Sedimentary Facies
Spring & Summer 2018, 11 (1): 35-48
DOI: 10.22067/sed.facies.v11i1.69881

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۷، ۱۱ (۱): ۳۵-۴۸

# بررسی الگوی پراکندگی و زیست چینه نگاری نانوفسیل‌های آهکی بخش بالایی سازند قم در برش سیاه‌کوه

**محمد پرندآور[۱]، فاطمه هادوی[۲*]**

۱ـ دانشجوی دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲ـ استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: fhadavi@um.ac.ir

**تاریخ دریافت: ۹۶/۱۰/۱۲** **تاریخ پذیرش: ۹۷/۲/۳**

## چکیده

در پژوهش حاضر الگوی پراکندگی و زیست چینه نگاری نانوفسیل‌های آهکی بخش‌های بالایی سازند قم (عضوهای e و f) در برش سیاه‌کوه مطالعه و ارزیابی شده است. بدین منظور تعداد ۱۲۱ نمونه از عضوهای e و f سازند قم با ضخامت ۳۵۱ متر جهت شناسایی نانوفسیل‌های آهکی، بررسی‌های آماری نیمه کمّی و تفکیک دقیق بایوزون‌های استاندارد جهانی مورد مطالعه قرارگرفته که به شناسایی ۳۸ گونه متعلق به ۱۵ جنس از این گروه پلانکتونی منجر شده است. با توجه به گونه‌های شاخص شناسایی شده، بایوزون‌های استاندارد نانوفسیلی NN2-NN4 و همین طور بایوزون‌های CNM4-CNM6 برای عضوهای مطالعه شده از سازند قم معرفی شد. ارزش زمان ـ چینه‌ای بایوزون‌های تفکیک شده، بیانگرسنی معادل بوردیگالین تا لانگین پیشین برای بخش‌های e و f سازند قم در برش سیاه‌کوه می‌باشد. همچنین مطالعات آماری نیمه کمّی انجام شده بر روی الگوهای پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی، بیانگر تغییرات مجموعه‌های نانوفسیلی از ابتدای بوردیگالین به طرف آغاز لانگین (میوسن میانی) می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** الگوی پراکندگی؛ زیست چینه نگاری؛ سازند قم؛ نانوفسیل‌های آهکی؛ سیاه‌کوه.

## مقدمه

مطالعه زمین‌شناسی ایران مرکزی از دیرباز و به ویژه پس از کشف منابع هیدروکربوری در ناحیه قم، مورد توجه زمین‌شناسان خارجی و ایرانی قرار گرفته است. Dozzy (1955) اولین کسی بود که توالی دریایی الیگومیوسن ایران مرکزی را تحت عنوان سازند قم نامید. Furrer & Soder (1955) این سازند را در ناحیه شوراب به شش واحد سنگ‌چینه‌ای با نام‌های a تا f تقسیم بندی کردند. Soder (1956, 1959) در مطالعات بعدی خود عضو c از سازند قم را به چهار زیربخش c1 تا c4 تفکیک و سپس Abaie *et al.* (1964) آن‌ها را توصیف نمودند. سرانجام در اواسط دهه ۶۰ میلادی سازند قم توسط کمیته ملی چینه‌شناسی مورد تأیید قرار گرفت و بخش‌های a، b، c1، c2، c3، c4، d، e و f به رسمیت شناخته شد (Stocklin & Setudehnia, 1971). نهشته‌های سازند قم در ایران مرکزی گسترش وسیعی از شمال غرب تا جنوب شرق (Berberian & King, 1981؛ آقانباتی، ۱۳۸۹) و در پهنه‌های ساختاری ـ رسوبی مختلفی نظیر بخش مرکزی ایران[۱]، ارومیه ـ دختر[۲] و سنندج ـ

1- Back arc basin
2- Intra arc basin

سیرجان[3] دارند (Reuter *et al.*, 2007؛ Maghfori-Moghadam *et al.*, 2017) (شکل ۱). همان‌گونه که در شکل ۱ نمایش داده شده، برش سیاه‌کوه در لبه شمالی بخش مرکزی حوضه رسوبی قم واقع شده است. تاکنون مطالعات متعددی بر روی روزن‌داران عضوهای مختلف سازند قم در نواحی مختلف انجام شده است که برخی از مهمترین آن‌ها شامل Bozorgnia (1965)، Rahaghi (1973, 1976, 1980)، Reuter *et al.* (2007)، Daneshian & Ramezani-Dana (2007)، Mohammadi *et al.* (2011)، Behforouz & Safari (2011)، Yazdi Moghaddam (2011)، Karevan *et al.* (2014)، Nouradini *et al.* (2015)، Daneshian & Ramezani Dana (2017)، Daneshian & Ghanbari (2017)، جلالی و همکاران (۱۳۹۵)، امیرشاه‌کرمی و نعیمی (۱۳۹۵) و دانشیان و همکاران (۱۳۹۶) می‌باشد. در عین حال، نانوفسیل‌های آهکی سازند قم به ندرت مورد مطالعه قرارگرفته و تنها می‌توان به مطالعات الماسی‌نیا (۱۳۷۸)، سنماری (۱۳۹۵)، Zhu *et al.* (2007)، Hadavi *et al.* (2010) Parandavar & Hadavi (2017) اشاره نمود.

با توجه به پراکندگی زیاد رخنمون‌های سازند قم و همچنین نتایج متفاوت حاصل شده در برخی مناطق مشابه بر مبنای غالباً روزن‌داران (نظیر مطالعات Reuter *et al.*, 2007 و Daneshian & Ramezani Dana, 2017) در ناحیه قم) اختلاف نظرهای زیادی در موردگسترش سنی این سازند وجود دارد. بنابراین در پژوهش حاضر لزوم مطالعه نانوفسیل‌های آهکی جهت درک بهتر زمان زمین‌شناسی ته‌نشست توالی این سازند، به خصوص در عضوهای e و f سازند مذکور مورد توجه قرار گرفته است.

## زمین‌شناسی و موقعیت ناحیه مورد مطالعه

برش سیاه‌کوه کامل‌ترین رخنمون سازند قم در بخش شمالی حوضه پشت کمانی این سازند با مختصات جغرافیایی ″58 ′15 °52 و ″30 ′43 °34 در شمال شرق ناحیه الگو قراردارد. در شکل ۲ موقعیت برش مورد مطالعه، راه‌های دسترسی و نقشه زمین‌شناسی ناحیه نمایش داده شده است. عضوهای e و f سازند قم در این برش با ضخامت ۳۵۱ متر شامل توالی منظمی از مارن‌های سبز-خاکستری، مارن‌های آهکی سبز رنگ، سنگ آهک‌های رسی و سنگ آهک‌های کرم رنگ می‌باشد که به صورت پیوسته و هم‌شیب بر روی عضو تبخیری d قرارگرفته است. مرز بالایی سازند مورد مطالعه با سازند قرمز بالایی به صورت ناپیوسته و همشیب می‌باشد که در این گذر تغییر رخساره به صورت ناگهانی از سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه بخش f به آواری‌های ریز تا متوسط دانه و قرمز رنگ قاعده سازند قرمز بالایی قابل مشاهده می‌باشد (شکل۳). در مطالعه حاضر، با توجه به اهداف پژوهش تعداد ۱۲۱ نمونه از بخش‌های بالایی عضو d و همین طور عضوهای e و f سازند قم برداشت گردید و به آزمایشگاه منتقل شد.

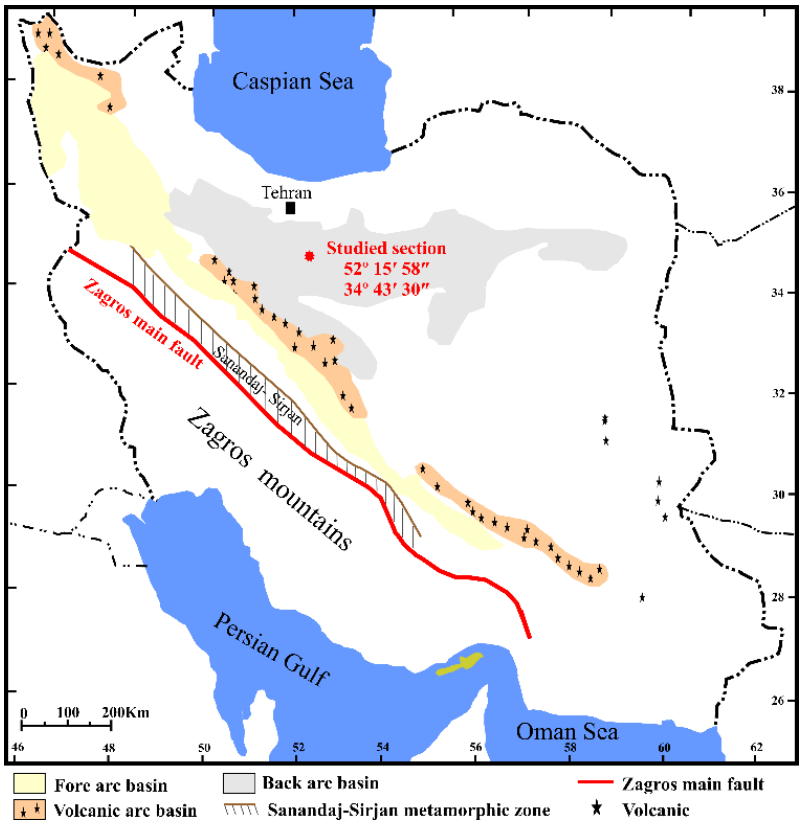
## مطالعات آزمایشگاهی

جهت مطالعه نانوفسیل‌های آهکی تعداد ۱۴۰ اسلاید به روش‌های اسمیر اسلاید[4] و ثقلی[5] که توسط Bown & Young (1998) تشریح شده و مناسب برای مطالعه با میکروسکپ نوری می‌باشند، آماده سازی گردید. در این مطالعه ابتدا از همه نمونه‌ها با روش اول اسلایدهایی تهیه شد سپس جهت مطالعات تکمیلی، از نمونه‌های مورد نیاز به روش ثقلی نیز اسلاید تهیه گردید. با توجه به این که در روش ثقلی گونه‌های نادر موجود در نمونه مورد

3- Fore arc basin

1- Simple smear slide

5 - Gravity




شکل ۱: وضعیت پراکندگی توالی الیگو- میوسن ایران مرکزی همراه با نمایش موقعیت برش (*) مورد مطالعه (برگرفته از Berberrian & King, 1981 و Reuter *et al*., 2007؛ با کمی تغییرات).

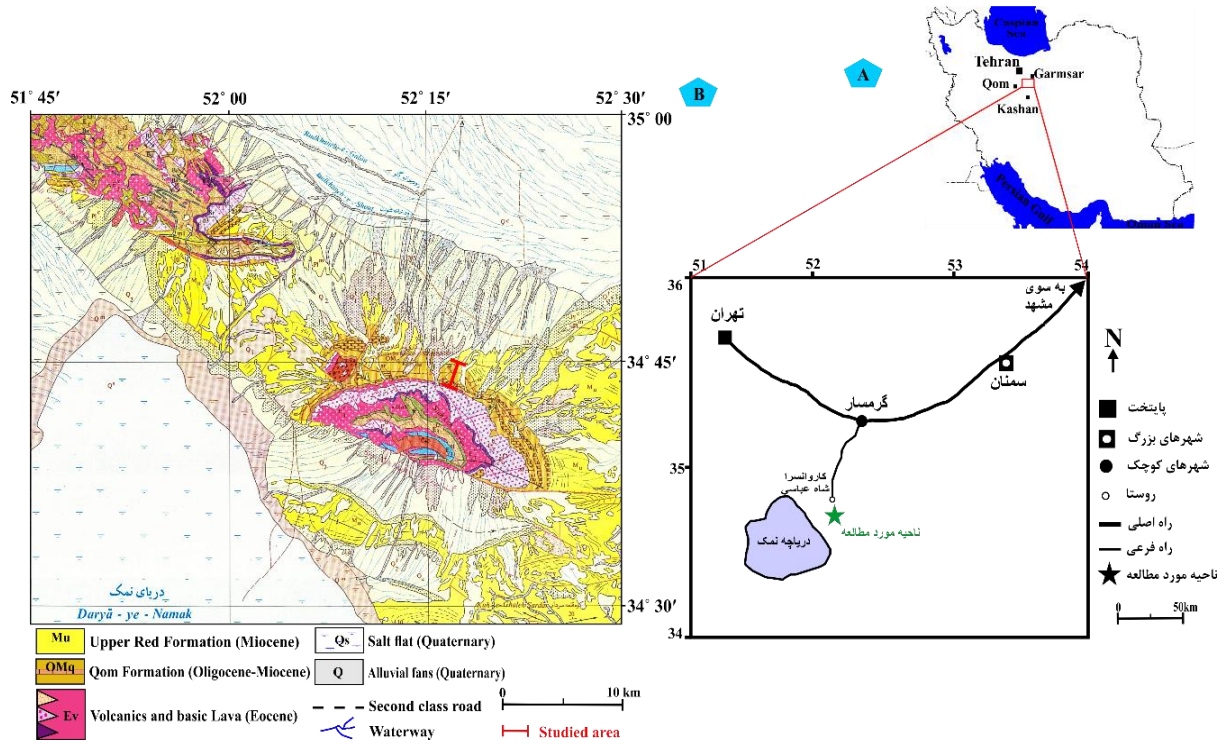
مطالعه متمرکز می‌شوند، این روش در بررسی رخدادهای زیستی نانوفسیل‌های آهکی در مرز بایوزون‌ها از دقت بالاتری برخوردار است.

اسلایدهای تهیه شده به روش‌های فوق، توسط میکروسکپ نوری مدل Olympus BX53، مجهز به دوربین Olympus DP73 با بزرگ‌نمایی ۱۲۵۰ برابر مورد مطالعه قرار داده شد و از گونه‌های شناسایی شده با بزرگ‌نمایی ۲۰۰۰ برابر عکس‌برداری صورت گرفته است. جهت مطالعه نانوفسیل‌های آهکی توسط میکروسکپ نوری، علاوه بر استفاده از نور عادی و رنگی، از تیغه کمکی ژیپس (XPL+GP) و گاهی کوارتز (XPL+QP) جهت بررسی و شناسایی جنس و گونه‌های مختلف استفاده شد. جهت مطالعات آماری نانوفسیل‌های آهکی به روش نیمه کمّی از الگوهای Lupi & Wise (2006) و Self-Trail (2011) استفاده شد که بر اساس این روش‌ها عامل حفظ‌شدگی، فراوانی گونه‌ای و فراوانی گونه‌های موجود در اسلاید/ میدان دید به شکل زیر محاسبه و تفکیک گردیده است:

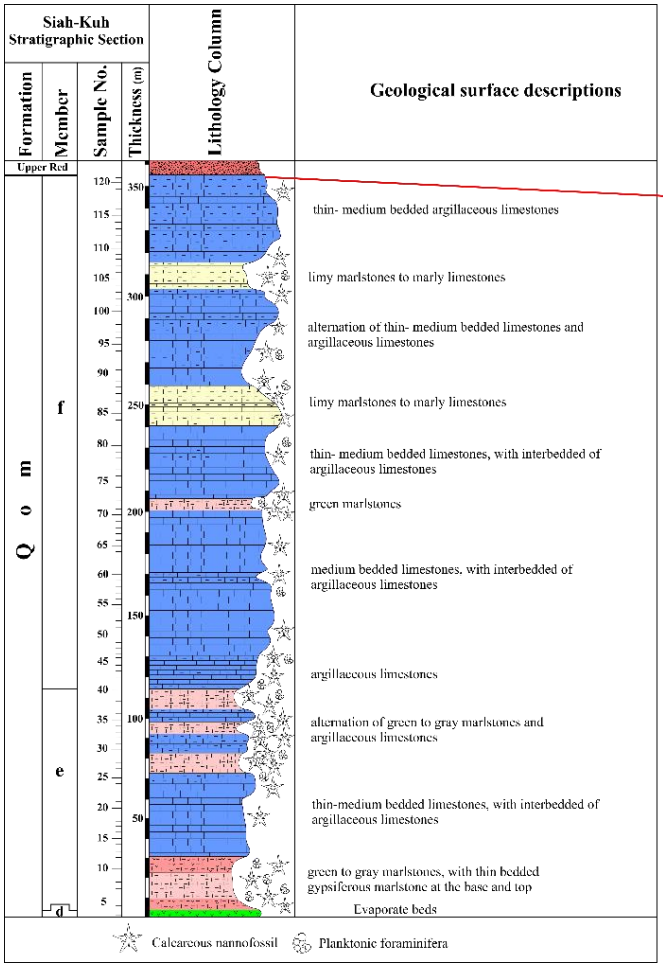
حفظ شدگی: خیلی خوب حفظ شده (Very Good= VG)، خوب حفظ شده (Good=G)، حفظ شدگی متوسط (Moderate=M) و حفظ شدگی ضعیف (Poor=P).

فراوانی گونه‌ای: حضور ۱ فرد از گونه در هر میدان دید (Abundant=A)، حضور ۲ فرد از گونه در ۱ تا ۱۰ میدان دید (Common=C)، حضور ۱ فرد از گونه در ۱۱ تا ۱۰۰ میدان دید (Frequent=F) و حضور ۱ فرد از گونه در بیش از ۱۰۰ میدان دید (Rare=R).

فراوانی گونه‌های موجود در اسلاید/ میدان دید: وجود بیش از ۱۰ گونه در هر میدان دید (Abundant=A)، وجود ۱ تا ۱۰ گونه در هر میدان دید (Common=C)، وجود ۱ گونه در ۱ تا ۱۰ میدان دید (Frequent=F)، وجود ۱ گونه در ۱۱ تا ۱۰۰ میدان دید (Rare= R) و بدون فسیل (Barren= B).




شکل ۲: الف) نمایش موقعیت برش و راه دسترسی به آن؛ ب) نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه همراه با نمایش موقعیت برش برداشت شده (I) (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ آران؛ امامی، ۱۳۷۱).



شکل ۳: ستون سنگ چینه‌ای و توصیف صحرایی عضوهای e و f سازند قم در برش سیاه کوه، همراه با نمایی از مرز بالایی آن با سازند قرمز بالایی

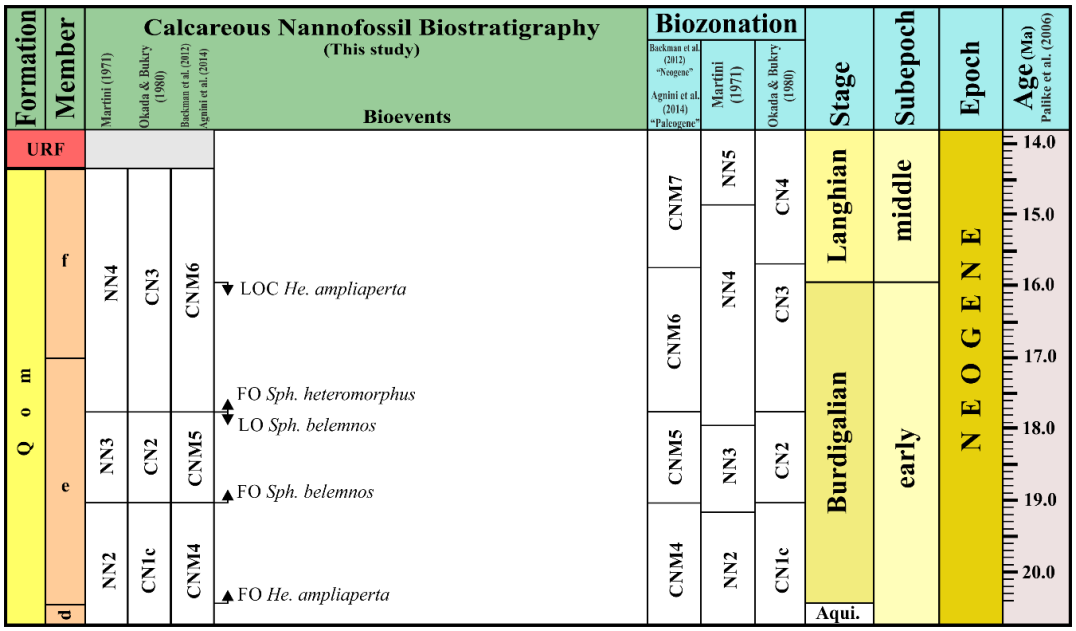
در پژوهش حاضر در برش سیاه‌کوه تعداد ۴۶ اسلاید تهیه شده به روش اسمیراسلاید با بزرگ‌نمایی ۱۲۵۰ برابر مورد بررسی‌های آماری قرار گرفته که نتایج حاصل از آن مطابق جدول شماره ۱ ارائه گردیده است.

لازم به ذکر است جهت بایوزوناسیون این بخش از سازند قم و مقایسه این بایوزون‌ها با سایر الگوهای جهانی، از علائم و اختصارات استانداردی به شرح زیر استفاده شده و تطابق آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۴):

۱ـ NN (Neogene Nannofossils): الگوی بایوزوناسیون تعریف شده توسط Martini (1971) برای توالی نئوژن.

۲ـ CN (Neogene Coccoliths): الگوی بایوزوناسیون تعریف شده توسط Okada & Bukry (1980) برای توالی‌های نئوژن

۳ـ CNM (Calcareous Nannofossil Miocene): الگوی بایوزوناسیون تعریف شده توسط Backman *et al.* (2012) برای رخنمون‌های میوسن در عرض‌های جغرافیایی پایین تا متوسط.




شکل ۴: نمایش بایوزون‌های نانوفسیلی شناسایی شده در عضوهای e و f سازند قم و تطابق آن با الگوهای استاندارد جهانی. این تطابق براساس داده‌های کرونواستراتیگرافی Palike *et al.* (2006) و الگوی بایوزوناسیون Backman *et al.* (2012) ترسیم شده است.

## زیست چینه نگاری

کوکولیتوفورها از جالب‌ترین و مهمترین زیستاران دریایی هستند که به عنوان یکی از بزرگ‌ترین گروه‌های فیتوپلانکتون دریایی، نقش حیاتی در بوم‌سازگان دریایی دارند (Young *et al.*, 2003). این گروه از فیتوپلانکتون‌ها به عنوان تولیدکنندگان بزرگ رسوبی، فسیل‌های شاخص در زیست‌چینه نگاری و شناساگرهای مهم تغییرات اقیانوس دیرینه محسوب می‌شوند (Young *et al.*, 2003). از این رو، در پژوهش حاضر با توجه به اهمیّتی که نانوفسیل‌های آهکی در زیست چینه نگاری دارند، به مطالعه الگوی پراکندگی آن‌ها و تهیه چارچوب زیست چینه‌ای مطابق با الگوهای استاندارد جهانی Martini (1971) و Backman *et al.* (2012) پرداخته و با بایوزون‌های Okada & Bukry (1980) مطابقت داده شد (جدول۱ و شکل ۴). بررسی مجموعه‌های نانوفسیلی نمونه‌های مورد مطالعه به شناسایی ۳۸ گونه متعلق به ۱۵ جنس از نانوفسیل‌های آهکی منجر شد (پلیت‌های ۱ و ۲).

| Serie | M I O C E N E | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Stage | | | B u r d i g a l i a n | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Langhian | | | | | | |
| Formation | Q O M | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Member | d | | e | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | f | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Nannofossil Zones (Martini, 1971) & (Backman et al., 2012) | | | NN 2 | | | | | NN 3 | | | | | | | | | | | NN4 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | CNM 4 | | | | | CNM 5 | | | | | | | | | | | CNM 6 - CNM 7 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Samples No. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 19 | 24 | 26 | 27 | 28 | 33 | 34 | 35 | 37 | 39 | 40 | 44 | 49 | 59 | 71 | 72 | 79 | 84 | 85 | 87 | 94 | 99 | 103 | 104 | 105 | 106 | 107 | 108 | 109 | 111 | 114 | 117 | 119 | 121 |
| Thickness (m) | 1 | 3 | 6 | 8 | 10 | 12 | 15 | 19 | 22 | 25 | 28 | 31 | 53 | 68 | 73 | 76 | 79 | 94 | 97 | 100 | 106 | 112 | 115 | 128 | 138 | 168 | 203 | 206 | 229 | 244 | 246 | 256 | 276 | 291 | 303 | 306 | 309 | 312 | 315 | 318 | 321 | 326 | 335 | 344 | 350 | 355 |
| Preservation | 0 | 0 | G | G | G | G | G | G | G | G | M | M | M | M | M | G | G | G | G | M | G | G | G | M | P | M | M | M | M | M | M | G | M | M | M | M | G | G | M | M | M | M | M | M | M | M |
| Slide Abundance | B | B | A | A | A | A | A | A | A | A | C | C | C-F | F | C | C | C | A | A | A | A | A | C | C | C | C | C | A | C | C | C | C | F | F | C | C | C | F | C | C | F | F | F | C | C | F |
| Braarudosphaera bigelowii | 0 | 0 | F | F | F | F | 0 | R | F | R | R | R | 0 | R | R | R | F | R | R | 0 | 0 | F | 0 | F | 0 | R | F | F | R | R | 0 | 0 | 0 | 0 | R | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | R | 0 | 0 | R | R |
| Coccolithus pelagicus | 0 | 0 | A | A | A | A | A | A | A | C | C | C | F | F | C | C | C | A | C | C | A | C | C | F | F | F | C | C | F | F | C | C | C | F | F | F | F | R | F | C | F | F | F | C | C | F |
| Reticulofenestra minuta | 0 | 0 | A | A | A | C | F | F | A | C | C | F | F | F | F | A | A | F | C | F | F | F | R | F | R | R | C | C | R | C | F | R | 0 | F | C | C | C | F | C | C | F | F | F | C | C | F |
| Reticulofenestra haqii | 0 | 0 | A | A | A | C | C | A | C | C | C | C | C | C | C | A | A | A | A | A | A | A | C | C | C | C | C | A | C | C | C | F | F | F | C | C | C | F | C | C | C | F | F | C | C | F |
| Reticulofenestra sp. | 0 | 0 | F | F | F | F | F | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | F | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cyclicargolithus floridanus | 0 | 0 | A | A | A | A | A | A | A | A | A | C | C | F | C | C | C | A | A | C | A | A | A | C | C | C | C | C | F | C | C | F | F | F | C | C | C | F | C | C | F | F | F | C | C | F |
| Sphenolithus moriformis | 0 | 0 | C | C | C | C | C | C | C | C | F | F | F | C | C | C | F | C | C | 0 | C | C | C | F | R | F | F | F | F | R | F | F | R | R | F | F | F | F | F | F | F | F | 0 | 0 | F | F |
| Sphenolithus conicus | 0 | 0 | C | C | C | C | C | C | F | F | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sphenolithus dissimilis | 0 | 0 | C | C | C | C | C | C | F | F | F | F | 0 | 0 | 0 | F | F | R | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sphenolithus tintinnabulum | 0 | 0 | C | C | C | C | F | F | R | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sphenolithus disbelemnos | 0 | 0 | C | C | C | C | C | C | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | F | F | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Helicosphaera carteri | 0 | 0 | C | C | C | C | C | C | C | F | F | F | R | F | F | F | F | C | C | C | R | F | R | R | R | F | C | C | R | F | F | F | F | F | C | C | C | C | C | C | F | F | F | F | F | F |
| Helicosphaera euphratis | 0 | 0 | C | C | C | C | C | C | F | F | F | 0 | R | R | F | F | F | F | C | C | C | C | C | C | F | F | C | C | F | F | F | F | R | R | F | F | F | F | F | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Helicosphaera intermedia | 0 | 0 | F | F | 0 | F | R | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Helicosphaera obliqua | 0 | 0 | C | C | F | F | C | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Helicosphaera ampliaperta | 0 | 0 | C | C | C | C | C | C | C | F | F | F | 0 | 0 | F | F | F | R | F | R | 0 | F | 0 | F | 0 | 0 | R | F | 0 | 0 | 0 | C | F | F | C | C | F | F | R | R | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Helicosphaera sp. | 0 | 0 | F | F | F | R | 0 | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | R |
| Pontosphaera multipora | 0 | 0 | F | F | 0 | F | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | F | R | 0 | 0 | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Pontosphaera wallacei | 0 | 0 | F | F | 0 | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Pontosphaera sp. | 0 | 0 | R | 0 | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Hughesius tasmaniae | 0 | 0 | C | C | C | C | C | C | C | F | F | F | F | 0 | F | F | F | F | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Hughesius gizoensis | 0 | 0 | C | C | C | C | C | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Hughesius youngii | 0 | 0 | F | C | C | C | C | C | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Hayella challengeri | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Discoaster deflanderi | 0 | 0 | C | C | C | F | F | F | C | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Discoaster druggii | 0 | 0 | F | F | F | F | F | F | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Triquetrorhabdulus challengeri | 0 | 0 | F | F | F | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Micrantholithus sp. | 0 | 0 | F | 0 | 0 | F | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Calcidiscus sp. | 0 | 0 | C | F | C | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Cryptococcolithus mediaperforatus | 0 | 0 | F | 0 | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Umbilicosphaera rotula | 0 | 0 | F | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sphenolithus pseudoheteromorphus | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sphenolithus procerus | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | F | F | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | R | 0 | 0 | 0 | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sphenolithus belemnos | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | C | C | C | F | F | R | 0 | C | C | C | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Helicosphaera scissura | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | F | F | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | 0 | F | R | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sphenolithus heteromorphus | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | C | C | C | F | F | F | 0 | 0 | F | C | F | F | R | F | R | R | F | F | F | F | F | F | F | F | F | F | F | R |
| Sphenolithus milanetti | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Reticulofenestra pseudoumbilicus | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | F | F | 0 | 0 | F | 0 | 0 |

جدول ۱: الگوی پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی عضوهای e و f سازند قم در برش سیاه‌کوه، همراه با بایوزون‌های شناسایی و تفکیک شده

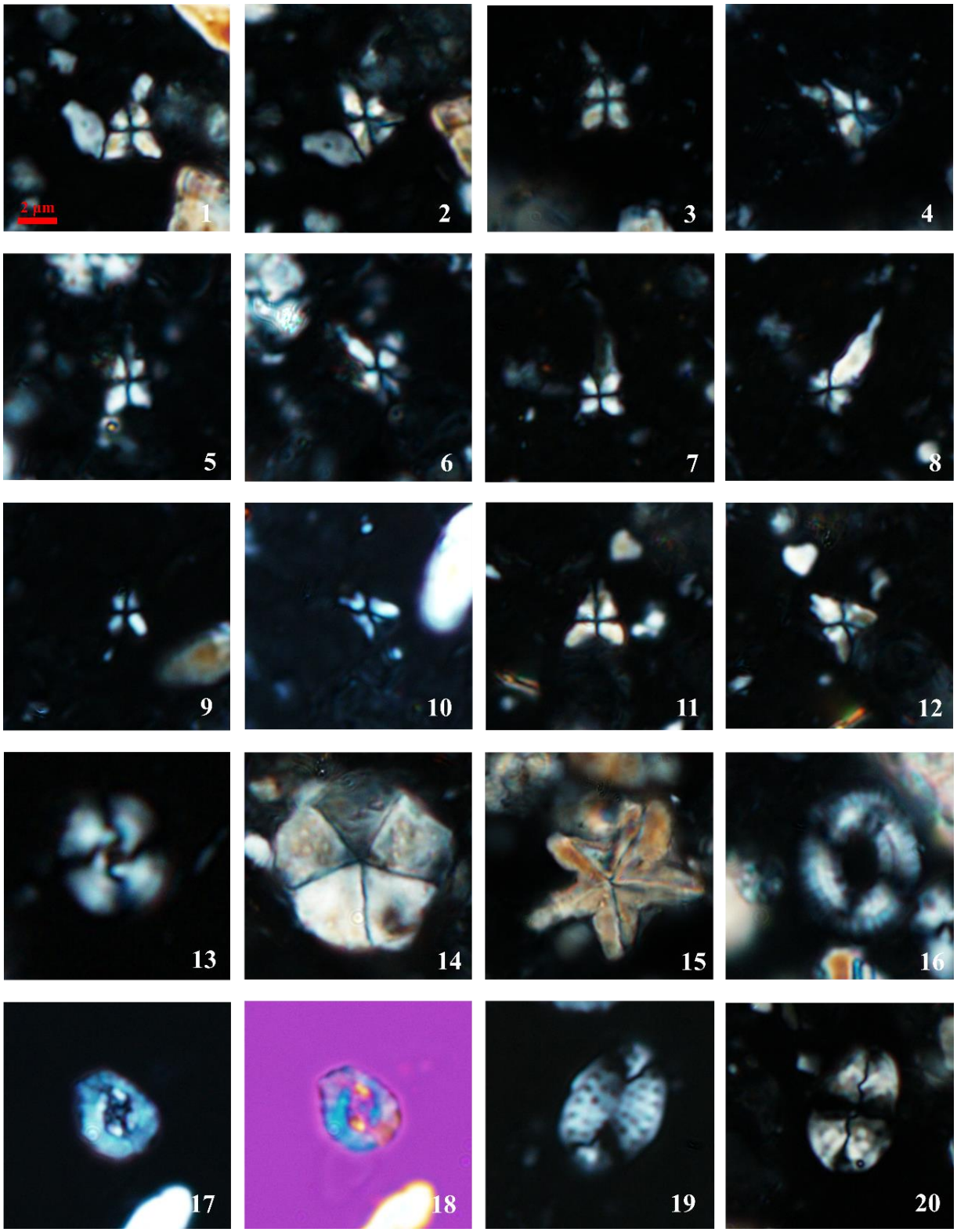



**Plate 1**

1-2) *Sphenolithus conicus* Bukry, 1971 (Fig. 1: 0º, Fig. 2: 45º); 3-4) *Sphenolithus disbelemnos* Fornaciari & Rio, 1996 (Fig. 3: 0º, Fig. 4: 45º); 5-6) *Sphenolithus belemnos* Bramlette & Wilcoxon, 1967 (Fig. 5: 0º, Fig. 6: 45º); 7-8) *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, 1953 (Fig. 7: 0º, Fig. 8: 45º); 9-10) *Sphenolithus tintinnabulum* Maiorano & Monechi, 1997 (Fig. 9: 0º, Fig. 10: 45º); 11-12) *Sphenolithus dissimilis* Bukry & Percival, 1971 (Fig. 11: 0º, Fig. 12: 45º); 13) *Cyclicargolithus floridanus* Bukry, 1971 (XPL); 14) *Braarudosphaera bigelowii* Deflandre, 1947 (XPL); 15) *Micrantholithus* sp. Deflandre in Deflandre & Fert, 1954 (XPL); 16) *Hayella challengeri* Theodoridis, 1984 (XPL); 17- 18) *Cryptococcolithus mediaperforatus* Varol, 1991 (Fig. 17: XPL, Fig. 18: GP); 19) *Pontosphaera multipora* Roth, 1970 (XPL); 20) *Pontosphaera wallacei* Persico & Villa, 2013 (XPL); Scale bar= 2 µm, XPL= Cross Polarizing Light, GP= Gypsum Plate.

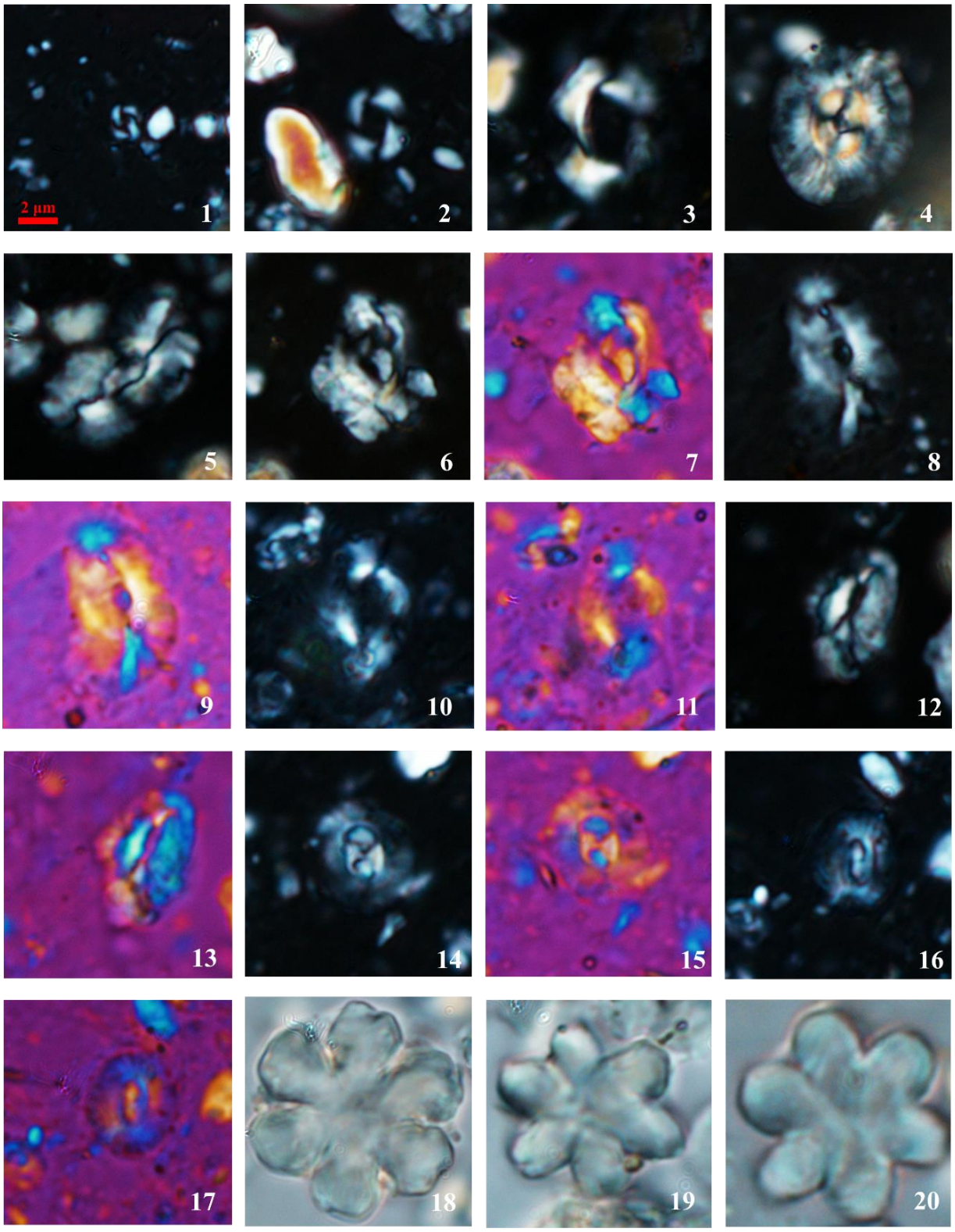



**Plate 2**

1) *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 (XPL); 2) *Reticulofenestra haqii* Backman, 1978 (XPL); 3) *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner, 1969 (XPL); 4) *Coccolithus pelagicus* Schiller, 1930 (XPL); 5) *Helicosphaera euphratis* Haq, 1966 (XPL, Fig.5: 45º); 6-7) *Helicosphaera intermedia* Martini, 1965 (Fig. 6: XPL, Fig. 7: GP); 8- 9) *Helicosphaera carteri* Kamptner, 1954 (Fig. 8: XPL, Fig. 9: GP); 10-11) *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette & Wilcoxon, 1967 (Fig. 10: XPL, Fig. 11: GP); 12-13) *Helicosphaera scissura* Miller, 1981 (Fig. 12: XPL, Fig. 13: GP); 14-15) *Hughesius tasmaniae* de Kaenel & Villa, 1996 (Fig. 14: XPL, Fig. 15: GP); 16-17) *Hughesius gizoensis* Varol, 1989 (Fig. 16: XPL, Fig. 17: GP); 18) *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel, 1954 (Fig. 18: QP); 19-20) *Discoaster* cf. *druggii* Bramlette & Wilcoxon, 1967 (Figs. 19-20: QP); Scale bar= 2 µm, XPL= Cross Polarizing Light, GP= Gypsum Plate, QP= Quartz Plate.

بر اساس گونه‌های شاخص مشاهده شده، بایوزون‌های استاندارد نانوفسیلی NN2-NN4 که پیش از این توسط Martini (1971) و به صورت جهانی معرفی شده است، در عضوهای e و f سازند قم تفکیک گردید که به شرح زیر است:

**Discoaster druggii Zone (NN2)**

این بایوزون بر اساس اولین حضور گونه *Discoaster druggii* تا آخرین حضور گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* تعریف می‌شود (Martini & Worsley, 1970) و مشخص کننده سن میوسن پیشین (اکیتانین ـ بوردیگالین) می‌باشد (Perch-Nielsen, 1985). به عقیده محققین متعدد از جمله Backman *et al.* (2012) و Perch-Nielsen (1985)، اولین حضور گونه *Helicosphaera ampliaperta* در بخش بالایی این بایوزون است که Backman *et al.* (2012)، Albasravi (2016) و Ogg *et al.* (2016) این رخداد را منطبق بر مرز اکیتانین ـ بوردیگالین می‌دانند. از آن جا که گونه *Helicosphaera ampliaperta* در اولین نمونه (نمونه ۳) در ضخامت ۶ متری از قاعده عضو e سازند قم مشاهده شده است، این امر نشان دهنده گسترش بخش بالایی بایوزون NN2 در محدوده چینه‌شناسی مورد مطالعه (قاعده عضو e) و بیانگر شروع رسوب‌گذاری این عضو از زمان آشکوب بوردیگالین است (جدول ۱ و شکل ۴).

از سویی دیگر Raffi *et al.* (2006) در مطالعات خود بیان داشته‌اند که گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* در بازه حضور خود در محیط‌های دریایی، چندین مرحله حضور و غیاب دارد و به این جهت شاخص مفید و قابل اعتمادی جهت تفکیک مرز بالایی بایوزون NN2 به شمار نمی‌رود. Fornaciari *et al.* (1990) و سپس Raffi *et al.* (2006) در مطالعات خود به هم‌پوشانی محدوده آخرین حضور گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* و اولین حضور گونه *Sphenolithus belemnos* در نقاط مختلف دنیا اشاره داشتند. از این رو Backman *et al.* (2012) در تهیه الگوی بایوزوناسیون خود از این رخداد قابل اعتماد (اولین حضور *Sphenolithus belemnos*) جهت تعیین مرز بالایی بایوزون NN2 و قاعده بایوزون NN3 استفاده نموده‌اند. در برش مورد بررسی گونه *Triquetrorhab-dulus carinatus* در محدوده چینه‌شناسی عضوهای e و f سازند قم مشاهده نگردید. لذا همانند سایر مطالعات (برای مثال: Fornaciari *et al.*, 1990؛ Raffi *et al.*, 2006؛ Backman *et al.*, 2012) در مطالعه حاضر نیز جهت تفکیک مرز بالایی بایوزون NN2 از اولین حضور گونه *Sphenolithus belemnos* که در ضخامت ۱۹ متری (نمونه ۸) ثبت گردیده، استفاده شد. بنابراین، توالی مربوط به ضخامت ۶ تا ۱۹ متری برش سیاه‌کوه به بایوزون NN2 تعلق دارد و قابل تطابق با بخش بالایی بایوزون CNM4 از بایوزوناسیون Backman *et al.* (2012) و زیرزون CN1c از الگوی Okada & Bukry (1980) می‌باشد (جدول ۱ و شکل ۴). این بایوزون با ضخامت ۱۳ متر در قاعده عضو e تفکیک گردیده است.

**Sphenolithus belemnos Zone (NN3)**

این بایوزون بر اساس آخرین حضور گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* تا آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnos* تفکیک می‌گردد (Martini & Worsley, 1970؛ emend Martini, 1971) و بیانگر سن میوسن پیشین (بوردیگالین) می‌باشد (Perch-Nielsen, 1985). در محدوده مرز بالایی این بایوزون در نقاط مختلف دنیا، هم‌پوشانی محدوده آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnos* با اولین حضور گونه *Sphenolithus heteromorphus* ثبت شده است (Bukry, 1975؛ Perch-Nielsen, 1985) به گونه‌ای که Okada & Bukry (1980) از این هم‌پوشانی جهت تعریف بایوزون CN2 بهره برده‌اند. در این پژوهش همان گونه که پیش از این نیز گفته شد،

گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* در محدوده مطالعاتی حاضر (عضوهای e و f) مشاهده نشده و قاعده بایوزون NN3 با اولین حضور گونه *Sphenolithus belemnos* و رأس آن مطابق با تعریف توسط آخرین حضور این گونه تفکیک شده به طوری که این آخرین حضور در ضخامت ۹۴ متری (نمونه ۳۳) مشاهده شده است. علاوه برآن، هم‌پوشانی آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnos* همراه با اولین حضور *Sphenolithus heteromorphus* نیز در این ضخامت مشاهده گردید. بنابراین از ضخامت ۱۹ متری (اولین حضور *Sphenolithus belemnos*) تا ۹۴ متری (آخرین حضور *Sphenolithus belemnos* یا اولین حضور *Sphenolithus heteromorphus*) دربرگیرنده بایوزون NN3 از بایوزوناسیون Martini (1971) و CNM5 از الگوی استاندارد Backman *et al.* (2012) می‌باشد (جدول ۱) که ضخامتی برابر با ۷۵ متر از عضو e را دربرمی‌گیرد. همچنین، این بایوزون قابل مقایسه با بایوزون CN2 مربوط به الگوی بایوزوناسیون Okada & Bukry (1980) است (شکل ۴).

**Helicosphaera ampliaperta Zone (NN4)**

با توجه به تعریف، این بایوزون محدوده بین آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnos* تا آخرین حضور گونه *Helicosphaera ampliaperta* را شامل می‌شود (Bramlette & Wilcoxon, 1967؛ emend Martini, 1971). این بایوزون بیانگر سن میوسن پیشین (بوردیگالین) تا پایین‌ترین قسمت آشکوب لانگین است (Perch-Nielsen, 1985). به عقیده Bukry (1973) و Okada & bukry (1980) آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnos* با اولین حضور گونه *Sphenolithus heteromorphus* در مرز پایینی این بایوزون هم‌پوشانی دارد. علاوه برآن، این محققین از اولین حضور گونه *Calcidiscus macintyrei*، یا پایان بایوزون فراوانی گونه *Discoaster deflandrei* یا آخرین پیدایش گونه *Helicosphaera ampliaperta* جهت تفکیک مرز بالایی بایوزون CN3 استفاده نموده‌اند. از دیگر رخدادهایی که جهت تفکیک مرز بالایی این بایوزون کاربرد دارد، می‌توان به اولین پیدایش فرم *Discoaster exilis* (Martini, 1980)، کاهش شدید در فراوانی و یا حتی انقراض گونه *Helicosphaera euphratis* در طول این بایوزون (Perch-Nielsen, 1985) و به ویژه در محدوده مرز بوردیگالین ـ لانگین (Backman *et al.*, 2012)، اولین حضور فرم‌های *Discoaster tuberi- Discoaster signus* (Backman *et al.*, 2012؛Rio *et al.*, 1990) و کاهش شدید فراوانی گونه *Cyclicargolithus floridanus* در بخش بالایی این بایوزون (Perch-Nielsen, 1985) اشاره کرد.

همان گونه که در بایوزون NN3 ذکر شد آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnos* رأس این بایوزون را نشان می‌دهد و مطابق با تعریف بیانگر قاعده بایوزون NN4 (Martini, 1971) نیز می‌باشد که در برش سیاه‌کوه همراه با اولین حضور گونه *Sphenolithus heteromorphus* و در ضخامت ۹۴ متری از قاعده برش مورد مطالعه ثبت شده است. بایوزون NN4 با توجه به دارا بودن سنی معادل بوردیگالین تا لانگین پیشین در بخش بالایی عضو e واقع شده است. به عبارتی قاعده این بایوزون در فاصله ۲۱ متری از لبه بالایی عضو e یا به بیان دیگر قاعده عضو f قرار دارد. اگرچه از قاعده بایوزون NN4 به طرف رأس برش مورد مطالعه که بخشی از عضو e و عمدتاً عضو f را دربرمی‌گیرد، نانوفسیل‌های آهکی با فراوانی نسبتاً خوبی وجود دارد، اما شاخص‌های زمانی که بتوان بر مبنای آن بخش بالایی این بایوزون و یا قاعده بایوزون NN5 را مشخص کرد مشاهده نگردید. در عین حال تغییرات محسوسی در مجموعه نانوفسیل‌های آهکی برش مورد بررسی در ضخامت ۳۱۸

متری (نمونه ۱۰۸) مشاهده گردید که از این بین می‌توان به کاهش زیاد در فراوانی گونه‌های *Cyclicargolithus floridanus*، *Helicosphaera ampliaperta* و *Helicosphaera euphratis* و ادامه حضور گونه *Sphenolithus heteromorphus* در مجموعه نانوفسیلی اشاره کرد (جدول۱). از آن جا که این رخدادها در بخش بالایی بایوزون NN4 ثبت شده و مطابق با سایر نقاط دنیا بیانگر حدود مرز بوردیگالین ـ لانگین است، پس احتمالاً توالی بخش بالایی سازند قم (بخش بالایی عضو f) در برش سیاه‌کوه طی زمان آشکوب لانگین پیشین نهشته شده است. پیش از این Hadavi *et al.* (2010) نیز به نهشت توالی بالایی سازند قم (عضو e) در برش کمرکوه طی زمان بوردیگالین ـ سراوالین اشاره داشته‌اند. همچنین، Daneshian & Ramezani Dana (2017) و Daneshian & Ghanbari (2017) به ترتیب در ناحیه قم و زنجان با مطالعه روزن‌داران پلانکتون چند برش، به نهشته شدن بالاترین بخش این سازند در زمان بوردیگالین پسین ـ لانگین اشاره کرده‌اند. اگر چه این بایوزون به طور کلی قابل قیاس با بایوزون‌های CNM6 - CNM7 از الگوی استاندارد Backman *et al.* (2012) و CN3-CN4 مربوط به بایوزوناسیون تعریف شده توسط Okada & Bukry(1980) می‌باشد، اما در مطالعه پیش‌رو با توجه به مجموعه‌های نانوفسیلی و رخدادهای ثبت شده، تنها هم‌ارزی با بایوزون‌های CN3 و CNM6 با محدوده سنی بوردیگالین ـ لانگین پیشین قابل ثبت و گزارش بوده است (شکل۴).

## الگوی پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی

پژوهش حاضر بر روی نانوفسیل‌های آهکی عضوهای e و f سازند قم حاکی از تنوع و حفظ شدگی متوسط تا خوب این گروه میکروفسیلی پلانکتون در برش مورد مطالعه می‌باشد به طوری که مطابق با جدول ۱، گونه‌های با حفظ‌شدگی خوب در بخش‌های مارنی تا مارن آهکی مشاهده و ثبت شده‌اند، در حالی که مجموعه نانوفسیلی موجود در بخش‌های سنگ آهکی تا سنگ آهک رسی دارای سطح حفظ شدگی نسبتاً پایین‌تری نسبت به فرم‌های قبل هستند. این امر ناشی از وجودکربنات کلسیم بیشتر در محیط رسوبی و تبلور مجدد بر روی ساختمان نانوفسیل‌های آهکی است (Roth, 1973؛ Dedert *et al.*, 2014). علاوه بر آن، تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر روی آن نمونه‌ها نیز غیر قابل چشم پوشی است.

مجموعه نانوفسیل‌های آهکی مورد بررسی بیانگر گسترش و فراوانی گونه‌های متعلق به جنس‌های *Coccolithus*، *Cyclicargolithus*، *Discoaster*، *Helicosphaera*، *Reticulofenestra* و *Sphenolithus* می‌باشد. گونه‌های *Helicosphaera ampliaperta*، *Helicosphaera euphratis* و *Helicosphaera carteri* از ابتدای عضو e در مجموعه نانوفسیلی با فراوانی خوب (C) حضور دارند و به سمت مرز تقریبی آشکوب‌های بوردیگالین و لانگین (بخش بالایی بایوزون NN4) به تدریج از فراوانی آن‌ها کاسته و به صورت کم (F) تا نادر(R) ظاهر می‌شوند و گونه *Helicosphaera carteri* تنها هلیکوسفرید غالب در مجموعه‌های پس از این مرز محسوب می‌شود (جدول ۱).

دیگر گونه‌هایی که در بخش آغازین برش مورد مطالعه به عنوان فرم‌های غالب مجموعه نانوفسیلی مشاهده می‌شوند شامل *Sphenolithus conicus*، *Sphenolithus dissimilis*، *Sphenolithus moriformis*، *Sphenolithus tintinna-bulum* و تا حدی گونه *Sphenolithus disbelemnos* می‌باشند. از این بین تنها گونه *Sphenolithus moriformis* و *Sphenolithus hetero-morphus* تا انتهای عضو f در بین سایر نانوفسیل‌های آهکی با فراوانی کم (F) حضور دارند و سایر فرم‌ها به تدریج به طرف انتهای بایوزون NN3 نادر و یا منقرض می‌شوند (جدول۱). همچنین فرم‌های رتیکولوفنستراید، گونه‌های *Coccolithus pelagicus* و

*Cyclicargolithus floridanus* در مطالعه حاضر با فراوانی نسبتاً بالایی در مجموعه‌های نانوفسیلی از ابتدا تا انتهای برش مشاهده گردیدند. اگرچه اندازه آن‌ها به تدریج روند کاهشی نشان می‌داد، اما تغییرات محسوسی در فراوانی آن‌ها (به جز گونه *Cyclicargolithus floridanus*) ثبت نشد.

## نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر با هدف بررسی الگوی پراکندگی و زیست‌چینه‌ای نانوفسیل‌های آهکی، بر روی عضوهای e و f سازند قم در برش سیاه‌کوه انجام شده است. مطابق مطالعات صورت گرفته، ۳۸ گونه متعلق به ۱۵ جنس از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی و معرفی گردید. بر اساس گونه‌های شاخص شناسایی شده، بایوزون‌های NN2-NN4 از بایوزوناسیون Martini (1971)، بایوزون‌های CNM4-CNM6 مربوط به Backman *et al.*(2012) و همچنین زیرزون و بایوزون‌های CN1c-CN2-CN3 از بایوزوناسیون Okada & Bukry (1980) در سازند قم تفکیک گردید و هم‌ارزی آن‌ها با یکدیگر بررسی شد. ارزش چینه‌شناسی بایوزون‌ها بیانگر نهشته شدن عضوهای e و f طی زمان بوردیگالین تا لانگین پیشین در برش سیاه‌کوه است. علاوه برآن، مطالعات آماری صورت گرفته نشانگر تغییر در مجموعه‌های نانوفسیلی در محدوده مرز آشکوب‌های بوردیگالین ـ لانگین می‌باشد. در این بررسی، گونه *Helicosphaera ampliaperta* به طرف مرز میوسن پیشین با میانی (مرز آشکوب‌های بوردیگالین ـ لانگین) به تدریج کم و در مرز مذکور ناپدید می‌شود. همچنین کاهش در فراوانی گونه‌های *Helicosphaera euphratis* و *Cyclicargolithus floridanus* به طرف مرز مذکور و غالب شدن گونه *Helicosphaera carteri* پس از آن کاملاً مشهود است که به این تغییرات در الگوی بایوزوناسیون Martini (1971) و همچنین Backman *et al.* (2012) نیز اشاره شده است و شاهدی بر گذر از میوسن پیشین (بوردیگالین) به میوسن میانی (لانگین) می‌باشد.

## سپاس‌گزاری

نویسندگان از پروفسور Marie-Pierre Aubry (دانشگاه روتگرز، امریکا) و پروفسور Jeremy Young (کالج دانشگاه لندن، انگلستان) به خاطر ارائه نظرات و مشاوره‌های ارزشمند و از مدیریت محترم اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به خاطر فراهم آوردن امکانات آزمایشگاهی و صحرایی کمال تشکر و امتنان را دارند. این پژوهش حاصل طرح پژوهشی به ثبت رسیده با شماره ۳/۳۹۴۲۸ در دانشگاه فردوسی مشهد می‌باشد که نویسندگان برخود لازم دانسته‌اند از مدیریت محترم دانشگاه و گروه زمین‌شناسی نیز به دلیل فراهم نمودن امکانات پژوهشی سپاس‌گزاری نمایند.

## منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران، *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۵۸۳ ص.

الماسی‌نیا، ب.، ۱۳۷۸. بیواستراتیگرافی سازند قم بر مبنای نانوپلانکتون‌های آهکی در مقطع پاسنگان. *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد*، ۲۳۶ ص.

امامی، م.ه.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ آران، *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.

امیرشاه‌کرمی، م.، نعیمی، م.، ۱۳۹۵. زیست چینه نگاری روزن‌داران کف‌زی بزرگ در نهشته‌های الیگوسن ـ میوسن ازسازند قم در ناحیه کهک در ارومیه دختر. *پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۳۲ (۶۳): ۹۱-۱۰۸.

جلالی، م.، صادقی، ع.، آدابی، م.ح.، ۱۳۹۵. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش سطحی

شرق سیاه‌کوه (جنوب گرمسار). *فصلنامه زمین شناسی ایران*، ۱۰ (۳۹): ۸۳-۱۰۲.

دانشیان، ج.، اسدی مهماندوستی، الف.، رمضانی دانا، ل.، ۱۳۹۶. ریزرخساره، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش ده نمک، شمال شرق گرمسار. *فصلنامه زمین‌شناسی ایران*، ۱۱ (۴۱): ۲۳-۴۳.

سنماری، س.، ۱۳۹۵. بیواستراتیگرافی نهشته‌های سازند قم بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در جنوب شرق کاشان. *پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۳۲ (۶۲): ۹۹-۱۰۷.

Abaie, I., Ansari, H.J., Badakhshan, A., & Jafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran. *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 15: 561-574.

Albasravi, W.A., 2016. Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy from the Tropical Atlantic. *Dissertations and Thesis in Earth and Atmospheric Sciences, University of Nebraska*: 1-7.

Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., & Palike, H., 2012. Biozonation and biochronogy of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newslatters on stratigraphy*, 45 (3): 221-244.

Behforouzi, E., & Safari, A., 2011. Biostratigraphy and paleoecology of the Qom Formation in the Chenar area (Northwestern Kashan), Iran. *Review Mexicana Sciences Geology*, 28: 555-565.

Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.

Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. *In*: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. *Chapman and Hall*, London, 16-28.

Bozorgnia, F., 1965. Qum Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.

Bramlette, M.N., & Wilcoxon, J.A., 1967. Middle Trtiary calcareous nannoplankton of the Cipero Section, *Trinidad*, *Tulane Student Geology*, 5: 93-131.

Bukry, D., 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, No. 14: Washington (United States Government Publishing Office), 15: 685-703.

Bukry, D., 1975. Coccolith and silicoflangellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. *Initial Reports Deep Sea drilling Project*, 32: 677-701.

Daneshian, J., & Ramezani Dana, L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 844-858.

Daneshian, J., & Ramezani Dana, L., 2017. Foraminiferal biostratigraphy of the Miocene Qom Formation, Northwest of the Qom, Central Iran. Front. *Earth Sciences*, 1-15.

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*, 283 (3): 239-254.

Dedert, M., Stoll, H., Kars, S., Young, J.R., Shimizu, N., Kroon, D., Lourens, L., & Ziveri, P., 2014. Temporally variable diagenetic overgrowth on deep-sea nannofossil carbonates across Palaeogene hyperthermals and implications for isotopic analyses. *Marine Micropaleontology*, 107: 18-31.

Dozy, J., 1955. A sketch of post-Cretaceous volcanism in central Iran. *Leidse Geology Meded*, 20: 48-57.

Furrer, M.A., & Soder, P.A., 1955. The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region (Central Iran). Rome, Italy. *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress*, Rome, 267-277.

Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Villa, G., Backman, J., & Olafsson, G., 1990. Quantitative distribution patterns of Oligocene and Miocene calcareous nannofossils from the western equatorial Indian Ocean. *Proceeding* Ocean Drilling Program, *Scientific Results*, College Station, 115: 237-254.

Fornaciari, E., & Rio, D., 1996. Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 1: 1-36.

Hadavi, F., Notghi-Moghaddam, M., & Mousazadeh, H., 2010. Burdigalian-serravalian calcareous nannoplanktons from Qom Formation, Northcenter Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 3: 133-139.

Karevan, M., Vaziri-Moghaddam, H., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014. Biostratigraphy and paleoecological reconstruction on Scleractinian reef corals of Rupelian-Chattian succession (Qom Formation) in northeast of Delijan area. Iran. *Geopersia Journal*, 4 (1): 11-24.

Lupi, C., & Wise, S.W.Jr., 2006. Calcareous nannofossil biostratigraphic framework for middle Eocene sediments from ODP Hole 1260A, Demerara Rise. *Revue de micropaléontologie*, 49: 245-253.

Maghfori Moghadam, H., Holakouee, Z., Yazdi, M., & Yousefi, B., 2017. Biofacies Analysis of the Upper Oligocene Deposits (Qom Formation) in Urumieh Dokhtar Zone, Iran. *Anuáriodo Institute de Geociências*, 40 (2): 163-179.

Martini, E., & Worsley, T., 1970. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 225: 289-290.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous nannoplankton zonation. *Procedings II Planktonic Conference*, Roma, 1: 339-386.

Martini, E., 1980. Oligocene to Recent calcareous nannoplankton from the Philippine Sea. *Deep Sea Drilling Project Leg 59, Initial Report*, 59: 547-565.

Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R., & Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenviornmental interpretation of the Qom Formation, south of the Kashan, central Iran. *Carbonate Evaporite*, 26: 255-271.

Nouradini, M., Azami, S.H.R., Hamad, M., Yazdi, M., & Ashouri, A.R., 2015. Foraminiferal paleoecology and paleoenvironmental reconstructions of the lower Miocene deposits of the Qom Formation in Northeastern Isfahan, Central Iran. *Boletin de la Sociedad Geology of Mexicana*, 67: 59-73.

Okada, H., & Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5 (3): 321-325.

Ogg, J.G., Ogg, G.M., & Gradstein, F., 2016. A Concise Geologic Time Scale (GTS). *Elsevier*: 187-210.

Parandavar, M., & Hadavi, F., 2017. Calcareous nannofossils biostratigraphy of the Qom Formation in Central Iran. *International Nannoplankton Association*, 16: 130.

Palike, H., Norris, R.D., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Coxall, H.K., Lear, C.H., Shackleton, N.J., Tripati, A.K., & Wade, B.S., 2006. The heartbeat of the Oligocene climate system. *Science*, 14: 1894-1898.

Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils; In: Plankton stratigraphy Book. *Cambridge Earth Science Series, New York*, 329-554.

Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., & Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews*, 25 (23): 3113-3137.

Rahaghi, A., 1973. Étude de quelques grands foraminifères de la Formation de Qum (Iran Central). *Revue de Micropaléontologie*, 16: 23-38.

Rahaghi, A., 1976. Contribution an l'étude de quelques grands foramifères de l'Iran. *Société National Iranienne des Pétroles Laboratoire de Micropaléontologie*. Publication No. 6, Parts, 6 (1- 3): 1-79.

Rahaghi, A., 1980. Tertiary Faunal Assemblage of Qum-Kashan, Sabzewar and Jahrum Areas. National Iranian Oil Company. *Geological Laboratories*, 8: 1-64.

Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2007. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateway. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.

Rio, D., Fornaciari, E., & Raffi, I., 1990. Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossils from western equatorial Indian Ocean (Leg 115). *Proceeding* Ocean Drilling Program, *Scientific Results*, College Station, 115: 175-235.

Roth, P.H., 1973. Calcareous nannofossils, Leg 17, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 17: 695-795.

Self-Trail, J.M., 2011. Paleogene calcareous nannofossils of the South Dover Bridge core, Southern Maryland (USA). *Journal of nannoplankton research*, 32 (1): 1-28.

Soder, P.A., 1956. Detailed investigations on the marine formation of Qum. *National Iranian Oil Company*, Geological report No. 154 of Exploration Directorate.

Soder, P.A., 1959. Detailed investigations on the marine formation (Oligo-Miocene) of Qum. Geological report No. 186 of Exploration Directorate, *National Iranian Oil Company*.

Stöcklin, J., & Setudehina, A., 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran. *Geology Survey of Iran*, 18: 1-376.

Yazdi-Moghaddam, M., 2011. Early Oligocene larger foraminiferal biostratigraphy of the Qom Formation, South of Uromieh (NW Iran). *Turkish Journal of Earth Science*, 20: 847-856.

Young, J.R., Geisen, M., Cros, L., Kleijne, A., Sprengel, C., Probert, I., & Ostergaard, J.B., 2003. A guide to extant coccolithophore taxonomy. *Journal of Nannoplankton Research Special Issue*, 1: 1-125.

Zhu, Y., Qi, Y., Zhang, B., Yang, H., He, C., Wang, S., Zhou, W., Zhu, Q., & Li, Z., 2007. Revision of the age of the Qom Formation in the central Iran basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 715-721.