولید و خرده‌های جلبک قرمز کورالیناسه‌آ، دوکفه‌ای، استراکد و خارپوست را به صورت فرعی مشاهده کرد (شکل ۴). این ریزرخساره در سه ناحیه مشاهده گردیده است.

**تفسیر:** ریف‌های تکه‌ای عموماً در لاگون‌های نیمه محصور با ورود زیاد مواد آواری تشکیل می‌گردند (Riegl et al., 2010؛ Beresi et al., 2016). مشابه این ریزرخساره از سازندهای آسماری و قم گزارش شده است

(*Meandropsina*) اشاره کرد (شکل ۴). این ریزرخساره در هر سه ناحیه دیده می‌شود.

**تفسیر:** حضور فراوان میلیولید، خرده‌های صدف مانند شکم‌پا و دانه‌های آواری (کوارتز) در محیط نشانگر یک محیط لاگونی محصور است (Romero et al., 2002؛ Pomar et al., 2002). همچنین (Wilson & Evans, 2002) باور دارند رسوبات کربناته حاوی ذرات تخریبی آواری مانند کوارتز می‌توانند در باتلاق‌های موجود در بخش‌های کم عمق (به طرف ساحل) محیط لاگونی تشکیل شوند.

#### MF2: بایوکست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ و کستون - پکستون

**توصیف:** از اجزای اصلی این ریزرخساره می‌توان به میلیولید، *Borelis*، *Archias*، *Sorites* و *Dendritina* و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ اشاره کرد. خرده‌های مرجان، بریوزتر، شکم‌پا، خارپوست، دوکفه‌ای و استراکد و همچنین روتالیدهای ریز از اجزای فرعی ریزرخساره محسوب می‌شوند (شکل ۴). این ریزرخساره در نواحی اندآباد و کهک حضور دارد.

**تفسیر:** حضور همزمان روزن‌داران بدون منفذ به همراه جلبک قرمز کورالیناسه‌آ در رسوبات نشان دهنده یک محیط لاگونی نیمه محصور با انرژی محیط بالا است (Renema, 2006؛ Beavington-Penney et al., 2004؛ Pomar et al., 2017؛ Tomassetti et al., 2016). مشابه این ریزرخساره را می‌توان در سازندهای آسماری و جهرم مشاهده کرد (Vaziri Moghaddam et al., 2006؛ Taheri et al., 2008؛ Taheri, 2010).

#### MF3: بایوکست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار و کستون - پکستون



Mohammadi *et al.*, Amirshahkarami *et al.*, 2007)؛  
(Seddighi *et al.*, 2012؛ 2011).

#### MF5: کورال کورالیناسه آفلوتستون - رودستون

**توصیف:** از اجزای اصلی این ریزرخساره می‌توان به مرجان و جلبک قرمز کورالیناسه اشاره کرد. روزن‌داران منفذدار (مانند *Amphistegina*، *Miogypsina* و افراد متعلق به خانواده روتالیده)، روزن‌داران بدون منفذ (مانند میلیولید، *Dendritina* و *Borelis*) و همچنین خرده‌های شکم‌پا، خارپوست، دوکفه‌ای و استراکد از اجزای فرعی این ریزرخساره هستند (شکل ۴). این ریزرخساره در هر سه ناحیه مورد مطالعه مشاهده شده است.

**تفسیر:** فراوانی خرده‌های مرجان و جلبک قرمز کورالیناسه آ نشان دهنده محیط پروکسیمال شلف میانی است (Pomar *et al.*, 2017). محققان بر این باور هستند که چنین ریزرخساره‌ای در ریز سطح اثر امواج عادی تشکیل شده است (Flugel, 2010; Sarkar, 2017). این ریزرخساره از سازندهای قم و شهبازان توسط افراد گزارش شده است (محمدیان اصفهانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ قنبرلو و همکاران، ۱۳۹۶).

#### MF6: بایوکلست کورالیناسه آ روزن‌داران منفذدار فلوستون - رودستون

**توصیف:** جلبک قرمز کورالیناسه آ، بریوزئر و روزن‌داران (*Heterostegina*، *Spiroclypeus*، *Amphistegina*، *Lepidocyclina* و *Neorotalia*) اجزای اصلی این ریزرخساره محسوب می‌شوند. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل خرده‌های بریوزئر، مرجان، دوکفه‌ای، خارپوست و میلیولید است (شکل ۴). این ریزرخساره در تمامی نواحی مورد مطالعه قابل مشاهده است.

**تفسیر:** حضور روزن‌داران منفذدار بزرگ و جلبک قرمز کورالیناسه آ در رسوبات دریایی حاکی از محیط پروکسیمال شلف میانی است (Brandano *et al.*, 2009)؛ Brandano *et al.*, 2012؛ Brandano *et al.*, 2016؛ Sarkar, 2017). فونای شاخص محیط دریای باز در این ریزرخساره نشان دهنده رسوب گذاری این ریزرخساره در زیر سطح امواج عادی و بالای امواج طوفانی است (Geel, 2000؛ Beavington-Penney *et al.*, 2005؛ Rasser *et al.*, 2005).

#### MF7: بایوکلست کورالیناسه آ پلاژیک - پرفریت فرامینیفر و کستون - پکستون

**توصیف:** از اجزای اصلی این ریزرخساره می‌توان به خرده‌های کورالیناسه آ و بریوزئر، روزن‌داران منفذدار (*Heterostegina*، *Neorotalia*، *Amphistegina*، *Miogypsina* و *Lepidocyclina*) و روزن‌داران پلانکتون اشاره کرد. خرده‌های مرجان، دوکفه‌ای، استراکد و خارپوست موجود در این ریزرخساره از اجزای فرعی محسوب می‌شوند (شکل ۴). این ریزرخساره تنها در ناحیه نوبران حضور دارد.

#### MF8: بایوکلست پلاژیک کفزی فرامینیفر و کستون - پکستون

**توصیف:** روزن‌داران پلانکتون و روزن‌داران منفذدار (*Operculina*، *Heterostegina*، *Amphistegina*، *Neorotalia*) از اجزای اصلی این ریزرخساره هستند. خرده‌های دوکفه‌ای و خارپوست نیز اجزای فرعی این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۴). این ریزرخساره مانند ریزرخساره MF7 تنها در ناحیه نوبران مشاهده می‌شود.

**تفسیر:** وجود روزن‌داران منفذدار بزرگ (*Amphistegina*، *Neorotalia*، *Heterostegina*، *Miogypsina* و

### دیرینه بوم‌شناسی

عوامل محیطی مانند نور، شوری، مواد غذایی، بستر زیست و عمق بر توزیع جانداران دریایی (روزن‌داران کفزی، مرجان، جلبک قرمز و...) تأثیر می‌گذارند (Hallock & Mutti & Carannante *et al.*, 1988؛ Schlager, 1986؛ Wilson & Pomar *et al.*, 2004؛ Hallock, 2003؛ Vecsei, 2005). بنابراین استفاده از موجودات حساس به عوامل محیطی می‌تواند برای تجزیه و تحلیل شرایط دیرینه بوم‌شناختی مناطق مورد مطالعه مفید باشد.

### شوری

آب‌های با شوری بالا (>50 psu) حاوی مقادیر فراوانی از روزن‌داران بدون منفذ (نظیر میلیولید و خانواده پنیولیده) و ذرات تخریبی مانند کوارتز هستند (Romero *et al.*, 2002؛ Wilson & Evans, 2002؛ Brandano *et al.*, 2009؛ Mossadegh *et al.*, 2009؛ Flugel, 2010). روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ در لاگون نیمه محصور با شوری 40-50 psu یافت می‌شوند (Mossadegh *et al.*, 2009). جلبک کورالیناسه‌آ، مرجان و فراوانی روزن‌داران منفذدار در محیط با شوری نرمال دریایی (30-40 psu) زندگی می‌کنند (Hallock & Glenn, 1986؛ Hottinger, 2000؛ Halfar *et al.*, 2004؛ Mossadegh *et al.*, 2009؛ Flugel, 2010). در ریزرخساره‌های MF1 فراوانی روزن‌داران بدون منفذ مانند میلیولید گویای شوری بالای محیط (>50 psu) است. ریزرخساره‌های MF2 و MF3 به دلیل حضور فراوان روزن‌داران بدون منفذ، روزن‌داران منفذدار و جلبک قرمز در شرایط شوری متوسط تا بالا (40-50 psu) رسوب‌گذاری کرده‌اند. در شرایط شوری نرمال دریایی (34-40 psu)، ریزرخساره‌های MF4، MF5، MF6، MF7، MF8 و MF9 (حاوی روزن‌داران منفذدار، جلبک قرمز و مرجان) تشکیل شده‌اند. بخش ستبری از

*Lepidocyclina*)، خرده‌های جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و روزن‌داران پلانکتون گویای رسوب‌گذاری ریزرخساره‌های MF7 و MF8 در بخش دیستال محیط شلف میانی است (Brandano *et al.*, 2012؛ Sarkar, 2017).

### MF9: بایوکلست پلاژیک فرامینیفرای و کستون - پکستون

**توصیف:** روزن‌داران پلانکتون به فراوانی در این ریزرخساره حضور دارد. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل *Neorotalia* و خرده‌های دوکفه‌ای و خارپوست است. این ریزرخساره تنها در ناحیه اندآباد گسترش دارد (شکل ۴).  
**تفسیر:** فراوانی روزن‌داران پلانکتون نشان دهنده محیط شلف خارجی و بخش‌های عمیق دریا می‌باشد (Geel, 2000؛ Knoerich & Mutti, 2003).

### رخساره آواری (شیل)

**توصیف:** روزن‌داران منفذدار (*Amphistegina*, *Elphidium*)، *Discorbis* و روتالیدهای کوچک)، روزن‌داران بدون منفذ (میلیولید و *Borelis*) و همچنین بریوزوئر و استراکد به فراوانی در این رخساره دیده می‌شوند. این رخساره آواری در نواحی اندآباد و کهک در تناوب با ریزرخساره‌های MF2 و MF4 مشاهده می‌شوند، اما در ناحیه نوبران، این رخساره آواری در تناوب با ریزرخساره‌های MF1 و MF4 دیده شده است.

**تفسیر:** Geel (2000) معتقد است حضور فراوان روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ گویای محیط لاگونی نیمه محصور است. علاوه بر این جایگاه چینه‌شناسی این رخساره آواری تأیید کننده آن است که این رخساره در شرایط لاگونی رسوب کرده است. Mohammadi *et al.* (2011) مشابه این رخساره آواری را از سازند قم گزارش کرده‌اند.

رسوبات توالی مورد مطالعه (از قاعده تا ۵۰۵ متری) در ناحیه کهک (روپلین - شاتین) در محیطی با شوری متوسط تا بالا رسوب گذاری کرده‌اند و شرایط شوری محیط رسوب گذاری در طی ته‌نشست رسوبات بخش بالایی توالی موجود در ناحیه کهک (از ۵۰۵ متری تا انتهای برش) از شوری نرمال دریایی تا شوری بالا متغیر بوده است (شکل ۵ و ۸). در توالی ناحیه نوبران (آکیتانین)، رسوبات بخش قاعده توالی (از قاعده تا ۷۳ متری) در دریایی با شرایط شوری متوسط تا بالا تشکیل شده‌اند و بخش میانی توالی (۷۳ تا ۲۰۳ متری) حاکی از وجود دریایی با شرایط شوری نرمال بوده است و در بخش بالایی (از ۲۰۳ متری تا انتهای توالی) شرایط شوری متوسط تا بالا حاکم بوده است (شکل ۶ و ۹). رسوبات بخش قاعده توالی (از قاعده تا ۱۰۸ متری) موجود در ناحیه اندآباد (بوردیگالین) در دریایی با شرایط شوری متوسط تا بالا و شرایط شوری نرمال دریایی تا بالا در بخش میانی (از ۱۰۸ تا ۱۹۶ متری) و در انتهای توالی (از ۱۹۶ تا ۲۲۰ متری) در دریایی با شرایط شوری متوسط تا بالا تشکیل شده‌اند (شکل ۷ و ۱۰). با بررسی ستون‌های شوری در نواحی مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که در طی زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نوبران) و بوردیگالین (اندآباد)، دریایی با شوری غالباً متوسط تا بالا حاکم بوده است.

### نور

مرجان‌ها و روزن‌داران بدون منفذ در شرایط یوفوتیک به حداکثر فراوانی می‌رسند (Hottinger, 1983; Geel, Romero et al., 2002; Pomar, 2001; 2000; Pomar et al., Beavington-Penney & Racey, 2004; 2014). فراوانی جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و مرجان و حضور روزن‌داران منفذدار در محیط نشان دهنده شرایط الیگوفوتیک تا مزوفوتیک است (Pomar et al., 2017).

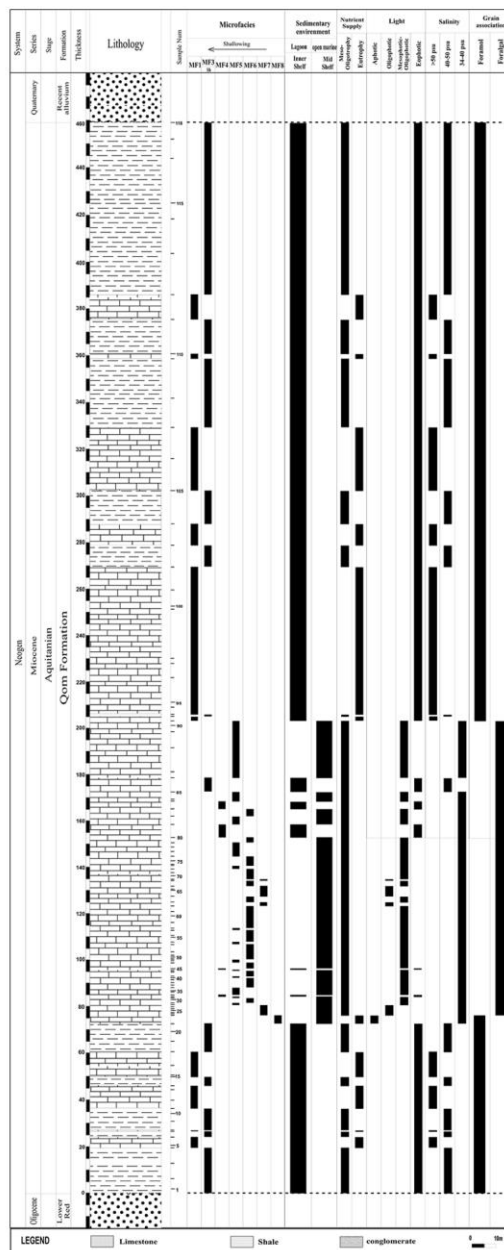


شکل ۵: ستون چینه‌نگاری برش کهک و جایگاه ریزخساره‌ها و محدوده شوری، نور و مواد غذایی برای هر یک از آنها: (MF1) سندی بایوکست وکستون - پکستون؛ (MF2) بایوکست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ وکستون - پکستون؛ (MF3) بایوکست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ وکستون - پکستون؛ (MF4) کورال بانداستون؛ (MF5) کورال کورالیناسه‌آ فلوتستون - رودستون؛ (MF6) بایوکست کورالیناسه‌آ روزن‌داران منفذدار فلوتستون - رودستون.



شکل ۷: ستون چینه‌نگاری برش اندآباد و جایگاه ریزرخساره‌ها و محدوده شوری، نور و مواد غذایی برای هر یک از آنها: MF1) سندی بایوکست و کستون - پکستون؛ MF3) بایوکست کورالیناسه آ روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار و کستون - پکستون؛ MF4) کورال بانداستون؛ MF5) کورال کورالیناسه آ فلوتستون - رودستون؛ MF6) بایوکست کورالیناسه آ روزن‌داران منفذدار فلوتستون - رودستون؛ MF9) بایوکست پلاژیک فرامینیفر و کستون - پکستون.

شرایط الیگوفوتیک است (Pomar et al., 2014)؛ Brandano et al., 2016؛ Pomar et al., 2017). در شرایط نوری آفوتیک می‌توان روزن‌داران پلانکتون به همراه بریوزئر و شکم‌پا را به فراوانی مشاهده کرد و در این



شکل ۸: ستون چینه‌نگاری برش نوبران و جایگاه ریزرخساره‌ها و محدوده شوری، نور و مواد غذایی برای هر یک از آنها: MF1) سندی بایوکست و کستون - پکستون؛ MF3) بایوکست کورالیناسه آ روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار و کستون - پکستون؛ MF4) کورال بانداستون؛ MF5) کورال کورالیناسه آ فلوتستون - رودستون؛ MF6) بایوکست کورالیناسه آ روزن‌داران منفذدار فلوتستون - رودستون؛ MF7) بایوکست کورالیناسه آ پلاژیک - پرفریت فرامینیفر و کستون - پکستون؛ MF8) بایوکست پلاژیک بنتیک فرامینیفر و کستون - پکستون.

علاوه بر این، محققان معتقدند که فراوانی روزن‌داران منفذدار بزرگ بدون حضور جلبک قرمز نشان دهنده



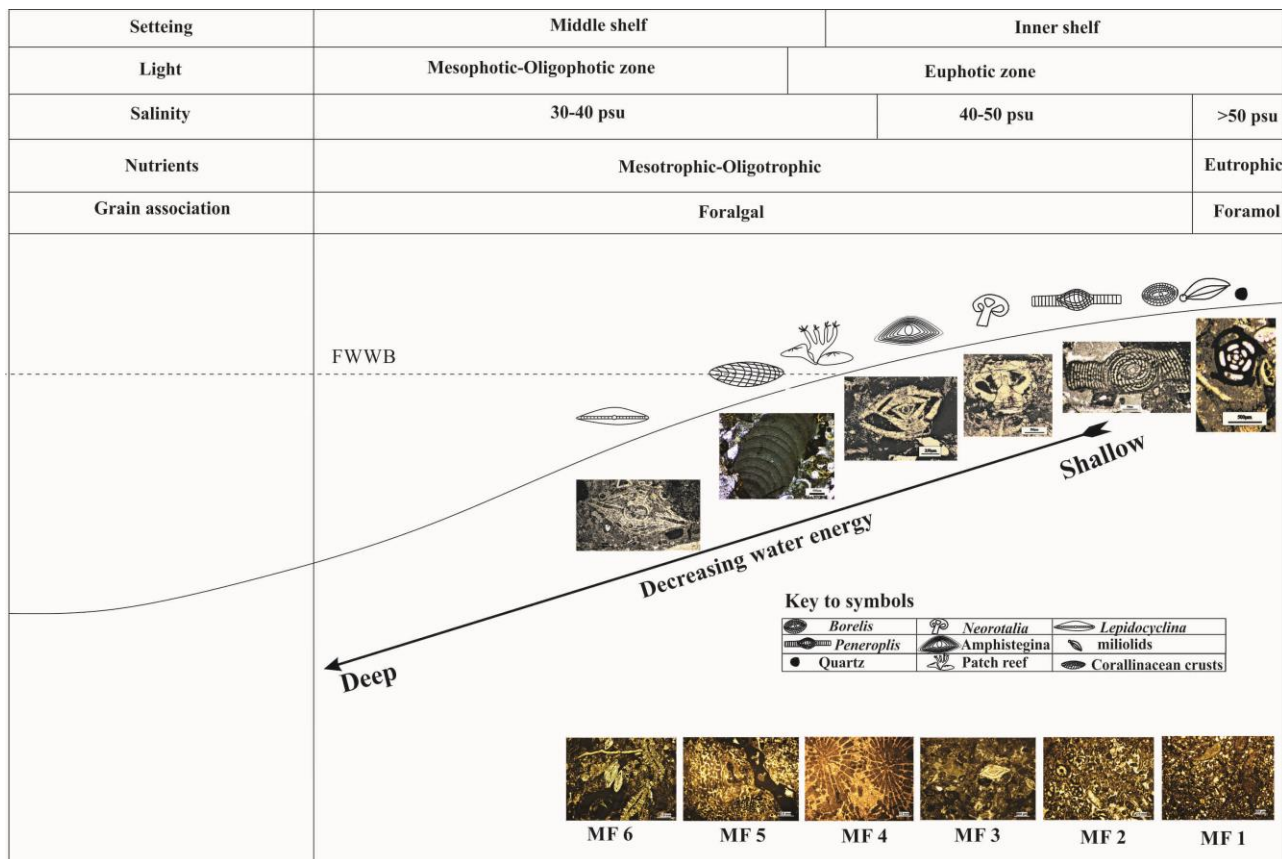
### مواد غذایی

فراوانی میلیولیدها، دوکفه‌ای‌ها، اکینوئیدها و بریوزترها گویای شرایط غذایی یوتروفیک می‌باشند ( Mutti & Beavington-Penney & Racey, 2003؛ Hallock, 2004). حضور همزمان روزن‌داران کفزی بدون منفذ، روزن‌داران کفزی منفذدار و مرجان کورالیناسه‌آ در محیط رسوب‌گذاری، نشان دهنده شرایط الیگوتروفیک تا مزوتروفیک است (Langer & Hottinger, 2000؛ Hottinger, 2000؛ Halfar et al., 2004؛ Payros et al., 2010؛ Pomar et al., 2014). فراوانی روزن‌داران کفزی بزرگ نشان دهنده شرایط کمبود مواد غذایی یا الیگوتروفیک می‌باشد (Mutti & Hallock, 2003؛ Whidden & Jones, 2012). روزن‌داران پلانکتون در شرایط یوتروفیک به حداکثر فراوانی می‌رسند (Beavington-Penney & Racey, 2004).

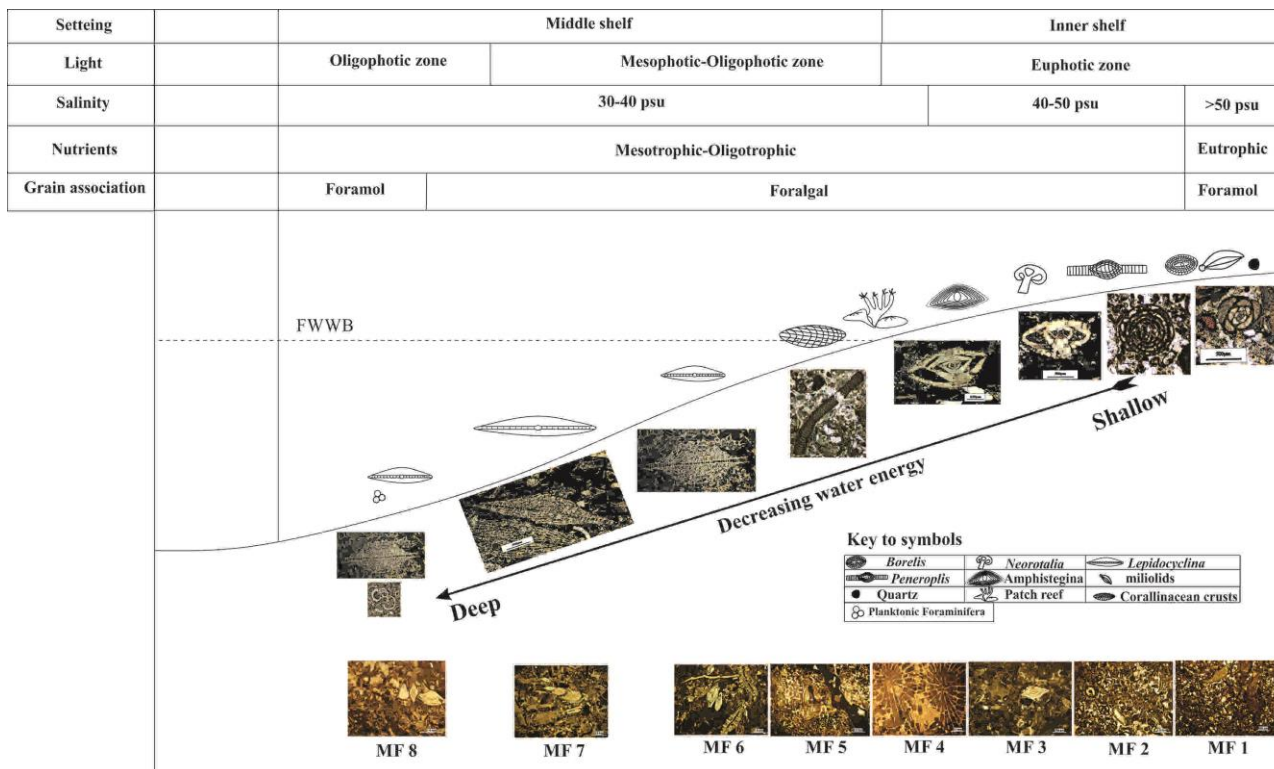
ریزرخساره MF1 به دلیل حضور میلیولید، دوکفه‌ای و خارپوست در شرایط یوتروفیک رسوب‌گذاری کرده است. حضور روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ، مرجان و کورالیناسه‌آ در محیط رسوب‌گذاری ریزرخساره‌های MF2، MF3، MF4، MF5، MF6 و MF7 گویای شرایط الیگوتروفیک - مزوتروفیک حاکم بر محیط رسوب‌گذاری است. فراوانی روزن‌داران منفذدار و روزن‌داران پلانکتون در ریزرخساره MF8 یک محیط الیگوتروفیک - مزوتروفیک را نشان می‌دهد. در ریزرخساره MF9، افزایش فراوانی روزن‌داران پلانکتون گویای شرایط یوتروفیک حاکم بر محیط رسوب‌گذاری است. در طی زمان روپلین - شاتین در ناحیه کهک، در طی زمان آکیتانین در ناحیه نوبران و در طی زمان بوردیگالین در ناحیه اندآباد شرایط غالباً الیگوتروفیک تا مزوتروفیک در حین رسوب‌گذاری سازند قم بر محیط حاکم بوده است (شکل ۵ تا ۱۰).

شرایط نوری روزن‌داران کفزی بزرگ و جلبک قرمز حضور ندارند (Brandano & Corda, 2002؛ Brandano et al., 2016). ریزرخساره‌های MF1، MF2، MF3 و MF4 به دلیل حضور فراوان روزن‌داران بدون منفذ و مرجان در شرایط نوری یوفوتیک ته‌نشین شده‌اند. حضور فراوان مرجان، کورالیناسه‌آ، روزن‌داران منفذدار در ریزرخساره‌های MF5، MF6 و MF7 نشان‌دهنده شرایط نوری الیگوفوتیک تا مزوفوتیک است. نبود جلبک کورالیناسه‌آ و فراوانی روزن‌داران منفذدار بزرگ، ریزرخساره MF8 نشانگر شرایط نوری الیگوفوتیک بوده و فراوانی روزن‌داران پلانکتون بدون حضور روزن‌داران کفزی همزیست‌دار و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ حاکی از شرایط نوری آفوتیک برای ریزرخساره MF9 می‌باشد.

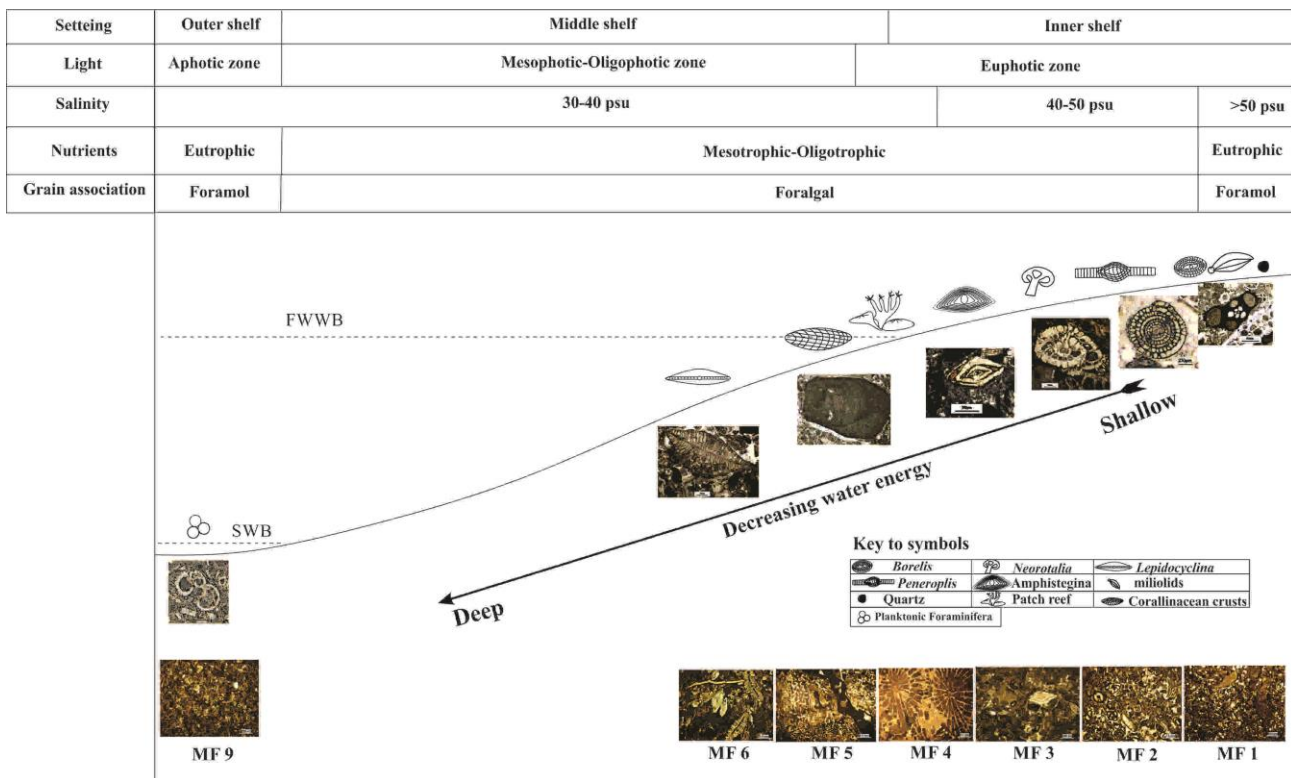
در ناحیه کهک (روپلین - شاتین)، بخش زیرین توالی (از قاعده تا ۵۰۵ متری) در شرایط نوری یوفوتیک و بخش انتهایی توالی (از ۵۰۵ متری تا انتهای برش) در محیطی با شرایط نوری یوفوتیک تا الیگوفوتیک - مزوفوتیک ته‌نشین شده است (شکل ۵ و ۸). در طی زمان آکیتانین (برش نویران)، رسوبات بخش زیرین (از قاعده تا ۷۳ متری) و بالای توالی (از ۲۰۳ متری تا انتهای توالی) در شرایط نوری یوفوتیک و در بخش میانی (۷۳ تا ۲۰۳ متری) در شرایط نوری غالباً یوفوتیک تا الیگوفوتیک - مزوفوتیک رسوب کرده است (شکل‌های ۶ و ۹). در ناحیه اندآباد (بوردیگالین) شرایط نوری دریا غالباً یوفوتیک بوده است (شکل ۷ و ۱۰). با بررسی ستون‌های نوری در نواحی مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که در طی زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نویران) و بوردیگالین (اندآباد) شرایط نوری یوفوتیک غالباً تسلط داشته است.



شکل ۸: نیمرخ رسوبی و دیرینه بوم‌شناسی سازند قم طی زمان روپلین - شاتین (ناحیه کهک)



شکل ۹: نیمرخ رسوبی و دیرینه بوم‌شناسی سازند قم در زمان آکی‌تائین (ناحیه نوبران)



شکل ۱۰: نیمرخ رسوبی و درینه بوم شناسی سازند قم در زمان بوردیگالین (ناحیه اندآباد)

موجود بر نمودار ارائه شده توسط Mateu-Vicens *et al.* (2009) درج گردید. نتایج این مطالعه نشان داد که عمق آب دریای قم در نواحی کهک (روپلین - شاتین) و اندآباد (بوردیگالین) از کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۳۰ متر و در ناحیه نوبران (آکیتانین) از کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۴۰ متر در نوسان بوده است (شکل ۱۱). مقایسه نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که دریای قم در زمان آکیتانین عمق بیشتری داشته است.

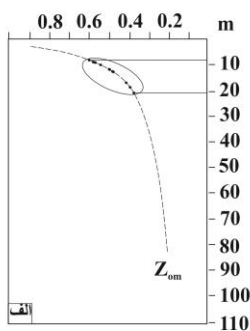
#### بستر

بستر موجود در محیط رسوب گذاری بر توزیع روزن‌داران کفزی تأثیر می‌گذارد (Beavinton-Penney & Recey, 2004). همراهی روزن‌داران بدون منفذ (به عنوان مثال: *Borelis* و *Peneroplis*, *Archias*) روزن‌داران منفذدار، مرجان و جلبک قرمز نشان دهنده بسترهای پوشیده شده توسط علف‌زارهای دریایی است (Romero *et al.*, 2002)؛

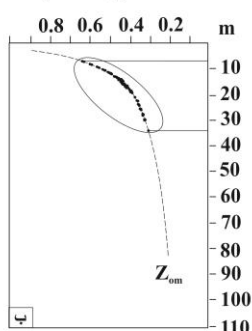
#### عمق

محققان بر این باورند که شکل پوسته جنس *Amphistegina* با افزایش عمق آب دریا تغییر می‌یابد (Hallock, 1979, 1999; Larsen & Drooger, 1977; Hallock & Glenn, 1985; Hallock & Hansen, 1979; Mateu-Vicens *et al.*, 2009; Hallock *et al.*, 1991). به منظور تعیین عمق درینه محیط رسوب گذاری در نواحی مورد مطالعه، نسبت T/D در جنس *Amphistegina* (برش محوری) اندازه‌گیری شد. در مجموع ۱۲ نمونه از جنس *Amphistegina* در ناحیه کهک، ۵۹ نمونه در ناحیه نوبران و ۲۶ نمونه در ناحیه اندآباد اندازه‌گیری و مورد مطالعه قرار گرفتند (جدول‌های ۱ تا ۳). به دلیل غالب بودن شرایط الیگوتروفیک - مزوتروفیک در نواحی مورد مطالعه طی رسوب گذاری سازند قم، از نمودار ارائه شده توسط Mateu-Vicens *et al.* (2009) استفاده گردید. بدین منظور، نسبت T/D به دست آمده از افراد *Amphistegina*

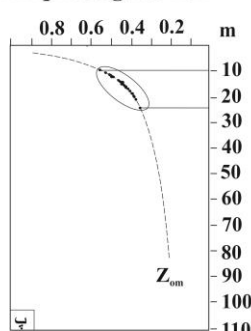
*Amphistegina* T/D



*Amphistegina* T/D



*Amphistegina* T/D



شکل ۱۱: نمودار رسم شده بر اساس نوشته Mateu-Vicens *et al.* (2009) برای شرایط الیگوتروفیک - مزوتروفیک و نسبت T/D نمایه شده بر روی این نمودار برای نمونه‌های *Amphistegina* به دست آمده از نواحی مختلف: (A) برش کهک (روپلین - شاتین); (B) برش نوبران (آکیتانین); (C) برش اندآباد (بوردیگالین)

جدول ۱: اندازه‌گیری مورفومتریک نمونه‌های جنس *Amphistegina* (برش کهک)

Samples	T: Thick (mm)	D: Diameter (mm)	T/D	species
22	0.61	1.23	0.49	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
23	0.6	1.2	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
30	0.38	0.98	0.38	<i>Amphistegina lessonii</i>
34	0.6	1.1	0.54	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
35	0.72	1.2	0.6	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
48	0.81	1.42	0.57	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
49	0.63	1.09	0.57	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
50	0.5	1	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
51	0.82	1.43	0.57	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
56	0.42	0.98	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
60	0.51	1.05	0.48	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61	0.8	2	0.4	<i>Amphistegina mammilla</i>

جدول ۲: اندازه‌گیری مورفومتریک نمونه‌های جنس *Amphistegina* (برش اندآباد)

Samples	T: Thick (mm)	D: Diameter (mm)	T/D	species
18	0.55	1.2	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
18-1	0.55	1.2	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
18-2	0.45	1	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
18-3	0.59	1.2	0.49	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61	0.55	1.3	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61-1	0.48	1.1	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61-2	0.41	0.9	0.41	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61-3	0.44	1.2	0.36	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
135	0.52	1.2	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
31	0.7	1.6	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
34	0.5	1.1	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
34-1	0.62	1.23	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
34-2	0.5	1	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
38	0.54	1.2	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
45	0.43	1.1	0.39	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90	0.5	1.23	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90-1	0.55	1.1	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
53	0.39	1	0.39	<i>Amphistegina lessonii</i>
88	0.48	1.1	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
88-1	0.38	1	0.38	<i>Amphistegina lessonii</i>
85	0.6	1.2	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
73	0.66	1.65	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
69	0.6	1.32	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
69-1	0.62	1.1	0.56	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
67	0.7	1.2	0.53	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
64	0.52	1.1	0.47	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>



جدول ۳: اندازه گیری مورفومتریک نمونه های جنس *Amphistegina* (برش نوپران)

Samples	T: Thick (mm)	D: Diameter (mm)	T/D	species
22	0.031	0.1	0.31	<i>Amphistegina</i> sp.
24	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
25	0.78	1.7	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
25-1	0.75	1.72	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
28	0.72	1.25	0.57	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
28-1	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
29	0.75	1.6	0.46	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
32	0.8	2	0.4	<i>Amphistegina mammilla</i>
36	0.075	0.15	0.5	<i>Amphistegina</i> sp.
36-1	1	2.45	0.4	<i>Amphistegina mammilla</i>
37	1	2.1	0.47	<i>Amphistegina mammilla</i>
37-1	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
38	0.75	1.4	0.53	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
38-1	0.6	1.1	0.54	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
39	0.8	1.6	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
42	0.75	2.2	0.34	<i>Amphistegina mammilla</i>
42-1	0.85	2.25	0.37	<i>Amphistegina mammilla</i>
43	0.7	1.8	0.38	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
45	0.6	1.3	0.46	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
47	0.852	2.4	0.35	<i>Amphistegina mammilla</i>
50	0.45	1.25	0.36	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
51	0.6	1.25	0.48	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
52	0.7	2.1	0.33	<i>Amphistegina mammilla</i>
53	0.6	1.75	0.34	<i>Amphistegina</i> sp.
54	0.75	1.5	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
54-1	0.8	1.255	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
54-2	0.55	1.55	0.35	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
55	0.8	1.75	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
55-1	0.75	1.3	0.53	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
57	0.35	0.6	0.58	<i>Amphistegina lessonii</i>
57-1	1	2.2	0.45	<i>Amphistegina mammilla</i>
58	0.5	1.1	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
59	0.7	1.25	0.56	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
60	0.6	1.6	0.37	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
62	0.4	1.2	0.33	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
62-1	0.7	1.5	0.46	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
64	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
66	0.6	1.75	0.34	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
67	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
67-1	0.5	1.51	0.33	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
68	0.755	1.75	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
69	0.7	1.75	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
69-1	0.5	1.25	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
70	0.8	1.75	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
71	0.7	1.47	0.47	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
71-1	0.75	1.48	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
72	0.55	1.1	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
73	0.7	1.48	0.47	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
74	0.85	2.3	0.36	<i>Amphistegina mammilla</i>
75	0.7	1.25	0.56	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
75-1	0.75	2.1	0.35	<i>Amphistegina mammilla</i>
78	0.7	1.1	0.63	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
78-1	0.8	1.62	0.49	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
79	0.6	1.48	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
82	0.8	1.8	0.44	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
86	0.55	0.85	0.64	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90	0.7	1.3	0.53	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90-1	0.7	1.6	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90-2	0.9	1.75	0.51	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>

*Operculina* و *Nummulites* محیطی با بستر تشکیل شده از دانه های در حد ماسه را برای زندگی ترجیح می دهند (Pomar et al., 2014). فراوانی جلبک های قرمز

Afzal et al., Beavington-Penney et al., 2006؛ 2011؛ Nebelsick et al., 2013؛ Pomar et al., 2014). روزن داران منفذدار بزرگ مانند *Neorotalia*

### اجتماعات کربناته

عواملی مانند دما، مواد غذایی، نور، شوری و عمق آب دریا توزیع دانه‌های کربناته (اسکلتی و غیراسکلتی) را کنترل می‌کنند (Pomar *et al.*, 2004). تاکنون هفت گروه اجتماع دانه‌ای شناسایی شده‌اند (Flugel, 2010) (شکل ۱۲). دو گروه از این اجتماعات دانه‌ای با توجه به پراکنندگی و فراوانی روزن‌داران بزرگ همزیست‌دار و جلبک قرمز در نواحی مورد مطالعه شناسایی شده‌اند. این دو اجتماع دانه‌ای متعلق به اجتماعات کربناته از نوع هتروزوئن می‌باشند.

### فورامل

این اجتماع دانه‌ای شامل خارپوست، بریوزئر، مرجان و روزن‌داران کفزی می‌باشد (Flugel, 2010). ریزرخساره‌های MF1، MF8 و MF9 به دلیل حضور روزن‌داران کفزی، دوکفه‌ای و خارپوست به این اجتماع دانه‌ای تعلق دارند.

### فورآلگال

روزن‌داران کفزی منفذدار و بدون منفذ و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ از اجزای اصلی تشکیل دهنده این اجتماع دانه‌ای هستند (Pomar *et al.*, 2004؛ Wilson & Vecsei, 2005). اجزای اصلی ریزرخساره‌های MF2 تا MF7 شامل روزن‌داران کفزی، جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و بریوزئر می‌باشند و بر این اساس می‌توان این ریزرخساره‌ها را جزو این اجتماع دانه‌ای در نظر گرفت.

بخش ستبری از رسوبات (از قاعده تا ۴۹۰ متری) در برش کهک (روپلین - شاتین) حاوی مقدار فراوان روزن‌داران کفزی، دوکفه‌ای و خارپوست بوده و متعلق به اجتماع دانه‌ای فورامل می‌باشند. در بخش بالایی توالی (از ۴۹۰ متری تا انتهای برش) اجتماع دانه‌ای فورامل و فورآلگال

نشان دهنده محیطی با بستری از علف‌زارهای دریایی است (Pomar *et al.*, 2014). جلبک قرمز به همراه مرجان در محیطی با بسترهای پوشیده شده با علف‌زارهای دریایی را نشان می‌دهند (Pomar *et al.*, 2017). بر این اساس، ریزرخساره‌های MF1 تا MF7 در محیطی با بستری از علف‌زارهای دریایی ته‌نشین شده‌اند. در نواحی کهک و نوبران، با توجه به پراکنندگی ریزرخساره‌ها می‌توان محیطی با بستر پوشیده از علف‌زارهای دریایی را برای محیط تشکیل سازند قم متصور شد. در ناحیه اندآباد در بخش بالایی توالی (از ۱۹۶ تا ۲۲۰ متری)، گسترش بستر دارای علف‌زارهای دریایی مشهود است (شکل‌های ۵ تا ۷).

### دما

از دما به عنوان عاملی تأثیرگذار بر خواص فیزیکی، شیمیایی و فرآیندهای زیست‌شناختی محیط دریایی یاد می‌شود، هرچند این عامل محیطی خود به عواملی نظیر نور و شوری وابسته است (Kinne, 1970؛ Beavington- Penney & Racey, 2004). امروزه روزن‌داران بزرگ همزیست‌دار در آب‌های گرمسیری و نیمه‌گرمسیری (دمای ۱۸ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد) زندگی می‌کنند و حداکثر گسترش و فراوانی روزن‌داران کفزی بزرگ در دریاها با دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌شود (Wright & Murry, 1972؛ Brandano *et al.*, 2009). فراوانی مرجان‌ها نیز در محیط نشانگر آب‌های گرم (دمای ۲۳ تا ۲۵ درجه) است (Brandano *et al.*, 2009). فراوانی روزن‌داران بزرگ همزیست‌دار و همچنین مرجان و جلبک قرمز نشانگر آب و هوای گرمسیری و نیمه‌گرمسیری (محدوده دمایی ۱۸ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد) حاکم بر محیط تشکیل سازند قم است.

زیرین (از قاعده تا ۱۰۸ متری) در اجتماع دانه‌ای فورامل، بخش میانی توالی (از ۱۰۸ تا ۱۳۵ متری) در اجتماع دانه‌ای فورامل و فورآلگال و بخش بالایی توالی (از ۱۳۵ متری تا انتهای برش) در اجتماع دانه‌ای فورآلگال رسوب گذاری کرده‌اند (شکل ۵، ۶ و ۷)

غالب می‌شوند. در آکیتانین (برش نوبران)، بخش زیرین توالی (از قاعده تا ۷۳ متری) و بخش بالایی توالی (از ۲۰۳ متری تا انتهای برش) اجتماعات دانه‌ای فورامل و در بخش میانی (از ۷۳ تا ۲۰۳ متری) اجتماع دانه‌ای فورآلگال غالب می‌شوند. در ناحیه اندآباد (بوردیگالین)، رسوبات بخش

Carbonate grain association		Constituents	
		Main	Minor
Photozoan	Chlorozoan		
	Chlorozoan		
Heterozoan	Foralgal		
	Rhodialgal		
	Bryomol		
	Foramol		

Key to symbols			
	Coralline red alge		Zooxanthellate coral
	Calcareous green alge		Benthic foraminifera
	Echinoderm		Non-skeletal grains
	Bryozoa		Bivalve
	Molluscs		Barnacle
	Corals		

شکل ۱۲: نحوه توزیع و فراوانی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در اجتماعات کربناته (برگرفته از (Flügel, 2010).

## نتیجه گیری

۱- سه برش در نواحی کهک (جنوب قم)، نوبران (شمال غرب ساوه) و اندآباد (شمال غرب زنجان به منظور مطالعات دیرینه بوم شناسی انتخاب گردید. سازند قم در هر سه ناحیه از ریف رسوبات سنگ آهکی و شیلی تشکیل شده است. مرز زیرین سازند قم در نواحی کهک با سنگ‌های آتشفشانی و نوبران و اندآباد با سازند قرمز پایینی ناپیوسته است. این سازند در نواحی کهک و اندآباد توسط سازند قرمز بالایی و در ناحیه نوبران با آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده است.

۲- در زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، شوری آب دریا در ابتدای رسوب گذاری سازند قم متوسط تا بالا بوده و طی گذشت زمان شوری نرمال دریایی تا شوری بالا بر محیط حاکم شده است. زمان آکیتانین (ناحیه نوبران) را از

۱- سه برش در نواحی کهک (جنوب قم)، نوبران (شمال غرب ساوه) و اندآباد (شمال غرب زنجان به منظور مطالعات دیرینه بوم شناسی انتخاب گردید. سازند قم در هر سه ناحیه از ریف رسوبات سنگ آهکی و شیلی تشکیل شده است. مرز زیرین سازند قم در نواحی کهک با سنگ‌های آتشفشانی و نوبران و اندآباد با سازند قرمز

متغیر بوده است. عمق این دریا در ناحیه نوبران (آکیتانین) از کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۴۰ متر در نوسان بوده است و نشان دهنده عمق بیشتر دریا طی زمان آکیتانین در ناحیه نوبران است.

۶- محیطی با بستری پوشیده از علف‌زارهای دریایی را می‌توان برای سازند قم در زمان روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نوبران) و بوردیگالین (ناحیه اندآباد) در نظر گرفت.

۷- فراوانی فون‌هایی نظیر مرجان، جلبک قرمز و روزن‌داران کف‌زی بزرگ در نواحی مورد مطالعه نشان دهنده شرایط آب و هوایی گرمسیری - نیمه‌گرمسیری (محدوده دمایی ۱۸ تا ۲۵ سانتی‌گراد) طی زمان‌های روپلین - شاتین، آکیتانین و بوردیگالین برای حوضه رسوب‌گذاری سازند قم است.

۸- اجتماعات کربناته در نواحی مورد مطالعه از نوع هتروزوئن بوده و شامل دو اجتماع دانه‌ای فورامل و فورآلگال می‌باشند. علاوه بر این، طی زمان روپلین - شاتین (ناحیه کهک) در ابتدا اجتماع دانه‌ای از نوع فورامل بوده، اما در ادامه با مناسب شدن شرایط برای رشد جلبک‌های قرمز کورالیناسه اجتماع دانه‌ای از فورامل تا فورآلگال متغیر بوده است. اجتماعات دانه‌ای حاکم بر محیط رسوب‌گذاری سازند قم در زمان آکیتانین پیشین و پسین (ناحیه نوبران) از نوع فورامل بوده و در زمان آکیتانین میانی به دلیل مناسب شدن شرایط برای رشد جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ، اجتماع دانه‌ای از نوع فورآلگال غالب می‌شود. در زمان بوردیگالین (ناحیه اندآباد)، ابتدا اجتماع دانه‌ای از نوع فورامل بوده و سپس در بوردیگالین میانی می‌توان هر دو اجتماع دانه‌ای فورامل و فورآلگال را شاهد بود. در نهایت در بوردیگالین پسین، به دلیل حضور جلبک قرمز کورالیناسه اجتماع دانه‌ای فورآلگال غالب می‌شود.

لحاظ تغییرات شوری آب دریا می‌توان به سه زمان متفاوت تقسیم نمود. در ابتدا و انتهای اشکوب آکیتانین شوری متوسط تا بالا بر محیط رسوب‌گذاری سازند قم حاکم بوده است، اما در میانه‌های اشکوب آکیتانین می‌توان کاهش شوری آب دریا (شوری نرمال دریایی) را شاهد بود. همانند اشکوب آکیتانین، محیط رسوب‌گذاری سازند قم طی زمان بوردیگالین (اندآباد) سه شرایط شوری متفاوت را تجربه کرده است. تغییرات شوری آب دریا طی بوردیگالین بدین صورت است که در ابتدا و انتهای اشکوب شوری متوسط تا بالا بر محیط رسوب‌گذاری حاکم بوده و در زمان بوردیگالین میانی غالباً شرایط شوری نرمال دریایی تا شرایط شوری بالا در محیط رسوب‌گذاری قابل مشاهده بوده است.

۳- در زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک) در ابتدا می‌توان شاهد غلبه شرایط نوری یوفوتیک بود، اما در ادامه رسوب‌گذاری سازند قم شرایط نوری یوفوتیک تا الیگوفوتیک بر محیط رسوب‌گذاری حاکم بوده است. در زمان آکیتانین (ناحیه نوبران) می‌توان سه شرایط نوری متفاوت را برای حوضه رسوب‌گذاری سازند قم متصور شد. در ابتدا و انتهای آکیتانین شرایط نوری یوفوتیک در محیط رسوب‌گذاری سازند قم حاکم بوده است، اما در آکیتانین میانی شرایط نوری یوفوتیک تا الیگوفوتیک - مزوفوتیک غالب بوده است و در طی کل زمان بوردیگالین (اندآباد) شرایط نوری یوفوتیک بر محیط رسوب‌گذاری سازند قم تسلط داشته است.

۴- در زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نوبران) و بوردیگالین (ناحیه اندآباد) می‌توان شاهد غلبه شرایط مواد غذایی الیگوتروفیک تا مزوتروفیک بر حوضه رسوب‌گذاری سازند قم بوده است.

۵- عمق دیرینه آب دریا در نواحی کهک (روپلین - شاتین) و اندآباد (بوردیگالین) از کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۳۰ متر



## منابع

- آقنابتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- جمشیدی، خ.، معصومی، ر.، نوذری، آ.، ۱۳۸۰. نقشه زمین شناسی نوبران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- دانشیان، ج.، درخشانی، م.، ۱۳۸۷. پالئو اکولوژی روزن بران سازند قم در برش قصر بهرام، دامنه های شمال غربی سیاه کوه، واقع در جنوب گرمسار. *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۳۰ (۱): ۱-۱۶.
- دانشیان، ج.، یزدانی، ه.، ۱۳۸۵. مطالعه گسترش چینه شناسی فرامینفرا بتونیک سازند قم در غرب ساوه. *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۲۵ (۳): ۱۳-۲۸.
- دهقان، ر.، صفری، ا.، ۱۳۹۰. زیست چینه نگاری و پالئو اکولوژی سازند قم در ناحیه قهرود (جنوب کاشان). *رخساره های رسوبی*، ۴ (۱): ۴۰-۵۳.
- صیرفیان، ع.، ترابی ح.، شجاعی، م.، ۱۳۸۵. میکرو فاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه نظنز (کوه چرخه). *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۲۳ (۱): ۱۳۵-۱۴۸.
- قلمقاش، ج.، باباخانی، ع.، ر.، ۱۳۷۷. نقشه زمین شناسی کهک، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قنبرلو، ح.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، طاهری، ع.، رحمانی، ع.، ۱۳۹۶. ریزرخساره ها و محیط رسوبی سازند شهبازان در چاه شماره ۳ میدان نفتی قلعه نار، جنوب غرب لرستان. *فصلنامه زمین شناسی ایران*، ۴۱: ۷۸-۶۳.
- لطفی، م.، ۱۳۸۰. نقشه زمین شناسی ماه نشان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محمدیان اصفهانی، م.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۲. بررسی ریزرخساره ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه بیجگان (شمال شرق دلیجان). *رخساره های رسوبی*، ۶ (۱): ۶۵-۷۶.
- منصوری، پ.، صفری، ا.، ۱۳۹۳. آنالیز اجتماعات کربناته و دیرینه بوم شناسی روزن داران کفزی سازند قم در ناحیه نراق (شمال شرق نراق). *دیرینه شناسی*، ۲ (۱): ۷۷-۹۴.
- Abbassi, N., Domning, D.P., Izad, N.N., & Shakeri, S., 2016. Sirenia fossils from Qom formation (Burdigalian) of the Kabudar Ahang Area, Northwest Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, Research in Paleontology and Stratigraphy*, 122 (1): 13-24.
- Afzal, J., Williams, M., Leng, M.J., & Aldridge, R.J., 2011. Dynamic response of the shallow marine benthic ecosystem to regional and pan-Tethyan environmental change at the Paleocene-Eocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309 (3): 141-160.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., & Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94 (3): 401-419.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Allen, M.B., & Armstrong, H.A., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265: 52-58.
- Amirshahkarami, M., & Karavan, M., 2014. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom City, Iran. *Geoscience Frontiers*, 6 (4): 593-604.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2007. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran. *Historical Biology*, 19: 173-183.

- Basso, D., Coletti, G., Bracchi, V., & Yazdi-Moghadam, M., 2019. Lower Oligocene Coralline Algae of the Uromieh Section (Qom Formation, NW Iran) and the oldest record of *Titanoderma pustulatum* (Corallinophycidae, Rhodophyta). *Rivista Italiana Di Paleontologia E Stratigrafia*, 125 (1): 197-218.
- Beavington-Penney, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other large benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67: 219–265.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Racey, A., 2006. The middle Eocene Seeb Formation of Oman: an investigation of acyclicity, stratigraphic completeness, and accumulation rates in shallow marine carbonate settings. *Journal of Sedimentary Research*, 76 (10): 1137-1161.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Racey, A., 2005. Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated early Tertiary ramps: the Eocene El Garia Formation, Tunisia. *Sedimentology*, 52: 537-569.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Woelkerling, W.J., 2004. Recognising macrophyte-vegetated environments in the rock record: a new criterion using ‘hooked’ forms of crustose coralline red algae. *Sedimentary Geology*, 166: 1-9.
- Behforouzi, E., & Safari, A., 2011. Biostratigraphy and paleoecology of Qom formation in Chenar area (northwestern Kashan), Iran. *Revista Mexicana de ciencias geológicas*, 28 (3): 555- 565.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 (2): 210–265.
- Beresi, M.S., Cabaleri, N.G., Löser, H., & Armella, C., 2016. Coral patch reef system and associated facies from southwestern Gondwana: paleoenvironmental evolution of the Oxfordian shallow-marine carbonate platform at Portada Covunco, Neuquén Basin, Argentina. *Facies*, 63: 1–22.
- BouDagher-Fadel, M.K., 2012. Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. 1<sup>st</sup> edition, *Newnes*, 287 p.
- Bozorgnia, F., 1966. Qom Formation Stratigraphy of the Central basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Brandano, M., & Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constraints for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. *Terra Nova*, 14 (4): 257-262.
- Brandano, M., Cornacchia, I., Raffi, I., & Tomassetti, L., 2016. The Oligocene–Miocene stratigraphic evolution of the Majella carbonate platform (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 333: 1-14.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Pedley, M., 2009. Facies analysis paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), *Malta. Sedimentology*, 56: 1138–1158.
- Brandano, M., Lipparini, L., Campagnoni, V., & Tomassetti, L., 2012. Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 255: 29-41.
- Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J.D., & Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*, 60: 333–346.
- Daneshian, J., & Dana, L.R., 2019. Benthic foraminiferal events of the Qom Formation in the north Central Iran Zone. *Paleontological Research*, 23 (1): 10-23.
- Daneshian, J., & Ghanbari, M., 2017. Stratigraphic distribution of planktonic foraminifera from the Qom Formation: A case study from the Zanjan area (NW Central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 3 (283): 239-254.
- Daneshian, J., & Ramezani Dana, L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 29: 844-858.
- Daneshian, J., Dana, L.R., & Sadler, P., 2017. A composite foraminiferal biostratigraphic sequence for the Lower Miocene deposits in the type area of the Qom Formation, central Iran, developed by constrained optimization (CONOP). *Journal of African Earth Sciences*, 125: 214-229.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (eds.), Classification of carbonate rocks. *A symposium, American Association Petroleum Geologist*, 108–121.
- Ehrenberg, S.N., Picard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrawi, 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.

- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1972. Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730–781.
- Flügel E., 2010. Microfacies of carbonate rocks. 2<sup>nd</sup> edition, *Springer*, Berlin, 976 p.
- Geel, H., 2000. Recognition of stratigraphic carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1550: 211-238.
- Halfar, J., Godinez-Orta, L., Mutti, M., Valdez-Holguín, J.E., & Borges, J.M., 2004. Nutrient and temperature controls on modern carbonate production: an example from the Gulf of California, Mexico. *Geology*, 32: 213–216.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1985. Numerical analysis of foraminiferal assemblages: A tool for recognizing depositional facies in Lower Miocene reef complexes. *Journal of Paleontology*, 1382-1394.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*, 1: 55–64.
- Hallock, P., & Hansen, H.J., 1979. Depth adaptation in Amphistegina: change in lamellar thickness. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 27 (9): 99-104.
- Hallock, P., & Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platform. *Palaios*, 1: 389-398.
- Hallock, P., 1979. Trends in test shape with depth in large, symbiont-bearing foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 9 (1): 61-69.
- Hallock, P., 1999. Symbiont-bearing foraminifera, In Modern foraminifera. *Springer*, Dordrecht, 123-139.
- Hallock, P.A., Röttger, R., Wetmore, K.A., Lee, J.J., & Anderson, O.R., 1991. Hypotheses on form and function in foraminifera. *Biology of foraminifera*, 1: 41-72.
- Harzhauser, M., & Piller, W.E., 2007. Benchmark data of a changing sea palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253 (1): 8-31.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451 (1): 56-70.
- Holakouee, Z., Maghfouri Moghaddam, I., Yazdi, M., & Yousefi yeganeh, B., 2018. Biostratigraphy and Microfacies of Qom Formation in Urumieh – Dokhtar Zone. Iran. *International Journal of Engineering and Technology (IJET)*, 10 (4): 1052-1066.
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stocklin, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S.M., & Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, 451 (1): 97-122.
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 30: 239-253.
- Hottinger, L., 2000. Functional Morphology of Benthic Foraminiferal Shells, Envelopes of Cells beyond Measure. *Micropaleontology*, 46: 57–86.
- Jamali, F., Hessami, K., & Ghorashi, M., 2011. Active tectonics and strain partitioning along dextral fault system in Central Iran: analysis of geomorphological observations and geophysical data in the Kashan region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40: 1015-1025.
- Jones, R.W., Simmons, M.D., & Whittaker, J.E., 2006. On the stratigraphical and palaeobiogeographical significance of *Borelis melo melo* (Fichtel & Moll, 1798) and *B. melo curdica* (Reichel, 1937) (Foraminifera, Miliolida, Alveolinidae). *Journal of Micropalaeontology*, 25: 175-185.
- Karevan, M., Vaziri-Moghaddam, H., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014. Biostratigraphy and paleo-ecological reconstruction on Scleractinian reef corals of Rupelian-Chattian succession (Qom Formation) in northeast of Delijan area. *Geopersia*, 4 (1): 11-24.
- Kashfi, M.S., 1988. Evidence for non-collision geology in the Middle East. *Journal of Petroleum Geology*, 11: 443–460.
- Kinne, O., 1970. Temperature: general introduction. In: Kinne, O., (ed.), *Marine Ecology*, Wile. *New York*, 1: 321-346.

- Knoerich, A.C., & Mutti, M., 2003. Controls of facies and sediment composition on the diagenetic pathway of shallow-water Heterozoan carbonates: the Oligocene of the Maltese Islands. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 494-510.
- Langer, M.R., & Hottinger, L., 2000. Biogeography of selected "larger" foraminifera. *Micropaleontology*, 46: 105-126.
- Larsen, A.R., & Drooger, C.W., 1977. Relative thickness of the test in the Amphistegina species of the Gulf of Elat. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 15 (2): 225-239.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiny, A., Vincent, B., Hamon, Y., van Buchem, F.S.P., Moullemi, A., & Drullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz*, Iran B 29.
- Maghfori Moghadam, I., Holakouee, Z., Yazdi, M., & Yousefi, B., 2017. Biofacies Analysis of the Upper Oligocene Deposits (Qom Formation) in Urumieh Dokhtar Zone, Iran. *Anuario do Instituto de Geociencias*, 2: 40.
- Mateu-Vicens, G., Hallock, P., & Brandano, M., 2009. Test shape variability of Amphistegina d'Orbigny 1826 as a paleobathymetric proxy: application to two Miocene examples. In: Demchuk, T., & Gary, A., (eds.), Geologic problems solving with microfossils. *SEPM Special Volume*, 93: 67-82.
- Moghadam, M.Y., 2011. Early Oligocene larger foraminiferal biostratigraphy of the Qom Formation, south of Uromieh (NW Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20 (6): 847-856.
- Mohammadi, E., & Ameri, H., 2015. Biotic components and biostratigraphy of the Qom Formation in northern Abadeh, Sanandaj-Sirjan fore-arc basin, Iran (northeastern margin of the Tethyan Seaway). *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 10789-10802.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, C., Vaziri, M.R., & Sfidari, E., 2013. The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. *Carbonate. Evaporite*, 28: 321-345.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Safari, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2018. Microfacies and depositional environments of the Qom Formation in Barzok area, SW Kashan, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 1-14.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R., & Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonates and Evaporites*, 26: 255-271.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., & Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere*, 5 (4): 325-362.
- Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Hdabi, 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 systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth Science*, 92: 465-475.
- Nadimi, A., 2007. Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research*, 12 (3): 324-333.
- Nebelsick, J.H., Bassi, D., & Lempp, J., 2013. Tracking paleoenvironmental changes in coralline algal-dominated carbonates of the Lower Oligocene Calcareniti di Castelgomberto formation (Monti Berici, Italy). *Facies*, 59 (1):133-148.
- Okhravi, R., & Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin Iran). *Sedimentary Geology*, 118: 37-57.
- Parandavar, M., & Hadavi, F., 2019. Identification of the Oligocene-Miocene boundary in the Central Iran Basin (Qom Formation): Calcareous nannofossil evidences. *Geological Quarterly*, 63 (1): 10-7306.
- Payros, A., Pujalte, V., Tosquella, J., & Orue-Etxebarria, X., 2010. The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa-Andia Formation): An analogue of future shallow-marine carbonate systems. *Sedimentary Geology*, 228 (3): 184-204.

- Pedrama, A., Zagorsek, K., Maria Aleksanda, B., Yazdi, M., Bahrami, A., Maleki, Z., 2019. Bryozoans and brachiopods from the Lower Miocene deposits of Qom Formation in North- East Isfahan (Central Iran). *Neues Jahrbuch fur Geologie and Palaontologie*, 294 (2): 229-250.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313–334.
- Pomar, L., Baceta, J.I., Hallock, P., Mateu-Vicens, G., & Basso, D., 2017. Reef building and carbonate production modes in the west-central Tethys during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology*, 83: 261–304.
- Pomar, L., Brandano, M., & Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627–651.
- Pomar, L., Esteban, M., Martinez, W., Espino, D., Deott, V.C., Benkovics, L., & Leyva, T.C., 2015. Oligocene–Miocene carbonates of the Perla Field, Offshore Venezuela: Depositional model and facies architecture. In: Bartolini, C., & Mann, P., (eds.), *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean margin. American Association Petroleum Geology*, 1: 647–674.
- Pomar, L., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M., & Brandano, M., 2014. Carbonate ramp evolution during the late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 404: 109–132.
- Rahaghi, A., 1973. Étude de quelques grands foraminifères de la Formation de Qum (Iran Central). *Revue de Micropaleontologie*, 16: 23-38.
- Rahaghi, A., 1976. Contribution a l'Étude de quelques grands foraminifères de l'Iran. Tehran. *Société National Iranienne des Pétroles Laboratoire de Micropaléontologie*, 79 p.
- Rahaghi, A., 1980. Tertiary faunal Assemblage of Qum–Kashan, Sabzewar and Jahrum area. Tehran. *National Iranian Oil Company, Geological Laboratories*, 8 p.
- Rasser, M.W., Scheibner, C., & Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51: 218-232.
- Renema, W., 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. *Marine Micropaleontology*, 58: 73-82.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Science*, 98 (3): 627–650.
- Riegl, B., Poiriez, A., Janson, X., & Bergman, K.L., 2010. The gulf: facies belts, physical, chemical, and biological parameters of sedimentation on a carbonate ramp. In: Westphal, H., Reigl, B., & Eberli, G.P., (eds.), *Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters. Springer* 1: 145–213.
- 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 (1): 43–56.
- Sarkar, S., 2017. Microfacies analysis of larger benthic foraminifera-dominated Middle Eocene carbonates: a palaeoenvironmental case study from Meghalaya, NE India (Eastern Tethys). *Arabian Journal of Geosciences*, 10: 1-13.
- Schuster, F., & Wielandt, U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: Palaeoecology and palaeobiogeography. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 571-581.
- Seddighi, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2012. Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran. *Historical Biology*, 24: 91-100.
- Stampfli, G.M., & Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Stocklin, J., 1952, Stratigraphical investigation in the Qom-Arak-Gulpaigan-Delijan area. *Iran Oil Company, Report*, no. 95.
- Taheri, A., 2010. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy for the Oligo-Miocene foraminiferal limestone in east of Dogonbadan. *Stratigraphy and Sedimentology*, 40: 15-30.

- Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., & Seyrafian, A., 2008. Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran). *Historical Biology*, 20: 191-201.
- Toler, S.K., & Hallock, P., 1998. Shell malformation in stressed Amphistegina populations: relation to biomineralization and paleoenvironmental potential. *Marine Micropaleontology*, 34 (1): 107-115.
- Tomassetti, L., Benedetti, A., & Brandano, M., 2016. Middle Eocene seagrass facies from Apennine carbonate platforms (Italy). *Sedimentary Geology*, 335: 136-149.
- 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, London, Special Publications*, 329: 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., & Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52: 41-51.
- Vincent, I., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A., & Simmons, D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 1513-1533.
- Vincent, S.J., Morton, A.C., Carter, A., Gibbs, S., & Barabadze, T.G., 2007. Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: An effect of initial Arabia-Eurasia collision. *Terra Nova*, 19: 160-166.
- Whidden, K.J., & Jones, R.W., 2012. Correlation of early Paleogene global diversity patterns of large benthic foraminifera with Paleocene and Eocene climatic events. *Society for Sedimentary Geology*, 27 (4): 235-251.
- 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 (1,2): 133-168.
- Wilson, M.E., & Evans, M.J., 2002. Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality. *Marine Petroleum Geology*, 19 (7): 873-900.
- Wright, C.A., & Murray, J.W., 1972. Comparisons of modern and Palaeogene foraminiferid distributions and their environmental implications. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 79: 87-96.
- Yazdi, M., Parvanenejad Shirazi, M., Rahiminejad, A.H., & Motavalipoor, R., 2012. Paleobathymetry and paleoecology of colonial corals from the Oligocene-early Miocene (?) Qom Formation (Dizlu area, central Iran). *Carbonates and evaporites*, 28: 395-405.
- Yazdi-Moghadam, M., Sadeghi, A., Adabi, M.H., & Tahmasbi, A., 2018. Foraminiferal biostratigraphy of the lower Miocene Hamzian and Arashtanab sections (NW Iran), northern margin of the Tethyan Seaway. *Geobios*, 51 (3): 231-246.
- Yordanova, E.K., & Hohenegger, J., 2007. Studies on settling, traction and entrainment of larger benthic foraminiferal tests: implications for accumulation in shallow marine sediments. *Sedimentology*, 54 (6): 1273-1306.
- Zágoršek, K., Yazdi, M., & Bahrami, A., 2017. Cenozoic cyclostomatous bryozoans from the Qom Formation (Chahriseh area northeast of Isfahan, central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 283 (1): 109-118.



## Reconstruction of paleoecological conditions of the Qom Formation in the Kahak, Nowbaran, and Andabad areas (back-arc Qom basin)

Mahyad, S.M.A.<sup>1</sup>, Safari, A.<sup>2\*</sup>, Vaziri-Moghaddam, H.<sup>3</sup>, Seyrafian, A.<sup>3</sup>

1- Ph.D. student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2- Associate of Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

\* Email: safari@sci.ui.ac.ir

### Introduction

The Tethyan seaway was located between the Gondwana and Eurasia supercontinents (Reuter *et al.*, 2009). The Qom basin developed at the northern margin of the Tethyan seaway (Reuter *et al.*, 2009). In addition, the Qom Formation was deposited in this basin during the Oligocene-Miocene ages (Reuter *et al.*, 2009). The researchers indicated that the Qom basin was divided into three sub-basins by the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, and the sub-basins are inclusive of the fore-arc sub-basin (Esfahan-Sirjan basin), the back-arc sub-basin (Qom basin), and the Intra-arc sub-basin (Reuter *et al.*, 2009; Mohammadi *et al.*, 2013). The study areas (Andabad, Nowbaran, and Kahak areas) lie in the back-arc sub-basin (Qom basin). In this research, the paleoenvironmental conditions (such as light, nutrient supply, salinity, substrate nature, depth of seawater, and temperature) of the Oligo-Miocene deposits (Qom Formation) were studied.

### Materials and Methods

The Andabad area, with the coordinates of N 36° 48' 12.6" and E 47° 59' 28", is located 19 km away from northwestern Mah Neshan city. The Nowbaran area (coordinates of 35° 05' 22.5" and E 49° 41' 00") which is situated at 53 km from northwestern Saveh city, as well as the Kahak area (coordinates of N 34° 23' 01.1" and E 50° 50' 20.2"), lies 30 km from south Qom city. The Qom Formation in the Andabad (with 220 m thickness), Nowbaran (with 458 m thickness), and Kahak (with 645 m thickness) areas mainly contain shale and limestone rocks. The lower boundary between the Qom and Lower Red formations is unconformable with the Andabad and Nowbaran areas. In the Kahak area, Eocene volcanic rocks are covered by the Qom Formation sediments. The Upper Red Formation unconformably overlies the Qom Formation in the Andabad and Kahak areas. The upper boundary between the Qom Formation and Recent Alluvial deposits is unconformable. A total of 401 rock samples from the study areas were collected. Microfacies analysis and paleoecological studies were performed by resources such as Dunham (1962), Embry and Klovan (1971), Pomar (2001), Mutti & Hallock (2003), Mossadegh *et al.* (2009), Mateu-Vicens *et al.* (2009), Brandano *et al.* (2009), and Pomar *et al.* (2014).

### Discussion and Results

The deposits of the Qom Formation were formed in the Kahak, Andabad, and Nowbaran areas during the Rupelian-Chattian, Aquitanian, and Burdigalian ages, respectively. The paleoecological studies show the high marine salinity to hypersaline conditions in the Kahak (Rupelian-Chattian), Nowbaran (Aquitanian), Andabad (Burdigalian) areas. The euphotic condition can be considered for the deposition environment of the Qom Formation in the Kahak (Rupelian-Chattian), Nowbaran (Aquitanian), Andabad (Burdigalian). In the study areas, the oligotrophic to mesotrophic conditions can be observed. The paleo depth of seawater in the Kahak and Andabad areas was variable from less than 10m to more than 30m. The seawater depth in the Nowbaran area fluctuated from less than 10m to more than 40m. Therefore, the sea in the Aquitanian stage was deeper than the Rupelian-Chattian and Burdigalian ages. The abundance of coral, red algae, and large benthic foraminifera in the study areas indicate tropical and subtropical environments (18 to 25°C). The grain associations such as foramol and foralgal (belong to heterozoan association) were identified in the study areas.

**Keywords:** Neotethys; paleoecology; Qom Formation; Kahak; Nowbaran; Andabad.

### References

- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Pedley, M., 2009. Facies analysis paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower CorallieLimestone Formation), *Malta. Sedimentology*, 56: 1138–1158.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Ham, W.E., (eds.), Classification of carbonate rocks. A symposium, American Association Petroleum Geologist*, 108–121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1972. Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730–781.
- Mateu-Vicens, G., Hallock, P., & Brandano, M., 2009. Test shape variability of *Amphistegina d'Orbigny 1826* as a paleobathymetric proxy: application to two Miocene examples. *In: Demchuk, T., & Gary, A., (eds.), Geologic problems solving with microfossils. SEPM Special Volume*, 93: 67–82.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Safari, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2018. Microfacies and depositional environments of the Qom Formation in Barzok area, SW Kashan, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 1-14.
- Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Hdabi, 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 systems along nutrient and temperature gradients: 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., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M., & Brandano, M., 2014. Carbonate ramp evolution during the late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 404: 109–132.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Science*, 98 (3): 627–650.