



رخساره‌های رسوبی

جلد ۱۲، شماره ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۸، شماره پیاپی ۲۳

شاپا: ۷۸۷X-۲۰۰۸

فهرست

بازسازی محیط رسوبی و نوسانات نسبی سطح آب دریا در نهشته‌های کرتاسه - پالئوسن، البرز مرکزی، شمال ایران ۱۶۲

جواد ربانی، نصرالله عباسی، رضا امامقلی، محمد سعید شریعت‌زاده

زیست چینه نگاری، زیست رخساره‌ها و شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در نهشته‌های دونین میانی - بالایی برش کوه بند عبدالحسین (جنوب شرق انارک) ۱۷۴

بهاره شاکری، علی بهرامی، حسین وزیری مقدم، پیتر کونیگشوف

نخستین گزارش کنودونت‌ها و ماهیان گوادالوپین از قاعده سازند دالان در برش گهکم، شمال بندرعباس (زاگرس بلند) ۱۹۴

حسین غلامعلیان، محمد پوستی، واجیک هایراپطیان

سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری سازند دلیچای در برش چینه شناسی باغی، شمال باختری اسفراین، براساس زیای آمونیتی ۲۰۷

وحید کرابی، عباس قادری، احمد رئوفیان، علیرضا عاشوری

زیست چینه نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون و مقایسه آن با سایر نواحی زاگرس ۲۲۶

محمد گودرزی، محمد وحیدی‌نیا، حسن امیری بختیار، محمدرضا نورایی نژاد

حوادث زیستی نانوفسیل‌های آهکی از *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone تا *Helicosphaera ampliaperta* Zone در توالی الیگومیوسن یال جنوب غربی تاقدیس نواب ۲۴۱

مرضیه لفظی، علی اصغر ثیاب قدسی، سعیده سنماری، امیر صلاحی

مقایسه زیست‌زون‌های آمونیتی با نانوفسیلی در سازند آیتامیر، شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ (برش امیرآباد) ۲۸۶

نسیم موسوی، انوشیروان لطفعلی کنی، عبدالمجید موسوی‌نیا

استراکدهای سازند چمن‌بید در برش قرونه (رشته کوه‌های بینالود) ۲۷۶

فاطمه هادوی، بیتا مصطفوی

رخساره های رسوبی

جلد ۱۲، شماره ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۸

با شماره پروانه ۱۲۴/۳۳۰۵ از معاونت امور مطبوعاتی و اطلاع رسانی وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی
و درجه علمی - پژوهشی شماره ۸۹/۳/۱۱/۸۹۴۱۵ از کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

« بر اساس مصوبه وزارت عتف از سال ۱۳۹۸، کلیه نشریات دارای درجه "علمی - پژوهشی" به نشریه "علمی" تغییر نام یافتند »

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد
مدیر مسئول و سردبیر: دکتر علیرضا عاشوری

هیئت تحریریه:

دکتر علیرضا عاشوری، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید رضا موسوی حرمی، استاد - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر فاطمه هادوی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر محمد داستانبور، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر عزیزالله طاهری، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه صنعتی شاهرود)

دکتر ابراهیم قاسمی نژاد، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه تهران)

دکتر مهدی یزدی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه اصفهان)

ناشر: دانشگاه فردوسی مشهد

امور فنی و چاپ: مدیریت نشر آثار علمی دانشگاه فردوسی مشهد

پست الکترونیک: gs@um.ac.ir

نشانی وب سایت: http://jearth.um.ac.ir

این نشریه در پایگاه های زیر نمایه می شود:

http://www.isc.gov.ir

۱- پایگاه استنادی علوم جهان اسلام (ISC)

http://www.magiran.com

۲- بانک اطلاعات نشریات کشور (MAGIRAN)

http://www.sid.ir

۳- پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID)

مشاوران علمی این شماره:

- دکتر هادی جهانگیر، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (آکادمی ملی علوم چین)
- دکتر محمد جواد حسنی، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته)
- دکتر لیدا خدادادی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه پیام نور)
- دکتر جواد ربّانی، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه زنجان)
- دکتر احمد رؤفیان، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فرهنگیان)
- دکتر سید ناصر رئیس السادات، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه بیرجند)
- دکتر الهه زارعی، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه دامغان)
- دکتر علی رحمانی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (شرکت ملی نفت ایران)
- دکتر محسن علامه، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه آزاد اسلامی مشهد)
- دکتر حسین غلامعلیان، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه هرمزگان)
- دکتر عباس قادری، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر آبرادات مافی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق)
- دکتر ابراهیم محمدی، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته)
- دکتر عبدالمجید موسوی نیا، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه پیام نور)
- دکتر مرضیه نطقی مقدم، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه پیام نور)
- دکتر فاطمه هادوی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر واجیک هایراپطیان، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه آزاد اصفهان)

ویراستار متن فارسی: دکتر عباس قادری (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن انگلیسی: دکتر سید رضا موسوی حرمی (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی: دکتر عباس قادری (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)

آدرس: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، نشریه رخساره‌های رسوبی.
صندوق پستی ۹۱۷۷۵-۱۴۳۶

بهای تک شماره ۱۰۰۰۰ ریال (دانشجویان ۵۰۰۰ ریال)، حق اشتراک سالانه برای داخل کشور ۲۰۰۰۰ ریال.
لطفاً وجوه اشتراک را به حساب جاری شماره ۵۰۴۹۴-۴۲۵۰ بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی مشهد به نام
نشریه رخساره‌های رسوبی (مطالعات زمین شناسی) واریز فرمایید.
تلفن دفتر نشریه: ۰۵۱-۳۸۸۰۴۱۴۳

با توجه به سیاست کمیسیون بررسی نشریات کشور مبنی بر تخصصی شدن تمام مجلات علمی و فعالیت آنها در سطح گرایشهای علمی خاص مطرح در هر رشته، **دوفصلنامه رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد** که دارای **اعتبار علمی - پژوهشی** از کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور است، به صورت کاملاً تخصصی در زمینه‌های چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و رسوب‌شناسی فعالیت خواهد کرد. مهمترین محورهای علمی مورد پذیرش این نشریه شامل بررسی و تفسیر محیطهای زیستی جانوران و گیاهان گذشته، مطالعات دیرینه‌شناسی سیستماتیک و بررسی محیطهای رسوب‌گذاری کربناته و آواری با استفاده از ابزار و روشهای تحلیل رخساره‌ای است. فسیل‌شناسی، زیست‌شناسی دیرینه یا پالئوبیولوژی، بوم‌شناسی دیرینه یا پالئواکولوژی، ارتباط متقابل موجودات گذشته با محیط زندگی خود، چینه‌نگاری، تحلیل و تکامل حوضه، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، ژئوشیمی رسوبی و ... موضوعاتی هستند که با اهداف پژوهشی این نشریه مرتبطند.

در این راستا، رعایت نکات زیر برای نویسندگان محترم به هنگام تهیه و ارسال مقالات ضروری است:

- مقاله ارسال شده در نشریه دیگری چاپ نشده و یا همزمان برای سایر مجلات ارسال نشده باشد.
- مسئولیت صحت و سقم مقاله به لحاظ علمی و حقوقی به عهده نویسنده مرتبط (عهده‌دار مکاتبات) است.
- چنانچه نویسنده مرتبط مقاله دانشجو بوده و مقاله ارسالی از پایان نامه فرد استخراج شده است، ارسال نامه‌ای با امضای استاد راهنما مبنی بر مطالعه و تأیید مندرجات علمی موجود به عنوان یک فایل تکمیلی همراه با مقاله ضروری است.
- مجله حق رد یا قبول و نیز ویراستاری مقالات را برای خود محفوظ می‌دارد و از بازگرداندن مقالات دریافتی معذور است.
- اصل مقالات رد شده یا انصرافی پس از سه ماه از آرشيو مجله خارج خواهد شد و این نشریه هیچ گونه مسئولیتی در این ارتباط نخواهد داشت.

«مجله در پذیرش یا نپذیرفتن مقاله و همچنین ویراستاری آن آزاد است»

«نویسنده باید هنگام ارسال مقاله متن زیر را تایپ و همراه مقاله ارسال نماید»

بسمه تعالی

سر دبیر محترم مجله رخساره‌های رسوبی

اینجانب نویسنده مرتبط مقاله

اینجانب با اطلاع کامل از قوانین و مقررات ارسال و نشر مقالات علمی، مقاله حاضر را که حاصل تلاشهای علمی خود و همکارانم می‌باشد، برای مجله رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد ارسال و تعهد می‌نمایم که این مقاله قبلاً در مجله دیگری چاپ نشده و برای مجله دیگری هم فرستاده نشده است.

امضاء

تاریخ

بازسازی محیط رسوبی و نوسانات نسبی سطح آب دریا در نهشته‌های کرتاسه - پالئوسن، البرز مرکزی، شمال ایران

جواد ربانی^{۱*}، نصرالله عباسی^۲، رضا امامقلی^۳، محمد سعید شریعت‌زاده^۴

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

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

۳- کارشناس ارشد چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۴- رئیس مطالعات زمین‌شناسی، شرکت نفت خزر، منطقه عملیاتی خزر، بهشهر، مازندران، ایران

*پست الکترونیک: rabbani@znu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۲/۲۲

تاریخ دریافت: ۹۸/۲/۱۶

چکیده

نهشته‌های کرتاسه - پالئوسن که در پهنه شمالی - مرکزی البرز رخنمون گسترده‌ای دارند، در ۴۵ کیلومتری جنوب ساری از سنگ آهک‌ها و ماسه‌سنگ‌ها به همراه سیلت سنگ‌ها و تبخیری‌ها تشکیل شده‌اند. ضخامت این توالی در این ناحیه ۲۳۵ متر است. به منظور بازسازی محیط رسوبی و نوسانات نسبی سطح آب دریا در زمان نهشته شدن این رسوبات، تعداد ۷۰ نمونه سنگی به روش سیستماتیک برداشت شد. مرز کرتاسه - پالئوسن در این برش با استفاده از مطالعات دیرینه‌شناسی روزن‌داران و پالینومورف‌ها تعیین گردید. همچنین به منظور بازسازی نوسانات نسبی سطح آب دریا و محیط رسوب‌گذاری، مطالعات آماری پالینومورف‌های حاضر در این توالی‌ها انجام شد. بر مبنای مطالعات فسیل‌شناسی روزن‌داران و پالینومورف‌ها و با شناسایی *Tricolpites phillipsii* پولن شاخص مرز کرتاسه - پالئوسن، همچنین با حضور گونه داینوفلاژله *Palaeopridinium cretaceum* که گستره سنی آن تا انتهای کامپانین می‌باشد و نیز وجود روزن‌دار *Elphidiella multiscissurata* که گستره سنی آن مربوط به ماستریشتین می‌باشد، سن مجموعه توالی‌های مورد مطالعه از کامپانین تا ابتدای پالئوسن تعیین گردید. با توجه به ظهور *Tricolpites phillipsii*، مرز کرتاسه - پالئوسن در افق ۱۳۳ متری از قاعده این برش قرار دارد. مطالعات آماری بر روی شاخص‌های پالینولوژی و ترسیم نمودار نوسانات نسبی سطح آب دریا بر مبنای آنها نشان داد که در مرز کرتاسه - پالئوسن افت نسبی سطح آب رخ داده است، به نحوی که این پدیده با نمودار جهانی سطح آب دریا و نمودار فراوانی نسبی داینوسیست‌ها در مقیاس جهانی کاملاً منطبق می‌باشد. این موضوع مؤید ارتباط حوضه رسوبی البرز با آب‌های آزاد اقیانوسی و تأثیر ائوستازی بر حوضه رسوبی مورد مطالعه در زمان کرتاسه - پالئوسن می‌باشد. همچنین بر اساس مطالعات رخساره‌های رسوبی و پراکندگی داده‌های پالینولوژیکی بر روی نمودارهای سه‌تایی پالینوفاسیس، محیط رسوبی نزدیک به ساحل در یک سیستم رمپ کربناته برای این توالی‌ها پیشنهاد می‌شود.

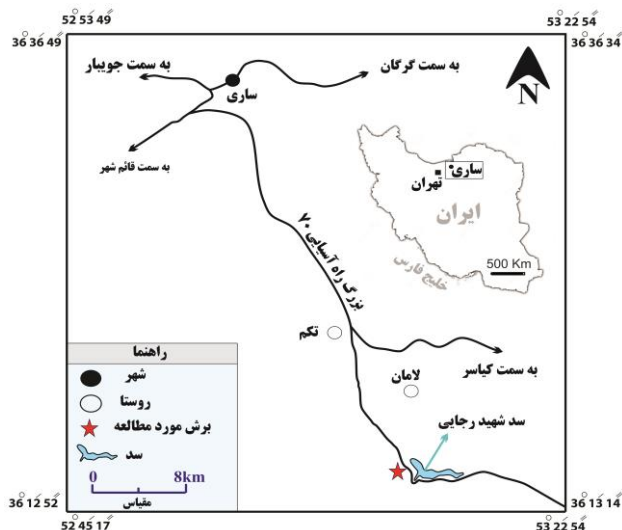
واژه‌های کلیدی: محیط رسوبی؛ نوسانات سطح آب دریا؛ کرتاسه - پالئوسن؛ البرز.

مقدمه

برخورد پهنه ایران مرکزی با بلوک خزر جنوبی به وجود آمده است (Stöcklin, 1974). توالی‌های کرتاسه بالایی در البرز عمدتاً شامل کربنات‌ها و مارن‌های دریایی می‌باشند

رشته‌کوه البرز با راستای خاوری - باختری در شمال ایران و در جنوب دریای خزر به عنوان حاشیه شمالی کوهزاد آلپ - هیمالیا در باختر آسیا به شمار می‌رود. این رشته‌کوه در اثر

بالایی در دره رودخانه لار، واحد یک با نام سازند تیزکوه به سن کرتاسه پیشین و واحدهای دو، سه، چهار و پنج از سنومانین تا مایستریشین را تعیین کردند. آنان برش الگوی واحد یک را در جنوب باختری کوه دماوند و در نزدیکی پلور انتخاب نموده و مطالعات آنها پایه و اساس تقسیمات چینه‌شناسی رسوبات کرتاسه در البرز مرکزی گردید.



شکل ۱: راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

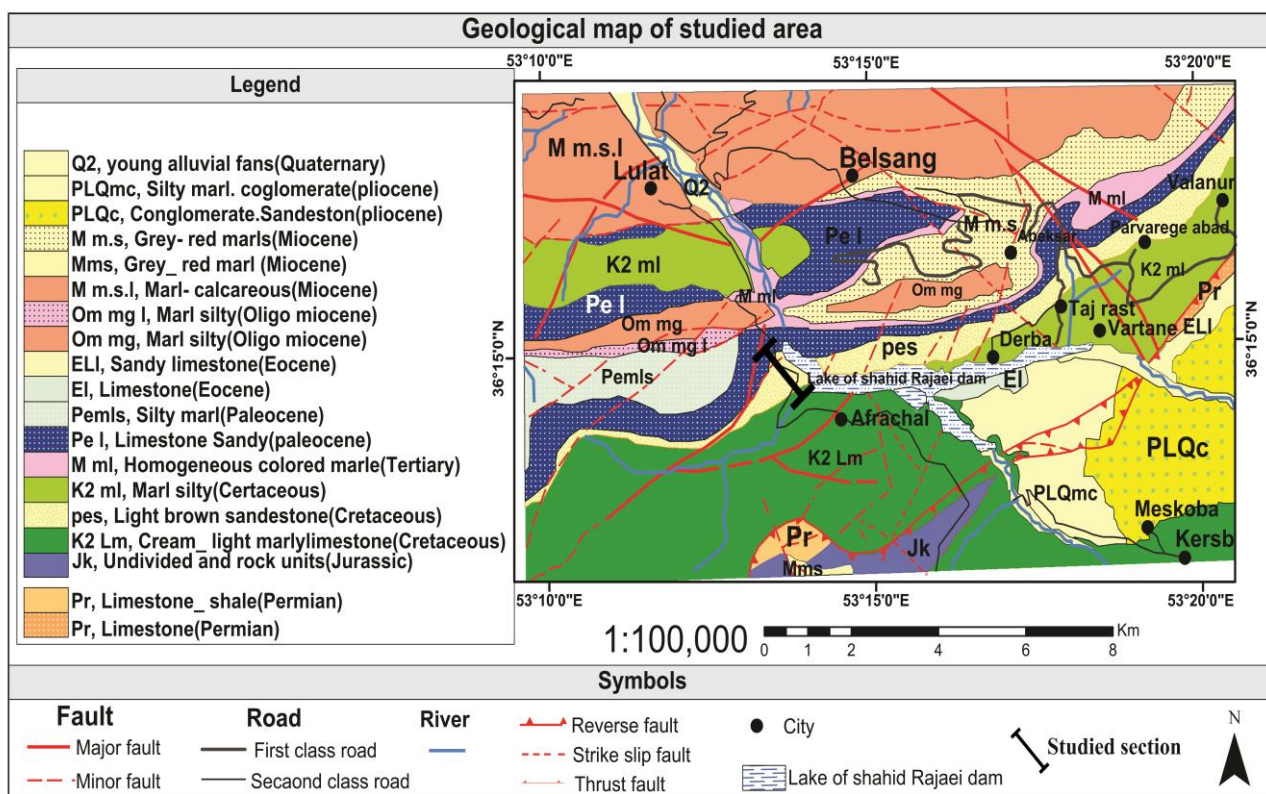
نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه ساری شامل نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ (Manoucheri, 1991) و ۱:۱۰۰۰۰۰ (Vahdati Daneshmand, 2003) می‌باشند که داده‌های اولیه را در اختیار زمین‌شناسان قرار می‌دهند. از نظر مطالعات دیرینه‌شناسی گزارش فسیل مهره‌داران میوسن منطقه تا کام (Stehlin, 1931) و همچنین گزارش‌های مقدماتی مهره‌داران موجود در سد شهید رجایی (Ataabadi & Abbassi, 2007)، مهمترین مطالعات دیرینه‌شناسی منطقه تنگه سلیمان می‌باشند. در جست‌وجوهای به عمل آمده، به نظر می‌رسد تاکنون نتیجه مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و سنگ‌چینه‌نگاری دقیق از رسوبات کرتاسه - پالتوسن جنوب ساری گزارش نشده است. با این وجود مهاجر سلطانی و شریعت‌زاده (۱۳۹۳) مطالعاتی بر روی سنگ منشأ هیدروکربوری نهشته‌های جنوب ساری را به انجام داده‌اند.

به طوری که این توالی‌ها در نواحی باختری و خاوری با یکدیگر متفاوت هستند. توالی‌های سنوزوئیک در این ناحیه شامل کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌هایی می‌باشند که به صورت ناپیوسته بر روی نهشته‌های مزوزوئیک قرار گرفته‌اند. در بخش‌های شمالی البرز، نهشته‌های دریای کم عمق پالتوسن زیرین به صورت پیوسته بر روی توالی‌های کربناته کرتاسه قرار گرفته‌اند (Rezaeian, 2009). نهشته‌های کرتاسه - پالتوژن در یال شمالی البرز مرکزی رخنمون خوبی دارند و با ستبرای ۲۳۵ متر متشکل از توالی کربناته، سیلت‌سنگ و ماسه‌سنگ به همراه گچ هستند.

به منظور مطالعه چینه‌شناسی توالی‌های کرتاسه - پالتوژن در یال شمالی البرز مرکزی، از برش چینه‌شناسی در ۴۵ کیلومتری جنوب شهر ساری نمونه برداری شد و مورد مطالعه قرار گرفت. در این مطالعه، فسیل‌های روزن‌داران کفزی، پالینومورف‌ها و رخساره‌های پالینولوژیکی به منظور تعیین سن، محیط رسوبی و بازسازی نوسانات نسبی سطح آب دریا در زمان رسوب‌گذاری این توالی‌ها مورد بررسی قرار گرفتند. در این ناحیه توالی‌های کرتاسه و پالتوژن در مجاورت سد شهید رجایی رخنمون خوبی را از خود نشان می‌دهند (Vahdati Daneshmand, 2003) و لذا این برش چینه‌شناسی در جنوب ساری و در مجاورت سد یاد شده در منطقه تنگه سلیمان برداشت شده است (شکل ۱ و ۲).

پیشینه پژوهش

نخستین مطالعات زمین‌شناسی پهنه البرز مرکزی در ناحیه مازندران را Erni (1931) با ارائه برش‌های چینه‌شناسی رسوبات سنوزوئیک به همراه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه انجام یافت. Erni (1931) در این گزارشات به چینه‌شناسی و زمین‌شناسی ساختمانی دره رودخانه‌های تالار و تجن پرداخته است. Assereto & Ippolito (1964) با مطالعه رسوبات کرتاسه



شکل ۲: نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه؛ برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید (Vahdati Daneshmand, 2003)

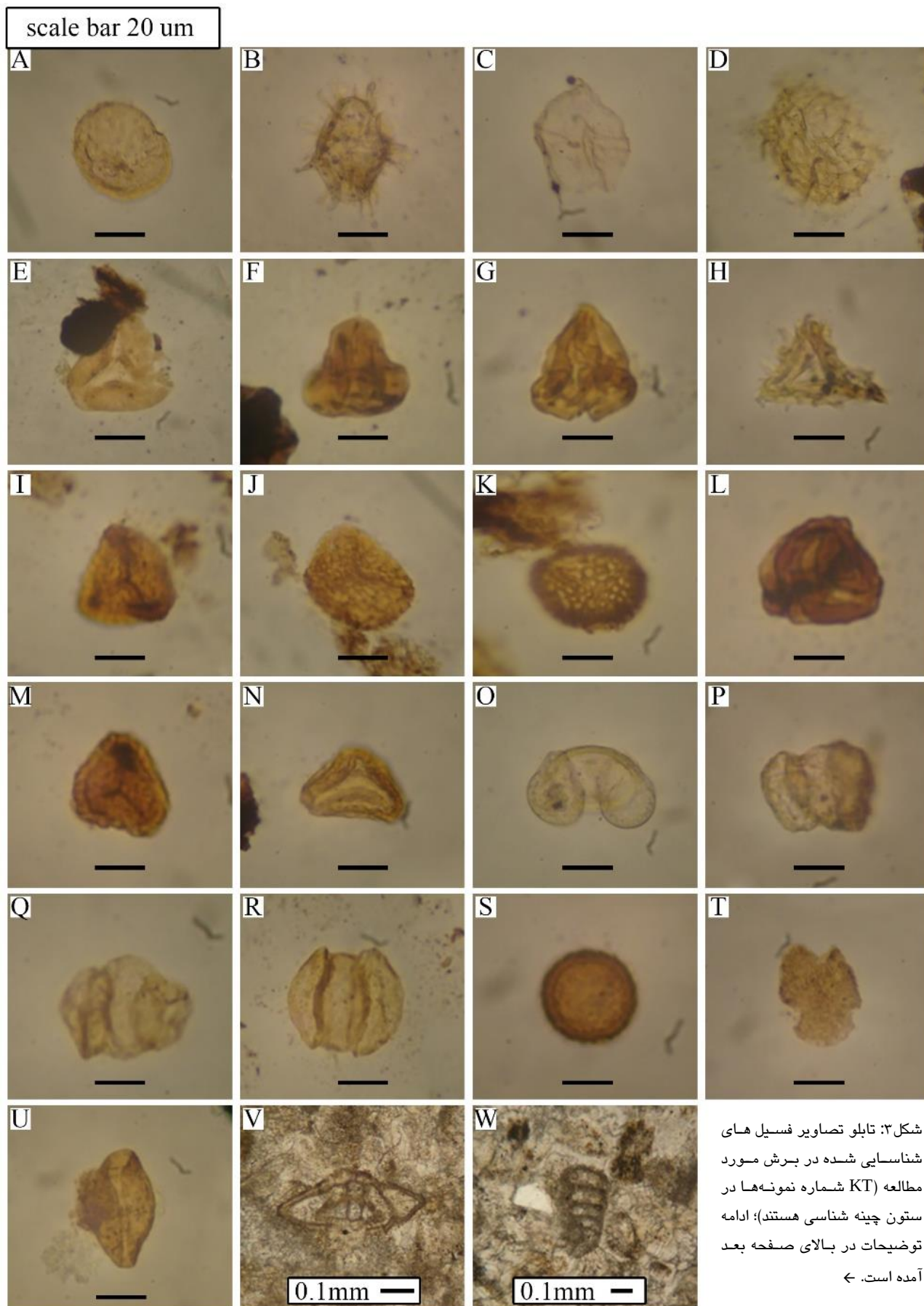
روش مطالعه

به منظور تعیین سن نسبی، محیط رسوبی و بررسی نوسانات سطح آب دریا در عبور از این مرز، تعداد ۷۰ نمونه سنگی از توالی‌های مورد مطالعه به روش منظم و همچنین با توجه به تغییرات سنگ شناسی برداشت گردید. نمونه‌های برداشت شده به منظور مطالعات پالینولوژی در دانشگاه زنجان به روش استاندارد (Traverse, 2007) آماده سازی شدند. در این روش به منظور از بین بردن کانی‌های کربناته، از اسید کلریدریک ۳۷ درصد صنعتی و به منظور از بین بردن کانی‌های سیلیکاته از اسید فلتوریدریک ۳۷ درصد صنعتی استفاده شد.

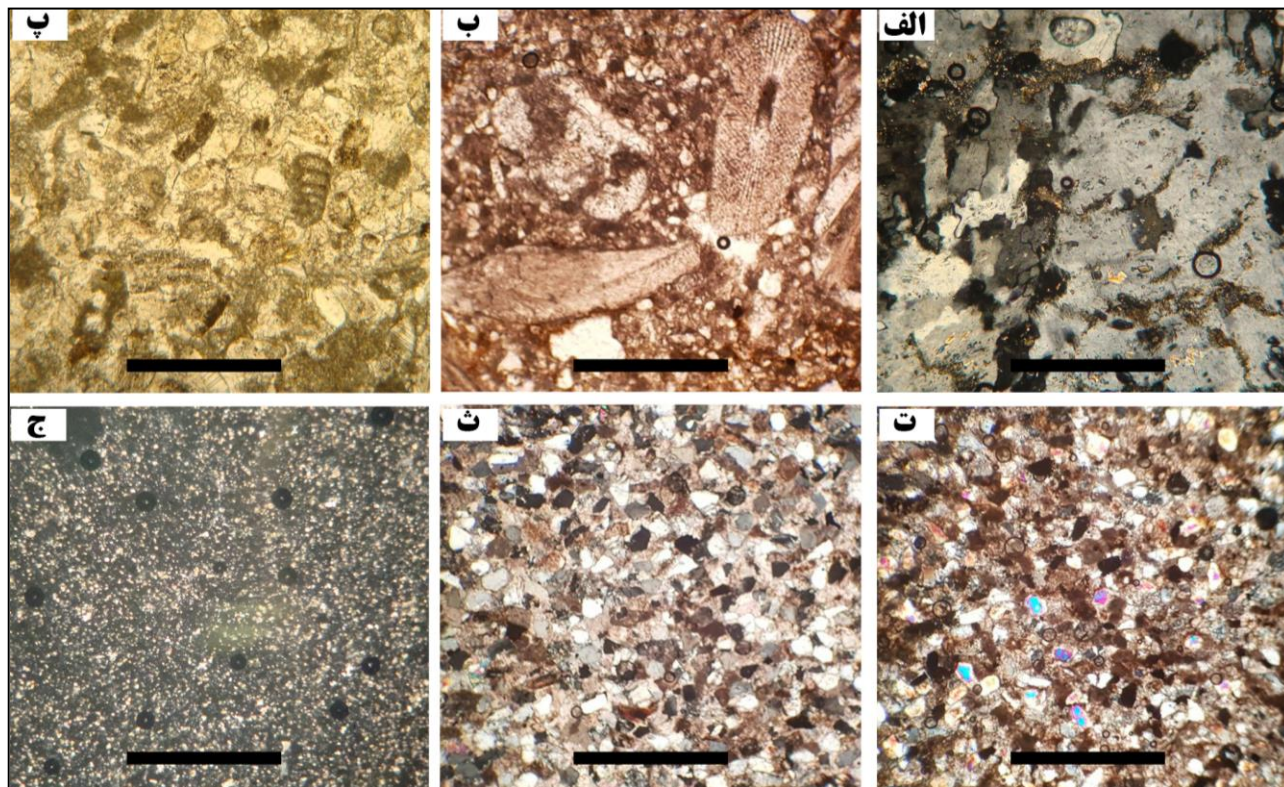
مواد باقی مانده پس از مرحله اسید شویی از صافی ۲۰ میکرون عبور داده شدند و ذرات بزرگتر از ۲۰ میکرون را با استفاده از مایع چگال زینک کلراید ($ZnCl_2$) ساترifiوژ نموده و در نهایت پس از شست و شوی

نمونه‌ها، تعداد ۹۰ اسلاید پالینولوژیکی تهیه شدند. این اسلایدها با استفاده از میکروسکپ نور عبوری مورد مطالعه قرار گرفتند. مطالعات آماری بر روی شاخص‌های پالینولوژی (مواد آلی بی‌شکل SOM، پالینومورف‌های دریایی MP، خرده‌های گیاهی Ph، اسپورها Spore، پولن‌ها Pollen و میکروپلانکتون‌ها) صورت گرفت به طوری که برای هر نمونه حداقل ۳۰۰ ذره شمارش شد و نهایتاً درصد فراوانی هر یک از این شاخص‌ها محاسبه و بر روی نمودار ترسیم گردید. همچنین به منظور مطالعه روزن‌داران تعداد ۷۰ مقطع نازک میکروسکپی از نمونه‌ها تهیه گردید. در پایان، نمودار تغییرات داده‌های به دست آمده با استفاده از نرم‌افزارهایی مانند Corel draw، Adobe illustrator، Triplot و Excel ترسیم و مورد تحلیل و بررسی قرار گرفتند.

مطالعات صورت گرفته بر روی مقاطع نازک میکروسکوپی و مطالعات صحرایی به تفکیک ۵ رخساره رسوبی مختلف (Evaporate, Siltstone, Litarenite, Sublitarenite, Bioclast Packstone/Wackstone) منجر گردید (شکل ۴). مجموع رخساره‌های سنگی و میکروسکوپی شناسایی شده بخش‌های ساحلی محیط رسوبی رمپ کر ناته را برای این توالی‌ها پیشنهاد می‌نماید.



→ A-D: Dinoflagellate: A-*Operculodinium centrocarpum* (KT36), B-*Spiniferites ramosus* (KT2), C-*Palaeopridinium cretaceum* (KT13), D-*Polykrikos schwartzii* (KT25), E-N: Spore: E-*Cyathidites australis* (KT2), F-*Cyathidites concavus* (KT2), G-*Dictyophyllidites mertonii* (KT9), H-*Indospora clara* (KT9), I-*Luminidites reticulatus* (KT52), J-*Retitriletes austroclavatidites* (KT62), K-*Retitriletes circolumenus* (KT36), L-*Cicatricosisporites hughesii* (KT36), M-*Cibotidites tuberculiformis* (KT52), N-*Clavifera rudis* (K25), O-U: Pollen: O-*Podocarpidites otagoensis* (KT13), P-*Alisporites similis* (KT9), Q-*Podocarpidites exiguus* (KT46), R-*Podocarpidites ellipticus* (KT52), S- *Assamiapollenites inanis* (KT53), T- *Tricolpites phillipsii* (KT36), U- *Cycadopites follicularis* (KT9), V-X: Foraminifera: V-*Elphidiella multiscissurata* (KT37), W-*Pseudolituonella reicheli* (KT49).



شکل ۴: رخساره‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه (مقیاس: 0.5 mm): الف) Evaporate (Sample No. K-T61)؛ ب - پ) Bioclast wackestone/packstone؛ ج) Siltstone (Sample No. K-T66)؛ د) Litharenite (Sample No. K-T18)؛ ث) Sublitharenite (Sample No. K-T17)؛ ج) Siltstone (Sample No. K-T66).

مطالعات پالینولوژیکی و بررسی نوسانات نسبی سطح

آب دریا در برش مورد مطالعه

مواد آلی موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی، به عنوان یک عامل مهم در بازسازی شرایط محیط رسوبی قدیمی به شمار می‌روند. نسبت فراوانی آن‌ها با نوسانات نسبی سطح آب دریا تغییر می‌کند. از این رو با استفاده از این موضوع می‌توان به بازسازی نوسانات نسبی سطح آب دریا در زمان رسوب گذاری توالی‌ها پرداخت (de Araujo Carvalho et al., 2006). بالا بودن فراوانی پالینومورف‌های خشکی مانند اسپورها و پولن‌ها به همراه خرده‌های چوب در اسلایدها

بیانگر پایین بودن سطح آب دریا و نزدیک بودن حوضه رسوبی به خط ساحلی می‌باشد که می‌توان از این موضوع در تعیین نوسانات نسبی سطح آب دریا استفاده نمود. در مقابل فراوانی پالینومورف‌های دریایی مانند داینوسیست‌ها در زمان پایین بودن سطح آب دریا به طور نسبی به حداقل خود می‌رسد. از طرف دیگر فراوانی مواد آلی بی‌شکل نیز با نوسانات نسبی سطح آب دریا رابطه مستقیم دارد (de Handford & Loucks, 2006؛ Araujo Carvalho et al., 2006؛ Tyson, 1993؛ 1993). مطالعات مختلفی بر روی فراوانی داینوسیست‌ها توسط دیرینه شناسان مختلف صورت گرفته

است (برای مثال: Bujak & Tappan & Loeblich, 1970؛ Williams, 1979؛ MacRae et al., 1996).

نتایج و نمودارهای به دست آمده (نمودار درصد فراوانی پالینومورف‌های دریایی (MP)، خرده‌های چوب (PH) و مواد آلی بی‌شکل (SOM) و نمودار نوسانات نسبی سطح آب دریا) که در مجاور ستون چینه‌شناسی ترسیم شده‌اند، انطباق بسیار خوبی را با نمودار جهانی نوسانات سطح آب دریا (Haq et al., 1987) به نمایش می‌گذارد (Stover et al., 1996). این موضوع نشان می‌دهد که همزمان با افزایش سطح آب دریا، به طور نسبی، فراوانی داینوسیست‌ها نیز افزایش می‌یابد. با توجه به این موضوع، علاوه بر شاخص‌های پالینوفاسیس، از نمودار فراوانی نسبی داینوسیست‌ها نیز می‌توان به عنوان شاخصی برای بازسازی نوسانات نسبی سطح آب دریا در زمان گذشته استفاده نمود. مطالعات آماری انجام شده بر روی فراوانی سه جزو اصلی یعنی خرده‌های گیاهی (Ph)^۱، مواد آلی بی‌شکل (SOM)^۲ و پالینومورف‌های دریایی (MP)^۳ در ۹۰ اسلاید پالینولوژیکی در برش مورد مطالعه صورت گرفت (جدول ۱) و نتایج به دست آمده بر روی نمودار مجاور ستون چینه‌شناسی^۴ ترسیم گردید. بررسی شاخص‌های اصلی پالینوفاسیس در طول ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه بیانگر روند کلی افزایش نسبی سطح آب دریا از کرتاسه پسین تا پالئوسن پیشین بوده به طوری که در مرز کرتاسه - پالئوژن اُفت ناگهانی سطح آب دریا دیده می‌شود. این کاهش محسوس در سطح آب دریا با تغییرات سنگ‌شناسی در ستون چینه‌نگاری این زمان کاملاً همخوانی دارد، به طوری که همزمان با کاهش نسبی سطح آب دریا، سنگ‌شناسی از سنگ آهک و سنگ آهک رسی به ماسه سنگ تبدیل می‌شود و در ادامه با

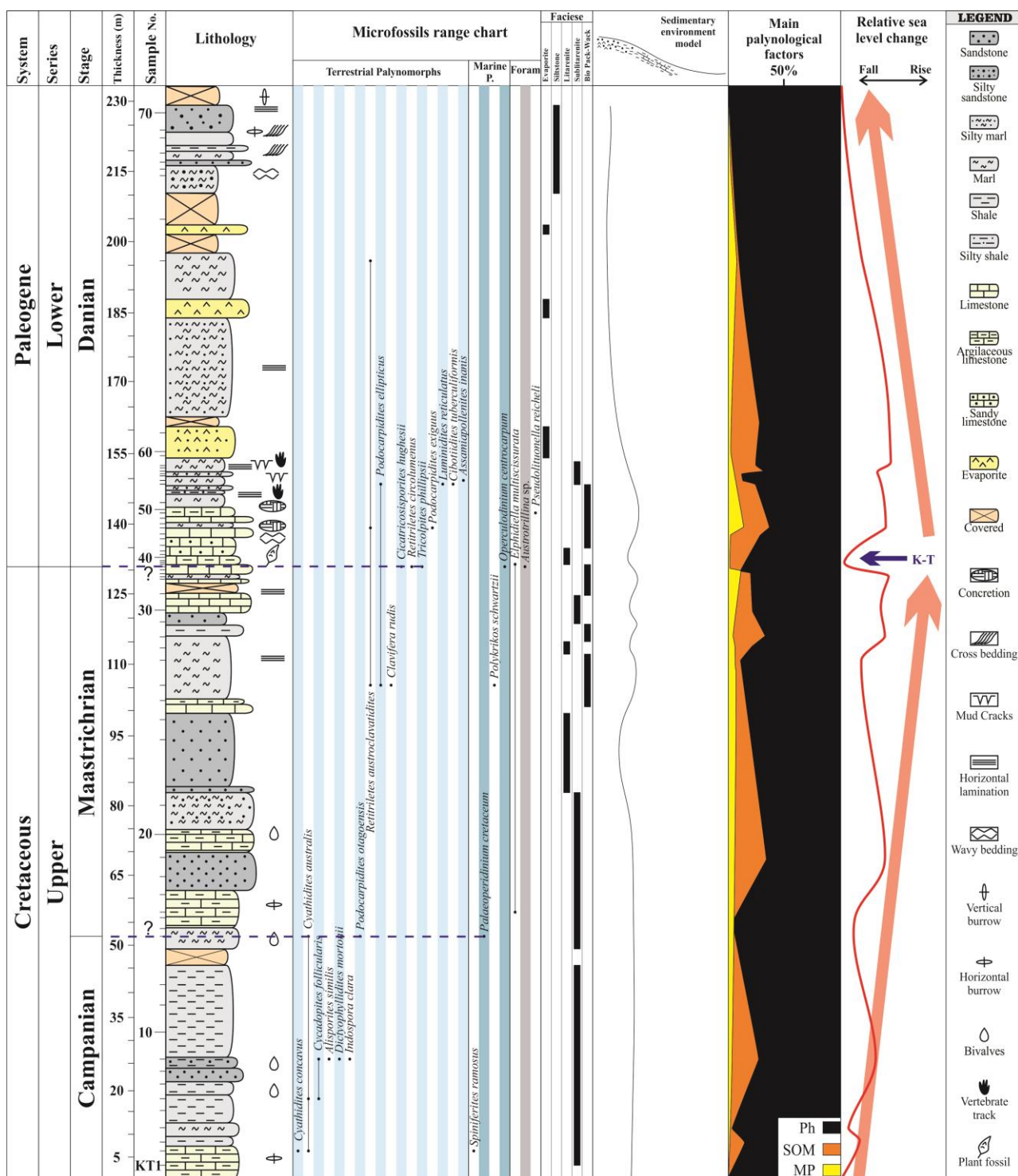
افزایش مجدد سطح آب در زمان پالئوسن، از ماسه سنگ به سنگ آهک و مارن تبدیل می‌شود (شکل ۵). تغییر سنگ‌شناسی از دانه ریز (مارن و سنگ آهک) به دانه درشت (ماسه سنگ) بیانگر افزایش انرژی محیط بوده که این موضوع می‌تواند ناشی از کاهش سطح آب دریا باشد. در واحد ماسه‌ای فراوانی داینوسیست‌ها به حداقل خود می‌رسد که بیانگر کاهش سطح آب دریا و نزدیک شدن محیط رسوبی به خط ساحلی می‌باشد. با مطالعه نمودارهای تغییرات جهانی سطح آب دریا و نمودار تغییرات فراوانی داینوسیست‌ها در مقیاس جهانی در مرز کرتاسه - پالئوسن مشاهده می‌شود که این کاهش ناگهانی در فراوانی داینوسیست‌ها و اُفت سطح آب دریا در برش مورد مطالعه در نمودارهای جهانی نوسانات سطح آب دریا (Haq et al., 1987) نیز کاملاً مطابقت دارد (شکل ۶). وجود این تطابق بیانگر این موضوع است که حوضه رسوبی مورد مطالعه در زمان کرتاسه - پالئوسن تحت تأثیر تغییرات جهانی سطح آب دریا می‌باشد. این موضوع در نقشه جغرافیای دیرینه‌ای که توسط Berra & Angiolini (2014) ارائه شده است نیز صدق می‌کند. همان طور که در این شکل ۶ دیده می‌شود، حوضه رسوبی البرز که یک حوضه کم عمق تا عمیق در زمان کرتاسه - پالئوسن است از بخش جنوبی با آب‌های آزاد در ارتباط است. با ترسیم داده‌های به دست آمده حاصل از مطالعات آماری شاخص‌های پالینولوژیکی (جدول ۱) بر روی نمودار مثلثی Tyson (1993) (شکل ۷الف) و نیز بر روی نمودار سه‌تایی اسپور، پولن و میکروپلانکتون (Federova, 1977) (شکل ۷ب)، ترسیم شدند. بر اساس پراکندگی داده‌ها بر روی نمودارهای مذکور دو رخساره پالینولوژیکی I= Highly proximal dysoxic+anoxic basin و II= Marginal dysoxic+anoxic basin برای این توالی‌ها

1- Phytoclast

2- Structureless Organic Matter

3- Marine palynomorphus

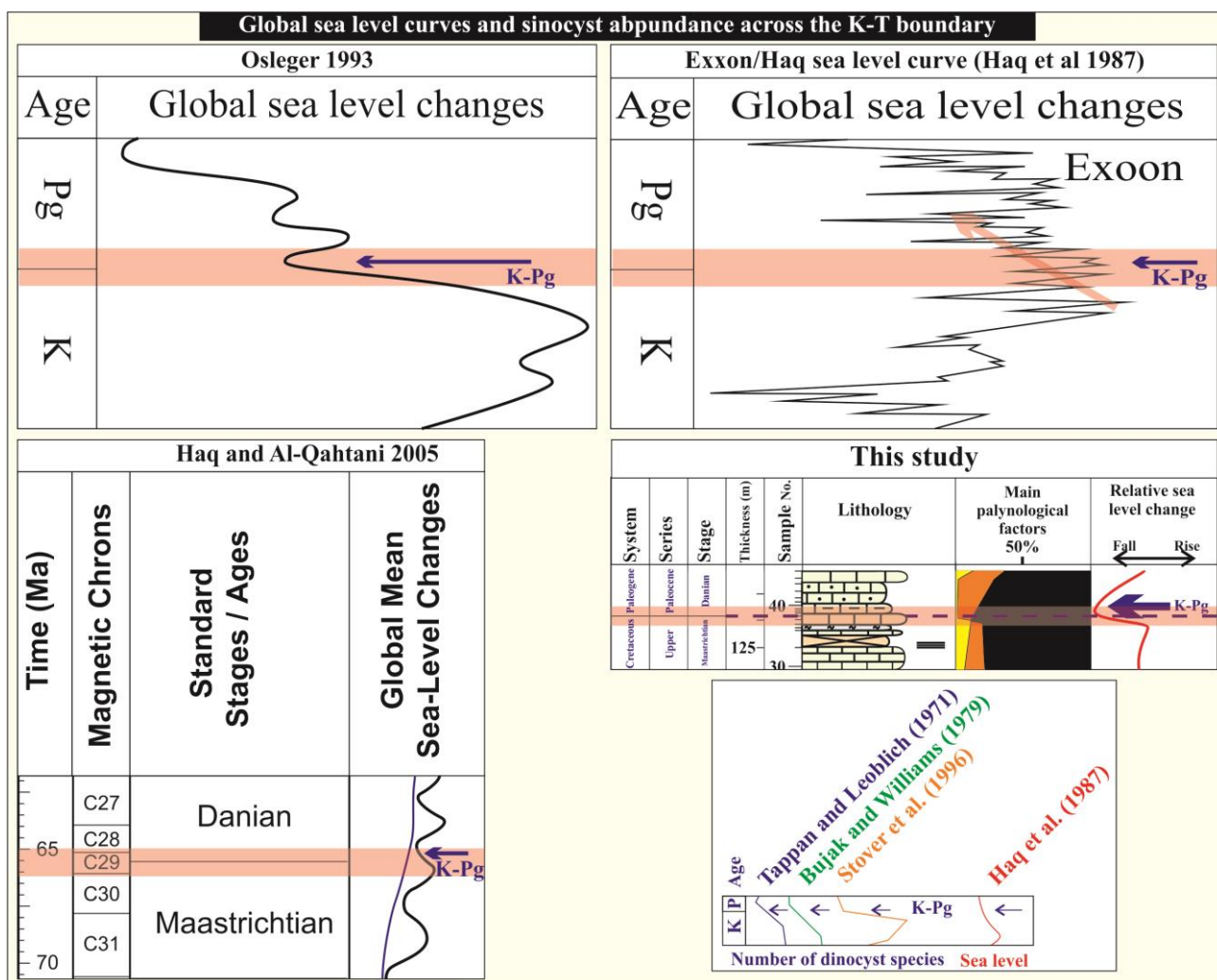
4- Main palynological factors



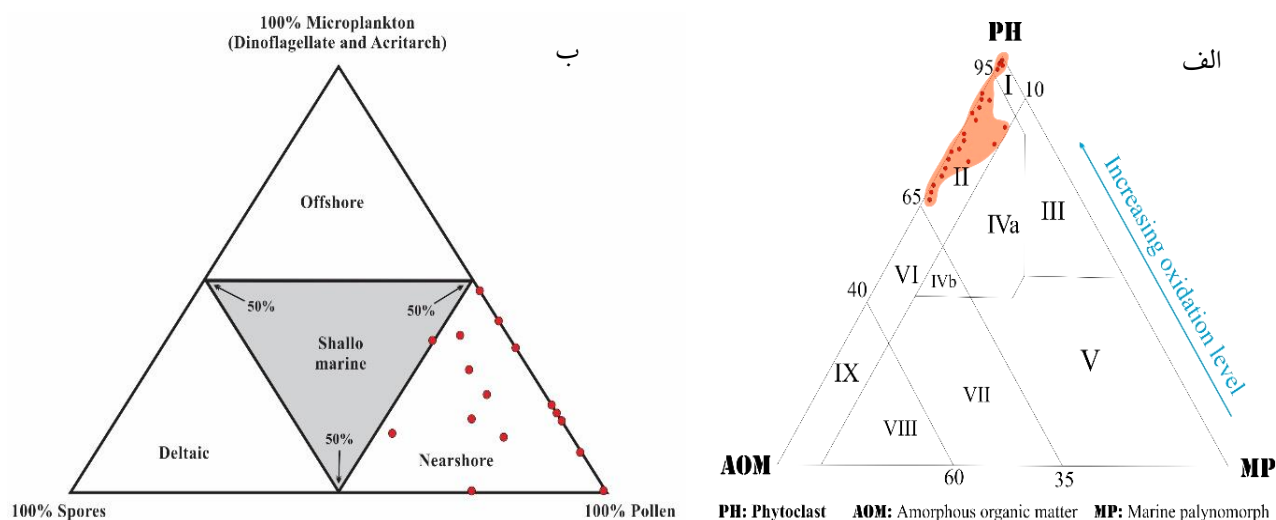
شکل ۵: ستون چینه شناسی، گسترش زمانی فسیل‌ها و نمودار فراوانی شاخص‌های اصلی پالینولوژی نوسانات نسبی سطح آب دریا در عبور از مرز کرتاسه - پالئوسن در برش مورد مطالعه

رسوبی و پالینولوژیکی، مدل رسوبی مورد نظر برای توالی‌های مورد مطالعه ترسیم شد (شکل ۸).

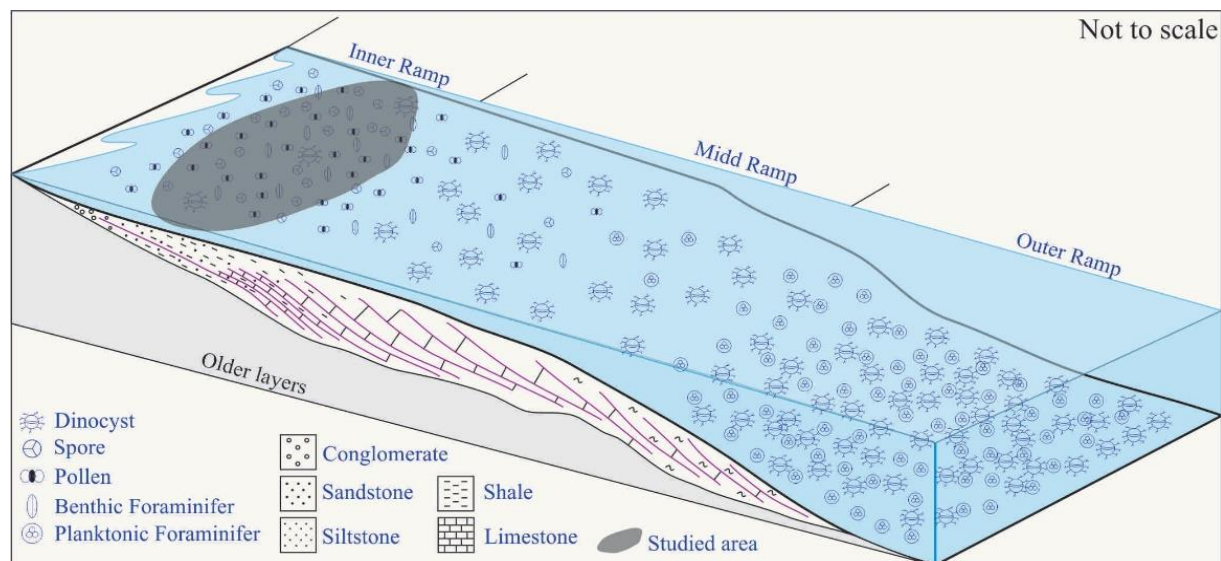
تعیین گردید. بر اساس این دو رخساره، محیط رسوبی نزدیک به ساحل و حاشیه‌ای برای این توالی‌ها مشخص گردید. با توجه به نتایج حاصل از مطالعه رخساره‌های



شکل ۶: انطباق نمودار نوسانات نسبی سطح آب دریا در برش مورد مطالعه با نمودار نوسانات جهانی سطح آب دریا و فراوانی داینوسیتها در مطالعات مختلف صورت گرفته شده در مرز کرتاسه - پالئوژن (Bujak & Williams, 1979; Haq et al., 1987; MacRae et al., 1996; Tappan & Loeblich Jr, 1970)



شکل ۷: الف) پراکندگی داده‌های حاصل از مطالعات آماری بر روی نمودار مثلثی Tyson (1993)؛ ب) پراکندگی داده‌ها بر روی نمودار سه تایی اسپور، پولن، میکروپلانکتون (Federova 1977).



شکل ۸: مدل رسوبی پیشنهادی برای توالی‌های مورد مطالعه

جدول ۱: نتایج حاصل از مطالعات آماری بر روی شاخص‌های اصلی پالینوفاسیس و نتایج حاصل از مطالعات آماری بر روی سه عامل اسپور، پولن و میکروپلانکتون

Palynofacies parameters				Statistical analysis on spore, pollen and microplankton percent			
Sample Number	SOM %	Phytoclast %	Marin palynomorph %	Sample Number	Spore%	Pollen%	Microplankton%
K-T2	1.4	97.9	0.7	K-T2	0.0	81.8	18.2
K-T3	13.6	86.4	0.0	K-T3	25.0	75.0	0.0
K-T4	1.7	98.3	0.0	K-T4	0.0	100.0	0.0
K-T6	13.8	84.4	1.8	K-T6	0.0	53.3	46.7
K-T9	24.5	74.9	0.6	K-T9	33.3	53.3	13.3
K-T13	2.7	96.9	0.4	K-T13	16.7	66.7	16.7
K-T15	1.3	98.7	0.0	K-T15	0.0	0.0	0.0
K-T17	32.5	67.0	0.5	K-T17	0.0	60.0	40.0
K-T25	8.2	89.6	2.2	K-T25	11.1	66.7	22.2
K-T26	18.1	81.2	0.7	K-T26	0.0	60.0	40.0
K-T27	31.1	68.6	0.2	K-T27	0.0	66.7	33.3
K-T34	18.8	79.8	1.4	K-T34	0.0	66.7	33.3
K-T36	8.2	82.8	9.0	K-T36	11.5	60.3	28.2
K-T42	9.2	90.8	0.0	K-T42	0.0	100.0	0.0
K-T45	26.3	72.8	0.9	K-T45	0.0	66.7	33.3
K-T46	33.8	65.0	1.2	K-T46	0.0	90.9	9.1
K-T52	12.4	78.8	8.8	K-T52	9.4	54.7	35.9
K-T53	11.3	87.8	0.9	K-T53	0.0	60.0	40.0
K-T55	9.8	89.9	0.3	K-T55	0.0	83.3	16.7
K-T56	28.2	70.8	1.0	K-T56	0.0	80.0	20.0
K-T58	21.0	77.6	1.4	K-T58	12.5	75.0	12.5
K-T59	23.1	76.9	0.0	K-T59	0.0	100.0	0.0
K-T62	20.4	74.5	5.1	K-T62	15.0	50.0	35.0
K-T65	9.6	90.4	0.0	K-T65	0.0	100.0	0.0
K-T70	0.0	100.0	0.0	K-T70	0.0	100.0	0.0

نتیجه‌گیری

در این مطالعه، بر مبنای مطالعات فسیل‌شناسی و شناسایی گونه شاخص مرز کرتاسه - پالئوژن (*Tricolpites phillipsii*)، این مرز در متر ۱۳۳ متر از قاعده برش تعیین گردید. همچنین بر اساس حضور گونه داینوسست *Palaeopridinium cretaceum* و حضور گونه روزن‌دار *Elphidiella multiscissurata* در مجموع سن کامپانین تا پالئوسن پیشین برای این توالی‌ها در برش مورد مطالعه پیشنهاد می‌گردد. ترسیم نتایج حاصل از مطالعات آماری بر روی شاخص‌های پالینولوژی (MP, SOM, Ph) در کنار ستون چینه‌شناسی در برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که در زمان کرتاسه پسین، افزایش نسبی سطح آب دریا رخ داده و در عبور از مرز کرتاسه - پالئوژن، افت ناگهانی سطح دریاهای آزاد به وقوع پیوسته است. این موضوع به خوبی با نمودار جهانی سطح آب و نمودارهای فراوانی نسبی

منابع

- بهرامی‌زاده سجادی، ح.، ۱۳۸۸. رخساره‌های زیستی میکروسکوپی حوضه رسوبی زاگرس پرمین - نئوژن. اداره مطالعات و تحقیقات زمین‌شناسی و ژئوشیمی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران. ۶۲۲ ص.
- مهاجرسلطانی، ح.، شریعت‌زاده، م. ح.، ۱۳۹۳. بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگهای منشأ احتمالی در جنوب ساری - شمال ایران. ماهنامه علمی - ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، ۱۱۷: ۵۰-۴۵.
- Assereto, R., & Ippolito, I., 1964. Osservazioni preliminari sul Cretaceo della bassa valle del Lar (Elburz centrale-Iran). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 70: 525-534.
- Berra, F., & Angiolini, L., 2014. The evolution of the Tethys region throughout the Phanerozoic: A brief tectonic reconstruction. In: Marlow, L., Kendall, C., & Yose, L., (eds.), *Petroleum systems of the Tethyan region. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 106: 1-27.
- Bujak, J.P., & Williams, G.L., 1979. Dinoflagellate diversity through time. *Marine Micropaleontology*, 4: 1-12.
- de Araujo Carvalho, M., Mendonça Filho, J.G., & Menezes, T.R., 2006. Palynofacies and sequence stratigraphy of the Aptian-Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 192: 57-74.
- Erni, A., 1931. Decouverte du Bathonian fossilifere dans l'Elbourz. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 24 (2): 165-166.
- Federova, V.A., 1977. The significance of the combined use of microphytoplankton, spores, and pollen for differentiation of multi-facies sediments. In: Samoilova, S.R., & Timoshina, N.A., (eds.), *Questions of phytostратigraphy. Trudy Neftyanoi nauchno-issledovatel'skii geologo-razvedochnyi Institute (VNIGRI), Leningrad*, 398: 70-88.

داینوسیست‌ها انطباق دارد. از این رو می‌توان گفت تغییرات سطح آب دریا در برش مورد مطالعه در عبور از مرز کرتاسه - پالئوژن متأثر از تغییرات جهانی سطح آب دریا در آن زمان بوده که نشان دهنده وجود ارتباط بین حوضه رسوبی البرز مرکزی با آب‌های آزاد اقیانوسی می‌باشد. لازم به ذکر است نتایج به دست آمده در این مطالعه بر مبنای مطالعات آماری پالینولوژی صورت گرفته و تأیید این نتایج مستلزم انجام مطالعات ایزوتوپی بر روی نمونه‌ها می‌باشد. علاوه بر این، نتایج حاصل از مطالعه رخساره‌های رسوبی و الگوی پراکندگی داده‌های پالینولوژیکی بر روی نمودارهای مثلثی پالینوفاسیس، محیط رسوبی نزدیک به ساحل در یک سیستم رمپ کربناته را برای این نهشته‌ها پیشنهاد می‌نماید.

- Handford, C.R., & Loucks, R.G., 1993. Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts-Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 57: 3-41.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235: 1156-1167.
- MacRae, R.A., Fensome, R.A., & Williams, G.L., 1996. Fossil dinoflagellate diversity, originations, and extinctions and their significance, *Canadian Journal of Botany*, 74: 1687-1694.
- Manoucheri, M., 1991. Geological map of Sari, scale 1:250000. *Geological survey of Iran*.
- Mirzaei-Ataabadi, M., & Abbassi, N., 2007. Affinities and implications of new Miocene mammal footprints from Iran. *Vertebrata Palasiatica*, 45: 128-136.
- Ocampo A., Vajda, V., Buffetaut, E., 2006. Unravelling the Cretaceous-Paleogene (KT) Turnover, Evidence from Flora, Fauna and Geology. In: Cockell, C., Gilmour, I., Koeberl, C., (eds.), *Biological Processes Associated with Impact Events. Impact Studies. Springer, Berlin, Heidelberg*, 197-219.
- Ogg, J.G., Ogg, G.M., & Gradstein, F.M., 2016. TS creator (Time scale creator), A Concise Geologic Time Scale, *Elsevier*, 240 p.
- Rezaeian, M., 2009. Coupled tectonics, erosion and climate in the Alborz Mountains, Iran. *Ph.D. thesis, University of Cambridge*, 219 p.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G. L., Claeys, P., & Cockell, C.S., 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary, *Science*, 327: 1214-1218.
- Stehlin, H. A., 1931. una mandibula de giraffidae de tokoum (perse). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 24: 275-279.
- Stöcklin, J., 1974. Northern Iran, Alborz Mountains, *Geological Society, London, Special Publications*, 4: 213-234.
- Stover, L., Brinkhuis, H., Damassa, S., De Verteuil, L., Helby, R., Monteil, E., Partridge, A., Powell, A., Riding, J., & Smelror, M., 1996. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: Jonsonius, J., & Gregory, D.C., (eds.), *Palynology: Principles and Applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Publishers Press, Salt Lake City*, 2: 641-750.
- Tappan, H., & Loeblich, A.R.Jr., 1970. Geobiologic implications of fossil phytoplankton evolution and time-space distribution, *Geological Society of America Special Papers*, 127: 247-340.
- Traverse, A., 2007. Paleopalynology. *Springer*, 813 p.
- Tyson, R.V., 1993. Palynofacies Analysis. In: Jenkins, D.G., (ed.), *Applied Micropaleontology. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht*, 153-191.
- Vahdati Daneshmand, F., 2003. Geological Map of Pol-e-Sefid, scale 1:100000. *Geological Survey of Iran*.
- Vajda, V., & Raine, J.I., 2003. Pollen and spores in marine Cretaceous/Tertiary boundary sediments at mid-Waipara River, North Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 46: 255-273.
- Willumsen, P.S., & Vajda, V., 2010. A new early Paleocene dinoflagellate cyst species, *Trithyrodinium partridgei*, its biostratigraphic significance and palaeoecology. *Alcheringa*, 34: 523-538.



زیست چینه نگاری، زیست رخساره‌ها و شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در نهشته‌های دونین میانی – بالایی برش کوه بند عبدالحسین (جنوب شرق انارک)

بهاره شاکری^۱، علی بهرامی^{۲*}، حسین وزیری مقدم^۳، پتر کونگشوف^۴

۱- کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۴- استاد مؤسسه پژوهشی سنکترگ، موزه تاریخ طبیعی فرانکفورت، آلمان

*پست الکترونیک: a.bahrami@sci.ui.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۷/۸/۲۹

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۰/۱۲

چکیده

برش چینه شناسی کوه بند عبدالحسین در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی انارک و در ۱۸۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان جای دارد. ضخامت سازند بهرام در این برش ۳۶۶ متر و شامل ۱۴ واحد سنگ چینه‌ای می‌باشد. به منظور تعیین سن دقیق نهشته‌های مورد بحث تعداد ۷۸ نمونه به طور سیستماتیک برداشت گردید که پس از انجام مراحل آزمایشگاهی و آماده سازی، تعداد ۱۹۱۷ عنصر کنودونتی از آنها به دست آمده است. بررسی کنودونت‌های به دست آمده به شناسایی ۴۱ گونه و زیر گونه متعلق به ۶ جنس منجر گردید. با توجه به کنودونت‌های به دست آمده از این توالی ۶ زیست‌زون کنودونتی شامل Upper rhenana to transitan to Lower rhenana zones، upper falsiovalis to transitan zones، subterminus zone، expansus zone، linguiformis zones و triangularis to termini zones تعیین شد. با توجه به زیست‌زون‌های تعیین شده سن نهشته‌های مورد بررسی از ژئوتین پسین تا فامنین پیشین تعیین گردید. مطالعه فراوانی کنودونت‌ها و بررسی ریزرخساره‌های کنودونتی نیز حاکی از رخساره Icriodid-Polygnathis در بخش‌های پائینی برش و رخساره Polygnathid-Icriodid در بخش‌های با سن فرازین میانی - پسین می‌باشد که این تغییر رخساره کنودونتی حاکی از پیش‌روی آب دریا می‌باشد. در مرز فرازین - فامنین افزایش تعداد پالماتولپیداها حاکی از افزایش سطح ناگهانی آب و مؤید حادثه زیستی کلواسر می‌باشد. بررسی تغییرات رنگ کنودونت‌ها نیز حاکی از این موضوع می‌باشد به طوری که در انتهای ژئوتین شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها $CAI=1/5-2$ ، در اوایل فرازین این شاخص معادل $CAI=4-4.5$ و به سمت انتهای فرازین و فامنین مجدداً شاخص به $CAI=2$ تغییر می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: سازند بهرام؛ اصفهان؛ کنودونت؛ زیست چینه نگاری؛ ژئوتین؛ فامنین

مقدمه

مختلف با توجه به یافته‌های سن سنجی و گاه‌آ فسیلی سن آنها را پرکامبرین، کرینفر، پالئوزوئیک و مزوزوئیک در نظر می‌گیرند (هوشمند زاده و همکاران، ۱۳۶۷؛ Leven & Gorgij, 2006). در جنوب غرب انارک در مناطق

در ناحیه انارک جدای از مجموعه‌های افیولیتی رنگی غرب انارک که ضخامتی در حدود ۷۰۰۰ متر و عمدتاً متشکل از هارزبوژیت، دیاباز، گابرو و بازالت است، سنگ آهک‌های پلاژیک و چرت‌های نواری نیز دیده می‌شوند که محققین

پل خاوند، دوشاخ و کوه بند عبدالحسین مجموعه‌هایی از سنگ‌های دگرگونی شامل شیست، گنیس، مرمر و انواعی از کانی‌های طیف دگرگونی به سن پروتروزوئیک پسین وجود دارند (Sharkovski et al., 1984). در مجاورت این مجموعه‌های دگرگون در کوه بند عبدالحسین توالی نسبتاً کاملی از نهشته‌های پالئوزوئیک به سن اردوویسین تا پرمین حضور دارند (Lensch & Davoudzadeh, 1982; Hairapetian et al., 2015). نهشته‌های رسوبی پالئوزوئیک برش کوه بند عبدالحسین به صورت ناپیوسته بر روی مرمرهای منسوب به لایخ با سن کامبرین پیشین قرار گرفته‌اند. بر پایه حضور آرکئوسیاتیدهای موجود در این مرمرها، سن کامبرین پیشین برای این بخش در نظر گرفته شده است (Sharkovski et al., 1984). نهشته‌های دونین در ناحیه انارک (برش کوه بند عبدالحسین) متشکل از سازندهای پادها، سبزار و بهرام است. سازند پادها در ناحیه انارک رخنمون زیادی ندارد و سنگ شناسی آن شامل ماسه سنگ‌های کوارتزی و دیابازهای آلکالن است که در بخش پایینی تناوبی از سنگ آهک‌های دولومیتی شده دارد. این نهشته‌ها ۲۹۰ متر ضخامت دارند و سن آن با آکریتارک‌ها و اسپورهای مطالعه شده فرازین پیشین تشخیص داده شده است (Wendt et al., 2005). سازند دولومیتی سبزار نیز در ناحیه انارک شامل ۱۲۰ تا ۲۰۰ متر دولومیت‌های خاکستری تیره، زرد، قهوه‌ای و خاکستری روشن است که مرز آن با سازند پادها در زیر ناگهانی ولی همشیب و با سازند بهرام همشیب و تدریجی است و با توجه به مرجان‌ها و بازوپایان یافت شده سن آن دونین میانی است (Wendt et al., 2005). ضخامت سازند بهرام در ناحیه انارک و در برش مورد مطالعه ۳۶۶ متر و مشتمل بر سنگ آهک‌های خاکستری تیره و بین لایه‌های مارنی است و با توجه به مجموعه فسیل‌های یافت شده سن دونین میانی -

پسین به آن اختصاص داده شده است (Wendt et al., 2005). بر روی نهشته‌های دونین سازند بهرام با ناپیوستگی همشیب، سنگ آهک‌های نودولار قرمز رنگ و سنگ آهک‌های خاکستری برشی شده و سنگ آهک‌های خاکستری ضخیم لایه فسیل دار سازند سردر به سن تورنیزین تا نامورین قرار می‌گیرد (Wendt et al., 2005). Korn et al. (1999) با معرفی ۶ گونه از آمونوئیده‌ها سن ویزن تا نامورین را برای سازند سردر در نظر گرفته‌اند. همچنین Leven et al. (2006) با بررسی افق‌های سنگ آهکی فسیل دار سازند سردر و مطالعه روزن‌داران موجود در دو سازند قلعه و آبشنی، سن سرپوخوین تا موسکووین را برای بخش کرینفر این توالی معرفی نموده‌اند (شکل ۱). گسترش رسوبات پالئوزوئیک بالایی در اطراف اصفهان بیشتر به شمال حوضه اصفهان شامل مناطق سُه و نطنز و برش‌های نجفت، نقله، ورکمر، شمال تار و غرب کشه در نوشته‌های (Zahedi (1973)، Adhamian (2003)، Ghobadipour et al. (2013) و Bahrami et al. (2015)، منطقه شمال شرقی حوضه اصفهان شامل برش‌های زفره، چاهریسه و دیزلو در نوشته‌های (Brice et al. (2006)، (2003) Gholamalian، Habibi et al. (2013) و Bahrami et al. (2018) و نیز منطقه جنوب حوضه اصفهان شامل برش‌های دارچاله و رامشه شهرضا در نوشته‌های (Leven & Gorgij, Boncheva et al. (2007)، (2008, 2011) و Bahrami et al. (2014) محدود می‌شود و سن این توالی‌های رسوبی فرازین پیشین تا فامنین پسین است که با چند افق کربناته مربوط به آب‌های کم عمق شروع و به تدریج به نهشته‌های آواری ضخیم لایه و کربنات‌های آب‌های کم عمق با میان لایه‌های شیلی ختم می‌شود (Yazdi et al., 2000; Gholamalian, 2003). این نهشته‌ها نیز توسط توالی کربناته آواری پرمین به طور

کیلومتر به سمت جنوب شرق، می توان به برش مورد مطالعه رسید (شکل ۱).

روش مطالعه

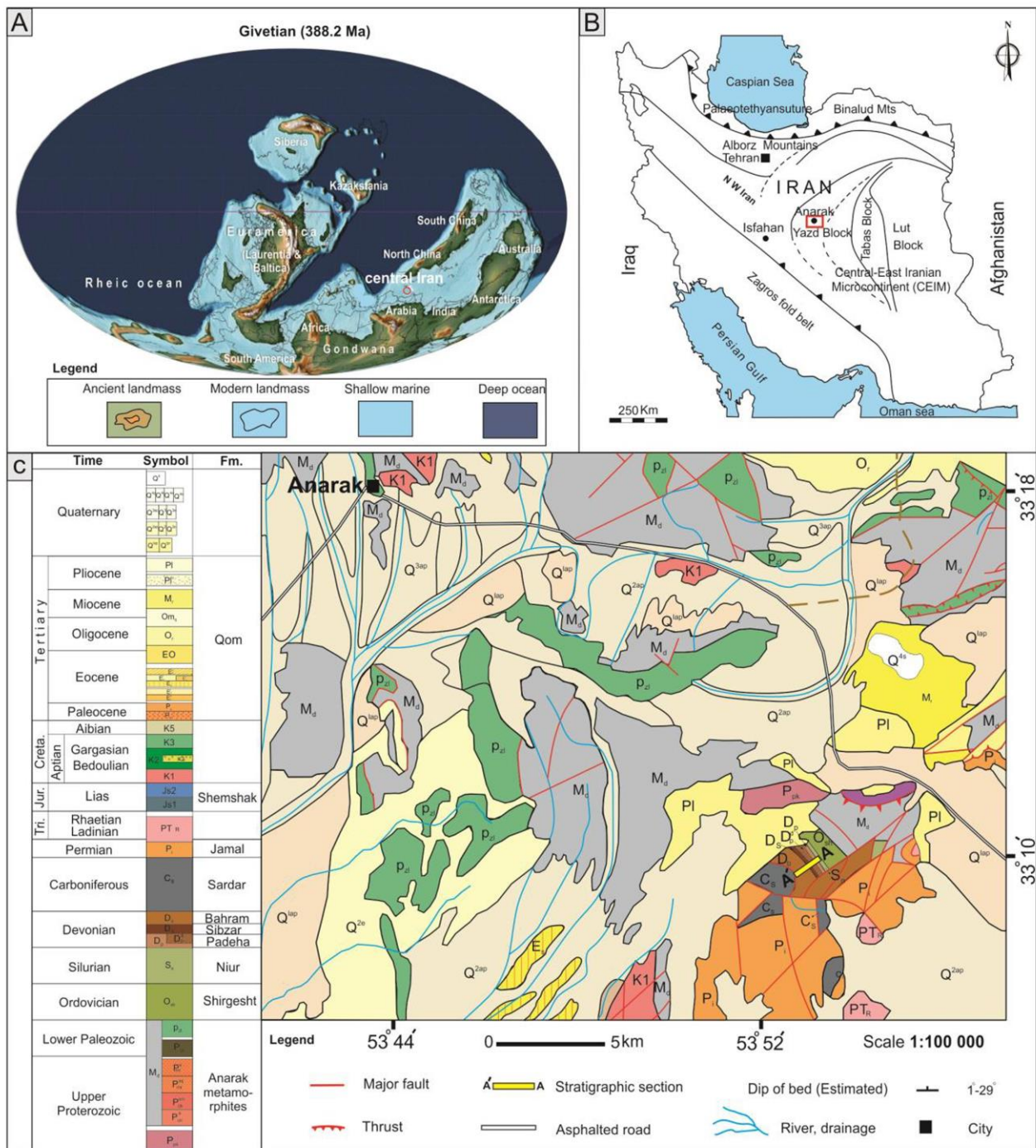
در انجام این پژوهش ۷۸ نمونه سنگ آهک ۳ تا ۴ کیلو گرمی به طور سیستماتیک از برش مورد مطالعه جمع آوری شد. نمونه برداری بر پایه تغییر رخساره سنگی و از سنگ آهک های فسیل دار و سنگ آهک های دولومیتی انجام گردید. نمونه ها در آزمایشگاه گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان طی در اسیدفورمیک / اسید استیک حل و عناصر کنودونتی و میکروفسیل های دیگر (بقایای ماهی ها، استراکدها، دوکفه ای ها و شکم پایان ریز) از آنها جدا شدند. در مرحله مطالعات آزمایشگاهی نمونه های سنگی مربوط به محتوای کنودونتی به قطعات ۲ تا ۴ سانتی متری خرد شده و به مدت ۵ تا ۷ روز به ازای هر نوبت اسیدشویی در تشت های حاوی اسید استیک و آب (۲۰٪) قرار گرفته اند. در مرحله بعد نمونه ها شسته شده و رسوب باقی مانده روی هر الک به تفکیک در ظروف مجزایی ریخته شده و برای خشک شدن به آنها زمان داده شد. پس از خشک شدن نمونه ها، هر یک از آنها درون قوطی های شماره گذاری شده ریخته و در مراحل بعدی (جداسازی) مورد استفاده قرار گرفته اند. برای نمونه های دولومیتی شست و شوی نمونه ها با اسید فرمیک انجام شد، به این صورت که نمونه ها با آب شسته شده و در ظروف آلومینیومی استوانه ای شکل ۴ تا ۵ لیتری گذاشته شدند و در زیر هود آزمایشگاه، ۱۵۰ میلی لیتر اسید فرمیک تجاری به درون ظرف حاوی نمونه، اضافه و با آب جوش ۹۰ تا ۱۰۰ درجه به حجم رسانده شدند (۱۵۰ میلی لیتر اسید + ۸۵۰ میلی لیتر آب جوش یا ۳۰۰ میلی لیتر اسید + ۱۷۰۰ میلی لیتر آب جوش و ...). در ادامه ظرف حاوی نمونه، اسید و آب بر روی اجاق برقی با درجه حرارت مناسب به مدت ۱۰ ساعت قرار گرفت.

ناپیوسته پوشیده می شود (Ghavidel-Syooki, 1993؛ غلامعلیان، ۱۳۷۶؛ Yazdi et al., 2000). این نبود فرسایشی که در اغلب بخش های پلاتفرم ایران به نام "ناپیوستگی هرسی نین" گزارش شده است (Wendt et al., 2002, 2005)، احتمالاً با شروع حوادث هرسی نین مرتبط (Berberian & King, 1981) و یا نتیجه تغییر شکل و بالا آمدگی در مرحله ابتدایی قبل از فرو رانش فشارشی در طول حاشیه شمالی گندوانا و در پالتوتیس درست قبل از باز شدگی ریف تئوتیس در پرمین میانی باشد (Sharland et al., 2001; Ruban et al., 2007).

با توجه به این که مطالعات کنودونتی توالی های سنگی دونین در دیگر برش های حوضه اصفهان و ایران مرکزی با دقت انجام شده است، تعیین سن دقیق کنودونتی و زیست رخساره های نهشته های کربناته فسیل دار سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین انارک که توسط نهشته های کربناتی سازند سردر به سن کربنیفر پوشیده می شوند و بررسی زیست زون های کنودونتی موجود می تواند به تکمیل یافته های فسیلی در جهت تطابق دیرینه جغرافیایی حوضه ایران مرکزی کمک نماید.

راه دسترسی و موقعیت جغرافیایی

از نظر موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی شهر انارک و شمال شرق اصفهان با مختصات $33^{\circ} 10' 90''$ عرض شمالی و $53^{\circ} 52' 55''$ طول شرقی واقع شده است. این برش دارای توالی نسبتاً کاملی از رسوبات پالئوزویک می باشد و سازند مد نظر از این توالی رسوبی، سازند بهرام است. برش مورد مطالعه در پهنه ایران مرکزی، بلوک یزد و زیرپهنه انارک - خور قرار گرفته است. تنها راه دسترسی به این برش عبور از مسیر انارک به سمت خور است و با طی مسافتی حدود ۳۵

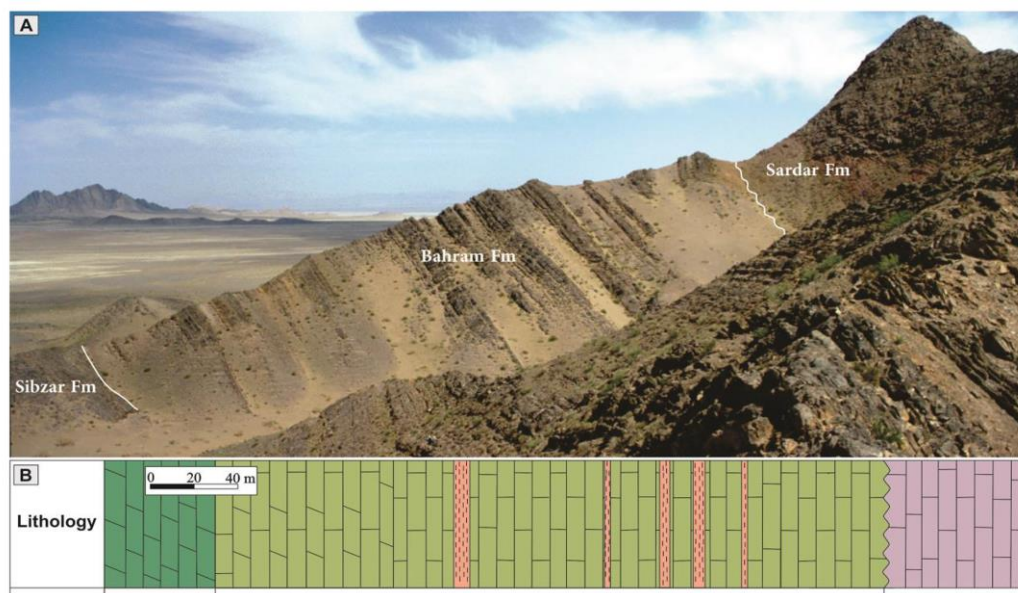


هولو تورین ها و بقایای ماهی ها جدا شده و در سل های شماره گذاری شده قرار گرفتند. بعد از جداسازی عناصر کنودونتی از رسوبات، ابتدا عناصر سالم از بین عناصر به دست آمده جدا شده و در صورت لزوم با آب اکسیژنه تمیز گردیدند. بعد از تمیز کردن عناصر کنودونتی، آنها را توسط یک چسپ کربنی رسانا بر روی پایه استاپ چسبانده و در نهایت تصاویری به کمک میکروسکپ الکترونی از آنها در مرکز متالورژی رازی کرج تهیه و مورد مطالعه تاکسونومی قرار گرفتند. زیست زون بندی استاندارد کنودونتی محیط های پلاژیک دونین میانی و پسین در حوضه های اروپا و آمریکا توسط Ziegler & Klapper (1979)، Sandberg (1990) و Clausen *et al.* (1993) انجام گردیده است. در حوضه های کم عمق تر نیز زیست زون بندی کنودونت ها توسط Sandberg (1976)، Weddige & Ziegler (1979)، Sandberg & Dreesen (1984)، Ziegler & Weddige (1999)، Bultynck & Gouwy (2007, 2010)، Bultynck Söte *et al.* (2011)، Lüddecke *et al.* (2017)، و Spalletta *et al.* (2017) انجام گرفته است. همچنین مطالعات وسیعی بر روی فونای کنودونتی و رخساره های زیستی کنودونتی کم عمق ایران مرکزی توسط

محققین مختلفی انجام شده که در شناسایی کنودونت ها و زیست رخساره های کنودونتی برش انارک (برش کوه بند عبدالحسین) مورد استفاده قرار گرفته اند (Bahrami *et al.* 2003، 2007، 2015، 2018؛ Köningshof *et al.* 2017)

بحث

سازند بهرام در ناحیه انارک با یک مرز تدریجی از سنگ آهک دولومیتی خاکستری تا کرم بر روی دولومیت های خاکستری تیره سازند سبزار قرار گرفته است. این سازند به طور عمده از سنگ آهک های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه دارای افق های مرجانی، بازوپایان، تناکولیتیدها و افق هایی از سنگ آهک های مارنی دارای بریوزوئر و کرینئید تشکیل شده که نهایتاً با یک ناپوستگی همشیب در زیر سنگ آهک های نودولار قرمز رنگ کرینیفر قرار می گیرند. ضخامت نهشته های سازند بهرام در برش مورد مطالعه ۳۶۶ متر است. با توجه به بررسی های انجام شده طی مطالعات صحرایی، نهشته های دونین در این برش به ۱۴ واحد سنگی قابل تقسیم هستند که این تقسیم بندی با توجه به تغییرات جنس سنگ ها، رنگ و ضخامت آنها انجام شده است (شکل ۲).



شکل ۲: تصویر پانورامیک از برش مورد مطالعه (برگرفته از Wendt *et al.* 2005) و ستون سنگ شناسی کلی رخنمون مورد مطالعه.

1- *expansus* Zone

این زیست‌زون با ضخامت ۲۶ متر در بردارنده نمونه‌های S11 تا S37 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل سنگ آهک‌های دولومیتی و سنگ آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه است (شکل ۴). مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور *Icriodus expansus* Branson & Mehl 1938 در *hermani zone* (Narkiewicz & Bultynck, 2010) و مرز بالایی آن نیز منطبق بر اولین حضور *Icriodus subterminus* Youngquist 1947 در *disparilis zone* است که اولین حضور این گونه نشان دهنده مرز زیرین زیست‌زون بعدی است (Sandberg & Dreesen, 1984؛ Narkiewicz & Bultynck, 2007, 2010؛ Bultynck, & Gouwy, 2008). سایر کنودونت‌های این زیست‌زون عبارتند از:

Icriodus arkonensis, *Icriodus brevis*, *Icriodus eslaensis*, *Icriodus excavatus*, *Icriodus expansus*, *Icriodus lilliputensis*, *Polygnathus linguiformis linguiformis* γ 1a.

2- *subterminus* Zone

این زیست‌زون با ضخامت ۶۵ متر در بردارنده نمونه‌های S38 تا S103 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل سنگ آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه است. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور *Icriodus disparilis* zone در *subterminus* Youngquist 1947 (معادل *subterminus* Zone) (Narkiewicz & Bultynck, 2007, 2010؛ Bultynck, & Gouwy, 2008) و مرز بالایی آن منطبق بر اولین حضور *Ancyrodella pristina* Khalymbadzhia & Chernysheva 1970 در *Upper falsiovalis to transitans zone* است (Klapper & Gouwy et al. 1989؛ Sandberg et al. 1985؛ Lane, 2007). حضور گونه *Ancyrodella pristina* با توجه به

به منظور بررسی‌های زیست‌چینه نگاری و رخساره‌های زیستی بر روی فونای کنودونتی در برش مورد مطالعه تعداد ۷۸ عدد نمونه از ۳۶۶ متر ضخامت سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین به صورت سیستماتیک برداشته شده است (شکل ۲ و جدول ۱). جنس‌های *Icriodus* و *Polygnathus* در ژبوتین و فراژنین و جنس‌های *Icriodus*، *Polygnathus* و *Palmatolepis* در فامنین غالب می‌باشند. جنس‌های *Ancyrodella* و *Bispathodus* و *Ancyrognathus* نیز به صورت فرعی حضور دارند (شکل ۳).

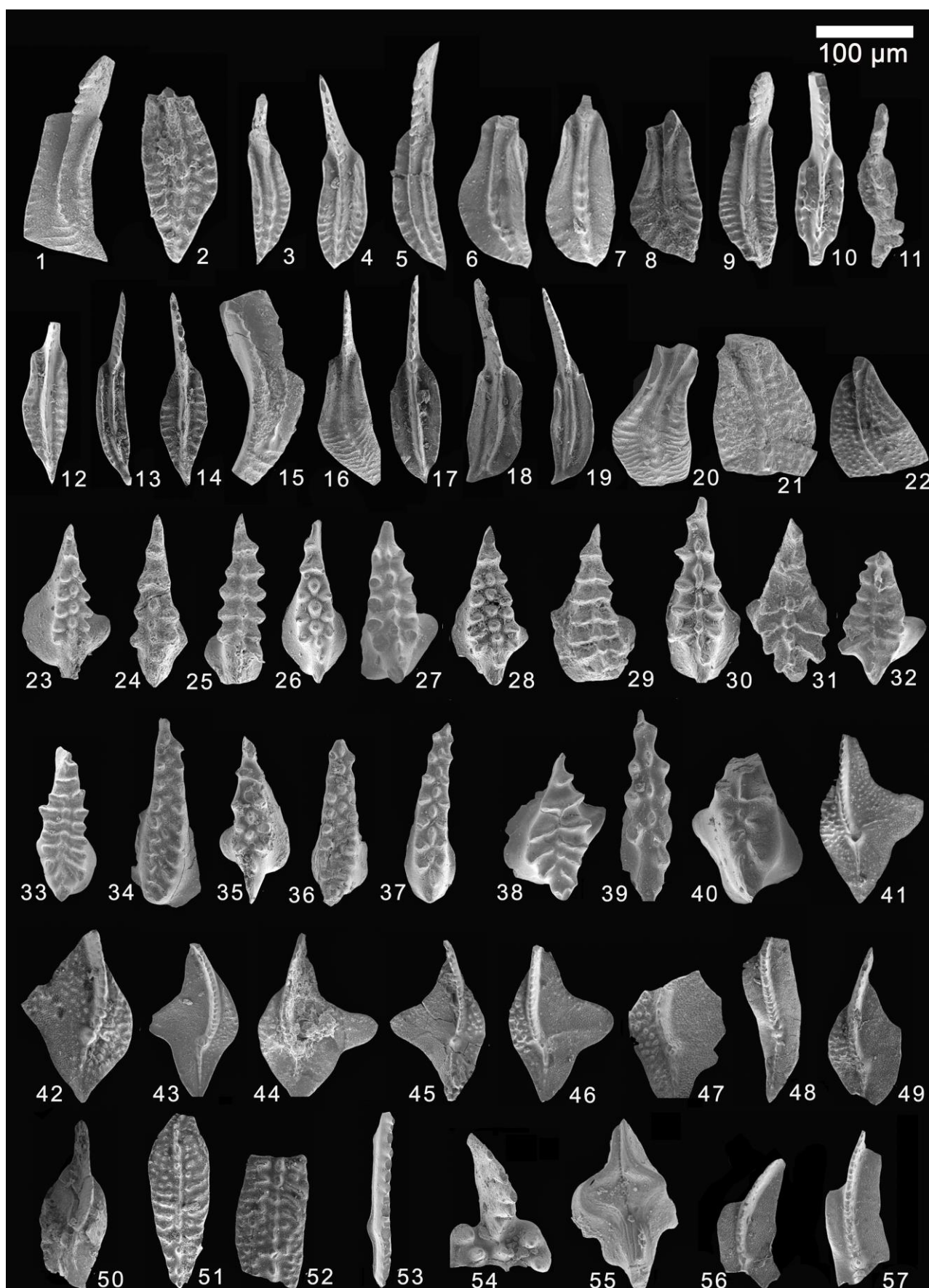
جدول ۱: زیست‌زون‌های کنودونتی ژبوتین مربوط به نواحی عمیق و تطابق آنها با زیست‌زون‌های نواحی کم عمق

(Ziegler & Sandberg, 1990; Klapper & Johnson, 1990; Ziegler, Klapper & Johnson, 1976; Narkiewicz & Bultynck, 2010; Narkiewicz & Bultynck, 2011; Bultynck and Gouwy, 2008)

Serie	Stage	CONODONT ZONATIONS		
		"STANDART" DEEP-WATER	SHALLOW TO DEEPER-WATER	
		Ziegler & Sandberg (1990) Klapper & Johnson (1990) Ziegler, Klapper & Johnson (1976)	Narkiewicz & Bultynck (2011) Narkiewicz & Bultynck (2010) Bultynck & Gouwy (2008)	
Middle Devonian	D ₃	<i>norrisi</i> (<i>falsiovalis</i>)	<i>expansus</i>	<i>subterminus</i>
		<i>disparilis</i>		<i>subterminus</i> (in this paper)
		<i>hermanni</i>		<i>expansus</i> (in this paper)
		<i>semialternans</i>	<i>difficilis</i>	no conodont record
		<i>ansatus</i>		
		<i>rhenanus/varcus</i>		
		<i>timorensis</i>		
		<i>hemiansatus</i>	<i>brevis</i>	
			<i>obliquim-arginatus</i>	

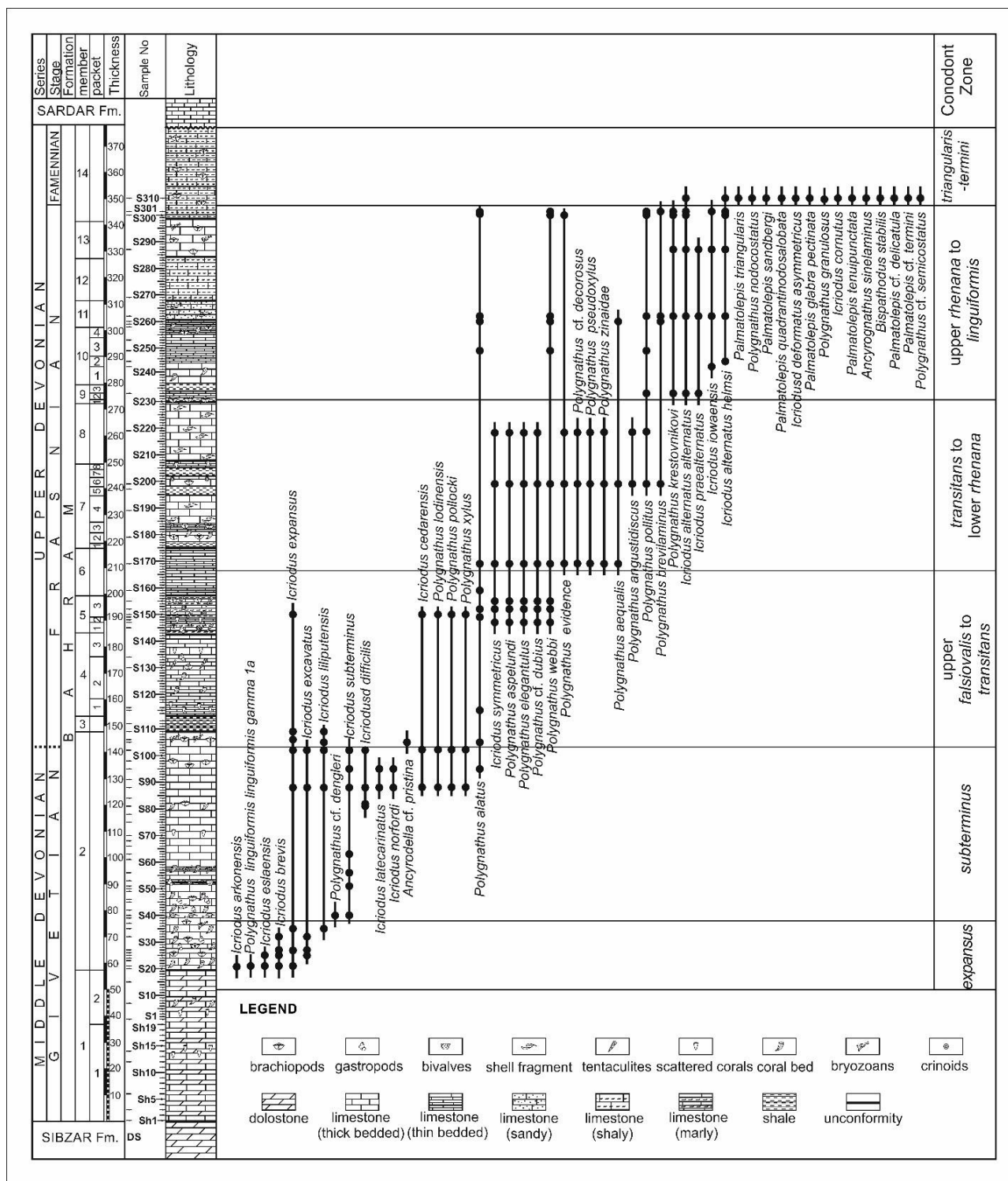
D₃ Late Devonian D₃^{Fr} Frasnian

براساس مطالعات انجام شده بر روی فونای کنودونتی در برش مورد مطالعه، ۶ زیست‌زون کنودونتی زیر برای نهشته‌های مورد مطالعه معرفی گردید:



شکل ۳: تصاویر منتخبی از مهمترین گونه های کنودونتی شناسایی شده در این پژوهش (ادامه از صفحه قبل)

- 1- *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, 1879; γ 1a morphotype; upper view, EUIC 100, sample S21, $\times 40$;
- 2- *Polygnathus* cf. *P. dengleri* Bischoff and Ziegler, 1957; upper view, EUIC 101, sample S40, $\times 40$. 3- *Polygnathus pseudoxylus* Kononova, Alekseev, Barskov and Reimers, 1996; upper view, EUIC 107, sample S169, $\times 40$;
- 4- *Polygnathus xylus* Stauffer, 1940; upper view, EUIC 135, sample S88, $\times 40$; 5- *Polygnathus alatus* Huddle, 1934; 10 upper view, EUIC 124, sample S95, $\times 40$; 6- *Polygnathus aequalis* Klapper and Lane, 1985; upper view, EUIC 131, sample S169, $\times 40$; 7- *Polygnathus zinaidae* Kononova, Alekseev, Barskov and Reimers, 1996; upper view, EUIC 138, sample S169, $\times 40$; 8- *Polygnathus webbi* Stauffer, 1938; upper view, EUIC 178, sample S199, $\times 40$;
- 9- *Polygnathus* cf. *dubius* Hinde, 1879; upper view, EUIC 181, sample S199, $\times 40$; 10- *Polygnathus brevilaminus* Branson and Mehl, 1934; upper view, EUIC 141, sample S301, $\times 40$; 11- *Polygnathus angustidiscus* Youngquist, 1947; upper view, EUIC 142, sample S218, $\times 40$; 12- *Polygnathus* cf. *decorosus* Stauffer, 1938; upper view, EUIC 148, sample S219, $\times 40$. 13- *Polygnathus pollocki* Druce, 1976; upper view, EUIC 147, sample S88, $\times 40$;
- 14- *Polygnathus lodinensis* Posler, 1969; 28 upper view, EUIC 170, sample S88, $\times 40$; 15- *Polygnathus* cf. *semicostatus* Branson and Mehl, 1934; upper view, EUIC 149, sample S310, $\times 40$; 16- *Polygnathus krestovnikovi* Ovnatanova, 1969; upper view, EUIC 177, sample S300, $\times 40$; 17- *Polygnathus elegantulus* Klapper and Lane, 1985; upper view, EUIC 165, sample S218, $\times 40$; 18- *Polygnathus aspelundi* Savage and Funai, 1980; upper view, EUIC 218, sample S218, $\times 40$; 19- *Polygnathus politus* Ovnatanova, 1969; upper view, EUIC 218, sample S301, $\times 40$.
- 20- *Polygnathus evidens* Klapper and Lane, 1985; upper view, EUIC 151, sample S300, $\times 40$; 21- *Polygnathus nodocostatus* Branson and Mehl, 1934; upper view, EUIC 154, sample S310, $\times 40$; 22- *Polygnathus granulosus* Muller and Muller, 1957; upper view, EUIC 190, sample S310, $\times 40$; 23- *Icriodus excavatus* Weddige, 1984; upper view, EUIC 224, sample S25, $\times 40$; 24- *Icriodus brevis* Stauffer, 1940; upper view, EUIC 228, sample S25, $\times 40$;
- 25- *Icriodus eslaensis* Adrichem Boogaert, 1967; upper view, EUIC 229, sample S21, $\times 40$; 26- *Icriodus cedarensis* Narkiewicz and Bultynck, 2010; upper view, EUIC 236, sample S102, $\times 40$; 27- *Icriodus expansus* Branson and Mehl, 1938; upper view, EUIC 365, sample S106, $\times 40$; 28- *Icriodus subterminus* Youngquist, 1974; upper view, EUIC 249, sample S40, $\times 40$; 29- *Icriodus norfordi* Chatterton, 1978; upper view, EUIC 260, sample S88, $\times 40$;
- 30- *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974; upper view, EUIC 261, sample S88, $\times 40$; 31- *Icriodus lilliputensis* Bultynck, 1987; upper view, EUIC 379, sample S102, $\times 40$. 32- *Icriodus arkonensis* Stauffer, 1938; upper view, EUIC 271, sample S21, $\times 40$. 33- *Icriodus difficilis* Ziegler, Klapper, 1976; upper view, EUIC 272, sample S102, $\times 40$. 34- *Icriodus praealternatus* Sandberg, Ziegler, Dreesen, 1992; upper view, EUIC 324, sample S262, $\times 40$;
- 35- *Icriodus cornutus* Sannemann, 1955; upper view, EUIC 277, sample S310, $\times 40$. 36- *Icriodus alternatus alternatus* Branson and Mehl, 1934; upper view, EUIC 314, sample S310, $\times 40$. 37- *Icriodus alternatus helmsi* Sandberg and Dreesen, 1984; upper view, EUIC 288, sample S262, $\times 40$; 38- *Icriodus iowaensis* Youngquist and Peterson, 1947; upper view, EUIC 329, sample S287, $\times 40$; 39- *Icriodus symmetricus* Branson and Mehl, 1934; upper view, EUIC 383, sample S218, $\times 40$; 40- *Icriodus deformatus asymmetricus* Ji, 1989; upper view, EUIC 387, sample S310, $\times 40$;
- 41- *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann, 1955; upper view, EUIC 396, sample S310, $\times 40$. 42- *Palmatolepis triangularis* Sannemann, 1955; upper view, EUIC 409, sample S310, $\times 40$; 43- *Palmatolepis* aff. *tenuipunctata* Sannemann, 1955; upper view, EUIC 418, sample S310, $\times 40$; 44- *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann, 1955; morphotype 1; upper view, EUIC 422, sample S310, $\times 40$;
- 45- *Palmatolepis sandbergi* Ji and Ziegler, 1993; morphotype 1; upper view, EUIC 417, sample S310, $\times 40$; 46- *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann, 1955; morphotype 3; upper view, EUIC 390, sample S310, $\times 40$. 47- *Palmatolepis* aff. *quadrantinosalobata* Sannemann, 1955; morphotype 1; upper view, EUIC 406, sample S310, $\times 40$; 48, 56, 57- *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler 1962, Ji and Ziegler, 1993; 48-upper view, EUIC 408, sample S310, $\times 4$; 56- upper view, EUIC 403, sample S310, $\times 40$; 57- upper view, EUIC 421 sample S300, $\times 40$;
- 49- *Palmatolepis* cf. *delicatula* Branson and Mehl, 1934; upper view, EUIC 412, sample S310, $\times 40$; 50- *Palmatolepis* cf. *termini* Sannemann, 1955; upper view, EUIC 183, sample S310, $\times 40$; 51, 52- *Ancyrognathus sinelaminus* Branson and Mehl, 1934; 51-upper view, EUIC 186, sample S310, $\times 40$; 52- upper view, EUIC 184, sample S310, $\times 40$; 53- *Bispathodus stabilis* Branson and Mehl, 1934, morphotype 1; upper view, EUIC 184, sample S310, $\times 40$.
- 54, 55- *Ancyrodella* cf. *pristina* Khalymbadzhia and Chernysheva, 1970; 54- upper view, EUIC 425, sample S102, $\times 40$; 55- upper view, EUIC 292, sample S102, $\times 40$.



شکل ۴: سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری سازند بهرام در برش مورد مطالعه

نازک قرار دارد. سایر کنودونت های این زیست زون عبارتند از:

Icriodus cedarensis, *Icriodus difficilis*, *Icriodus excavatus*, *Icriodus expansus*, *Icriodus*

محدوده سنی آن نشان دهنده مرز ژیتوتین - فرازین است که با توجه به حضور این گونه، مرز یاد شده منطبق بر آخرین لایه های سنگ آهکی ضخیم لایه قبل از شیل های

4- *transitans* to early *rhénana* zones

این زیست‌زون با ۶۲ متر ضخامت در بردارنده نمونه‌های S168 تا S230 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل سنگ آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه و تناوب شیل‌ها و سنگ آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه و پرفسیل است. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور *Polygnathus aequalis* Klapper and Lane 1985 در *transitans* zone است (Ziegler & Sandberg, 1996) و مرز بالایی آن بر اولین حضور *Icriodus alternatus alternatus* Branson & Mehl 1934 در Upper *rhénana* Zone منطبق است که اولین حضور این گونه نشان دهنده مرز زیرین زیست‌زون بعدی است (Ji & Ziegler, 1993). سایر کنودونتهای این زیست‌زون عبارتند از:

Polygnathus alatus, *Polygnathus brevilaminus*, *Polygnathus* cf. *decorosus*, *Polygnathus politus*, *Polygnathus pseoduxylus*, *Polygnathus webbi*, *Polygnathus zinaidae*.

5- Upper *rhénana* to *linguiformis* zones

این زیست‌زون با ۷۰ متر ضخامت در بردارنده نمونه‌های S230 تا S300 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل تناوب شیل‌ها، سنگ آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه و سنگ آهک‌های ماسه‌ای، سنگ آهک‌های مارنی و سنگ آهک‌های خاکستری است. مرز زیرین این زیست‌زون بر اولین حضور *Icriodus alternatus* Branson and Mehl 1934 در Upper *rhénana* Zone منطبق است (Ziegler & Sandberg, 1996) و مرز بالایی آن نیز منطبق بر آخرین حضور *Polygnathus politus* Ovanatanova 1969، *Polygnathus webbi* Stauffer 1938 و *alatus* Huddle 1934 در *linguiformis* Klapper & Lane 1985

latecarinatus, *Icriodus lilliputensis*, *Icriodus norfordi*, *Polygnathus alatus*, *Polygnathus lodinensis*, *Polygnathus pollocki*, *Polygnathus xylus*.

3- Upper *falsiovalis* to *transitans* zones

این زیست‌زون با ضخامت ۶۳ متر در بردارنده نمونه‌های S102 تا S167 می‌باشد. سنگ شناسی این زیست‌زون شامل شیل‌های نازک لایه سبز و قرمز رنگ، سنگ آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم لایه، تناوب سنگ آهک‌های نازک لایه و مارن‌های قرمز رنگ و سنگ آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه است. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر اولین حضور *Ancyrodella pristina* Khalymbadzha & Chernysheva 1970 در early *falsiovalis* zone (Ziegler & Sandberg, 1996) و مرز بالایی آن منطبق بر اولین حضور *Polygnathus aequalis* Klapper and Lane 1985 در *transitans* Zone است (Ziegler & Sandberg, 1996) که اولین حضور این گونه نشان دهنده مرز زیرین زیست‌زون بعدی است. حضور گونه‌های کنودونتی نظیر *Icriodus expansus*, *excavatus* و *Polygnathus angustidiscus* که گستره سنی آنها از ژئوتین پسین تا محدوده‌هایی از فراژنین می‌باشد به همراه گونه‌های کنودونتی *Polygnathus cf. aspelundi*, *Polygnathus dubius*, *Polygnathus elegantulus*, *Polygnathus pollocki*, *Polygnathus lodinensis* و *webbi* که از نمونه‌های شاخص فراژنین پیشین تا زیست‌زون (*transitans* Zone) می‌باشند، به پیشنهاد زیست‌زون *upper falsiovalis* and *transitans* zones منجر گردید. زیست‌زون‌های *punctata*, *hassi* و *jamieae* به دلیل نبود گونه‌های شاخص، قابل تفکیک از زیست‌زون ارائه شده نبوده است.

در بررسی زیست رخساره‌های کنودونتی از مدل‌های ارائه شده توسط Sandberg & Ziegler (1976)، Weddige & Sandberg (1976)، Sandberg & Ziegler (1978)، Dreesen (1984) و Ziegler & Weddige (1999) استفاده شده است (شکل ۵). به طور کلی در برش مورد مطالعه زیست رخساره‌های کنودونتی از رخساره Icriodid-Polygnathid که در آن *Icriodus* جنس غالب است (Icriodus-dominated) تا رخساره Polygnathid-Icriodid که در آن *Polygnathus* جنس غالب می‌باشد (Polygnathus-dominated) در نوسان می‌باشند. در برخی از افق‌ها فراوانی این دو جنس به ۱۰۰٪ می‌رسد و در برخی از افق‌ها فراوانی آنها به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد. برخی از جنس‌ها نظیر *Ancyrodella*، *Bispathodus* و *Palmatolepis* از فراوانی نسبتاً کمی (از < 10 عنصر کنودونتی در هر نمونه تا حدود > 50 عنصر کنودونتی در هر نمونه) برخوردارند.

این زیست‌زون با ۱۰ متر ضخامت در بردارنده نمونه‌های S300 تا S310 می‌باشد. سنگ شناسی این محدوده تناوبی از مارن‌های قرمز رنگ با میان لایه‌های سنگ آهکی نودولار است. مرز زیرین این زیست‌زون منطبق بر آخرین حضور *Polygnathus politus* Ovanatanova 1969، *Polygnathus webbi* Stauffer 1938، *Polygnathus evidens* alatus Huddle 1934، *Palmatolepis* Klapper & Lane 1985 و اولین حضور *early triangularis* Sannemann 1955 در *triangularis* (Ji & Ziegler, 1993) و مرز بالایی آن نیز در این برش توسط با ناپیوستگی محدود شده است. همچنین کنودونت‌هایی نظیر *Icriodus alternatus helmsi*، *Palmatolepis termini* و *Polygnathus semicostatus* معمولاً شاخص زون کنودونتی *termini* می‌باشند. سایر کنودونت‌های این زیست‌زون نظیر *Ancryognathus*، *Icriodus alter-*، *Bispathodus stabilis* و *sinelamina*

PALEOTECTONIC SETTING	OFFSHORE	NEARSHORE	"BACKSHORE"						
	MUDDY OUTER SHELF	SANDY INNER SHELF	SHOAL	BACK-MOUND	TIDAL FLAT	BARRIER	TIDAL LAGOON	SABKHA	COASTAL PLAIN
CONODONT BIOFACIES	I Palmatolepid	II Palmatolepid-Polygnathid	III Polygnathid-Polygnathid "icriodid"	IV Polygnathid-Pelekysgnathid		VI, VIII, ? Scaphignathid, Pandorinellinid, +?			
ICRIODONTID FAUNA	Rare Icriodus	Both Types of Pelekysgnathus (Transported)	Triple - Row Pelekysgnathus	Both Types of Pelekysgnathus (Indigenous)		Single - Row Pelekysgnathus		UNKNOWN	
ENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION									

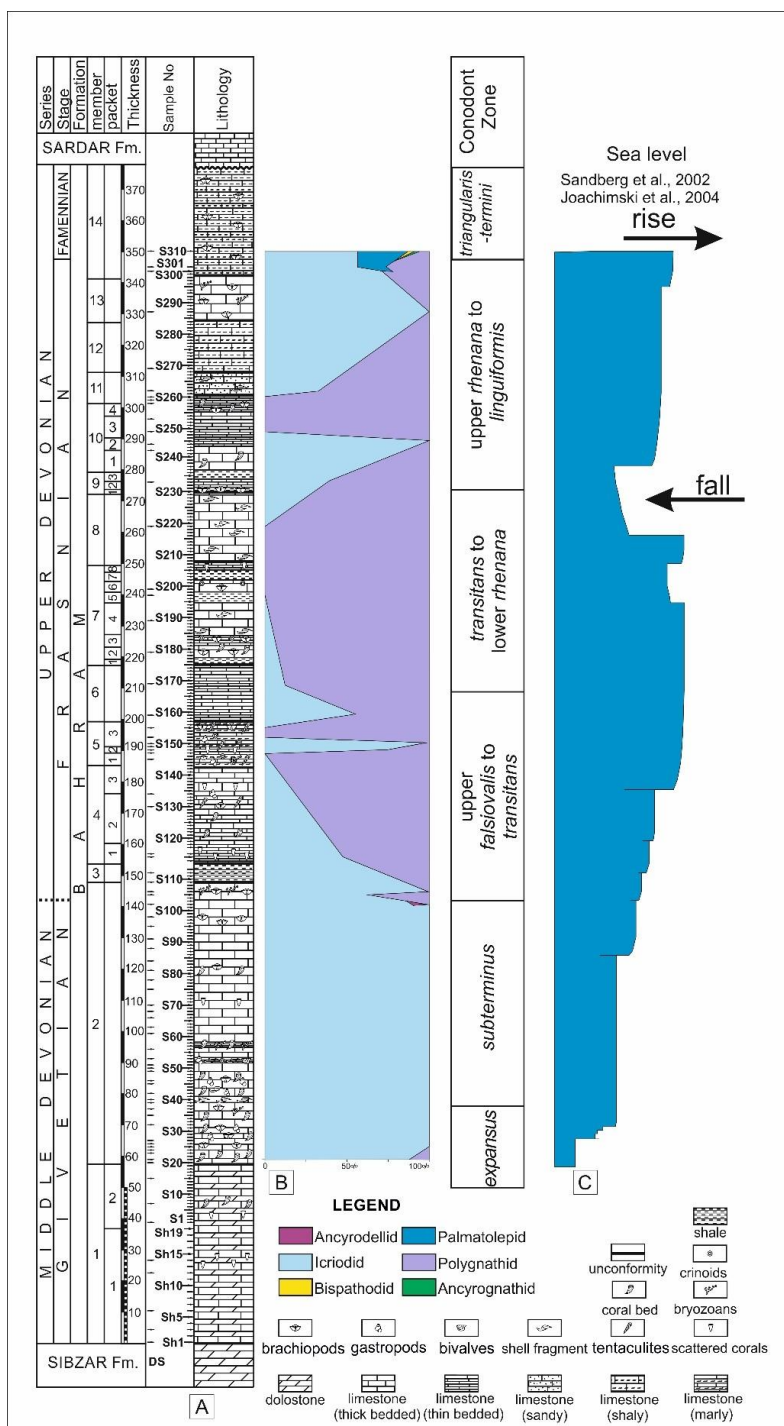
شکل ۵: مدل زیست رخساره‌ای
کنودونتی دونین پسین
(Sandberg & Dreesen, 1984).

جدول ۲: توزیع فراوانی کنودونت‌ها در برش مورد مطالعه

[illegible]

تغییرات زیست‌رخساره‌ها به صورت جزئی امکان پذیر نمی‌باشد. با توجه به نبود نهشته‌های تخریبی و حضور گونه‌های مختلف کندونتی پالماتولید (البته با فراوانی نسبتاً کم)، احتمالاً برش مورد مطالعه نسبت به برش‌های مطالعه شده قبلی در سایر بخش‌های حوضه اصفهان از عمق بیشتری برخوردار بوده است. همچنین تغییرات عمق آب نیز با تغییرات سطح آب جهانی مطابقت نسبی دارد (شکل ۶).

بر اساس رخساره‌های مطالعه شده، به طور کلی زیست‌زون‌هایی با رخساره *Icriodus*-dominated مربوط به نواحی کم عمق و رخساره *Polygnathus*-dominated تا نواحی دور از ساحل می‌باشند و در بخش‌های انتهایی فامنین به دلیل وجود تعداد نسبتاً قابل قبول پالماتولیدها رخساره‌های زیستی تا دریای باز نیز قابل تعمیم می‌باشند، ولی به دلیل تعداد کم کندونت‌ها در هر نمونه بررسی

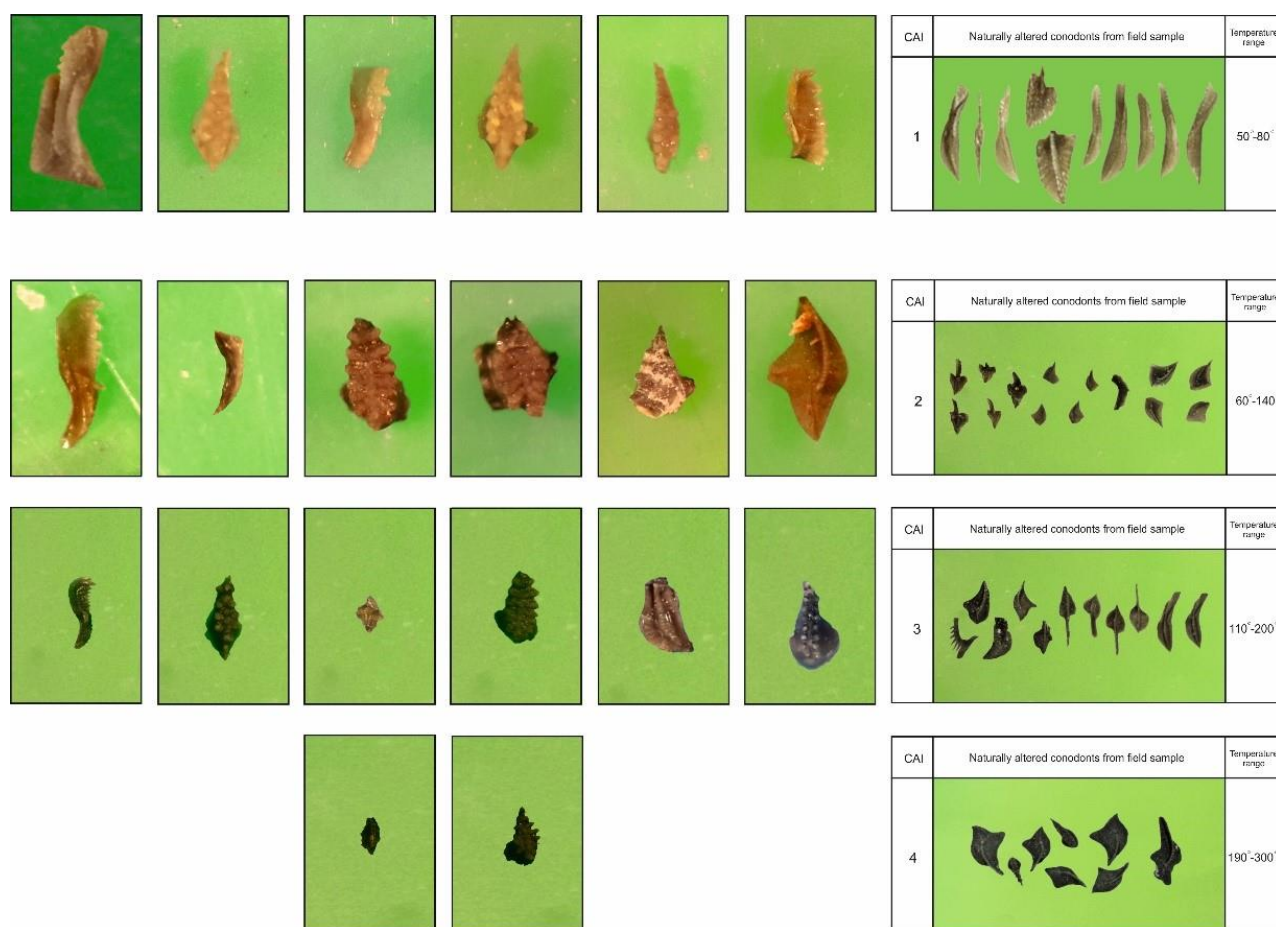


شکل ۶: تغییرات زیست رخساره‌ای کندونت‌ها و تغییرات سطح آب در برش مورد مطالعه

شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها

تغییر رنگ کنودونت‌ها فرآیندی بی‌بازگشت است که به سه عامل عمق، میزان زمان دفن شدگی و گرادیان حرارتی وابسته است (Epstein *et al.* 1977). با بررسی دقیق ریزساختارهای موجود در عناصر کنودونتی می‌توان علت تغییر رنگ آنها را شناسایی کرد و از طرفی دیگر با بررسی شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها می‌توان بلوغ بافتی، دگرگونی و میزان حرارت افق‌های کنودونت‌دار و در نهایت

دمای لازم جهت حضور یا نبود مواد هیدروکربوری را بررسی نمود (Königshof *et al.*, 2003). بر طبق جداول استاندارد، شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در برش مورد مطالعه بین ۱/۵ تا ۴/۵ می‌باشد که حرارت ۶۰ تا ۵۰۰ درجه را نشان می‌دهند. عناصر کنودونتی در زیست‌زون‌های ژئوتین پسین دارای شاخص $CAI=1.5-2$ و رنگ روشن، در فراژنین تیره با شاخص $CAI=4-4.5$ و در فامنین روشن بوده و شاخص $CAI=1.5-2$ را نشان می‌دهند (شکل ۷ تا ۹).

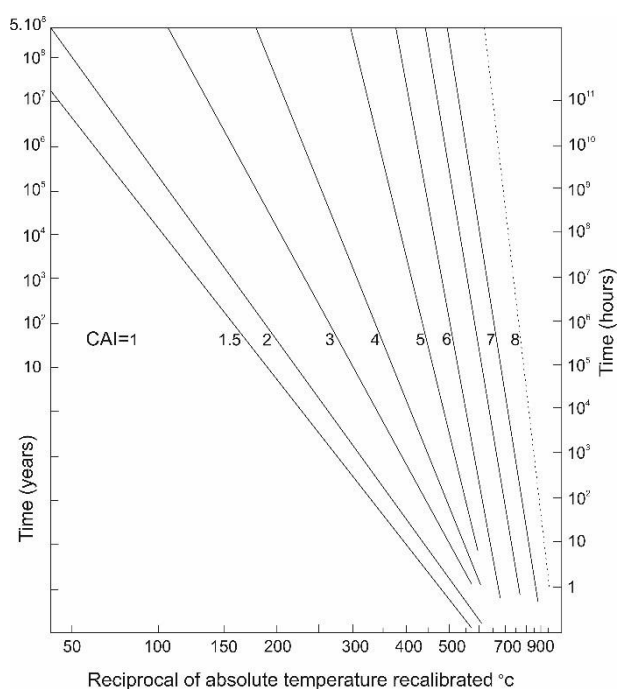


شکل ۷: تعیین رنگ عناصر کنودونتی و مقایسه آنها با شاخص‌های تغییر رنگ جهانی.

نتیجه‌گیری

باتوجه به نبود نهشته‌های تخریبی در سازند و بهرام و وجود نسبی کنودونت‌هایی نظیر ایکریودیدها، پلی‌گناتیدها،

بیسپاتودیدها و پالماتولیدها در برش کوه بند عبدالحسین انارک می‌توان نتیجه گرفت که این برش شباهت حوضه‌ای بیشتری با کنودونت‌های حوضه طبس دارد و نسبت به



شکل ۹: نمودار رابطه زمان رسوب گذاری و درجه حرارت (Epstian et al., 1977)

° C	Organic Metamorphic Facies	Conodonts CAI Ranges	Associated Hydrocarbons	Vitrinite reflectance %Ro
50	Immature	1	Early dry gas, wet gas and oil	0.70 - 0.85
	Incipient maturation	1 1/2		
100	Mature	2	Heavy to light oil and wet gas	0.85 - 1.30
	Liquid window			
150		3		1.40 - 1.95
200	Supermature		Dry gas or Barren	
250		4		1.95 - 3.60

شکل ۸: جدول شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در ارتباط با درجات رخساره‌های دگرگونی زیستی و رابطه آن با وجود یا نبود هیدروکربور (Epstian et al., 1977)

سپاس‌گزاری

نگارندگان از حمایت‌های مالی و معنوی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان قدردانی می‌نمایند. همچنین از حمایت‌های علمی و لجستیکی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان سپاس‌گزارند.

برش‌های مطالعه شده در حوضه اصفهان دارای عمق بیشتری است. بررسی زیست رخساره‌های کنودونتی حاکی از افزایش عمق حوضه به سمت انتهای فرازین بوده و شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها نیز حاکی از کاهش گرادیان حرارتی و دگرگونی در فامنین نسبت به فرازین می‌باشد.

منابع

- بهرامی، ع.، ۱۳۹۰. زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین پایانی - کربونیفر آغازین در شرق ایران بر اساس کنودونت‌ها. رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۰۵ ص.
- بختیاری، ا. ح.، ۱۳۹۴. اطلس راه‌های ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۸۸ ص.
- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۶. چینه‌شناسی و رخدادهای زمین‌شناسی. انتشارات دانشگاه تهران، ۴۶۲ ص.
- هوشمندزاده، ع.، نبوی، م. ح.، حمدی، ب.، ۱۳۶۷. سنگ‌های پرکامبرین - کامبرین پایین در ایران. مجموعه مقالات سمینار بررسی ذخایر و توان معدنی استان یزد.

- هویدا، م.، بهرامی، ع.، یزدی، م.، ۱۳۹۵. زیست چینه نگاری و زیست رخساره‌های نهشته‌های دونین سازند بهرام در برش کوه شوراب (جنوب غرب دامغان) بر اساس فونای کنودونتی. *پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۶۴ (۳): ۷۵-۹۲.
- Adrichem Boogaert, H.A., 1967. Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Geologische Mededelingen*, 39: 129-192.
- Aghanabati, A., 2010. Stratigraphy of Iran. *Geological Survey of Iran*, Tehran, 1297 p.
- Almasian, M., 1997. Tectonics of the Anarak area (Central Iran). Ph.D. thesis, *University of Islamic Azad, Science and Research Unit*, 164 p.
- Bahrami, A., Boncheva, I., Königshof, P., Yazdi, M., & Ebrahimi Khan-Abadi, A., 2014a. Mississippian/Pennsylvanian boundary interval in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 187-200.
- Bahrami, A., Zamani, F., Corradini, C., Yazdi, M., & Ameri, H., 2014b. Late Devonian (Frasnian) Conodonts from the Bahram Formation, in the Sar-e-Ashk section, Kerman province, Central-East Iran Microplate. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*. 53 (3): 179-188.
- Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Yazdi, M., Ahmadi Nahre Khalaji, M., & Zarei, E., 2018. Conodont biostratigraphy of the Kesheh and Dizlu sections, and the age range of the Bahram Formation in central Iran. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 98: 315-329.
- Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Tabatabaei, M.S., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, north-west Isfahan, Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95 (4): 555-577.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bischoff, G., & Ziegler, W., 1957. Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, 22: 1-136.
- Branson E.B., & Mehl, M.G., 1934. Conodonts from the Grassy Creek Shale of Missouri. *The University of Missouri Studies*, 8: 171-259.
- Branson, E.B., 1934. Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri. *The University of Missouri Studies*, 8 (4): 301-343.
- Brett, C.E., Baird, G.C., Bartholomew, A.J., DeSantis, M.K., & Ver Straaten, C.A., 2011. Sequence stratigraphy and a revised sea-level curve for the Middle Devonian of eastern North America. In: Brett, C.E., Schindler, E., & Königshof, P. (eds.), Sea-level cyclicity, climate change, and bioevents in Middle Devonian marine and terrestrial environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304 (1-2): 21-53.
- Bultynck, P., 1974. Conodontes de la Formation de Fromelennes du Givetien del'Ardenne franco-belge. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre*, 50: 1-30.
- Bultynck, P., 1987. Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. *Bulletin van het Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, Aardwetenschappen*, 57: 149-181.
- Bultynck, P., & Gouwy, S., 2008). Reference sections for the Middle Givetian substage. *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter*, 23: 21-26.
- Chatterton, B.D.E., 1978. Aspects of late Early and Middle Devonian conodont biostratigraphy of western and northwestern Canada. In: C.R., Stelck, & Chatterton, B.D.E., (eds.), Western and Arctic Canadian biostratigraphy. *Geological Association of Canada, Special Paper*, 18: 161-231.
- Clausen, C.D., Weddige, K., & Ziegler, W., 1993. Devonian of the Rhenish Massif. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter*, 10, 18-19.

- Corradini, C., 1998. Famennian conodonts from two sections near Vilasalto. In: Serpagli, E., (ed.), Seventh International Conodont Symposium held in Europe, Sardegna Field Trip Guidebook, June 18-22, 1998. *Giornale die Geologica, Serie 3a, Special Issue*, 60: 122–135.
- Ernst, A., Königshof, P., Bahrami, A., Yazdi, M., & Boncheva, I., 2017. A Late Devonian (Frasnian) bryozoan fauna from the central Iran. In: Mottequin, B., Slavik, L., & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Palaeozoic. *Proceedings-Volume IGCP 596/SDS Meeting Brussels, Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 541–552.
- Flügel, E., & Kiessling, W., 2002. Patterns of Phanerozoic reef crises. In: Kiessling, W., Flügel, E., & Golonka, J., (eds.), Phanerozoic reef Patterns. *SEPM Special Publication*, 72: 691–733.
- Hairapetian, V., Ghobadi Pour, M., Popov, L.E., Hejazi, S.H., & Holmer, L.E., 2015. Ordovician of the Anarak Region: implications in understanding Early Palaeozoic history of Central Iran. *Stratigraphy*, 12 (2): 22–30.
- Hinde, G.J., 1879. On conodonts from the Chazy and Cincinnati group of the Cambro-Silurian and from the Hamilton and Genesee shale divisions of the Devonian in Canada and the United States. *Geological Society of London Quarterly Journal*, 35 (3): 351–369.
- Houshmandzadeh, A., 1977. Metamorphism et granitisation du massif Chapedony (Iran Central). *Ph.D. Thesis, Université Scientifique et Medicale de Grenoble, France*, 242 p.
- Huddle, J.W., 1934. Conodonts from the New Albany Shale of Indiana. *Bulletin America Paleontology*, 21: 1–136.
- Ji, Q., 1989. On the Frasnian Conodont Biostratigraphy in the Guilin Area of Guangxi, South China. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 117: 303–322.
- Ji, Q., & Ziegler, W., 1993. The Lali section: an excellent reference section for Late Devonian in South China. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 157: 1-183.
- Joachimski, M.M., Breisig, S., Buggisch, W., Mawson, R., Gereke, M., Morrow, J. R., Day, J., & Weddige, K., 2009. Devonian climate and reef evolution: insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planet Science Letters*, 284: 599–609.
- Johnson, J.G., Klapper, G., & Sandberg, C.A., 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 69: 567–587.
- Khalymbadzh, V.G., & Chernysheva, N.G., 1970. Conodont genus *Ancyrodella* from Devonian deposits of the Volga-Kamsky area and their stratigraphic significance: Biostratigraphy and paleontology of Paleozoic deposits of the eastern Russian Platform and western pre-Urals. *Kazan University*, 1: 81–103 (in Russian)
- Klapper, G., & Lane, H.R., 1985. Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the Polygnathus biofacies, N.W.T., Canada. *Journal of Paleontology*, 59: 904–951.
- Klapper, G., & Ziegler, W., 1979. Devonian conodont biostratigraphy. *Special Paper on Palaeontology*, 23: 199–224.
- Königshof, P., 2003. Conodont deformation patterns and textural alteration in Paleozoic conodonts: examples from Germany and France: *Senckenbergian alethae*, 149-156.
- Königshof, P., Carmichael, S.K., Waters, J., Jansen, U., Bahrami, A., Boncheva, I., & Yazdi, M., 2017. Palaeoenvironmental study of the Palaeotethys Ocean: the Givetian-Frasnian boundary of a shallow-marine environment using combined facies analysis and geochemistry (Zefreh Section/Central Iran). In: Mottequin, B., Slavik, L., & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 517–540.
- Königshof, P., Da Silva, A.C., Suttner, T.J., Kido, E., Waters, J., Carmichael, S.K., Jansen, U., Pas, D., & Spassov, S., 2016. Shallow water facies setting around the Kacak Event: a multidisziplinary approach.

- In: Becker, R.T., Königshof, P., & Brett C.E., (eds.), Devonian climate, sea level and evolutionary events. *Geological Society London, Special Publication*, 423: 171–199.
- Kononova, L.I., Alekseev, A.S., Barskov, I.S., & Reimers, A.N., 1996. New species of polygnatoid Conodonts from Frasnian of Moskow syncline. *Paleontologicheskii Journal*, 3: 94–99.
- Lensch, G., & Davoudzadeh, M., 1982. Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 5: 306–320.
- Leven, E.J., & Gorgij, M.N., 2006. Upper Carboniferous–Permian Stratigraphy and Fusulinids from the Anarak Region, Central Iran. *Russian Journal of Earth Sciences*, 8, 1-25.
- Lüddecke, F., Hartenfels, S., & Becker, R.T., 2017. Conodont biofacies of a monotonous middle Famennian pelagic carbonate succession (Ballberg Quarry, northern Rhenish Massif). In: Mottequin, B., Slavic, L., & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 591–614.
- Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C., & Panza, G.F., 2015. The deep structure of the Iranian Plateau. *Gondwana Research*, 28 (1), 407–418.
- Mottequin, L., Slavic, L., & Königshof, P., (eds.), 2017. Increasing knowledge on biodiversity patterns and climate changes in Earth's history by international cooperation: introduction to the proceedings IGCP 596/SDS Meeting Brussels (2015). In B. Mottequin, L. Slavic & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 367–374.
- Müller, K.J., & Muller, E.M., 1957. Early Upper Devonian (Indipendence) Conodonts from Iowa, part I. *Journal of Paleontology*, 31: 1069–1108.
- Narkiewicz, K., 2011. Biostratygrafia konodontowa Dewonu Środkowego obszaru Radomsko-Lubelskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 147–192.
- Narkiewicz, K., & Bultynck, P., 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geological Quarterly*, 51: 419–442.
- Narkiewicz, K., & Bultynck, P., 2010. The Upper Givetian (Middle Devonian) subterminus conodont zone in North America, Europe, and North Africa. *Journal of Paleontology*, 84 (4): 588–625.
- Ovanatanova, N.S., 1969. New Upper Devonian conodonts from the central region of the Russian platform and of the Timan. *Vsesoyuznyy Nauchno-Issledovatel'skiy Geologiazvedochnyy Neftyanoy Institut, Trudy*, 93: 139–141.
- Reyer, D., & Mohafez, S., 1970. Une premiere contribution des accords NIOC–ERAP a la connaissance geologique de l' Iran. *Review Institute de France Petrology*, 25: 979–1014.
- Sandberg, C.A., 1976. Conodont biofacies of Late Devonian polygnathus styriacus Zone in western United State. In Barnes, C.R., (ed.), Conodont Paleoecology. *Geological Association of Canada, Special Paper*, 15: 171–186.
- Sandberg, C.A., & Dreesen, R., 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow water Conodont zonation. In: Clark, D.L., (ed.), Conodont biofacies and provincialism. *Geological Society of America, Special Paper*, 196: 143–178.
- Sandberg, C.A., Morrow, J.R., & Ziegler, W., 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. In: Koeberl, C., & MacLeod, K.G., (eds.), Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper*, 356: 473–487.
- Sandberg, C.A., Ziegler, W., Dreesen, R., & Butler, J.L., 1992. Conodont Biochronology, Biofacies, Taxonomy, and Event-Stratigraphy around Middle Frasnian Lion Mudmound (F2h)-Frasnes. Belgium, *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 84 p.
- Sannemann, D., 1955. Oberdevonische Conodonten (to Ila). *Senckenbergiana Lethaea*, 26: 123–156.

- Scotese, C.R., 2001. Atlas of Earth-History. Paleogeography, Vol. 1. Arlington, Texas. Paleomap Project. 52p.
- Sharkovski, M., Susov, M., & Krivyakin, M., 1984. Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map. *Geological Survey of Iran, Scale, 1: 250.000*, V/O Technoexport, Report, 19. Tehran, 143 p.
- Soffel, H.C., & Förster, H.G., 1984. Polar wander path of the Central-East-Iran Microplate including new results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 168 (2/3): 165–172.
- Soffel, H.C., Davoudzadeh, M., Rolf, C., & Schmidt, S., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85: 293–302.
- Söte, T., Hartenfels, S., & Becker, R.T., 2017. Uppermost Famennian stratigraphy and facies development of the Reigern Quarry near Hachen (northern Rhenish Massif, Germany). In: Mottequin, B., Slavic, L., & Königshof, P., (eds.), Climate change and biodiversity patterns in the mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97 (3): 633–654.
- Spalletta, C., Perri, M.C., Corradini, C., & Over, D.J., 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bulletin of Geosciences*, 92 (1): 31–57.
- Stauffer, C.R., 1938. Conodonts of the Olentangy Shale. *Journal of Paleontology*, 12: 411–433.
- Stauffer, C.R., 1940. Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota. *Journal of Paleontology*, 14 (2): 417–435.
- Szulczewski, M., 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 21: 1–130.
- Weddige, K., 1984. Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Devons und Karbons von NE Iran. *Senckenbergiana Lethaea*, 65: 179–223.
- Weddige, K., & Ziegler, W., 1976. The significance of *Icriodus: Polygnathus* ratios in limestones from the type Eifelian, Germany. *Geological Association of Canada Special Paper*, 15: 187–199.
- Wendt, J., Hayer, J., & Karimi Bavandpour, A., 1997. Stratigraphy and depositional environment of Devonian sediments in northeast and east-central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 206: 277–322.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimi Bavandpur, A., 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52: 129–168.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimi Bavandpur, A., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and Central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55: 31–97.
- Witzke, B.J., Ludvigson, G.V., & Day, J., 1996. Introduction: Paleozoic applications of sequence stratigraphy. *Geological Society of America Special Papers*, 306: 1–6.
- Yazdi, M., 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105 (2): 167–200.
- Youngquist, W.L., 1947. A new Upper Devonian conodont fauna from Iowa. *Journal of Paleontology*, 21 (2): 95–112.
- Youngquist, W.L., & Peterson, R.F., 1947. Conodonts from the Sheffield Formation of north-central Iowa. *Journal of Paleontology*, 21: 242–253.
- Zahedi, M., 1973. Etude géologique de La région de Soh (W de Iran central). *Geological Survey of Iran*, 27: 197.
- Ziegler, W., & Huddle, J.W., 1969. Die *Palmatolepis glabra*-Gruppe (Conodonta) nach der Revision der Typen von Ulrich und Bassler durch J.W. Huddle. *Geologie Rheinland und Westfalen*, 16: 377–386.

- Ziegler, W., & Klapper, G., 1976. Systematic paleontology. In W., Ziegler, G., Klapper, & J.G., Johnson, (eds.), Redefinition and subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. *Geologica et Palaeontologica*, 10: 117–127.
- Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1984. Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. In: Clark, D.L., (ed.), Conodont biofacies and provincialism. *Geological Society of America Special Paper*, 179–194.
- Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 121: 1–115.
- Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1996. Reflexions on the Frasnian and Famennian Stage boundary decisions as a guide to future deliberations. *Newsletters on Stratigraphy*, 33: 157–180.
- Ziegler, W., & Weddige, K., 1999. Zur Biologie, Taxonomie und Chronologie der Conodonten. *Paläontologische Zeitschrift*, 73: 1–38.

نخستین گزارش کنودونت‌ها و ماهیان گوادالوپین از قاعده سازند دالان در برش گهکم، شمال بندرعباس (زاگرس بلند)

حسین غلامعلیان^{۱*}، محمد پوستی^۲، واجیک هایراپطیان^۳

۱- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان، ایران

*پست الکترونیک: hossein_gholamalian@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۹۸/۳/۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۰/۱۳

چکیده

نهشته‌های کربناتی قاعده سازند دالان در برش گهکم، شمال بندرعباس برای اولین بار با استفاده از کنودونت‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. گونه‌های کنودونت *Sweetognathus iranicus*, *Hindeodus wordensis* و *Merrillina divergens* همراه با آثار ماهیان استخوانی، پالئونیسکوئید و هایبودونتید در سه لایه پایینی سازند دالان (PD1, PDX1, PDX2) یافته شده‌اند. با توجه به گونه‌های کنودونت به دست آمده و موقعیت چین‌های لایه‌های قاعده‌ای سازند دالان، سن وردین برای آنها پیشنهاد می‌گردد. مقایسه سازند دالان در برش گهکم با برش‌های سازند خوف در عمان نیز همین سن را برای لایه‌های مورد اشاره ثابت می‌کند. بررسی نشان می‌دهد که قاعده سازند دالان در زاگرس از شمال باختری (زردکوه) به سوی جنوب خاوری جوانتر می‌شود. مطالعه سنگ چینه نگاری نشان می‌دهد که سازند دالان در منطقه شمال بندرعباس (برش گهکم) از دو عضو دالان زیرین و دالان بالایی تشکیل شده و عضو تبخیری نار در آن وجود ندارد.

واژه‌های کلیدی: کنودونت؛ رودین، وردین؛ برش گهکم؛ سازند دالان؛ سازند فراقان.

مقدمه

بسیاری برش‌های دیگر دارای سه عضو دالان زیرین، عضو تبخیری نار و دالان بالایی است. سازند دالان دارای فونای غنی از انواع روزن‌داران و سایر ریزسنگواره‌ها مانند جلبک‌ها است که تعیین سن چین‌های یاد شده را ممکن کرده‌اند. با وجود این، بیشتر روزن‌داران یاد شده در بخش قاعده سازند، از خانواده‌های ابتدایی مانند پالئوتکستولاریده می‌باشند که برای تعیین سن دقیق چندان مناسب نیستند و برخی پژوهشگران مانند Kolodka et al. (2011) نیز به این

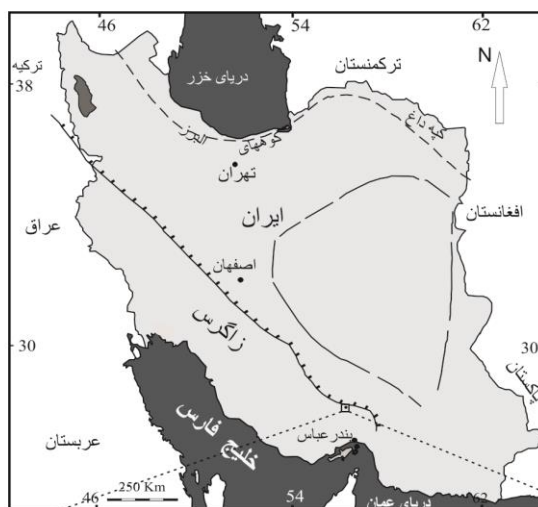
توالی‌های پرمین زاگرس از جمله سازند دالان و معادل آن یعنی سازند خوف در شبه جزیره عربی به دلیل داشتن ذخایر بسیار زیاد هیدروکربن همواره مورد توجه بوده و مطالعات فراوانی تاکنون روی آنها انجام شده است. برش الگوی این سازند توسط Szabo & Kheradpir (1978) در یکی از چاه‌های حفر شده در تاقدیس دالان (کوه سیاه) معرفی شده و در سراسر زاگرس در هسته تاقدیس‌ها و یا درون چاه‌ها قابل پی‌جویی است. این سازند در برش الگو و

مسأله اشاره کرده‌اند. در این حالت کنودونت‌ها می‌توانند در تعیین سن این بخش کارساز باشند.

موقعیت جغرافیایی

برش مورد بررسی در این پژوهش، در تاقدیس گهکم در فاصله ۱۴۱/۷ کیلومتری شمال بندرعباس و در کنار روستای سرچاهان قرار دارد (شکل ۱). برای دسترسی به

برش مورد نظر باید ابتدا ۱۳۴ کیلومتر در جاده بندرعباس - حاجی‌آباد به سوی شمال تا روستای سرچاهان پیمود. سپس باید با طی کردن ۵ کیلومتر دیگر در یک راه خاکی به سمت شمال خاوری رفت و در نهایت با ۲/۷ کیلومتر پیاده روی به قاعده سازند دالان رسید. مختصات جغرافیایی قاعده برش 28° 5' 40.5"N و 55° 55' 18.19"E می‌باشد.



شکل ۱: محل قرار گیری برش گهکم در زاگرس و راه دسترسی به آن.

پیشینه بررسی‌های چینه‌شناسی

پژوهش‌های فراوانی تاکنون بر روی سازند دالان و معادل‌های آن (مانند سازند خوف) در خاورمیانه انجام شده

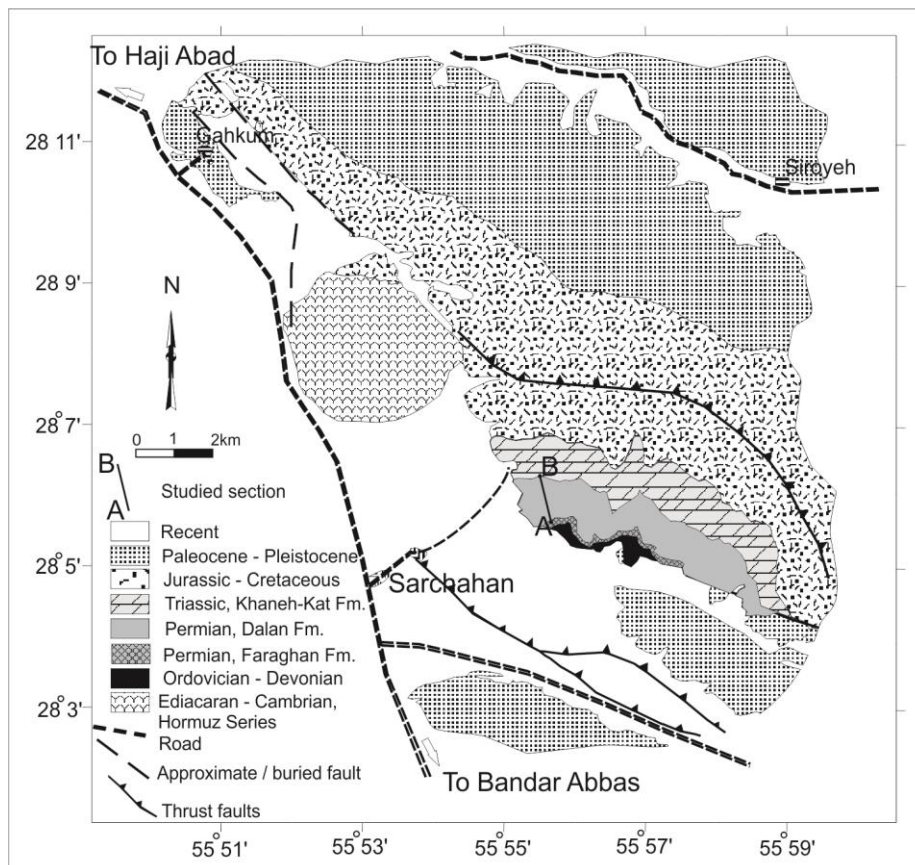
است. از جمله این مطالعات می‌توان به Alsharhan & Narin (1995) اشاره کرد که به محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های پرمین در اطراف شبه جزیره عربی

تالوپینگین را برای آن پیشنهاد کرده است. همچنین Koldoka *et al.* (2011) به زیست چینه نگاری برش گهکم براساس روزن داران پرداخته و سن وردین تا چانگزینگین را برای آن در نظر گرفته اند. Abedini *et al.* (2017) نیز به شرح چینه شناسی این واحد در برش گهکم پرداخته اند.

زمین شناسی عمومی منطقه

رخنمون سازند دالان در برش گهکم در نزدیکی هسته تاقدیسی به همین نام قرار دارد. این تاقدیس با روند شمال باختری - جنوب خاوری جزو زیرپهنه ساختاری زاگرس بلند محسوب می شود (Sabzehei, 1993). تاقدیس یادشده توسط یکی از گسل های فرعی منشعب از راندگی اصلی زاگرس بریده شده و به همین خاطر توالی پالئوزوئیک در آن به خوبی نمایان است (سیفوری پور، ۱۳۸۱). گنبد نمکی گهکم نیز در کنار این تاقدیس رخنمون دارد (شکل ۲).

پرداخته اند. از دیگر محققین می توان Angiolini *et al.* (1998; 2003)، Henderson & Mei (2003) و Krystyn *et al.* (2003) را یاد کرد که با استفاده از کنودونت ها و برخی فونای همراه (مانند بازوپایان) موجود در توالی های پرمین (سازند خوف)، به بررسی شرایط جغرافیایی و آب و هوای دیرینه در نواحی شمال و جنوب خاوری عمان پرداخته اند و این رسوبات را به یک رمپ کربناته کم عمق نسبت داده اند. همچنین Gaillot & Vachard (2007) زیست چینه نگاری سازند خوف را در عربستان و امارات متحده عربی مورد توجه قرار دادند و سن آن را از وردین تا ایندوئن (پرمین میانی تا تریاس پیشین) در نظر گرفته اند. محیط رسوبی و شرایط مخزنی سازند دالان توسط فتوت و همکاران (۱۳۸۹)، Amini & Haghdoust (2010) و Bahrami *et al.* (2012) بررسی شده است. علاوه بر این، عارفی فرد (۱۳۹۱) به مطالعه فوزولینیدهای سازند دالان در برش ایلپیک (زاگرس بلند) پرداخته است و سن گوادالوپین



شکل ۲: نقشه زمین شناسی منطقه برگرفته از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ حاجی آباد (سیفوری پور، ۱۳۸۱).

برای اولین بار از سازند دالان گزارش می‌شوند، لذا بحث اصلی این مقاله روی پایین‌ترین لایه‌های سازند یاد شده متمرکز گردید.

سنگ چینه نگاری برش گهکم

سازند دالان در تقادیس گهکم ۶۸۵ متر ستبرا دارد و بر روی سازند فراقان قرار می‌گیرد. بالاترین بخش سازند آواری فراقان شامل ۲۰ متر دولومیت ماسه‌ای زرد رنگ و ۱۰ متر ماسه سنگ سفید می‌باشد که با یک ماسه سنگ قرمز رنگ ۷ متری پوشیده می‌شود. این بخش از سازند فراقان به دلیل وجود رخساره دولومیتی استروماتولیتی و سنگواره‌های اثری که در ماسه سنگ‌ها دیده می‌شوند، در پهنه کشندی یک محیط دریایی نهشته شده است (امرائی، ۱۳۹۸). مطالعه محیط رسوبی سازند فراقان توسط زمان‌زاده و همکاران (۱۳۸۹) و مهدی‌نیا و موسوی حرمی (۱۳۹۱) این موضوع را تأیید می‌کند. با این توضیح، مرز بین دو سازند فراقان و دالان در منطقه شمال بندرعباس دست کم از دیدگاه محیط رسوبی و سنگ چینه نگاری، پیوسته و ناگهانی است (شکل ۳ الف - ۳ پ).

سازند دالان در برش گهکم قابل تقسیم به دو عضو زیرین و بالایی است. دالان زیرین با ستبرایی برابر ۴۰۱ متر شامل سنگ آهک‌های متوسط و ضخیم لایه است که دارای سنگواره‌هایی مانند بازوپایان، مرجان‌های روگوزا و دوکفه‌ای‌های پکتینید و آلتوکونچید می‌باشد (شکل‌های ۳ - ۳ چ و ۴).

عضو تبخیری نار (که در برش الگوی سازند دالان وجود دارد)، در برش گهکم دیده نمی‌شود که این موضوع احتمالاً به خاطر تغییر رخساره رسوبی از تبخیری به کربنات است به طوری که به جای انیدریت، سنگ آهک و دولومیت نهشته شده است (شکل ۴). نبود لایه‌های ایندریتی و وجود یک محدوده سنگ آهک دولومیتی در قاعده

بعد از سری هرمز با سن ادیاکارن - کامبرین، قدیمی‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای که در این منطقه برونزد دارد، توالی رسوبات یخرفتی به سن اردوویسین پسین می‌باشد که به نام سازند غیررسمی در گز خوانده شده است (Ghavidel- Syooki et al., 2011). برش الگوی سازند سرچاهان به سن سیلورین هم در این منطقه قرار دارد. سازند ماسه سنگی زاکین به سن دونین و سازند ماسه سنگی - کنگلومرایی فراقان از واحدهای مهم در این منطقه هستند. توالی‌های تریاس تا کرتاسه و سنوزوئیک به خوبی در این منطقه دیده می‌شوند (شکل ۲).

روش مطالعه

در راستای انجام این پژوهش، برش کاملی از سازند دالان در کوه گهکم (نزدیکی روستای سرچاهان) انتخاب شد و اندازه‌گیری روی آن انجام گرفت. تعداد ۴۶ نمونه (هر کدام به وزن ۴ تا ۵ کیلوگرم) از لایه‌های سنگ آهک و دولومیت جهت جداسازی کنودونت‌ها برداشته شد و پس از انتقال به آزمایشگاه دانشگاه هرمزگان، فرآیند اسیدشویی روی آنها انجام گرفت. ابتدا نمونه‌ها در اندازه تکه‌های ۳ تا ۴ سانتی‌متری خرد شدند. سپس نمونه‌های آهکی بر اساس استاندارد (Jeppsson 2005) به مدت چهار روز در اسید استیک ۲۵٪ قرار گرفتند. همچنین نمونه‌های دولومیتی به مدت یک شبانه روز در اسید فرمیک ۸٪ تا ۱۰٪ قرار گرفتند. پس از این مرحله، شست‌وشو با استفاده از الک‌های استاندارد انجام شد و جداسازی عناصر کنودونتی در زیر میکروسکپ صورت گرفت. اسیدشویی تا انحلال کامل همه نمونه‌ها پیش رفت و از این مقدار، فقط سه نمونه از لایه‌های قاعده سازند دالان (PD1, PDX2, PDX1) تعداد بسیار کمی کنودونت و قطعات ماهیان داشتند و سایر لایه‌ها فاقد این عناصر بودند. از آن جا که همین تعداد اندک کنودونت به دست آمده، از نظر چینه شناسی مهم بوده و

کنگان، رأس سازند دالان را می پوشانند، ولی بازدید صحرایی و نقشه زمین شناسی منطقه (سیفوری پور، ۱۳۸۱) این نظر را تأیید نمی کنند (شکل های ۳ الف و ۴).

سن قاعده سازند دالان

بررسی پالینولوژیکی توسط Ghavidel Syooki (1997) سن آسلین تا آرتینسکین را برای کل سازند فراقان نشان داده در حالی که پژوهش های دیگر مانند Kolodka et al. (2011) براساس مطالعه روزن داران، سن رودین را برای آن در نظر می گیرند. همچنین Angiolini et al. (2004) با مطالعه بازوپایان، استراکدها و روزن داران، همین سن رودین را برای بخش بالایی سازند غریف (هم ارز سازند فراقان) در عمان در نظر گرفته اند. محدوده سنی در نظر گرفته شده توسط پژوهشگران نام برده با داده های حاصل از پژوهش حاضر همخوانی بیشتری دارد. برخی مانند Spina et al. (2018) نیز سن وردین تا کاپیتانین را برای بخش بالایی سازند فراقان در نظر گرفته اند که در این صورت قاعده سازند دالان باید سن ووچیانگین داشته باشد که با داده های به دست آمده از پژوهش حاضر سازگاری ندارد.

طبق نظر Kolodka et al. (2011) بخش اعظم دالان زیرین سن وردین تا کاپیتانین دارد، اما پژوهشگران یاد شده بر اساس گفته خودشان، نتوانسته اند گونه های شاخص روزن داران را در یکصد متر پایینی این عضو بیابند و تعیین سن این بخش فقط با توجه به موقعیت چینه شناسی آن انجام شده است.

نخستین لایه های دالان زیرین (مانند لایه های PDX1 و PDX2) دارای صدف هایی از دو کفه ای های پکتینید (*Aviculopecten* sp.) و بازوپایانی مانند گونه *Spiriferrellina* sp. می باشند که قبلاً توسط Angiolini et al. (2003) از سازند خوف در ناحیه هاوشی در جنوب خاوری عمان نیز گزارش شده اند (شکل ۳ ج - ۳ و ۴).

دالان بالایی که نشان از تغییر تدریجی از سنگ آهک های دالان زیرین به دولومیت های دالان بالایی دارد، شواهد این باور هستند. این محدوده شامل ۱۳/۹ متر سنگ آهک های دولومیتی است که به سمت بالا به دولومیت تبدیل می شوند. البته نبود عضو انیدریتی نار یا تغییر رخساره در این بخش فقط محدود به برش کهگم نیست و این عضو در زردکوه نیز وجود ندارد و در دنا به جای آن یک واحد ماسه سنگی دیده می شود (Davydov & Arefifard, 2013). شاید تغییرات رخساره ای باعث شده باشد که این عضو حتی در برخی میادین گازی به صورت بخشی از مخزن عمل نماید و نقش سنگ پوشش را نداشته باشد (ناصری، ۱۳۸۸). همچنین Kolodka et al. (2011) یک محدوده یکصد متری از کربنات های مربوط به میانه های برش کهگم را به عضو نار نسبت داده اند که این از نظر اصول سنگ چینه نگاری با تعریف ارائه شده از عضو یاد شده که توسط Szabo & Kheradpir (1978) بیشتر به صورت یک واحد انیدریتی معرفی شده، همخوانی ندارد. به باور مطیعی (۱۳۷۲) نیز عضو نار در شمال بندرعباس وجود ندارد.

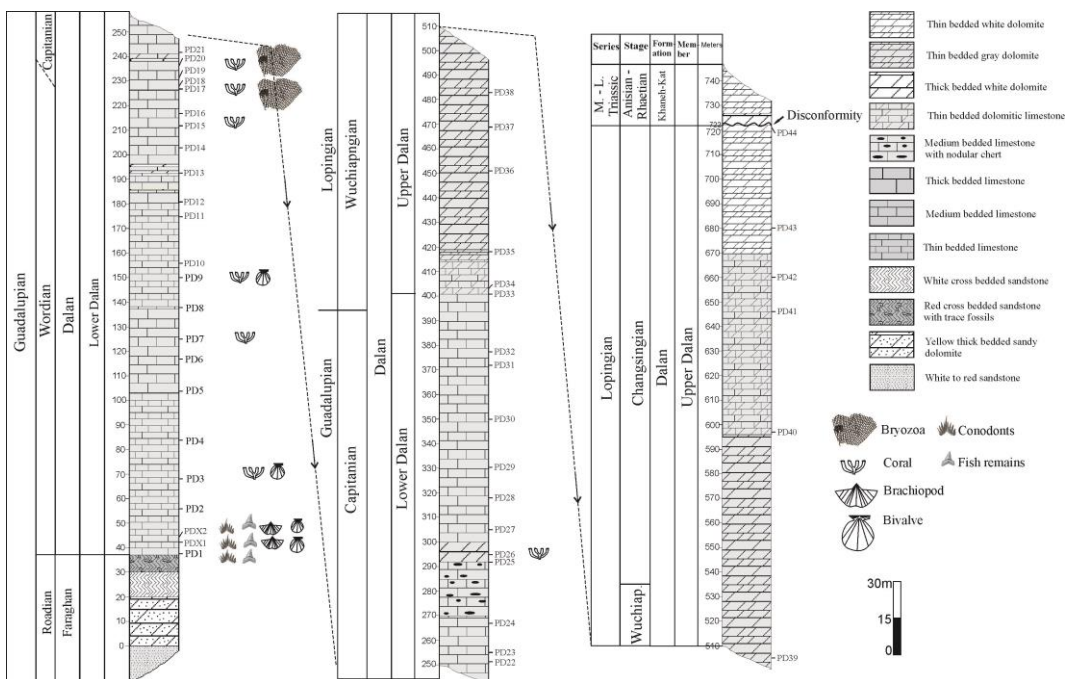
دالان بالایی در برش کهگم با ۱۸۱/۱ متر دولومیت توده ای شروع شده و با ۷۳ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط لایه ادامه می یابد و با یک واحد ۵۳ متری دولومیت نازک لایه سفید تا زرد کم رنگ تمام می شود. مرز بالایی سازند دالان با یک ناپیوستگی فرسایشی توسط دولومیت های سازند خانه کت پوشیده می شود (Sabzehei, 1993; Fakhari, 1995). سازند خانه کت با یک لایه دولومیت توده ای به ضخامت ۵ متر شروع می شود و با ستبرای زیادی از دولومیت های نازک لایه به رنگ قهوه ای روشن ادامه می یابد (شکل ۳ الف). البته برخی پژوهشگران مانند Kolodka et al. (2011) و Abedini et al. (2017) که همین برش را بررسی کرده اند، معتقدند که سنگ آهک های سازند



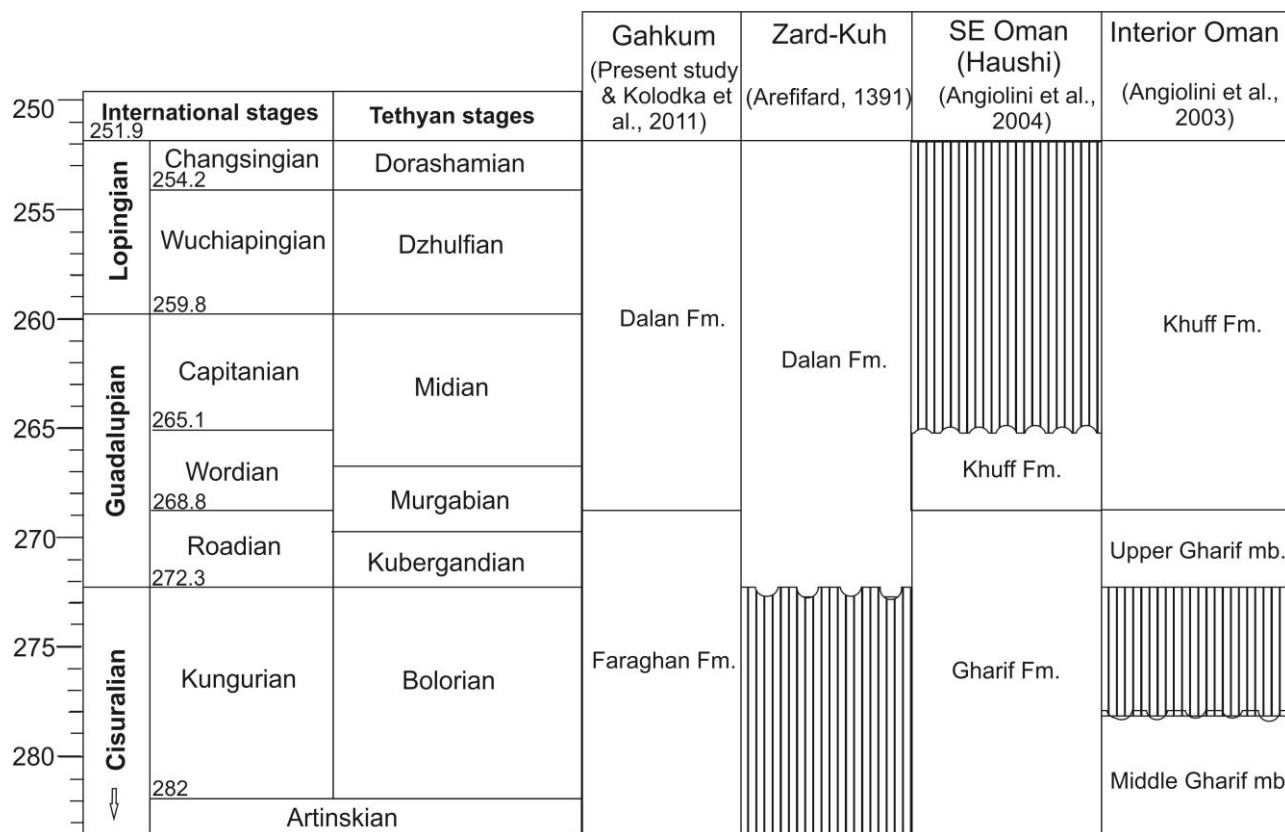
شکل ۳: (الف) دورنمای برش چینّه شناسی بررسی شده در تاقیدس گهکم و سازندهای موجود در آن؛ (ب) دورنمای مرز سازندهای فراقان و دالان؛ (پ) نمای نزدیک مرز پیوسته و ناگهانی بین دو سازند که در آن تغییر سنگ شناسی از ماسه سنگ قرمز رأس سازند فراقان به سنگ آهک خاکستری سازند دالان آشکار است. (ت) نمای کناری یک کلونی سریئوئید مربوط به مرجان‌های روگوزا در لایه PD27 دالان زیرین؛ (ج) دوکفه‌ای جنس *Aviculopecten* در لایه PDX2؛ (چ) صدف‌های بازوپایان (*Spiriferrellina* sp.) موجود در در لایه PDX2؛ نوک چکش به عنوان مقیاس می‌باشد.

رودین در زیر و کاپیتانین در بالا قرار گرفته‌اند، سن این بخش برابر رودین در نظر گرفته می‌شود. در مورد سن کل سازند دالان یک اتفاق نظر وجود دارد و بیشتر پژوهشگران سن آن را گوادالوپین تا لوپینگین می‌دانند، اگرچه در همین محدوده نیز بحث‌هایی مطرح است؛ مثلاً Kolodka et al. (2011) سن رودین تا چانگزینگین را به سازند دالان در برش گهکم داده‌اند، در حالی که Davydov & Arefifard (2013) به سن رودین تا چانگزینگین در برش‌های ایلگ و چالیشه اعتقاد دارند. همچنین عارفی فرد (۱۳۹۱) سن قاعده سازند دالان را در برش زردکوه برابر رودین می‌داند (شکل ۵). با توجه به داده‌های حاصل از پژوهش حاضر و کارهای دیگران، چنین به نظر می‌رسد که قاعده سازند دالان دو سنی بوده و در زاگرس بلند از شمال باختری به سوی جنوب خاوری جوانتر می‌شود. طبق نظر Angiolini (1998, 2003, 2004) قاعده سازند خوف در نواحی هاوشی (جنوب خاوری عمان) و عمان داخلی نیز مربوط به رودین است که با توجه به هم‌ارزی سازند خوف با سازند دالان، باور ارائه شده را تقویت می‌کند (شکل ۵).

این بخش که هشت متر پایینی دالان زیرین را تشکیل می‌دهد به جز روزن‌داران و کنودونت، دارای قطعات اسکلتی، پولک و دندان‌های ماهیان است. اجتماع کنودونتی به دست آمده از قاعده دالان زیرین شامل *Sweetognathus iranicus*, *Hindeodus wordensis* و *Merrillina divergens* می‌باشد (شکل ۶). گونه *Sweetognathus iranicus* بر اساس نظر Kozur (1995) و Kozur et al. (1975) سن رودین تا کاپیتانین پیشین دارد. همچنین این گونه از لایه‌هایی با سن رودین در کوه‌های نمک پاکستان، مدین در تونس و کوه‌های پامیر تاجیکستان به دست آمده است (Wardlaw & Pogue, 1995؛ Vuolo, 2014). گونه یاد شده از کنگورین چین هم توسط Sun et al. (2017) گزارش شده است. گونه *Hindeodus wordensis* نیز توسط Angiolini et al. (2003) از قاعده سازند خوف با سن رودین در جنوب خاوری عمان به دست آمده است. در مجموع باید گفت که با توجه به محدوده‌های سنی مربوط به گونه‌های کنودونت به دست آمده از قاعده سازند دالان و همچنین موقعیت چینه‌شناسی لایه‌های یاد شده که در بین لایه‌های



شکل ۴: ستون چینه‌شناسی سازند دالان در برش گهکم. سن رأس سازند فراقان بر اساس نظر Koodka et al. (2011) برابر رودین می‌باشد. قاعده سازند دالان با توجه به داده‌های به دست آمده در پژوهش حاضر و مقایسه با برش‌های سازند خوف (معادل سازند دالان) در عمان، سن رودین دارد. سن بقیه بخش‌های سازند دالان از Kolodka et al. (2011) گرفته شده است.



شکل ۵: بررسی هم‌ارزی سنی سازندهای دالان و فراقان در برش‌های گهکم و زرد کوه با سازندهای خوف و غریف در عمان (مقیاس زمانی برگرفته از Ogg et al., 2016)

رده بندی سیستماتیک

از آن جا که برای اولین بار است که کنودونت‌ها و ماهیان (هر چند به صورت محدود) از سازند دالان در زاگرس معرفی می‌شوند، لذا لازم است که شرح آنها به همراه پراکندگی جغرافیایی و سن مورد بحث قرار گیرد تا امکان مقایسه این نمونه‌ها با انواع مشابه در سایر نواحی فراهم شود و در نهایت تطابق سنی قاعده سازند دالان در برش گهکم با دیگر برش‌ها در ایران و سازندهای هم‌ارز در کشورهای هم‌جوار آسانتر گردد.

Order Ozarkodinida DZIK, 1976
Family Anchignathodontidae Clark, 1972
Genus *Hindeodus* Rexroad & Furnish, 1964
***Hindeodus wordensis* Wardlaw, 2000**
Figs. 6-1 to 6-4

Hindeodus wordensis Wardlaw, 2000; Angiolini et al., 2003, Pl. 2, Figs 3-8.

Hindeodus excavatus (Behnken, 1975); Verna et al., 2011, Figs 5.2 to 5.3.

Hindeodus cf. wordensis Wardlaw, 2000; Sun et al., 2017, Pl. 4, Fig. 17.

توصیف: این گونه دارای پلاتفرم باریک و تیغه مانند است. حفره قاعده‌ای چندان وسیع نیست. کارینا مرتفع بوده و دارای ۴ عدد دندان با ارتفاع متوسط است که نوک‌های آنها نیمه گرد شده می‌باشد. ارتفاع کارینا به سمت انتهای عقبی به تدریج کاسته می‌گردد به صورتی که در نمای کناری قوس آن کاملاً آشکار است. حفره قاعده‌ای در زیر تمام پلاتفرم وجود دارد و پهن‌ترین بخش آن در وسط عنصر است. لبه‌های پلاتفرم در طرفین حفره قاعده‌ای صاف نبوده و به سمت بالا خمیده‌اند که این نیز در نمای کناری واضح است. تیغه آزاد یک سوم طول کل عنصر را فراگرفته و مرتفع است. این گونه با داشتن دندانه‌های کوتاه و نه چندان تیز روی کارینا و زاویه قائم در انتهای جلویی

تعداد: ۲ عدد از لایه‌های PD1 و PDX2.

Genus *Merrillina* Kozur, 1975

Merrillina divergens (Bender & Stoppel, 1965)

Plate 1, Fig. 8

Merrillina divergens (Bender & Stoppel, 1965)

Merrillina divergens (Bender & Stoppel, 1965), Swift, 1986, Figs 2, 3.1 & 3.3.

توصیف: پلاتفرم عنصر Pa بسیار باریک است. پنج دندان روی پلاتفرم دیده می‌شود که سه تای جلویی بلندتر هستند و خمش بیشتری به سمت جلو دارند، در حالی که دو تای عقبی کوتاهند و خمش ندارند. حفره قاعده‌ای بیشتر در زیر دندان اصلی قرار دارد و به سمت عقب عنصر باریک می‌شود. لبه زیرین پلاتفرم هموار است، اما در جلویی‌ترین بخش که محل قرارگیری حفره قاعده‌ای است، به سمت بالا خمیدگی دارد.

گستره چینه‌شناسی و جغرافیایی: این گونه در تمام پرمین وجود دارد (Swift, 1986).

تعداد: یک عدد از لایه PD1.

Subclass Osteichthyes Huxley, 1880

Infraclass Actinopterygii Müller, 1846

Order Palaeonisciformes Hay, 1929

“Palaeonisciformes” indet

Figs. 6-10 to 6-11

توصیف و بحث: سطح خارجی پولک لوزی شکل بوده و فاقد زائده پستی است و به وسیله تزئینات پشته مانند پوشیده شده است. این تزئینات به تعداد ۵ عدد بوده و در طول پولک کشیده شده‌اند. منافذ در بین پشته‌ها به تعداد کم قابل مشاهده است. سطح پشته‌ها به وسیله شیارهای تقریباً موازی با هم پوشیده شده است. برخی از این پولک‌های لوزی شکل، فاقد تزئینات پشته مانند و زائده پستی بوده و دارای سطحی صاف با تعداد منافذ کم می‌باشند. پولک‌هایی با چنین تزئیناتی توسط Schultze (1985) از پرمین آغازین تگزاس در ایالات متحده گزارش شده و بدون

تیغه آزاد از *Hindeodus permicus* بازشناخته می‌شود. *Hindeodus wordensis* به *Hindeodus minutus* هم شباهت دارد، ولی قوس قاعده‌ای آن بیشتر از *Hindeodus minutus* است.

گستره چینه‌شناسی و جغرافیایی: بر اساس نظر Wardlaw (2000) این گونه سن کنگورین پسین تا کاپیتانین پیشین دارد. این گونه تاکنون از لایه‌های وردین ناحیه تاوروس ترکیه و هاوشی (جنوب خاوری عمان) گزارش شده است (Angiolini et al., 2003؛ Verna et al., 2011).

تعداد: سه عدد از لایه‌های PD1، PDX1 و PDX2.

Family Sweetognathidae Ritter, 1986

Genus *Sweetognathus* Clark, 1972

Sweetognathus iranicus Kozur, Mostler &

Rahimi-Yazd, 1975

Figs. 6-5 to 6-7

Sweetognathus iranicus Kozur et al., 1975, Kozur, 1995, P. 192, Tab. 2.

Sweetognathus iranicus Kozur et al., 1975, Mei et al., 2002, Figs 10.6 to 10.12.

Sweetognathus iranicus Kozur et al., 1975, Sun et al., 2017, Pl. 3, Figs 4-5.

توصیف: این گونه پلاتفرم نیزه‌ای شکل، نسبتاً باریک و نوک تیز دارد. حفره قاعده‌ای تقریباً وسیع است. عنصر Pa دارای ۹ تا ۱۰ عدد دکه درشت دایره‌ای است و روی سطح دکه‌ها تزئینات نقطه‌ای دیده می‌شود. بین این دکه‌ها فاصله وجود دارد. کارینای باریکی دکه‌ها را به هم وصل می‌کند. تیغه آزاد کوتاه بوده و دارای ۳ تا ۴ دندان است که وسطی بلندتر از بقیه می‌باشد.

گستره چینه‌شناسی و جغرافیایی: به باور Kozur (1995)، این گونه که از ناحیه آباده معرفی شده، محدوده سنی رودین تا کاپیتانین پیشین دارد. به عقیده Mei et al. (2002) هم این گونه سنی برابر رودین تا کاپیتانین پیشین دارد، اما Sun et al. (2017) این گونه را از کنگورین چین گزارش کرده‌اند. در نتیجه باید محدوده سنی آن را از کنگورین تا کاپیتانین پیشین در نظر گرفت.

دست آمده است. تعدادی از پشته‌ها در محلی نزدیک به انتهای دندان به یکدیگر متمایل می‌شوند. به دلیل مشترک بودن چنین دندان‌هایی بین گروه‌های مختلف ماهیان، انتساب این فرم به یک گروه خاص غیرممکن است. از این رو نام‌گذاری به صورت احتمالی و تحت عنوان استیکتین مطرح شده است.

اشاره به جنس و گونه‌ای مشخص، به ماهیان پالئونیسکوئید از گروه بزرگ اکتینوپتریژین نسبت داده شده‌اند.

Class Osteichthyes Huxley, 1880

?*Osteichthyes* indet.

Figs. 6-13 to 6-15

توصیف و بحث: تعداد سه دندان با انحنا زیاد در طول که دارای تزئینات پشته مانند بسیار برجسته موازی می‌باشند، به

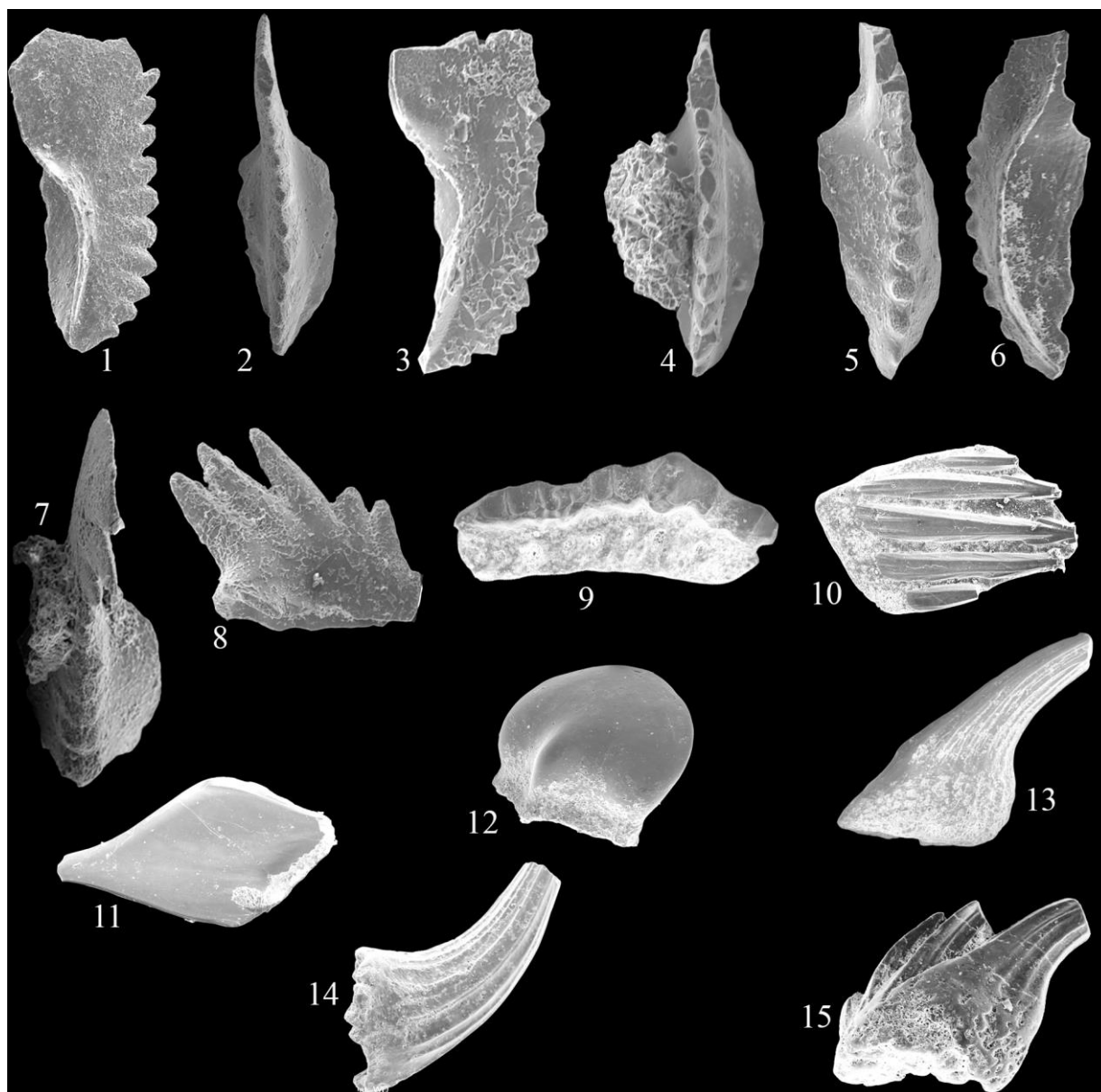


Fig. 6; 1-4- *Hideodus wordensis* Wardlaw, 2000; 1-2) Lateral and upper views of HUIC600, Sample PD1, X160; 3) Lateral view of HUIC601, Sample PDX2, X170; 4) Upper view of HUIC602, Sample PDX2, X480. 5-7- *Sweetognathus iranicus* Kozur, Mostler & Rahimi-Yazd, 1975; 5-6) Upper and oblique lower views of HUIC603, Sample PDX2, X185; 7) Upper view of HUIC604, Sample PD1, X225; 8- *Merrilina divergens* (Bender & Stoppel, 1965); Lateral view of HUIC605, Sample PD1, X280; 9, 12- *Hybodontiformes* indet., 9) Lateral view of HUIF1, Sample PDX2, 130, 12) Upper view of HUIF2, Sample PDX2, X250; 10-11- "*Palaeonisciformes*" indet., 10) Upper view of HUIF3, Sample PDX2, X180, 11) Upper view of HUIF4, Sample PDX2, X190; 13-15- *Osteichthyes* indet., 13) Lateral view of HUIF5, Sample PDX2, X200, 14) Lateral view of HUIF6, Sample PD1, X220, 15) Oblique lateral view of HUIF7, Sample PDX2, X230.

Class Chondrichthyes Huxley, 1880
Hybodontiformes Maisey, 1975
Hybodontiformes indet.

Figs. 6-9 and 6-12

توصیف و بحث: تعداد کمی دندان با تاجی که مناسب خرد کردن است، به دست آمده است. تاج در این نوع دندان که در کوسه ماهیان هایبودونت در پرمین به وفور دیده می شود، دارای کاسپ های به هم پیوسته است و تزیینات شامل پشته های کم تعداد، اما برجسته می باشد که تا بالاترین بخش تاج ادامه پیدا می کنند. ریشه در این نوع دندان دارای شبکه ای از منافذ ریز تا درشت می باشد که در سطح لینگوال از توسعه نسبتاً خوبی برخوردار است. همچنین اندک پولک های به دست آمده از کوسه ماهیان نیز احتمالاً مربوط به همین گروه هایبودونت هاست که براساس دندان نیز شناسایی شده اند. تاج در این نوع پولک دارای حاشیه ای گرد و انحنا دار بوده و تنها یک پشته نسبتاً پهن و عموماً صاف و بدون تزیینات دارد.

نتیجه گیری

مطالعه گونه های کنودونت به دست آمده از قاعده سازند دالان در برش گهکم در کنار بررسی موقعیت چینه شناسی

منابع

- امرائی، ج.، ۱۳۹۸. مقایسه شرایط محیطی و چینه نگاری سکانشی سازندهای فراقان و زاکین در برش کوه گهکم با میدین پارس جنوبی و گلشن. رساله دکتری، دانشگاه هرمزگان، ۲۶۸ص.
- زمان زاده، س.م.، میرزایی، س.، سردار آبادی، م. شگفت فر، م.، ۱۳۸۹. بازسازی محیط رسوبی سازند فراقان در چاه دارنگ ۱. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۴ (۱۳): ۸۹-۹۷.
- سیفوری پور، س.، ۱۳۸۱. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ حاجی آباد. ورقه ۷۳۴۶، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عارفی فرد، س.، ۱۳۹۱. مطالعه فونای فوزولینید سازند دالان در مقطع ایل بیگ، ناحیه زردکوه، زاگرس. پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۲۸ (۳): ۹۹-۱۱۷.
- فتوت، م.، هاشمی حسینی، غ. رحیم پور بناب، ح.، ۱۳۹۰. محیط رسوبس بخش بالایی سازند دالان بر روی کمان قطر - فارس و حاشیه شرقی آن: میدین پارس جنوبی و سلمان. پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۲۷ (۱): ۱۱۵-۱۳۶.

آن نشان می دهد که سن این بخش برابر اشکوب وردین می باشد. از طرفی به نظر می رسد که سن قاعده سازند دالان از شمال باختری (زردکوه) به سوی جنوب خاوری زاگرس بلند جواتر می شود. با وجود گزارش های قبلی، اثری از عضو تبخیری نار در این منطقه مشاهده نشد و به نظر می رسد که در این جا واحد یاد شده به کرنات تغییر رخساره داده و بنابراین قابل تفکیک از دالان زیرین و بالایی نیست. در این پژوهش، فونای ماهیان پالئونیسکوئید، هایبودونتید و استخوانی برای اولین بار از لایه های پرمین زاگرس شناسایی شده است.

سپاس گذاری

هزینه این پژوهش از محل طرح پژوهشی شماره ۹۵/۲۰۰/۱۶۸ توسط معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه هرمزگان تأمین گردیده است که نگارندگان از ایشان سپاس گذاری می نمایند. آقای محمد کاظم کمالی و خانم فرشته امین نژاد در انجام این پژوهش در نمونه برداری و مراحل آزمایشگاهی کمک های شایانی کرده اند که از آنها قدردانی می گردد.

ناصری، ز.، ۱۳۸۸. بررسی چگونگی عملکرد بخش تبخیری نار به عنوان یک پوش سنگ در سازند دالان در ناحیه فارس ساحلی. *ماهنامه اکتشاف و تولید*، ۶۰: ۴۲-۴۶.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه شناسی زاگرس. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۵۳۶ص.

مهدی‌نیا، م. موسوی حرمی، س.ر.، ۱۳۹۱. پتروگرافی و تفسیر محیط رسوب گذاری نهشته‌های پرمین پیشین (سازند فراقان) در میدان گلشن واقع در خلیج فارس. *ماهنامه اکتشاف و تولید*، ۸۸: ۶۵-۷۱.

Abedini, M., Aghanabati, S.A., Meisami, A., & Jahani, D., 2017. A New Approach to Permian System in the section of Gahkum Mountain (Zagros - Iran). *Open Journal of Geology*, 7: 965-977.

Alsharhan, A.S., & Nairn, A.E.M., 1995. Stratigraphy and Sedimentology of the Permian in the Arabian Basin and Adjacent areas: a Critical Review. In: Scholle, P.A., Peryt, T.M., & Ulmer-Scholle, D.S., (eds.), *The Permian of Northern Pangea*, Springer-Verlage, 2: 187-214.

Amini, A., & Haghdost, M., 2010. Factors Influencing the Reservoir Characteristics of the Ooid Facies (Dalan Formation in the Persian Gulf). *The 1th international applied geological congress, Department of geology, Islamic Azad University, Mashhad Branch*, 26-28.

Angiolini, L., Nicora, A., Bucher, H., Vachard, D., Pillevuit, A., Platel, J.P., Roger, J., Baud, A., Broutin, J., Al Hashmi, A., & Marcoux, J., 1998. Evidence of a Guadalupian Age for the Khuff Formation of Southeastern Oman: Preliminary Report. *Rivista Italiana Di Paleontologia e Stratigrafia*, 104 (3): 329-340.

Angiolini, L., Balini, M., Garzanti, E., Nicora, A., Tintori, A., Crasquin, S., & Muttoni, G., 2003. Permian climatic and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of Interior Oman. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191: 269-300.

Angiolini, L., Crasquin-Soleau, S., Platel, J.P., Roger, J., Vachard, D., Vaslet, D., & Al-Husseini, M., 2004. Saiwan, Gharif and Khuff formations, Haushi-Huqf Uplift, Oman. *GeoArabia, Special Publication*, 3: 149-183.

Bahrami, M., Sahraeyan, M., & Taherkhani, K., 2012. Microfacies and sedimentary environments of Dalan Fomation at Surmeh Mountain, Folded Zagros Zone, Southwestern Iran. *International Journal of Basic and Applied Sciences*, 1 (4): 380-389.

Bender, H., & Stoppel, D., 1965. Perm-Conodonten: Geologisches Jahrbuch, 82: 331-364.

Clark, D.L., 1972. Early Permian crisis and its bearing on Permo-Triassic conodont taxonomy. *Geologica et Palaeontologica*, 1972

Davydov, V., & Arefifard, S., 2013. Middle Permian (Guadalupian) fusulinid taxonomy and biostratigraphy of the mid-latitude Dalan Basin, Zagros, Iran and their applications in paleoclimate dynamics and paleogeography. *GeoArabia*, 18 (2): 17-62.

Dzik, J., 1976. Remarks on the evolution of Ordovician conodonts. *Acta Palaeontologica Polonica*. 21 (4): 395-458.

Gaillot, J., & Vachard, D., 2007. The Khuff Formation (Middle East) and time-equivalents in Turkey and South China: biostratigraphy from Capitanian to Changhsingian times (Permian), new foraminiferal taxa, and palaeogeographical implications. *Coloquios de Paleontología*, 57: 37-223.

Ghavidel-Syooki, M., 1997. Palynostratigraphy and paleogeography of Early Permian strata in the Zagros Basin, southeast – southwest Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 8 (4): 243-260.

Ghavidel-Syooki, M., Álvaro, J.J., Popov, L., Ghobadi Pour, M., Ehsani, M.H., & Suyarkova, A., 2011. Stratigraphic Evidence for the Hirnantian (latest Ordovician) Glaciation in the Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307 (1-4): 1-16.

Hay, O.P., 1929. Second Bibliography and Catalogue of Fossil Vertebrata of North America, Vol. 1. *Carnegie Institution of Washington publication*, 390 p.

Henderson, C.M., & Mei, S.L., 2003. Stratigraphic versus environmental significance of Permian serrated conodonts around the Cisuralian - Guadalupian boundary: New evidence from Oman. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191: 301-328.

Huxley, T.H., 1880. On the application of the laws of evolution to the arrangement of the Vertebrata, and more particularly of the Mammalia. *Proceedings of the Zoological Society, London* 43: 649-662.

- Jeppsson, L., 2005. Biases in the recovery and interpretation of micropalaeontological data. *Special Papers in Palaeontology*, 73: 57-71.
- Kolodka, C., Vennin, E., Vachard, D., Trocme, V., & Goodarzi, M.H., 2011. Timing and progression of the end-Guadalupian crisis in the Fars Province (Dalan Formation, Kuh-E Gakhum, Iran) constrained by foraminifers and other carbonate microfossils. *Facies*, 58 (1): 131-153.
- Kozur, H., 1975. Beiträge zur Conodontenfauna des Permian. *Geologica et Paläontologica*, 5 (4): 1-44.
- Kozur, H., 1995. Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standard scale. *Geologica et Paläontologica*, 20: 165-205.
- Kozur, H., Mostler, H., & Rahimi-Yazd, A., 1975. Beiträge zur Mikropaläontologie permotriadischer Schichtfolgen. Teil II: Neue Conodonten aus dem Oberperm und der basalen Trias von Nord-und Zentraliran. *Geologica et Paläontologica*, 5 (3): 1-23.
- Krystyn, L., Richoz, S., Baud, A., & Twitchett, R.J., 2003. A Unique Permian-Triassic Boundary Section from the Neotethyan Hawasina Basin, Central Oman Mountains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191 (3-4): 329-344.
- Maisey, J.G., 1975. The interrelationships of phalacanthous selachians. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 9: 553-567.
- Mei, S.L., Henderson, C.M. & Wardlaw, B.R., 2002. Evolution and distribution of the conodonts *Sweetognathus* and *Iranognathus* and related genera during the Permian, and their implications for climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180: 57-91.
- Ogg, G., Gabi, M. & Gradstein, F.M., 2016. A Concise Geologic Time Scale. *Elsevier*, 234 p.
- Rexroad, C.B., & Furnish, W.M., 1964. Conodonts from the Pella Formation (Mississippian) of south-central Iowa. *Journal of Paleontology*, 38: 557-576.
- Ritter, S.M., 1986. Taxonomy and revision of post early Permian crisis biselli – whitei zone conodonts with comments on Late Palaeozoic diversity. *Geologica et Palaeontologica*, 20: 139-165.
- Sabzehei, 1993. Geological map of Haji Abad, scale 1/250000, Part G. *Geological Survey of Iran*.
- Schultze, H.P., 1985. Marine to onshore vertebrates in the Lower Permian of Kansas and their paleoenvironmental implications. *The University of Kansas Palaeontological Contributions*, 113: 1-18.
- Spina, A., Stephenson, M.H., Cirilli, S., Aria-Nasab, M.R., & Rettori, R., 2018. Palynostratigraphy of the Permian Faraghan Formation in the Zagros Basin, southern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 124 (3): 573-595.
- Sun, Y.D., Liu, J.X., Yan, B., Li, B., Chen, D.P.G., & Joachimski, M., 2017. Permian (Artinskian to Wuchapingian) conodont biostratigraphy in the Tieqiao section, Laibin area, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 465: 42-63.
- Swift, A., 1986. The conodont *Merrillina divergens* (Bender and Stoppel) from the Upper Permian of England. In: Harwood, G.M., & Smith, D.B., (eds.), The English Zechstein and Related Topics, *Geological Society Special Publication*, 22: 55-62.
- Szabo, F., & Kheradpir, A., 1978. Permian and Triassic stratigraphy, Zagros Basin, South-West Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 1 (2): 57-82.
- Verna, V., Angiolini, L., Baud, A., Crasquin, S., & Nicora, A., 2011. Guadalupian brachiopods from western Taurus, Turkey. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 117 (1): 51-104.
- Vuolo, I., 2014. Conodont biostratigraphy from Carboniferous and Permian successions of Pamir, Central Iran and Tunisia. *Ph.D. Thesis, University of Milan*, 308p.
- Wardlaw, B.R., & Pogue, K.R., 1995. The Permian of Pakistan. In: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (eds.), The Permian of Northern Pangea. Springer, 215-224.
- Wardlaw, B.R., 2000. Guadalupian conodont biostratigraphy of the Glass and Del Norte Mountains. In: Wardlaw, B.R., Grant, R.E., & Rohr, D.M. (eds.), The Guadalupian symposium. *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, 37-87.

سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری سازند دلیچای در برش چینه شناسی باغی، شمال باختری اسفراین، براساس زیای آمونیتی

وحید کرآبی^۱، عباس قادری^{۲*}، احمد رئوفیان^۳، علیرضا عاشوری^۴

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

۳- استادیار دانشگاه فرهنگیان، مرکز دانشور نیشابور، نیشابور، ایران

۴- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

*پست الکترونیک: aghaderi@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۲۸

تاریخ دریافت: ۹۷/۸/۲۲

چکیده

در پژوهش حاضر سازند دلیچای در برش چینه شناسی باغی واقع در شمال باختری شهر اسفراین از دیدگاه سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند دلیچای در این برش با ضخامت ۶۵۵ متر قابل تقسیم به ۱۰ عضو غیررسمی مختلف بوده که اغلب از مارن‌های به رنگ سبز روشن، سنگ آهک و سنگ آهک مارنی به رنگ‌های خاکستری تا قرمز تشکیل شده‌اند و به ویژه در نیمه پایینی دارای آمونیت‌های فراوانی هستند. مطالعه زیای آمونیتی موجود در این برش به شناسایی ۳ زیرراسته، ۶ روخوانواده، ۱۴ خانواده، ۲۰ زیرخانواده، ۳۹ جنس، ۲۶ زیرجنس و ۹۶ گونه منجر شده است. این آمونیت‌ها به شناسایی ۱۷ زیست‌زون استاندارد منجر شده که به ترتیب از قدیم به جدید شامل *Zigzag*, *Parkinsoni*, *Grantiana*, *Planula*, *Bimammatum*, *Bifurcatus*, *Transversarium*, *Lamberti*, *Athleta*, *Coronatum*, *Anceps*, *Gracilis*, *Bullatus*, *Retrocostatum* می‌باشند. بر اساس این زیست‌زون‌های سن باژوسین پسین - کیمریجین پسین برای توالی مورد مطالعه تأیید شده است.

واژه‌های کلیدی: آمونیت، ژوراسیک میانی - پسین، سازند دلیچای، برش چینه شناسی باغی، بینالود.

مقدمه

و آلاداغ، در پالئوزوئیک پهنه مستقر نبوده، جزیی از ایران مرکزی به شمار می‌رود و ردیف رسوبات برقراره‌ای پالئوزوئیک کم و بیش در همه جای آن دیده می‌شود. با این حال، افشارحرب (۱۳۷۳) پهنه کپه‌داغ را شامل دو رشته کوه با روند موازی می‌داند که رشته جنوبی آن را کوه‌های گلستان، آلاداغ و بینالود تشکیل می‌دهند. ردیف رسوبات معادل با سازند دلیچای (ژوراسیک میانی - پسین)

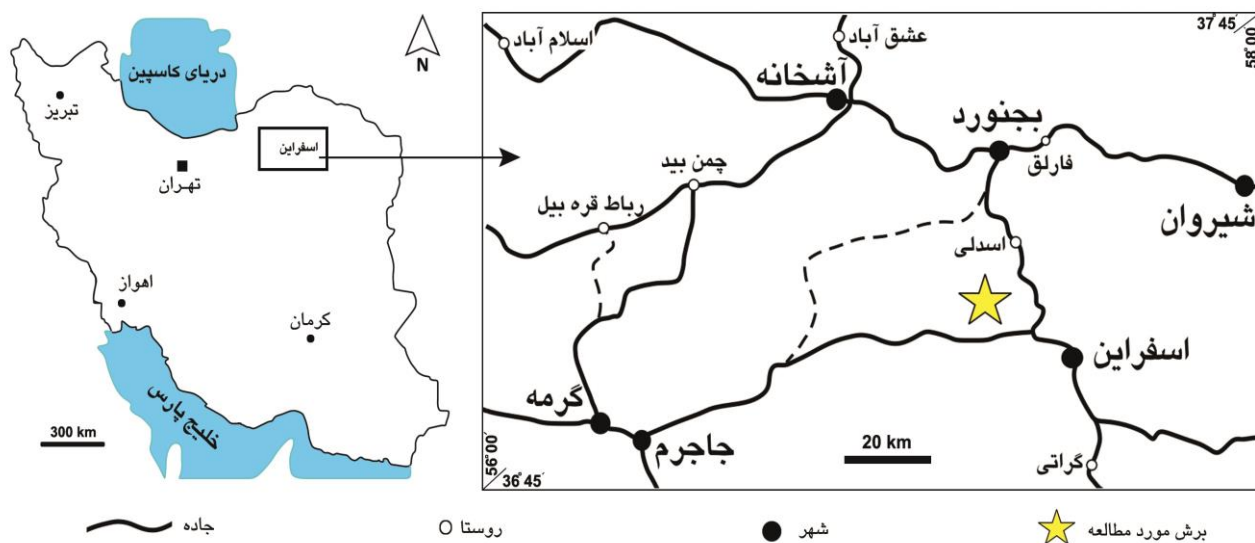
واحد زمین ساختی بینالود با طولی در حدود ۴۰۰ کیلومتر، دارای روند شمال باختری - جنوب خاوری بوده و به عنوان امتداد خاوری رشته کوه‌های البرز (Alavi, 1991)، در بین واحدهای ساختمانی کپه‌داغ در شمال، ایران مرکزی در جنوب و البرز در باختر محصور شده است (نبوی، ۱۳۵۵). به باور برخی از زمین شناسان (برای مثال: افتخارنژاد، ۱۳۵۹)، منطقه البرز خاوری مشتمل بر رشته کوه‌های بینالود

مرز ژوراسیک - کرتاسه را درون سازندهای یاد شده قرار داده است. بر این اساس و نظر به ضرورت تکمیل مطالعات دیرینه شناسی و چینه شناسی این واحدهای سنگی، در پژوهش حاضر برش چینه شناسی باغی در باختر شهرستان اسفراین در استان خراسان شمالی انتخاب و ضمن بررسی وضعیت سنگ چینه نگاری، به کمک آمونیت ها مورد مطالعه دقیق زیست چینه نگاری قرار گرفته است.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی عمومی

قاعده برش چینه شناسی با مختصات جغرافیایی $37^{\circ} 11' 45''$ عرض شمالی و $57^{\circ} 16' 21''$ طول خاوری، در فاصله ۲۹ کیلومتری شمال باختری شهرستان اسفراین (مسیر اسفراین به جاجرم) قرار گرفته است (شکل ۱). برش چینه شناسی باغی در گستره نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ بجنورد (جعفریان و طاهری، ۱۳۷۱) قرار می گیرد. از دیدگاه زمین شناسی عمومی، بخش شمالی این منطقه جزو پهنه ساختاری - رسوبی کپه داغ (Stocklin, 1968) و بخش جنوبی آن وابسته به پهنه بینالود (نبوی، ۱۳۵۵) است.

در رشته کوه های بینالود از گسترش نسبتاً زیادی برخوردارند. برش الگوی این سازند با ۱۰۷ متر ضخامت، در مجاورت رودخانه دلیچای در مسیر جاده تهران - فیروزکوه قرار گرفته است. این سازند به واسطه یک ناپوستگی فرسایشی که به باور Fursich et al. (2005, 2009) بیانگر رویداد سیمین میانی است، بر روی سازند [گروه] آواری شمشک واقع شده و خود با گذر پیوسته و همشیب، توسط سنگ آهک های صخره ساز سازند لار پوشیده می شود. با این حال، شروع سازند دلیچای در تمامی برش های مطالعه شده از بازوسین پسین است؛ اگرچه پایان رسوب گذاری آن در مناطق مختلف متفاوت است (برای مثال: Seyed-Emami et al., 1985, 1989, 1994, 1995, 1996, 2013, 2018, 2011a,b؛ بهفر و همکاران، ۱۳۹۰؛ رئوفیان، ۱۳۹۳؛ سربندی فراهانی و همکاران، ۱۳۹۳)، ضمن این که مطالعاتی که اخیراً بر مبنای نانوفسیل های آهکی بر روی ردیف رسوبات سازندهای دلیچای / چمن بید در حوضه بینالود انجام شده است (برای مثال: قدمگاهی، ۱۳۹۴؛ امانی و همکاران، ۱۳۹۶)، جایگاه سنی این سازند را ارتقا داده و



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه

قدیمی ترین واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه را رخنمونی از طبقات تفکیک نشده منتسب به کامبرین (سازندهای باروت، زاگون، لالون و میلا) تشکیل می دهند که با گذر کاملاً گسلیده و بر روی مجموعه های رسوبی جوان تر رانده شده اند. علاوه بر این، طبقات متعلق به دوره های اردوویسن تا دونین (سازندهای شیرگشت، پادها و خوش ییلاق) در شمال منطقه و در تاقدیس شیرویه رخنمون دارند (جعفریان و طاهری، ۱۳۷۱). از وضعیت زمین شناسی دوره های کرینفر تا تریاس این ناحیه اطلاعی در دسترس نیست و طبقات ژوراسیک متعلق به گروه شمشک با گذر گسله، هم مرز با واحدهای قدیمی تر پالئوزوئیک شده اند. توالی ژوراسیک این منطقه (گروه شمشک و سازندهای دلیچای و لار) رخنمون نسبتاً کامل و مشخصی دارند (شکل ۲)، به ویژه آن که توالی سازند دلیچای بسیار غنی از فسیل و قابل پیمایش و نمونه برداری است. به سمت شمال، ویژگی های چینه شناسی عمومی کرتاسه در منطقه کاملاً همساز و منطبق بر الگوی چینه شناسی حوضه کپه داغ است به طوری که به استناد نوشته بلورچی و افشارحرب (۱۳۶۵) و جعفریان و طاهری (۱۳۷۱) توالی سازندهای شورجه / زرد، تیرگان و سرچشمه پوشاننده طبقات ژوراسیک هستند. جدیدترین رخنمون های منطقه را نیز ردیف های آواری نوژن و آبرفت های کواترنری می سازند.

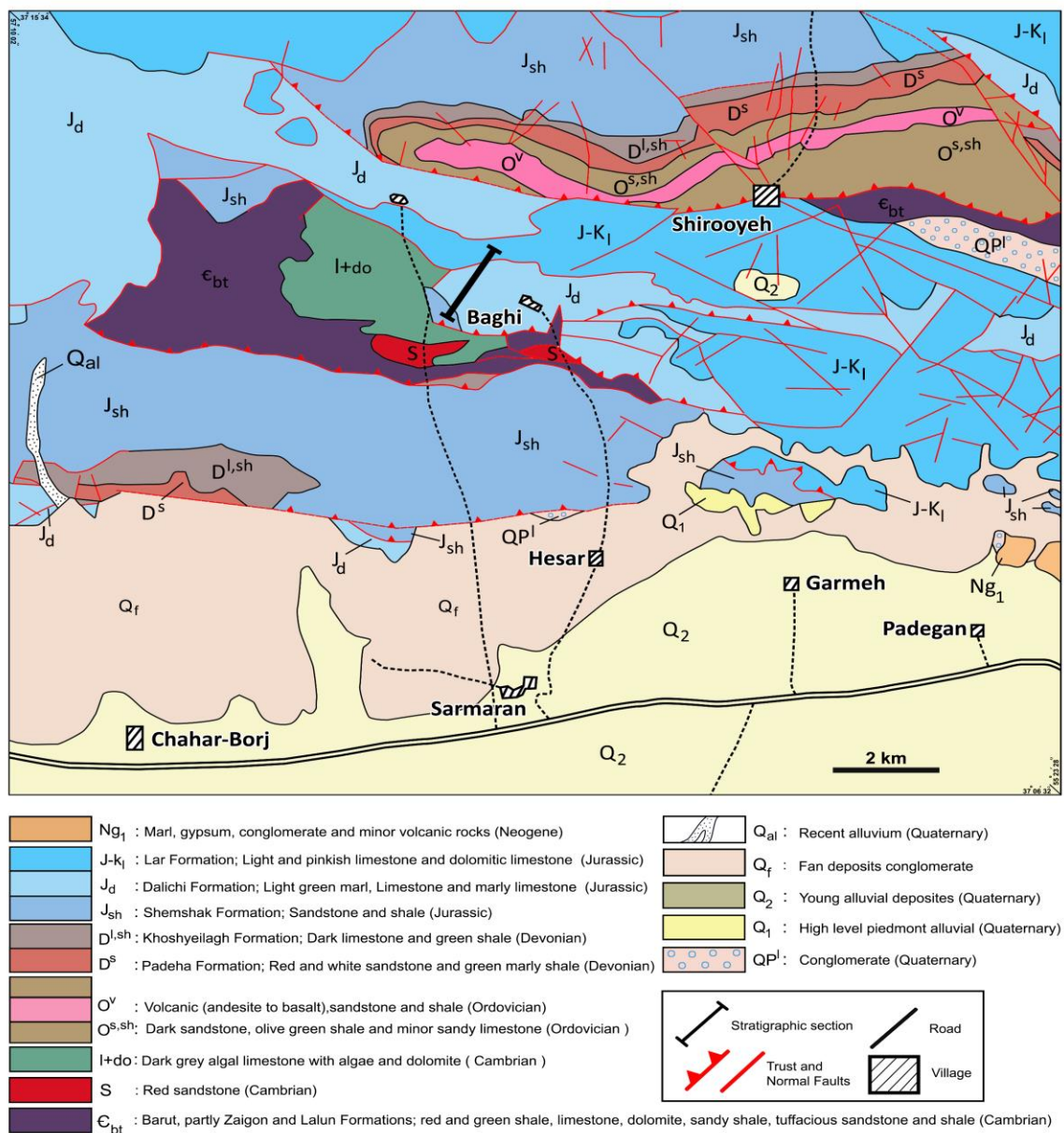
روش مطالعه

مطالعات صحرایی انجام شده شامل پیمایش صحرایی سازند، تعیین سنگ شناسی صحرایی و ترسیم ستون چینه نگاری، نمونه برداری از آمونیت های موجود در داخل لایه ها و طبقات سنگی به صورت سیستماتیک و برجا بوده است. به هنگام برداشت های چینه شناسی، ضخامت هر واحد سنگی اندازه گیری شد و ضمن شناسایی مقدماتی رخساره های

سنگی، ساخت های رسوبی و نام گذاری آن ها در صحرا، از واحدهای مختلف تصویربرداری صورت گرفت. در مجموع تعداد ۵۴۰ نمونه آمونیت برجا از این برش به دست آمده است. نمونه ها پس از انتقال به آزمایشگاه و انجام مراحل اولیه تنظیف و رسوب برداری، با روش سفیدسازی به کمک آمونیوم کلراید و با استفاده از دوربین عکاسی Canon 60D تصویربرداری شده اند. تمامی نمونه های برداشت شده به صورت برجا از درون لایه ها با کد FUM#VK و از شماره مبدأ ۱۰۱ نام گذاری و در موزه گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد نگه داری می شوند. ضمن انجام مطالعات دیرینه شناسی سیستماتیک، جزئیات بایومتریک نمونه های آمونیتی شامل ابعاد دقیق نمونه ها، اندازه، عمق و قطر ناف و نیز تزیناتی همچون تعداد، آرایش و کیفیت ریب ها، کیل های حاشیه ای، نودها، خط درزها و شکل دهانه مورد بررسی دقیق قرار گرفته اند. پس از شناسایی دقیق گونه های آمونیتی موجود، زیست زون های تعیین و در نتیجه سن برش مورد مطالعه مشخص شده است. به علت قرابت زیبای آمونیتی موجود با گونه های اروپای مرکزی و جنوبی و شمال آفریقا از زون بندی زیستی ایالت ساب مدیترانه استفاده شده است که در مقالات Cariou & Hantzpergue (1997) آمده، استفاده شده است. شیوه توصیف نمونه ها در این بخش بر اساس الگوی توصیفی استفاده شده در نوشته Arkell et al. (1957) می باشد.

سنگ چینه نگاری

سازند دلیچای که در برش چینه شناسی باغی با ۶۵۵ متر ضخامت بر روی طبقات گروه شمشک قرار گرفته است (شکل ۳ الف)، براساس ویژگی ها و تغییرات سنگ شناختی، زمین ریختاری، ضخامت لایه بندی، تغییرات رنگی و ... قابل تقسیم به ۱۰ عضو غیررسمی متفاوت است.



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از جعفریان و طاهری، ۱۳۷۱؛ با ترسیم مجدد و اندکی تغییرات)

رنگ هستند و از آنها به نام طبقات فشرده^۱ نیز یاد شده است (برای مثال: رئوفیان و زند مقدم، ۱۳۹۵)، حاوی زیای آمونیتی فراوانی می‌باشند. در بخش‌های بالایی این برش چینه‌شناسی، سازند دلیچای غالباً شامل مارن‌های هوازده به رنگ خاکستری روشن تا سبز می‌باشد. این سازند در انتها به سنگ آهک‌های سازند لار ختم می‌شود (شکل ۳ب). با این

نخستین لایه‌های سازند دلیچای در این برش مارن‌های خاکستری تا سبز روشن هستند، اما به سمت بالا از محتوای مارنی سازند کاسته شده و سنگ آهک‌های مارنی جایگزین واحدهای مارنی زیرین می‌شوند. یکی از ویژگی‌های شاخص و عمومی سازند دلیچای که در این منطقه نیز قابل مشاهده است، وجود لایه‌هایی به رنگ قرمز تیره تا قهوه‌ای در بخش‌های پایینی سازند است. این طبقات که شامل سنگ آهک‌های نازک لایه و ندولار با تناوبی از مارن‌های قرمز

1- Condensed bed

توضیح سازند دلیچای در برش چینه شناسی باغی به ۱۰ عضو غیررسمی به شرح زیر تقسیم شده است:

عضو ۱: این بخش با ضخامت کلی ۳۴/۵ متر، قدیمی ترین واحد تفکیک شده در برش مورد مطالعه می باشد که بر روی شیل های خاکستری تیره تا سبز رنگ گروه شمشک منتسب به آلتین - اوایل باژوسین قرار گرفته است. مارن خاکستری روشن، مارن آهکی تا سنگ آهک مارنی حاوی فسیل شکم پایان، بلمنیت، اسفنج و آمونیت (با ضخامت ۲۴ متر)، سنگ آهک دولومیتی قهوه ای رنگ (با ضخامت ۱/۵ متر) و در انتها مارن های حاوی فسیل خاکستری روشن تا سنگ آهک های مارنی (با ضخامت ۹ متر)، سنگ شناسی غالب این عضو را تشکیل می دهد.

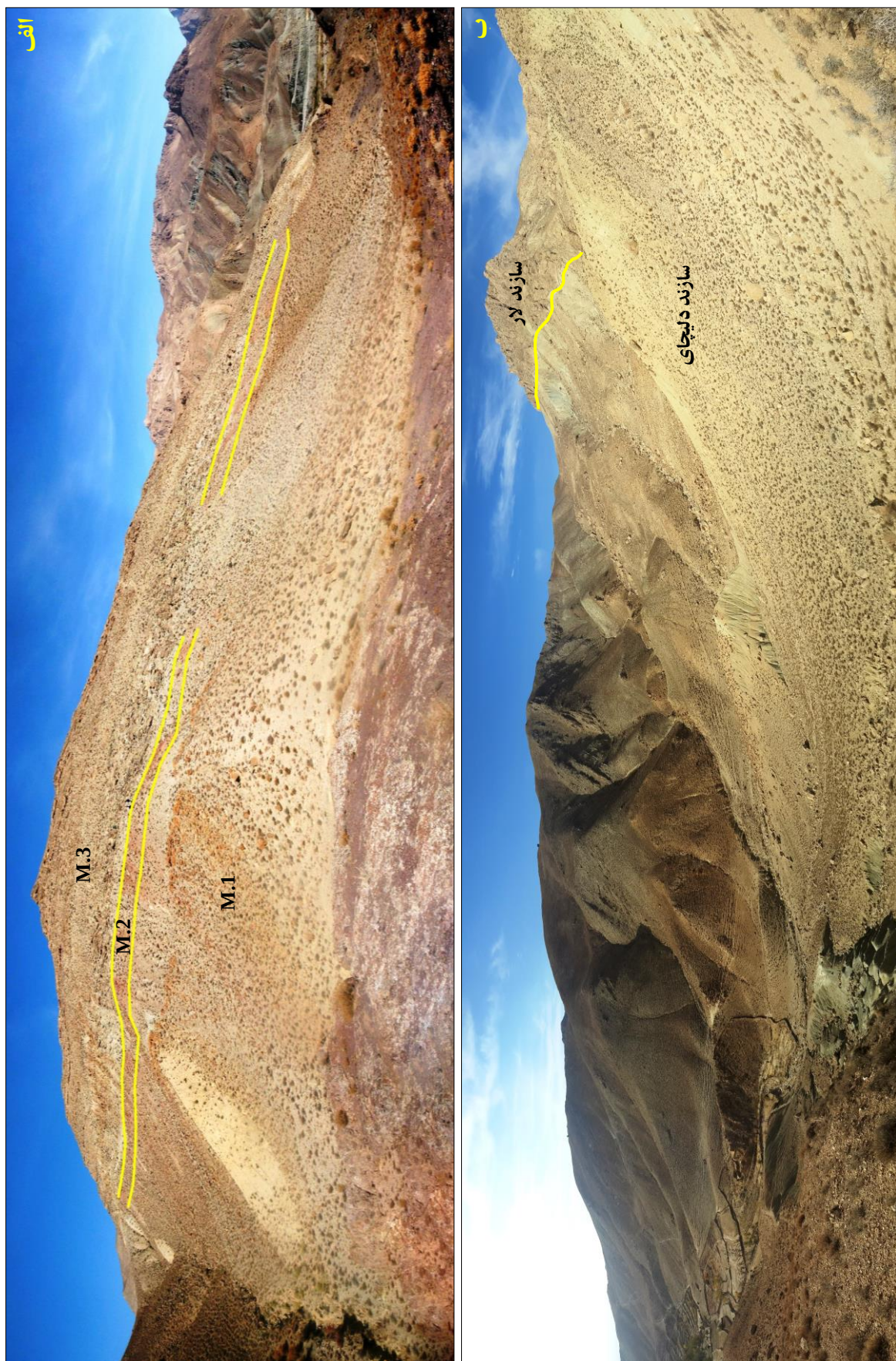
عضو ۲: شامل مارن های حاوی فسیل به رنگ صورتی تا قرمز، سنگ آهک مارنی و سنگ آهک های نودولار به ضخامت ۸/۵ متر است (شکل ۴ الف-ب). بیشترین محتوای فسیلی این واحد را آمونیت ها تشکیل داده اند؛ اگرچه اسفنج های سیلیسی (*Cylindrophyma* sp.) نیز در سنگ آهک های نودولار قرمز رنگ این بخش مشاهده شده اند (شکل ۴ پ).

عضو ۳: این عضو با ۳۰/۵ متر ضخامت، شامل مارن های خاکستری تا قهوه ای روشن و سنگ آهک غنی از آمونیت (شکل ۵ ث) با ضخامت ۱۱/۵ متر، مارن های خاکستری فرسایش یافته و سنگ آهک های نازک لایه حاوی آمونیت (شکل ۴ ث) که در قاعده خود یک افق کنگلومرای درون سازندی به همراه دارد (با ضخامت ۱۴ متر) و بالاخره یک بخش ماسه سنگی دریایی قهوه ای رنگ با رخساره بوما (شکل ۵ الف) حاوی ریپل مارک، فلوت کست (شکل ۵ ب) و اثر فسیل های مختلف نظیر *Palaeodyction* isp. با ضخامت ۵ متر (شکل ۵ ح) است که یادآور رسوب گذاری در رژیم های توریدایتی می باشند.

عضو ۴: با ضخامت مجموع ۳۲ متر، شامل مارن های خاکستری روشن (با ضخامت ۶ متر) و مارن های خاکستری فرسایش یافته و سنگ آهک های نازک لایه به رنگ خاکستری تا قهوه ای روشن (با ضخامت ۲۶ متر) است.

عضو ۵: این واحد با ضخامت مجموع ۲۸/۲ متر مشتمل بر یک افق کنگلومرای درون سازندی حاوی اینتراکست های آهکی از جنس خود لایه که نشان از تخریب برجای درون حوضه ای دارد (با ضخامت ۱ متر)، مارن های خاکستری رنگ درون لایه ای به همراه سنگ آهک های نازک تا متوسط و کمی ضخیم لایه به رنگ قهوه ای روشن تا خاکستری (با ۷ متر ضخامت)، سنگ آهک های نازک لایه به رنگ خاکستری تا قهوه ای روشن (با ۳/۷ متر ضخامت)، سنگ آهک های لایه متوسط به رنگ خاکستری تا قهوه ای روشن (با ضخامت ۶ متر) و در پایان مارن های خاکستری در تناوب با سنگ آهک های نازک تا متوسط لایه با ضخامت ۱۰/۵ متر است.

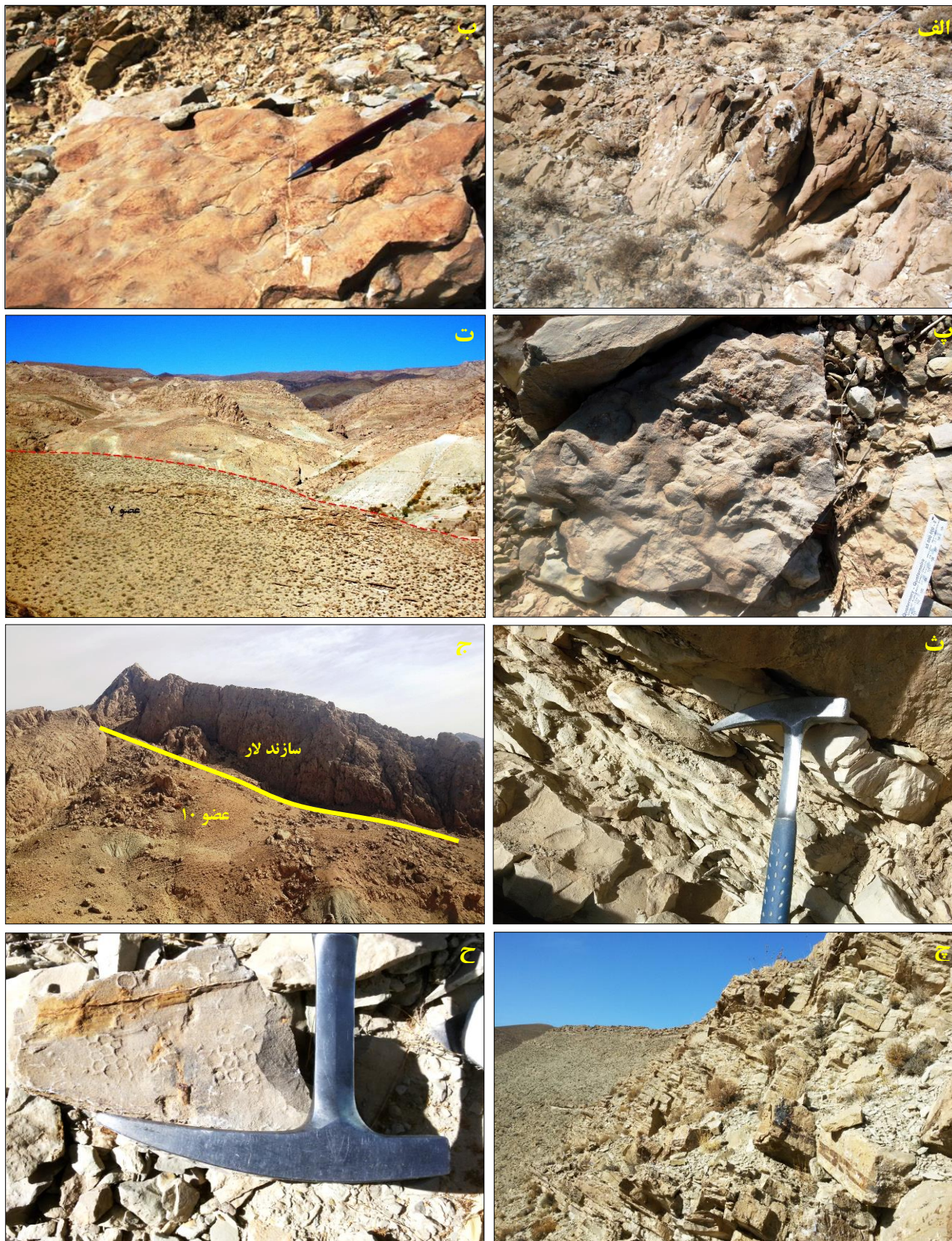
عضو ۶: این عضو از مارن های به رنگ خاکستری حاوی آمونیت (با ضخامت ۴ متر)، مارن های خاکستری در تناوب با سنگ آهک های چرت دار با ضخامت ۱۱/۵ متر (شکل ۵ پ - چ)، تناوبی از مارن های خاکستری درون لایه ای با سنگ آهک های نازک لایه به رنگ قهوه ای روشن تا خاکستری (با ضخامت ۱۵ متر)، سنگ آهک های متوسط لایه به رنگ خاکستری تا قهوه ای روشن (با ضخامت ۱/۶ متر)، مارن خاکستری در تناوب با سنگ آهک های متوسط لایه سرشار از آمونیت به رنگ خاکستری تا قهوه ای روشن (با ضخامت ۸ متر)، سنگ آهک چرت دار حاوی بلمنیت با ضخامت ۳/۵ متر (شکل ۴ ج) و بالاخره تناوبی از مارن های خاکستری، سنگ آهک های نازک لایه خاکستری تا قهوه ای روشن (با ضخامت ۲۴ متر) و سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری تا قهوه ای روشن (با ضخامت ۲ متر) تشکیل شده است که در مجموع ۶۹/۶ متر ضخامت دارد.



شکل ۳: الف) نمایی از بخش قاعده‌ای سازند دلیچای و موقعیت عضوهای ۱ تا ۳ (جهت دید به سمت شمال خاور)؛ ب) نمایی از بخش بالایی سازند دلیچای و مرز آن با سازند لار (جهت دید به سمت باختر)



شکل ۴: الف - ب) نمایی از سنگ آهک و مارن‌های نودولار قرمز رنگ عضو شماره ۲ سازند دلیچای در برش باغی (جهت دید به سمت شمال خاور)؛ پ) اسفنج سیلیسی (*Cylindrophyma* sp.) درون عضو ۲ سازند دلیچای؛ ت - ث) آمونیت‌های پرنسفیکتیده برجا درون عضو ۲ سازند دلیچای؛ ج) بلمنیت درون سنگ آهک‌های چرت‌دار عضو شماره ۶ سازند دلیچای.



شکل ۵: الف) طبقات ماسه سنگی دریایی (رخساره بوما) عضو ۳ سازند دلیچای؛ ب) ساختمان ریپل مارک در ماسه سنگ‌های دریایی عضو ۳ (رخساره بوما)؛ پ) ندول‌های چرتی در سنگ آهک‌های عضو ۶ سازند دلیچای؛ ت) نمایی از طبقات مارن و سنگ آهک (زیر خط‌چین قرمز رنگ) در عضو ۷ سازند دلیچای (جهت دید به سمت خاور)؛ ث) آمونیت پلتوسراتید به صورت برجها در سنگ آهک‌های مارنی عضو ۳ سازند دلیچای؛ ج) نمایی از مرز بالایی واحد مارنی عضو ۱۰ سازند دلیچای با سنگ آهک‌های چرت‌دار کرم تا صورتی سازند لار (جهت دید به سمت خاور)؛ چ) سنگ آهک‌های دارای نوآرها و ندول‌های چرتی قهوه‌ای رنگ در عضو ۶ سازند دلیچای؛ ح) اثرفسیل *Palaeodyction* sp. در سنگ آهک‌های عضو ۳ سازند دلیچای در مجاورت رخساره‌های توربیدیتی این بخش.

عضو ۷: این عضو متشکل از مارن‌های خاکستری تا قهوه‌ای رنگ فرسایش یافته با تناوب‌هایی از سنگ آهک‌های نازک لایه قهوه‌ای روشن (شکل ۵ت) حاوی فسیل‌های آمونیت، بلمنیت و اثر فسیل *Zoophycos* isp. است که در مجموع ۷۰ متر ضخامت دارد.

عضو ۸: این عضو با ضخامت مجموع ۱۲۷/۵ متر شامل مارن‌های خاکستری روشن با میان لایه‌هایی از سنگ آهک‌های نازک لایه به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای روشن است که در میانه خود یک واحد سنگ آهکی ضخیم لایه خاکستری رنگ (با ضخامت ۵ متر) دارند و در بخش بالایی حاوی آمونیت‌های فراوان است.

عضو ۹: شامل مارن‌های سبز روشن تا خاکستری روشن و سنگ آهک‌های نازک لایه خاکستری تا قهوه‌ای رنگ به ضخامت ۵۱ متر می‌باشد که از نظر فسیلی در طبقات سنگ آهکی و مارنی آمونیت‌های فراوانی دارد.

عضو ۱۰: این عضو که پایان بخش سازند دلیچای است، ۲۰۳/۵ متر ضخامت دارد و عمدتاً متشکل از مارن‌های رنگارنگ (خاکستریف سبز، کرم تا صورتی) است که در بخش آغازین حاوی آمونیت و افقی از ماسه سنگ ضخیم لایه و ماسه سنگ آهکی (ضخامت ۱/۵ متر) هستند. این عضو در بالا با گذر همشیب به سنگ آهک‌های چرتی ضخیم تا توده‌ای کرم تا نخودی رنگ سازند لار می‌رسد (شکل ۵ج).

زیست چینه نگاری

مطالعات دیرینه‌شناسی انجام شده بر روی آمونیت‌های به دست آمده از سازند دلیچای در برش چینه شناسی باغی به شناسایی ۳ زیرراسته، ۶ روخانواده، ۱۴ خانواده، ۲۰ زیرخانواده، ۳۹ جنس، ۲۶ زیرجنس و ۹۶ گونه مختلف منجر شده است. در زیای آمونیتی موجود زیر راسه *Ammonitina* با فراوانی ۵۵ درصد، روخانواده

Perisphinctaceae با فراوانی ۴۳/۴۴ درصد، خانواده Phylloceratidae با فراوانی ۴۳/۰۵ درصد و زیرخانواده Perisphinctinae با فراوانی ۲۰ درصد (شکل ۶) بیشترین فراوانی را دارا بوده‌اند. در شکل‌های ۷ تا ۹ تصاویر منتخبی از مهمترین گونه‌های شاخص یافت شده در این برش آمده است.

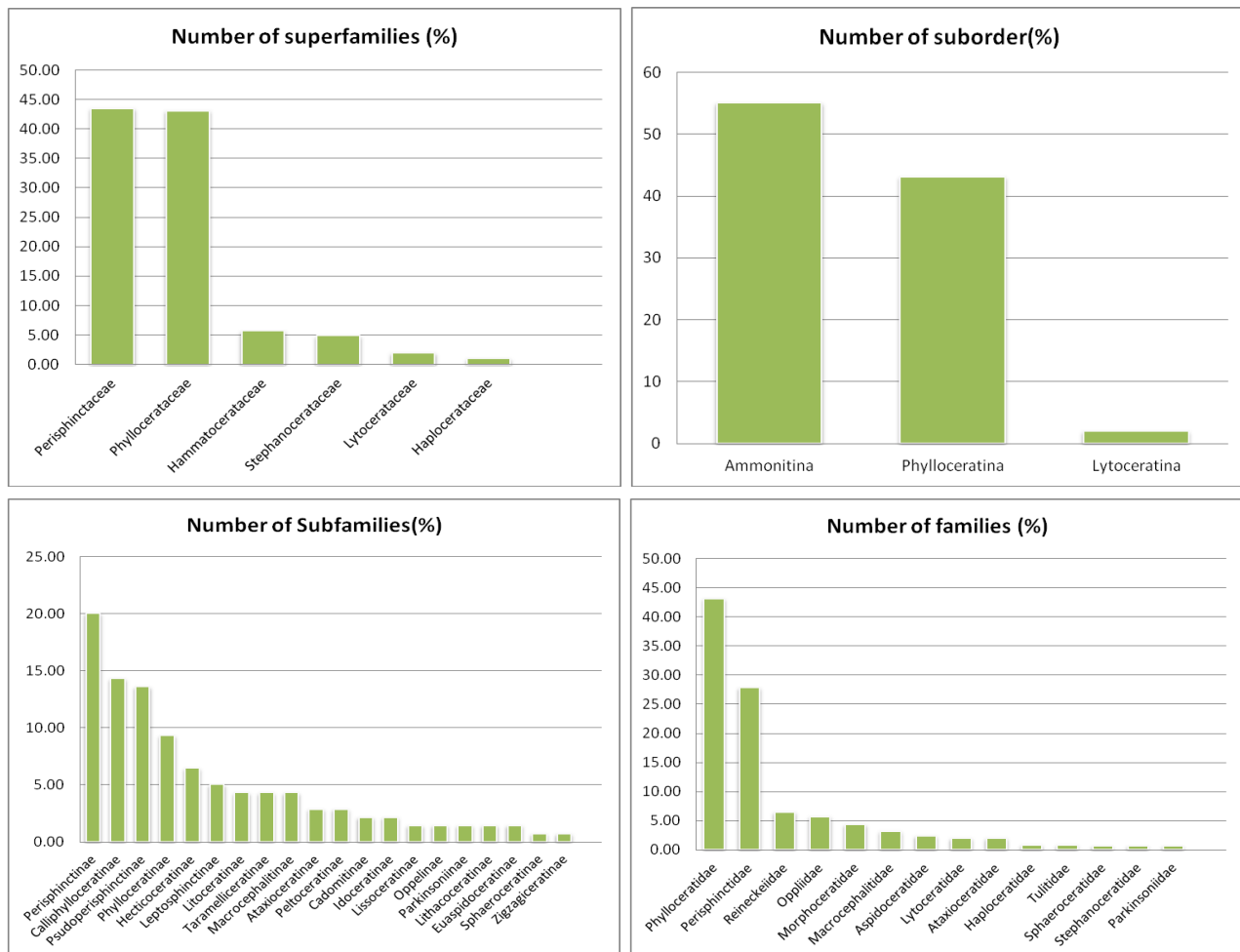
لازم به ذکر است آمونیت‌های ژوراسیک در قالب دو ایالت زیستی بورآل (عمدتاً در شمال در عرض‌های جغرافیایی بالا) و تئیس (در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر) دسته‌بندی شده‌اند (برای مثال: Enay & Cariou, 1997). تفاوت این دو ایالت زیستی ناشی از عرض‌های جغرافیایی متفاوت آنها و تفاوت شرایط آب و هوایی دیرینه می‌باشد. در اوایل ژوراسیک میانی تفاوت‌ها بین این دو ایالت زیستی افزایش یافته و در ایالت زیستی تئیس دو ناحیه زیستی سازگار با محیط در بین زیای شناگر معرفی شده‌اند که توسط شرایط عمقی کنترل می‌شوند و شامل ایالت زیستی ساب‌مدیترانه (حوضه‌های میان کراتونی و پلاتفرم برقاره‌ای در جنوب اروپا) و ایالت زیستی مدیترانه (حاشیه شیب قاره‌ای مربوط به نواحی عمیق) می‌شوند.

با توجه به قرابت گونه‌های شناسایی شده در پژوهش حاضر با گونه‌های اروپای مرکزی، خاوری و جنوبی و قسمت‌های شمال آفریقا، جهت زیست چینه‌نگاری از زیست پهنه‌بندی ویژه این مناطق آمونیتی تحت عنوان ایالت زیستی ساب مدیترانه (Cariou & Hantzpergue, 1997; Fernandez-Lopez, 2000, 2001) استفاده شده است.

برای زون‌بندی زیستی برش مطالعه شده، پس از مطالعه و شناسایی آمونیت‌های برداشت شده، به انطباق آنها با زون‌های زیستی استاندارد ایالت‌های زیستی حاشیه مدیترانه (Cariou & Hantzpergue, 1997; Fernandez-Lopez, 2000, 2001) پرداخته و بر این اساس سن بخش‌های مختلف برش مطالعه شده تعیین شده‌اند (شکل ۱۰). نخستین

در زیر آمونیت‌های شناسایی شده در هر آشکوب و زیست‌زون‌های شناسایی شده در آنها آورده شده است:

لایه‌های سازند دلیچای در برش چینه شناسی باغی دارای آمونیت‌های بازوسین پسین و آخرین لایه‌های فسیل‌دار دربردارنده آمونیت‌های کیمرجین پسین می‌باشند.

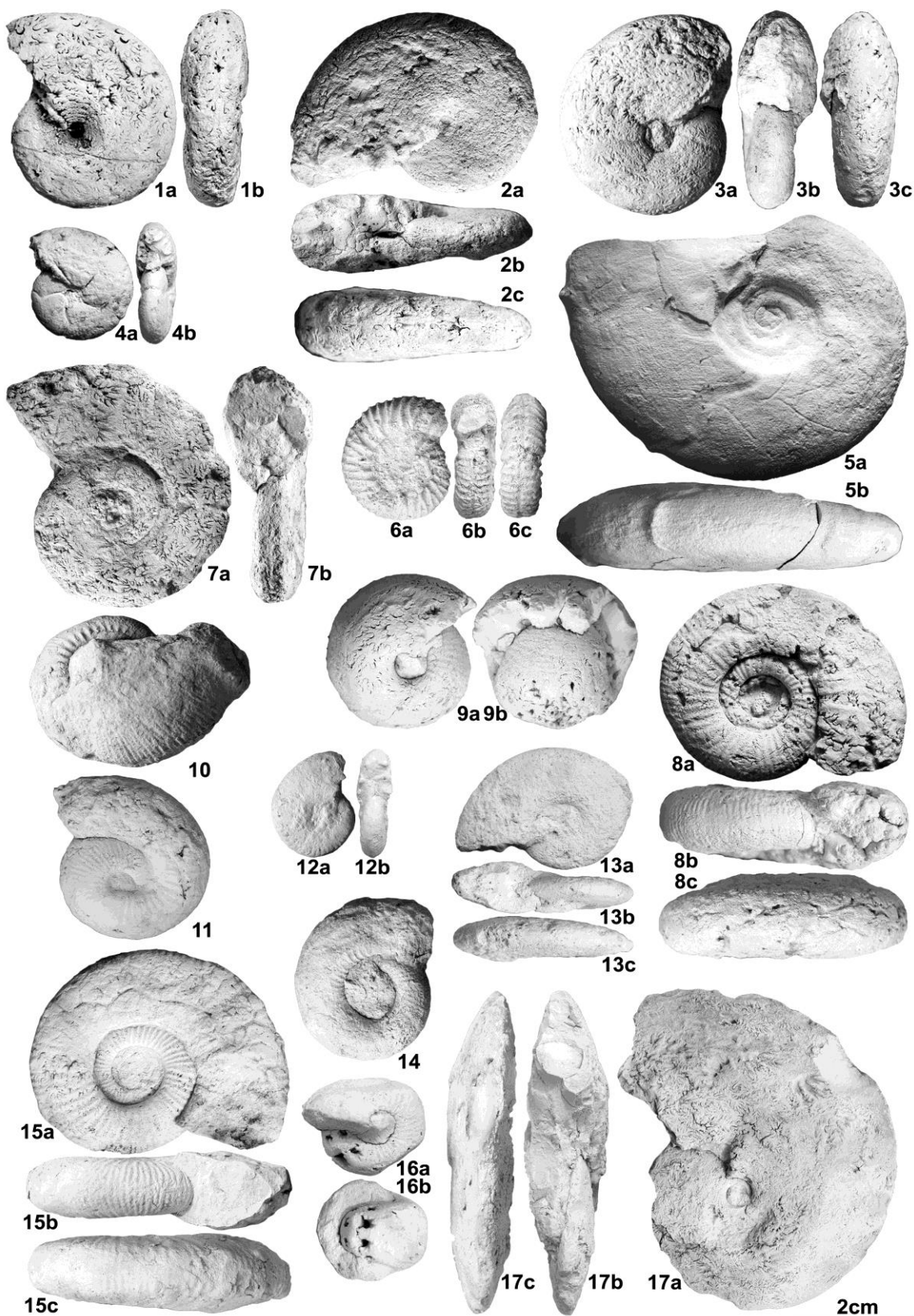


شکل ۶: نمودار درصد فراوانی زیرراسته‌ها، روخوانده‌ها، خانوده‌ها و زیرخانوده‌های آمونیتی در برش مورد مطالعه

زیست‌زون‌های *Garantiana* و *Parkinsoni*

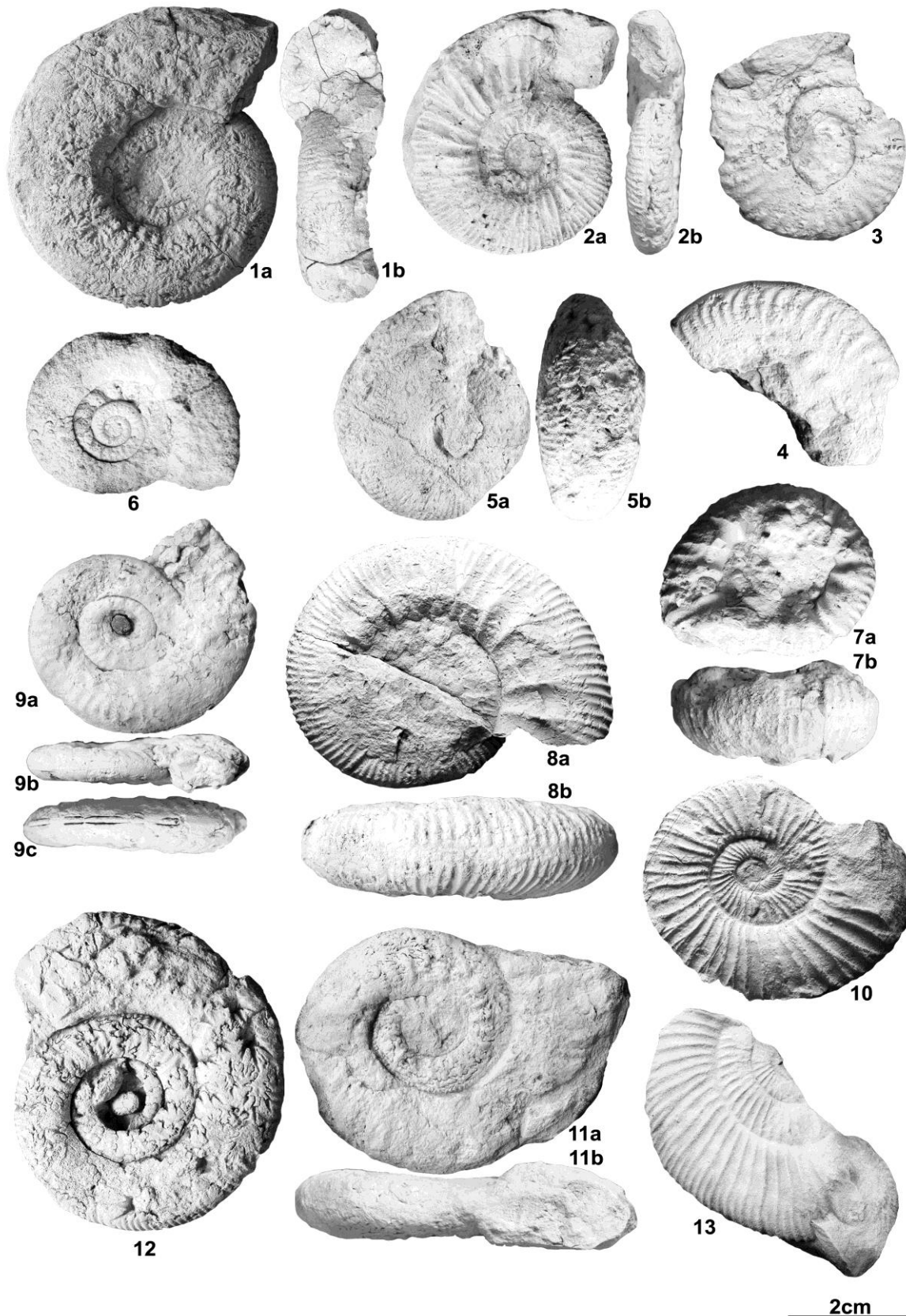
Vermisphinctes sp. هستند. در این میان، گونه *Sphaeroceras tutthum* Majidifard (2003) شاخص زیست‌زون *Garantiana* دانسته و گونه‌های *Parkinsonia* cf. *costulatosus*، *Lobosphinctes* cf. *radiata* و *Planisphinctes* cf. *tenuissimus* نیز معرف زیست‌زون *Parkinsoni* هستند. ضخامت زیست‌زون *Garantiana* در برش چینه شناسی باغی ۲۳/۵ متر و ضخامت زیست‌زون *Parkinsoni* در این برش ۱۰ متر است.

عضو ۱ تا بخش پایینی عضو ۲ با ضخامت مجموع ۳۸/۵ متر دارای آمونیت‌های شاخص یادآور زیست‌زون‌های استاندارد *Garantiana* و *Parkinsoni* می‌باشند. مهم‌ترین این آمونیت‌ها شامل *Cadomites (Polypsectites)* sp.، *Leptosphinctes (Prorsisphinctes)* sp.، *Parkinsonia* cf. *Lobosphinctes* cf. *costulatosus*، *Planisphinctes* cf. *tenuissimus*، *radiata*، *Sphaeroceras tatthum*، *Planisphinctes* sp.



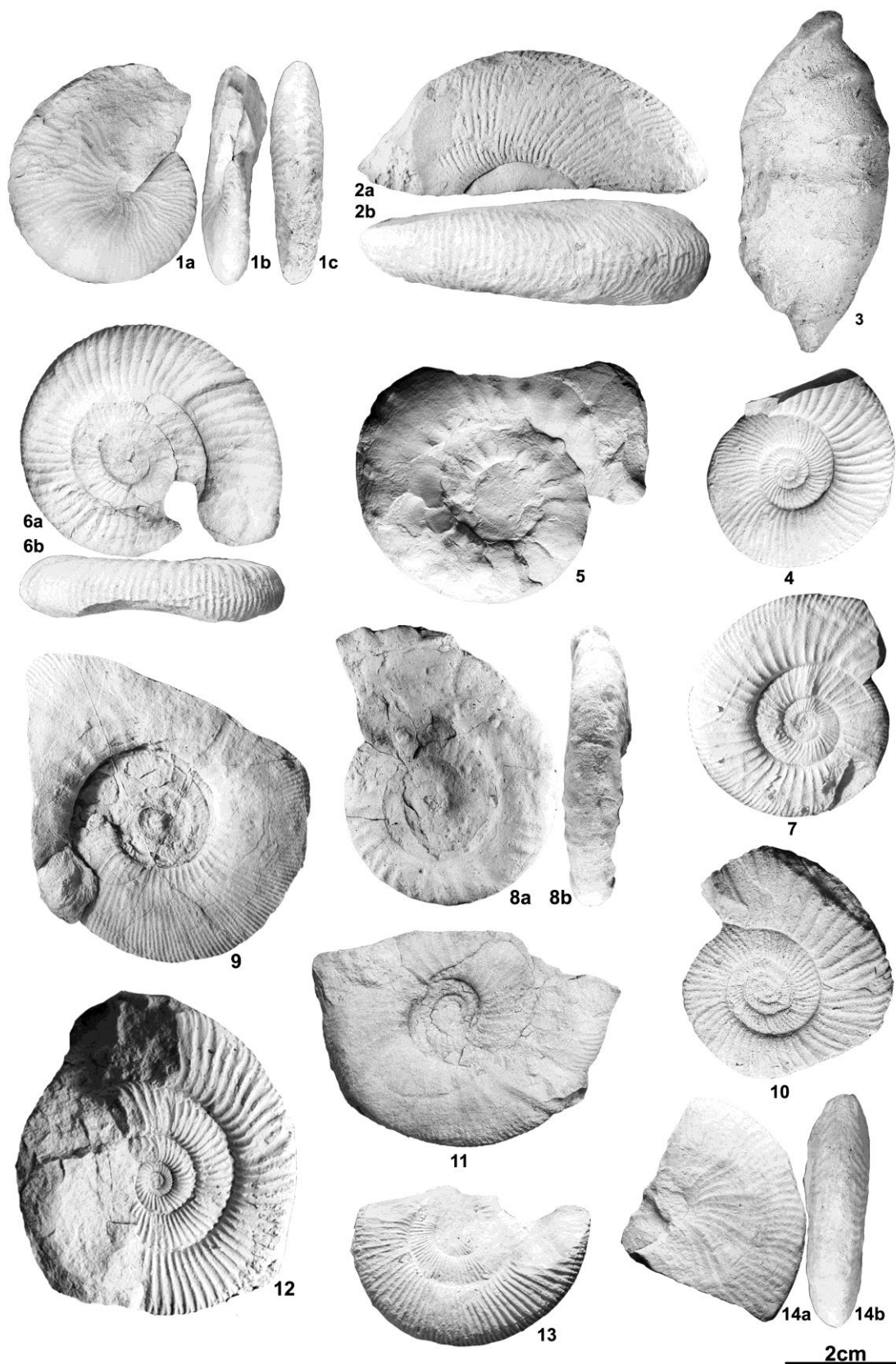
شکل ۷: تصاویر منتخبی از مهمترین گونه‌های شاخص یافت شده در این پژوهش

1a-b. *Phylloceras kunthi*, FUM#VK107; 2a-c. *Phylloceras velaini*, FUM#VK113; 3a-c. *Calliphylloceras disputabile*, FUM#VK115; 4a-b. *Holcophylloceras zignodianum*, FUM#VK119; 5a-b. *Sowerbyceras tourtisulcatum*, FUM#VK126; 6a-c. *Parkinsonia* cf. *radiata*, FUM#VK171; 7a-b. *Lytoceras album*, FUM#VK136; 8a-c. *Planisphinctes* cf. *tenuissimus*, FUM#VK208; 9a-b. *Sphaeroceras tuthum*, FUM#VK160; 10. *Cadomites* (*Polyplectites*) aff. *Zlatarskii*, FUM#VK159; 11. *Morphoceras* (*Morphoceras*) *multiforme*, FUM#VK175; 12a-b. *Prohcticoceras* cf. *retrocostatum*, FUM#VK150; 13a-c. *Lissoceras psilodiscus*, FUM#VK139; 14. *Morphoceras* cf. *macrescens*, FUM#VK181; 15a-c. *Lobosphinctes* cf. *costulatosus*, FUM#VK183; 16a-b. *Bullatimorphites* (*Bumburites*) cf. *microstoma*, FUM#VK163; 17a-c. *Oxycerites* cf. *oppeli*, FUM#VK141



شکل ۸: تصاویر منتخبی از مهمترین گونه‌های شاخص یافت شده در این پژوهش

1a-b. *Choffatia perdagata*, FUM#VK216; 2a-b. *Reineckeia (Tyrannites)* sp., FUM#VK198; 3. *Hecticoceras (Zieteniceras)* cf. *zieteni*, FUM#VK148; 4. *Hecticoceras (Zieteniceras)* cf. *evolutum*, FUM#VK147; 5a-b. *Macrocephalites (Dolikephalites)* *hoyeri*, FUM#VK169; 6 *Hecticoceras (Lunuloceras)* cf. *metomphalum*, FUM#VK144; 7a-b. *Reineckeia (Reineckeia)* cf. *nodosa*, FUM#VK203; 8a-b. *Reineckeia (Reineckeia)* *anceps*, FUM#VK200; 9a-c. *Hecticoceras metomphalum*, FUM#VK143; 10. *Perisphinctes (Dichotomoceras)* *bifurcatus*, FUM#VK235; 11a-b. *Alborzites semnanensis*, FUM#VK204; 12. *Binatisphinctes binatus*, FUM#VK223; 13. *Perisphinctes (Dichotomoceras)* cf. *bifurcatoides*, FUM#VK234



شکل ۹: تصاویر منتخبی از مهمترین گونه‌های شاخص یافت شده در این پژوهش

1a-c. *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *costatum*, FUM#VK156; 2a-b. *Subdiscusphinctes* sp., FUM#VK243; 3. *Peltoceras* sp., FUM#VK250; 4. *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp.1, FUM#VK258; 5. *Euaspidoceras* *douvillei*, FUM#VK253; 6a-b. *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) aff. *tiziani*, FUM#VK229; 7. *Orthosphinctes* (*Ardescia*) cf. *desmoids*, FUM#VK255; 8a-b. *Subnebrodites* cf. *laxevolutum*, FUM#VK237; 9. *Ataxioceras* cf. *collignoni*, FUM#VK266; 10. *Orthosphinctes* sp., FUM#VK231; 11. *Ataxioceras* (*Schneidia*) cf. *elmii*, FUM#VK246; 12. *Orthosphinctes* cf. *polygyratus*, FUM#VK260; 13. *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp.2, FUM#VK267; 14a-b. *Tramelliceras* *compsum*, FUM#VK155.

به استناد این آمونیت‌های شاخص می‌توان به این طبقات از سازند دلیچای سن باژوسین پسین را نسبت داد. این ضخامت از سازند غالباً از سنگ‌های مارنی، سنگ آهک‌های نودولار و قسمت‌های ابتدایی لایه‌های صورتی تا قرمز فشرده تشکیل شده است. مقایسه سن بخش قاعده‌ای سازند دلیچای در این برش با دیگر برش‌های چینه‌شناسی معرفی شده در پهنه بینالود و البرز خاوری نشان می‌دهد در تمامی این برش‌ها رسوب‌گذاری سازند دلیچای از باژوسین پسین آغاز شده است.

زیست‌زون‌های Zigzag و Retrocostatum

نیمه بالایی عضو ۲ تا انتهای واحد سنگی ۱۸ در اوایل عضو ۶ با ضخامت مجموع ۱۱۶/۵ متر که بیشتر از مارن، سنگ آهک‌های مارنی و سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه تشکیل شده‌اند، دربردارنده آمونیت‌های شاخص زیست‌زون‌های استاندارد Zigzag و Retrocostatum می‌باشند. مهم‌ترین آمونیت‌های موجود در این طبقات عبارتند از:

Bullatimorphites (*Kheraicerases*) *bullatus*, *Bullatimorphites* sp., *Cadomites* (*Polyplectites*) aff. *zlatarskii*, *Cadomites* (*Polyplectites*) sp., *Calliphylloceras disputabile*, *Calliphylloceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *Holcophylloceras zignodianum*, *Homoeoplanulites* (*Parachoffatia*) sp., *Homoeoplanulites* sp., *Lissoceras psilodiscus*, *Macrocephalites* (*Macrocephalites*) sp., *Macrocephalites* (*Pleurocephalites*) sp., *Macrocephalites* cf. *triangularis*, *Morphoceras* (*Morphoceras*) *multiforme*, *Morphoceras* (*Morphoceras*) sp., *Morphoceras macrescens*, *Oxycerites* cf. *oppeli*, *Oxycerites* sp., *Phylloceras* aff. *duodecimsulcatum*, *Phylloceras* aff. *velaini*, *Phylloceras kunthi*, *Prohcticoceras* cf. *retrocostatum*, *Ptychophylloceras* (*Tatrophylloceras*) *euphyllum*.

در این میان، گونه‌های *Bullatimorphites* sp., *Cadomites* (*Polyplectites*) aff. *zlatarskii*, *Morphoceras*, *Lissoceras psilodiscus*, *Morphoceras* (*Morphoceras*) *multiforme*, *Prohcticoceras* cf. *retrocostatum* و *macrescens* شاخص زیست‌زون Zigzag هستند که در برش چینه شناسی باغی ۱۷ متر ضخامت دارد. گونه *Oxycerites* cf. *oppeli* نیز معرف زیست‌زون *Retrocostatum* است و ۱۴/۵ متر ضخامت دارد. بر این اساس، سن این بخش از سازند دلیچای باتونین می‌باشد.

زیست‌زون‌های *Anceps*, *Gracilis*, *Bullatus*, *Lamberti*, *Athleta*, *Coronatum*

این بخش از سازند دلیچای با ضخامت مجموع ۲۱۵/۶ متر که از ابتدای واحد ۱۹ در میانه‌های عضو ۶ تا میانه‌های واحد ۳۴ در اواخر عضو ۸ را دربرمی‌گیرد، بیشتر از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه، سنگ آهک‌های چرتی، مارن‌های خاکستری تا قهوه‌ای در تناوب با سنگ آهک‌های لایه نازک خاکستری تا قهوه‌ای روشن تشکیل شده است. این طبقات که یادآور زیست‌زون‌های استاندارد *Bullatus*, *Lamberti*, *Athleta*, *Coronatum*, *Anceps*, *Gracilis* می‌باشند، حاوی آمونیت‌های شاخص زیر هستند:

Alborzites semnanensis, *Binatisphinctes binatus*, *Binatisphinctes* sp., *Bullatimorphites* (*Bumborites*) cf. *microstoma*, *Calliphylloceras disputabile*, *Calliphylloceras* sp., *Choffatia* (*Chaoftatia*) sp., *Choffatia* (*Grossuvira*) *meridionalis*, *Choffatia* (*Grossuvira*) sp., *Choffatia cobra*, *Choffatia perdagata*, *Choffatia sacuntala*, *Euaspidoceras* (*Euaspidoceras*) sp., *Hecticoceras* (*Lunuloceras*) cf. *metomphalum*, *Hecticoceras* (*Lunuloceras*) sp., *Hecticoceras* (*Putealicerases*) cf. *punctatum* *arcatum*, *Hecticoceras* (*Zietenicerases*) cf. *zieteni*, *Hecticoceras metomphalum*, *Hecticoceras*

Binatisphinctes binatus شاخص زیست‌زون‌های *Athleta-Lamberti* می‌باشد. در مجموع زیست‌زون‌های یاد شده مؤید سن کالوین برای این بخش از برش چینه‌شناسی باغی هستند.

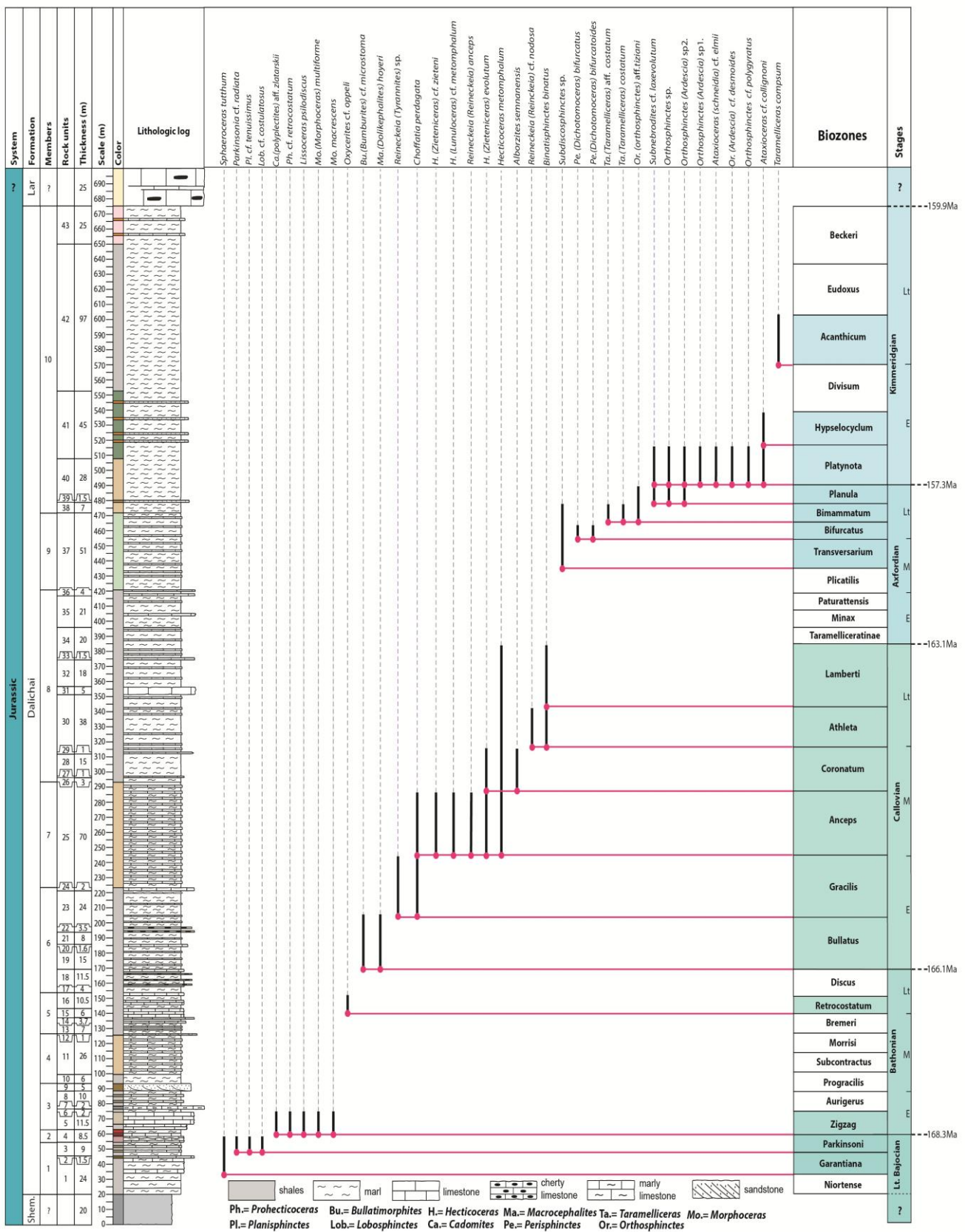
زیست‌زون‌های *Transversarium*, *Bifurcatus*, *Planula*, *Bimammatum*

این بخش از سازند دلیچای با ضخامت مجموع ۱۰۴/۵ متر از میانه‌های واحد ۳۴ در اواخر عضو ۸ آغاز و تا میانه واحد ۴۰ در اوایل عضو ۱۰ ادامه می‌یابد و بیشتر متشکل از مارن‌های خاکستری روشن در تناوب با سنگ‌آهک‌های نازک لایه قهوه‌ای تا خاکستری روشن، مارن‌های سبز روشن تا خاکستری روشن و سنگ‌آهک‌های نازک لایه خاکستری تا قهوه‌ای است. آمونیت‌های یافت شده از این ضخامت یادآور زیست‌زون‌های استاندارد *Transversarium*, *Bifurcatus*, *Bimammatum* و *Planula* می‌باشند و سن آکسفوردین را برای این بخش اثبات می‌کنند. مهم‌ترین آمونیت‌های به دست آمده از این طبقات عبارتند از:

Dichotomoceras crassum, *Euaspidoceras* (*Euaspidoceras*) sp., *Euaspidoceras* cf. *douvillei*, *Holcophylloceras polyolcum*, *Holcophylloceras* sp., *Holcophylloceras zignodianum*, *Lithacosphinctes* cf. *freybergi*, *Lytoceras album*, *Lytoceras* sp., *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp.2, *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) aff. *tiziani*, *Orthosphinctes* sp., *Peltoceratoides* (*Parawedekindia*) *arduennensis*, *Peltomorphites* sp., *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcates*, *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatoides*, *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) cf. *wartae*, *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) sp., *Perisphinctes* cf. *alatus*, *Perisphinctes* cf. *panthieri*, *Phylloceras isotypum*, *Prososphinctes mazuricus*, *Ptychophylloceras* (*Tatrophylloceras*) *hommairei*, *Ptychophylloceras* sp., *Sowerbyceras* sp., *Sowerbyceras tourtisulcatum*, *Subdiscosphinctes* sp., *Subnebrodites* cf. *laxeolatum*, *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) aff. *costatum*, *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *costatum*, *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *psoudoflexuosum*, *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) sp.

(*Zieteniceras*) *evolutum*, *Holcophylloceras indicum*, *Holcophylloceras* sp., *Holcophylloceras zignodianum*, *Homoeoplanulites* sp., *Lissoceras voutense*, *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) *hoyeri*, *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) cf. *hoyeri*, *Macrocephalites* (*Macrocephalites*) sp., *Macrocephalites* (*Pleurocephalites*) sp., *Peltoceras* sp., *Phylloceras* aff. *duodecimsulcatum*, *Phylloceras isotypum*, *Phylloceras* sp., *Ptychophylloceras* (*Tatrophylloceras*) *euphyllum*, *Ptychophylloceras* (*Tatrophylloceras*) *hommairei*, *Ptychophylloceras* sp., *Rehmannia* (*Loczyceras*) cf. *reissi*, *Reineckeia* (*Reineckeia*) *anceps*, *Reineckeia* (*Reineckeia*) cf. *nodosa*, *Reineckeia* (*Tyrannites*) sp., *Reineckeia* (*Reineckeia*) sp., *Sowerbyceras* sp., *Sowerbyceras tourtisulcatum*.

در این میان، گونه‌های *Bullatimorphites* (*Bumborites*) cf. *microstoma* *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) cf. *hoyeri* *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) شاخص زیست‌زون *Bullatus* هستند که در برش چینه‌شناسی باغی ۳۲ متر ضخامت دارد. گونه *Reineckeia* (*Tyrannites*) sp. شاخص زیست‌زون *Gracilis* با ضخامت ۴۵ متر و گونه‌های *Hecticoceras* (*Zieteniceras*) cf. *zieteni* *Reineckeia* (*Lunuloceras*) cf. *metomphalum* *Hecticoceras metomphalum* و (*Reineckeia*) *anceps* شاخص زیست‌زون *Anceps* با ضخامت ۴۷ متر می‌باشند. ضمناً گونه *Choffatia perdagata* در هر دو زیست‌زون *Gracilis-Anceps* مشترک است. گونه *Alborzites semnanensis* شاخص زیست‌زون *Coronatum* است که ۲۳ متر ضخامت دارد (Seyed-Emami et al., 2013). گونه *Hecticoceras* (*Zieteniceras*) *evolutum* نیز در زیست‌زون‌های *Anceps-Coronatum* مشترک است. همچنین گونه *Reineckeia* (*Reineckeia*) cf. *nodosa* شاخص زیست‌زون *Athleta* با ضخامت ۲۸ متر و گونه



شکل ۷: ستون چینه نگاری، نمودار پراکندگی قائم آمونیت‌های منتخب و شاخص به دست آمده از سازند دلچای در برش چینه‌شناسی باغی و زیست‌زون‌های شناسایی شده بر اساس آن

(*Lithacoceras*) sp., *Lithacosphinctes* sp., *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp.2, *Orthosphinctes* cf. *polygyratus*, *Orthosphinctes* sp., *Orthosphinctes* (*Ardescia*) cf. *desmoids*, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp.1, *Subnebrodites* cf. *laxeolotum*, *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) sp., *Taramelliceras compsum*

از این بین، گونه‌های *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp.1، *Orthosphinctes*، *Ataxioceras* (*Schneidia*) cf. *elmii* cf. *polygyratus* شاخص زیست‌زون *Platynota* با ضخامت ۲۸ متر می‌باشند. گونه *Ataxioceras* cf. *collignoni* شاخص زیست‌زون‌های *Platynota*-*Hypselocyclum* است. گونه *Taramelliceras compsum* نیز شاخص زیست‌زون *Acanthicum* که ۳۴ متر ضخامت دارد.

بر این اساس و با توجه به زیست‌زون‌های آمونیتی تعیین شده در برش چینه شناسی باغی، سازند دلیچای در این برش در بازه زمانی بازوسین پسین - کیمریجین پسین تشکیل شده است.

نتیجه‌گیری

سازند دلیچای در برش چینه شناسی باغی (شمال باختری شهرستان اسفراین) با ۶۵۵ متر ضخامت، متشکل از مارن‌های خاکستری تا سبز و سنگ آهک‌های مارنی است که در بالا به مارن‌های خاکستری روشن تا سبز می‌رسد و بر اساس تغییرات سنگ چینه‌ای به ۱۰ عضو غیررسمی تقسیم شده است. مرز زیرین سازند دلیچای در این ناحیه با طبقات آواری گروه شمشک به صورت همشیب است و با سنگ آهک‌های چرتی ضخیم تا توده‌ای کرم تا نخودی رنگ سازند لار به صورت همشیب و پیوسته است. زیای آمونیتی به دست آمده از سازند دلیچای در این پژوهش مشتمل بر ۳۹ جنس و ۹۶ گونه مختلف است. بر اساس این آمونیت‌ها ۱۷ زیست‌زون مختلف شامل *Grantiana*, *Parkinsoni*

گونه *Subdiscosphinctes* sp. شاخص زیست‌زون *Transversarium* با ضخامت ۱۹ متر می‌باشد. گونه‌های *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcates* و *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatoides* شاخص زیست‌زون *Bifurcatus* با ضخامت ۱۰ متر هستند. گونه‌های *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) aff. *tiziani* *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) aff. *costatum* و *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *costatum* شاخص زیست‌زون *Bimammatum* با ضخامت ۱۲ متر و بالاخره گونه‌های *Orthosphinctes* (*Ardescia*) sp.2، *Subnebrodites* cf. *Orthosphinctes* sp.2 و *laxeolotum* شاخص زیست‌زون‌های *Platynota*-*Planula* می‌باشند.

زیست‌زون‌های *Hypselocyclum*, *Platynota*, *Acanthicum*

این بخش از سازند دلیچای که ۱۸۵ متر باقیمانده سازند را به خود اختصاص می‌دهد، از میانه واحد ۴۰ در اوایل عضو ۱۰ آغاز می‌شود و به احتمال تا پایان سازند ادامه می‌یابد. این بخش در برش چینه شناسی باغی متشکل از مارن‌های سبز تا خاکستری با بین لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های لیمونیتی، مارن‌های خاکستری و مارن‌های صورتی روشن تا کرم است و دربردارنده آمونیت‌های شاخص معرف زیست‌زون‌های استاندارد *Hypselocyclum*, *Platynota* و *Acanthicum* می‌باشد. دو زیست‌زون اول نشان دهنده سن کیمریجین پیشین و زیست‌زون *Acanthicum* بیانگر کیمریجین پسین هستند. بنابراین بخش پایانی سازند دلیچای در این برش را می‌توان به سن کیمریجین پسین دانست. از مهم‌ترین آمونیت‌های به دست آمده در این طبقات می‌توان به موارد زیر اشاره داشت:

Ataxioceras cf. *collignoni*, *Ataxioceras* (*Schneidia*) cf. *elmii*, *Holcophylloceras* sp., *Holcophylloceras* *zignodianum*, *Lithacoceras*

سپاس‌گزاری

این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی شماره ۳/۴۷۲۳۷ مصوب معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد است که بدین وسیله از همراهی این معاونت محترم قدردانی می‌گردد. نگارندگان لازم می‌دانند از نظرات سازنده و ارزشمند داوران محترم این مقاله سپاس‌گزاری می‌نمایند.

Anceps, Gracilis, Bullatus, Retrocostatum, Zigzag, Bifurcatus, Lamberti, Athleta, Coronatum, Platynota, Planula, Bimammatum, Transversarium, Hypselocyclum و Acanthicum در این مطالعه تعیین شده است. این زیست‌زون‌ها منطبق بر الگوی زیست‌چینه‌ای مناطق حاشیه‌ای مدیترانه (ایالت آمونیتی ساب‌مدیترانه) بوده و سن بازوسین پسین - کیمیریجین پسین را برای سازند دلیچای در برش باغی نشان می‌دهند.

منابع

- امانی، ر.، هادوی، ف.، قادری، ع.، خدادادی، ل.، ۱۳۹۶. زیست‌چینه‌نگاری سازند چمن‌بید در برش قرونه، رشته‌کوه‌های بینالود براساس نانوفسیل‌های آهکی، *رخساره‌های رسوبی*، ۱۰ (۲): ۱۹۳-۲۱۲.
- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی کپه‌داغ. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۲۷۵ص.
- بهفر، ن.، سیدامامی، ک.، مجیدی فرد، م.ر.، بهفر، ا.، ۱۳۹۰. سنگ‌چینه‌شناسی و زیست‌چینه‌شناسی سازند دلیچای در برش طالو، شمال خاوری دامغان با توجه ویژه به آمونویدا. *فصلنامه علوم زمین*، ۸۲: ۳۹-۵۲.
- سربندی فراهانی، ط.، مجیدی فرد، م.ر.، کبریایی زاده، م.ر.، محمدی، م.، ۱۳۹۳. مطالعه سنگ‌چینه‌نگاری و زیست‌چینه‌نگاری زیای آمونیتی سازند دلیچای در برش مهدی‌شهر (شمال سمنان). *فصلنامه علوم زمین*، ۹۴: ۲۷-۳۸.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی. *نشریه انجمن نفت*، ۸۲: ۱۹-۲۸.
- بلورچی، م.ح.، افشارحرب، ع.، ۱۳۶۵. نقشه زمین‌شناسی بجنورد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.
- رئوفیان، ا.، زند مقدم، ۱۳۹۵. لایه‌های قرمز فشرده راهنمای فاز کششی ژوراسیک میانی در رشته‌کوه‌های البرز و بینالود. *یازدهمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه پیام‌نور طبس*، صص ۶۱-۶۵.
- قدمگاهی، م.، ۱۳۹۴. نانواستراتیگرافی سازند دلیچای در برش ناویا. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد*.
- جعفریان، م.ب.، طاهری، ج.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی بجنورد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.
- رئوفیان، ا.، ۱۳۹۳. بررسی ردیف‌های رسوبی ژوراسیک میانی تا بالایی در حوضه ساختاری - رسوبی بینالود بر مبنای مطالعات چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی (زیای آمونیتی) و محیط رسوبی، *رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد*، ۴۳۶ص.
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۱۰۹ص.
- Arkell, W.J., Furnish, W.M., Kummel, B., Miller, A.K., Moore, R.C., Schindewolf, O.H., Sylvester-Bradley, P.C., & Wright, C.W., 1957. Cephalopoda, Ammonoidea. In: Moore, R.C., (ed.), *Treatise on*

- Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4. *Geological Society of America & University of Kansas Press*. 490 p.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristic of the paleoTethys remnants in north eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 983-992.
- Cariou, E., & Hantzpergue, P., 1997. Biostratigraphie du Jurassique Quest-européen et Méditerranéen-zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Elf Aquitaine edition*, 1-440.
- Enay, R., & Cariou, E., 1997. Ammonite faunas and palaeobiogeography of the Himalayan belt during the Jurassic: Initiation of a late Jurassic austral ammonite fauna. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134: 1-38.
- Fernandez-Lopez, S., 2000. Lower Bathonian of Serra de Creu (Tivissa, Catalan Basin, Spain). *Revue de Paléobiologie*, 8: 45-52.
- Fernandez-Lopez, S., 2001. Upper Bathonian ammonites of the Catalan Basin (Tivissa and Cap Salou, Spain). *Hantkeniana* 3: 25-39.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Cecca, F., & Majidifard, M.R., 2005. The upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) of the Eastern Alborz (Iran): Biota and palaeoenvironments during a transgressive-regressive cycle. *Facies*, 51: 379-398.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., & Majidifard, M.R., 2009a. Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., & Granath, J.W., (eds.), South Caspian to Central Iran Basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 312: 129-160.
- Seyed-Emami, K., Raoufian, A., & Zand-Moghadam, H., 2018. Late Bajocian and Bathonian (Middle Jurassic) ammonites from the Dalichai Formation north of Damghan (Alborz, North Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 288 (2):183-203.
- Seyed-Emami, K., & Schairer, G., 2011a. Late Jurassic (Oxfordian, Bifurcatus and Bimammatum zones) ammonites from the eastern Alborz Mountains, Iran; second part. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Abhandlungen*, 260 (1): 11-20.
- Seyed-Emami, K., & Schairer, G., 2011b. New Middle and Upper Jurassic ammonites from the Binalud Mountains (Mashhad region, NE Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 261 (3): 373-380.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., & Alavi-Naini, M., 1989. Ammoniten aus der unteren Dalichai-Formation (Unterbathon) östlich von Semnan (SE-Alborz, Iran). *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen, A* 15: 79-91.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., & Behroozi, A., 1994. Einige Ammoniten aus der Kashafrud-Formation (Mittlerer Jura) E Mashhad (NE-Iran). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie*, 34: 145-158.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., & Behroozi, A., 1996. Ammoniten aus dem oberen Bajoc (Mittlerer Jura) des SE-Koppeh Dagh und SE-Slborz (NE-Iran). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie*, 36: 87-106.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., & Bolourchi, M.H., 1985. Ammoniten aus der unteren Dalichy-Formation (oberes Bajocium bis unteres Bathonium) der Umgebung von Abe-Garm (Avaj, Nw-Zentraliran). *Zitteliana*, 12: 57-85.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Raoufian, A., & Shafeizad, M., 2013. Middle and Late Jurassic ammonites from the Dalichai Formation west of Shahrud (East Alborz, North Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 267 (1): 43-66.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., & Zeiss, A., 1995. Ammoniten aus der Dalichai-Formation (Mittlerer bis Oberer Jura) und der Lar-Formation (Oberer Jura) N Emamzadeh-Hashem (Zentralalborz, Nordiran). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie*, 35: 39-52.
- Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonic of Iran: A Review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.

زیست چینه نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون و مقایسه آن با سایر نواحی زاگرس

محمد گودرزی^۱، محمد وحیدی‌نیا^{۲*}، حسن امیری بختیار^۳، محمدرضا نورایی نژاد^۴

۱- کارشناس ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- دکتری زمین شناسی، شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

۴- کارشناس ارشد شرکت ملی نفت، مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

*پست الکترونیک: vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۵/۱۴

تاریخ دریافت: ۹۷/۵/۲۱

چکیده

این مطالعه با هدف زیست چینه نگاری سازند آسماری در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون در پهنه فروافتادگی دزفول و مقایسه آن با برش‌های ماله کوه، چاه میدان نفتی قلعه نار، برش مشکان و برش فیروزآباد و نیز شناسایی ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی آن انجام شده است. ضخامت سازند آسماری در چاه مورد مطالعه ۳۷۰/۵ متر بوده و عمدتاً از سنگ آهک، دولومیت، سنگ آهک دولومیتی، ماسه سنگ و شیل آهکی تشکیل شده است. مرز زیرین سازند آسماری در این چاه با سازند پابده و مرز بالایی آن با سازند گچساران به صورت پیوسته می‌باشد. پس از مطالعه ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی، تعداد ۴۳ جنس و ۶۱ گونه شناسایی و بر اساس پخش و پراکندگی آنها شش زیست‌زون تجمعی (پنج زیست‌زون و یک زون مبهم) مورد شناسایی قرار گرفت. زیست‌زون‌های شناسایی شده در چاه مورد مطالعه شامل *Globigerina spp.*-*Turborotalia cerroazulensis*-*Hantkenina*، *Archaia asmaricus*-*Archaia hensoni*-*Miogypsina*-*Elphidium* sp. 14-*Peneroplis farsensis* Assemblage Zone، *compalanatus* Assemblage Zone، *Borelis* و Indeterminate Zone، *melo curdica*-*Borelis melo melo* Assemblage Zone هستند. بر مبنای مجموعه فسیلی و زیست‌زون‌های شناسایی شده سن سازند آسماری در چاه مورد مطالعه روپلین، شاتین - بوردیگالین؟ تعیین شده است. مطالعات انجام شده به شناسایی ۱۲ ریزرخساره متعلق به محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش دور از ساحل و نزدیک به ساحل)، پشته ماسه‌ای و رمپ داخلی (ریف کومه‌ای، لاگون نیمه محصور، لاگون محصور و پهنه کشندی) منجر شده است. تبدیل تدریجی رخصاره‌ها به هم، نبود ساخت‌های ریزشی و لغزشی و نبود دانه‌های پوشش‌دار شواهدی از رسوب‌گذاری در یک رمپ کربناته از نوع هموکلینال می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: زاگرس؛ الیگومیوسن؛ میدان نفتی مارون؛ فروافتادگی دزفول؛ زیست چینه نگاری؛ ریزرخساره؛ رمپ هموکلینال.

مقدمه

سازند کربناته آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن زاگرس است و به دلیل اهمیت اقتصادی آن (تولید مواد هیدروکربوری) مطالعات گسترده و جامعی بر روی آن انجام شده است. رسوبات پلتفرم کربناته‌ای که سازند

و شناسایی ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و ارائه مدل رسوبی در چاه مورد مطالعه می‌باشند.

مطالعات پیشین

به دلیل اهمیت سازند آسماری در تولید منابع هیدروکربوری مطالعات جامعی بر روی این سازند در زمینه‌های مختلف سنگ‌شناسی، فسیل‌شناسی، چینه‌نگاری، مکانسی، کیفیت مخزنی، مطالعات ریزرخساره و محیط رسوبی انجام شده است که در زیر برخی از مهمترین مطالعات انجام شده ذکر شده است:

Lees (1924) Richardson (1918) Busk & Mayo Adams & Wynd (1965) Thomas (1933) Burgeois (1967) Seyrafian et al. (1996) Laursen et al. (2005) Seyrafian & Mojikhalifeh Ehrenberg et al. (2009) Mossadegh et al. (2009) Van Amirshahkarami et al. (2010) Buchem et al. (2010) Rahmani et al. (2009, 2012) Vaziri-Moghaddam et al. (2006, 2010) Sadeghi et al. (2010, 2018) Allahkarampour Dill et al. (2012, 2018) Zabihi Zoeram et al. (2013, 2015a,b) Shabafrooz et al. (2015) Taheri et al. (2017) کلنات و همکاران (۱۳۹۳)، آورجانی و همکاران (۱۳۹۴)، طاهری و همکاران (۱۳۹۴)، ذیحی زوارم و همکاران (۱۳۹۴) و وزیری مقدم و همکاران (۱۳۹۴).

موقعیت جغرافیایی

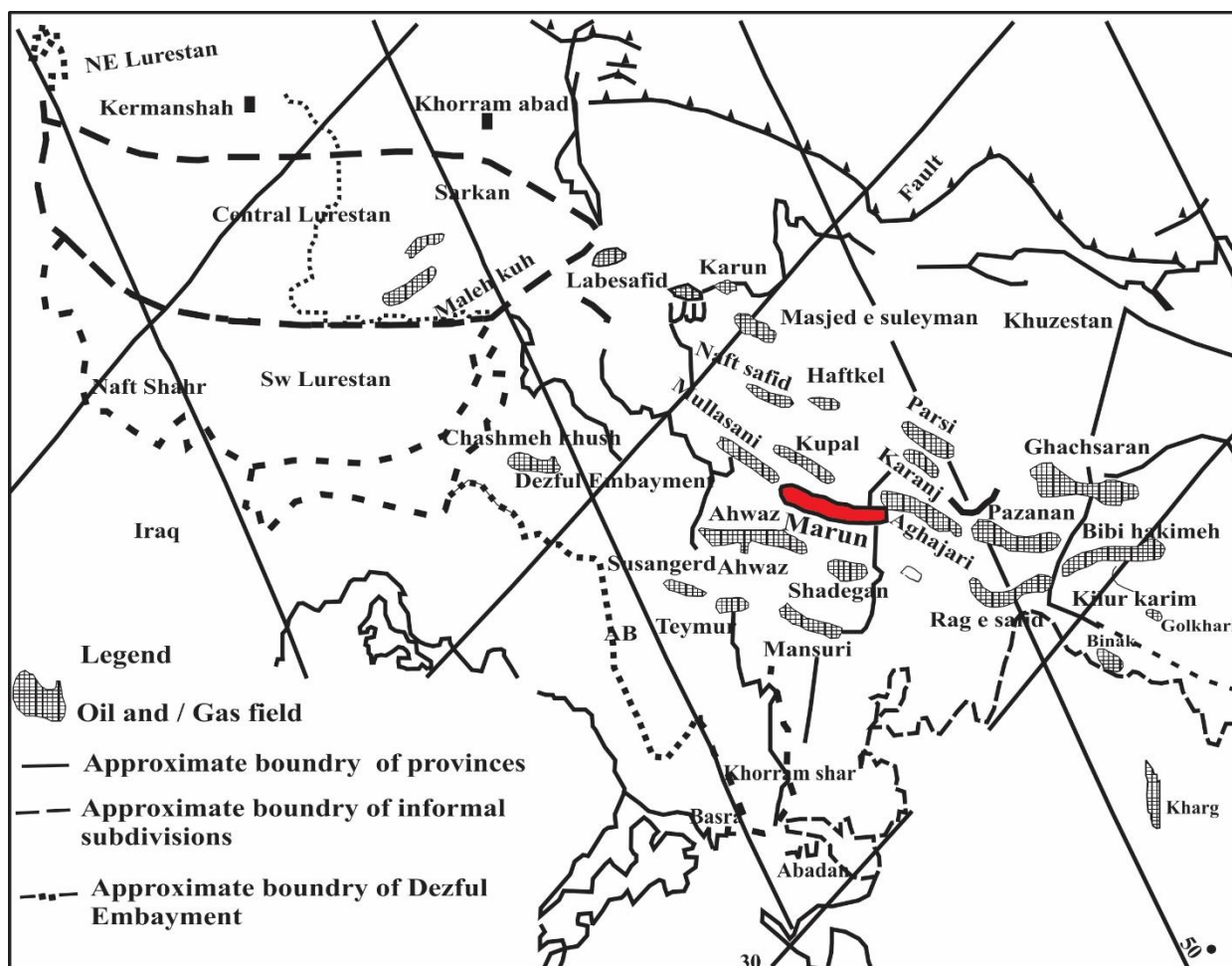
فروافتادگی دزفول بخشی از کمربند چین خورده - رورانده زاگرس است که در جنوب شرقی دزفول و شمال شرقی اهواز قرار دارد (مطیعی، ۱۳۷۲). میدان نفتی مارون در ۴۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان اهواز، در جنوب فروافتادگی دزفول شمالی و در میان این ساختمان در امتداد

آسماری را تشکیل می‌دهند، شامل تعدادی از بزرگترین ذخایر نفتی در دنیا می‌باشند (Alavi, 2004). این سازند نخستین بار در تنگ گل ترش واقع در کوه آسماری مورد مطالعه قرار گرفت (Richardson, 1924). نام آن از کوه آسماری در جنوب شرقی مسجد سلیمان گرفته شده و برش الگوی آن در منطقه یاد شده ضخامت ۳۱۴ متر دارد که شامل سنگ آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای رنگ با ریخت شناسی کوه ساز همراه با میان لایه‌های جزیی از شیل می‌باشد و به داشتن درزه‌های فراوان شاخص است (Thomas, 1948; James & Wynd, 1965). سازند آسماری در برش‌های کامل خود دارای دو عضو، یکی عضو ماسه سنگی اهواز در جنوب غرب خوزستان و دیگری عضو تبخیری کلهر در لرستان بوده (آقاباتی، ۱۳۸۵) و به لحاظ سنی به سه واحد آسماری پایینی به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن میوسن پیشین (آکی‌تاین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین (بوردیگالین) تقسیم می‌شود، اگرچه این تقسیم بندی در همه جا دیده نمی‌شود. در بیشتر نقاط مرز زیرین سازند آسماری با سازند پابده است، اما در لرستان مرکزی این سازند با سازند کربناتی شهبازان و در فارس داخلی با سازند جهرم به صورت ناپوستگی موازی همبر است. در اکثر نقاط سازند آسماری با سازند تبخیری انیدریتی گچساران پوشیده شده، ولی در فارس داخلی به وسیله سازند رازک پوشیده می‌شود.

مهمترین اهداف مدنظر این پژوهش شامل زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری در چاه مورد مطالعه و بررسی گسترش زیست‌زون‌های موجود بر مبنای نوشته‌های Laursen et al. (2009) و Van Buchem et al. (2010)، مقایسه زیست‌زون‌های شناسایی شده با زیست‌پهنه‌بندی Wynd (1965) Adams & Bourgeois (1967) و Cahuzac & Poignant (1997)، مقایسه زیست چینه‌ای سازند آسماری در این چاه با سایر مناطق همجوار، بررسی

دارد. این میدان از شمال توسط میدان رامین، از جنوب توسط میدان رامشیر، از شرق توسط میدان کوپال و از غرب و شمال غرب توسط میدان‌های اهواز و شادگان محدود شده است (شکل‌های ۱ و ۳).

تاق‌دیس‌های آجاجاری و رامین قرار گرفته است. شکل ساختمانی مارون برگرفته از میدان تنشی کلی زاگرس است. این میدان در افق آسماری دارای ۶۷/۵ کیلومتر طول و به طور متوسط ۵/۵ کیلومتر عرض می‌باشد و در بیشترین حالت ۷ کیلومتر و در کمترین حالت ۳/۵ کیلومتر عرض



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی میادین نفتی جنوب غرب ایران که در آن میدان نفتی مارون با چند ضلعی قرمز رنگ مشخص گردیده است (برگرفته از نورایی نژاد و امیری بختیار، ۱۳۹۷).

روش مطالعه

به منظور انجام این پژوهش تعداد ۱۵۰ مقطع نازک (عمدتاً مغزه‌های حفاری) از نظر دیرینه‌شناسی، شناسایی آلومک‌ها و تعیین ریزرخساره‌ها به طور دقیق مورد بررسی قرار گرفت. در این پژوهش چاه مورد مطالعه با برش‌های چینه‌شناسی ماله‌کوه (محمدی و همکاران، ۱۳۹۴)، چاه میدان نفتی قلعه‌نار (ذبیحی زوارم و همکاران، ۱۳۹۴)،

برش مشکان (صادقی و همکاران، ۱۳۹۳) و برش فیروزآباد (کلنات و همکاران، ۱۳۸۹) مقایسه شده است. برای شناسایی میکروفسیل‌های موجود از منابعی مانند Adams & Bourgeois (1967)، Loeblich & Tappan (1988) و Boudagher-Fadel (2008) و مقالات مرتبط دیگر استفاده شد. جهت زیست پهنه‌بندی و تشخیص زیست‌زون‌ها، از الگوی معرفی شده توسط Laursen et al.

(2009) و Van Buchem *et al.* (2010) استفاده شد. برای شناسایی و تفسیر ریزرخساره‌ها نیز از Buxton & Pedley (1989)، Wilson (1975)، Geel (2000)، Flügel (2010) و جهت نام‌گذاری و طبقه‌بندی سنگ‌ها از Dunham (1962) و Klován & Embry (1971) استفاده شد.

زیست چینه‌نگاری

زیست چینه‌نگاری سازند آسماری توسط Wynd (1965) و Adams & Bourgeois (1967) ارائه شد، ولی به دلیل این که ایشان نتوانستند دو آشکوب روپلین و شاتین را از هم تفکیک کنند، مجدداً مورد بازنگری قرار گرفت (جدول ۱). Cahuzac & Poignant (1997) بر مبنای روزن‌داران کف‌زی بزرگ در رسوبات الیگوسن بالایی و میوسن زیرین حوضه اروپا زون‌بندی جدیدی را ارائه داده که بعضاً با برخی از زون‌بندی‌های زیستی ارائه شده قبلی می‌توانست قابل انطباق باشد (جدول ۱). Ehrenberg *et al.*

(2007) با استفاده از روش چینه‌نگاری ایزوتوپ استرانسیوم، پنج حادثه زیستی بر اساس فسیل‌های شاخص در سازند آسماری مشخص کردند، ضمن این که آخرین حضور جنس *Nummulites* را قبل از پایان روپلین، شاتین، آخرین حضور جنس *Archaias* را نزدیک یا درست بعد از قاعده میوسن، اولین حضور جنس *Miogypsina* را در زمان شاتین پسین و گونه *Borelis melo curdica* را شاخص خوبی برای آشکوب بوردیگالین معرفی کردند. Laursen *et al.* (2009) با استفاده از داده‌های ایزوتوپ استرانسیوم زون‌بندی جدیدی را ارائه دادند و هفت زیست‌زون متشکل از شش زیست‌زون و یک زون مبهم را معرفی کردند (جدول ۲). Van Buchem *et al.* (2010) مطالعه جامع‌تری بر روی سازند آسماری به ویژه در نواحی نفت خیز انجام داده و زیست‌پهنه‌بندی ارائه شده توسط Laursen *et al.* (2009) را تأیید نمودند.

جدول ۱: مدل بایوزوناسیون ارائه شده توسط Wynd (1965)، Adams and Bourgeois (1967) و Cahuzac and Poignant (1997)

Age	No.	Wynd (1965)	Adams & Bourgeois (1967)		Cahuzac & Poignant (1997)	
		Biozone	No.	Assemblage Zone	No.	Assemblage Zone
Miocene	Burdigalian	<i>Borelis melo curdica</i>	1	<i>Borelis melo curdica</i> <i>Meandropsina iranica</i>	Sb25	<i>Borelis melo curdica</i> <i>Miogypsina</i>
			2a	<i>Elphidume</i> sp. 14 <i>Miogypsina</i>	Sb24	<i>Austrotrilina howchini</i> <i>Miogypsina</i> <i>Miogypsinoidea deharti</i>
	Aquitainian	<i>Austrotrilina howchini</i> <i>Peneroplis evolutus</i>	2b	<i>Archaias asmaricus</i> <i>Archaias hensoni</i>		
			3	<i>Eulepidina</i> <i>Nephrolepidina</i> <i>Nummulites vascus</i>	Sb23	<i>Miogypsinoidea</i> <i>Eulepidina</i>
Oligocene	Chattian	<i>Archaias</i> <i>Operculiniformis</i>			Sb22	<i>Nummulites vascus</i> <i>Nummulites fichteli</i> <i>Eulepidina</i>
		<i>Nummulites intermedium</i> <i>Nummulites vascus</i>	4	<i>Globigerina</i> spp.	Sb22A	<i>Eulepidina forosoides</i>
	Rupelian	<i>Lepidocyclina</i> - <i>Operculina</i> - <i>Ditroupa</i>			Sb21	<i>Nummulites vascus</i> <i>Nummulites fichteli</i>
		<i>Globigerina</i> spp.				

جدول ۲: ستون استاندارد زمان چینهای و الگوی زیست پهنه بندی ارائه شده در نوشته Laursen et al. (2009) همراه با زیست‌زون‌های شناسایی شده در این پژوهش

Standard Chronostratigraphy			Biozonation of the Asmari Formation	In this study
Age	Epoch	Stage		
20	Miocene	Burdigaliane	<i>Borelis melo curdica</i> - <i>Borelis melo melo</i>	<i>Borelis melo curdica</i> - <i>Borelis melo melo</i> Assemblage zone ??
		Aquitanian	<i>Miogypsina</i> - <i>Eliphidium</i> . sp 14- <i>P. farsensis</i>	Indeterminate zone. <i>Miogypsina</i> - <i>Eliphidium</i> . sp 14- <i>P. farsensis</i> Assemblage zone
25	Oligocene	Chattian	<i>Archaias asmaricus</i> - <i>Archaias.hensoni</i> - <i>M.complanata</i> .	<i>Archaias.asmaricus</i> - <i>Archaias.hensoni</i> - <i>M.complanatus</i> Assemblage zone
		Rupelian	<i>N.Vascus</i> - <i>N.fichteli</i> - <i>Lepidocyclina</i> - <i>Operculina</i> - <i>Ditrupa</i> - <i>Globigerina</i> spp <i>Turborotalia cerroazulensis</i> - <i>Hantkenina</i>	<i>Lepidocyclina</i> - <i>Operculina</i> - <i>Ditrupa</i> Assmblage zone <i>Globigerina</i> spp - <i>Turborotalia cerroazulensis</i> <i>Hantkenina</i> Assemblage zone

Hantkenina sp., *Haplophragmium* sp., *Lenticulina* sp., *Orbulinoides* sp., *Striate uvigerinid*, *Textularia* sp., *Triloculina tricarinata*, *Triloculina trigonula*, *Turborotalia bowerz*, *Turborotalia griffinea*, *Turborotalia pseudoampliapertura*, *Turborotalia* sp., *Uvigerina* sp.

این زیست‌زون هم‌ارز با زیست‌زون شماره ۵۵ در نوشته Wynd (1965) و زیست‌زون شماره ۴ در نوشته Adams & Bourgeois (1967) می‌باشد. سن این بایوزن بر اساس نوشته Wynd (1965) الیگوسن - میوسن و بر اساس نوشته Adams & Bourgeois (1967) ائوسن پسین - الیگوسن و میوسن پیشین می‌باشد. بر اساس مطالعات Laursen et al. (2009) و Van Buchem et al. (2010) نیز سن این زیست‌زون مربوط به ابتدای الیگوسن پیشین (روپلین) است.

2. *Lepidocyclina* - *Operculina* - *Ditrupa* Assemblage Zone

ضخامت این زیست‌زون تجمعی ۱۲۹/۵ متر بوده و در بین اعماق ۳۶۳۰/۵ تا ۳۵۰۱ متری قرار دارد. شروع این زیست‌زون بر مبنای اولین حضور *Operculina complanata* و *Lepidocyclina* sp. و انتهای آن با اولین ظهور *Miogypsina complanatus* و *Spiroclypeous blankenhorni* مشخص می‌شود.

در پژوهش حاضر، تعداد ۴۳ جنس و ۶۱ گونه از روزن‌داران کف‌زی و پلانکتون شناسایی شد (پلیت‌های ۱ و ۲) و بر اساس پراکندگی عمودی آنها پنج زیست‌زون تجمعی و یک‌زون مبهم شناسایی گردید (جدول ۲ و شکل ۲). با این توضیح، زیست‌زون‌های شناسایی شده در این پژوهش به شرح زیر هستند:

1. *Globigerina* spp. - *Turborotalia cerroazulensis* - *Hantkenina* Assemblage zone

این زیست‌زون ۷۶ متر ضخامت داشته و در بین اعماق ۳۷۰۶/۵ تا ۳۶۳۰/۵ متری قرار دارد. در این زیست‌زون فسیل *Globigerina* spp. فراوان و غالب بوده و انقراض *Turborotalia cerroazulensis* در این زیست‌زون صورت می‌گیرد. این زیست‌زون تجمعی مربوط به انتهای سازند پابده می‌باشد و با پیدایش فراوان *Globigerina* spp. مشخص می‌شود. سن این زیست‌زون الیگوسن پیشین (روپلین) است (Laursen et al., 2009) و فسیل‌های همراه آن عبارتند از:

Catapsydrax dissimilis, *Ditrupa* sp., *Eoglobigerina eobulloides*, *Eouvierina khuzestanika*, *Globanomalina ehrenbergi*, *Globanomalina* sp., *Globigerina ciperoensis fariasi*, *Globigerina* sp., *Globanomalina imitata*,

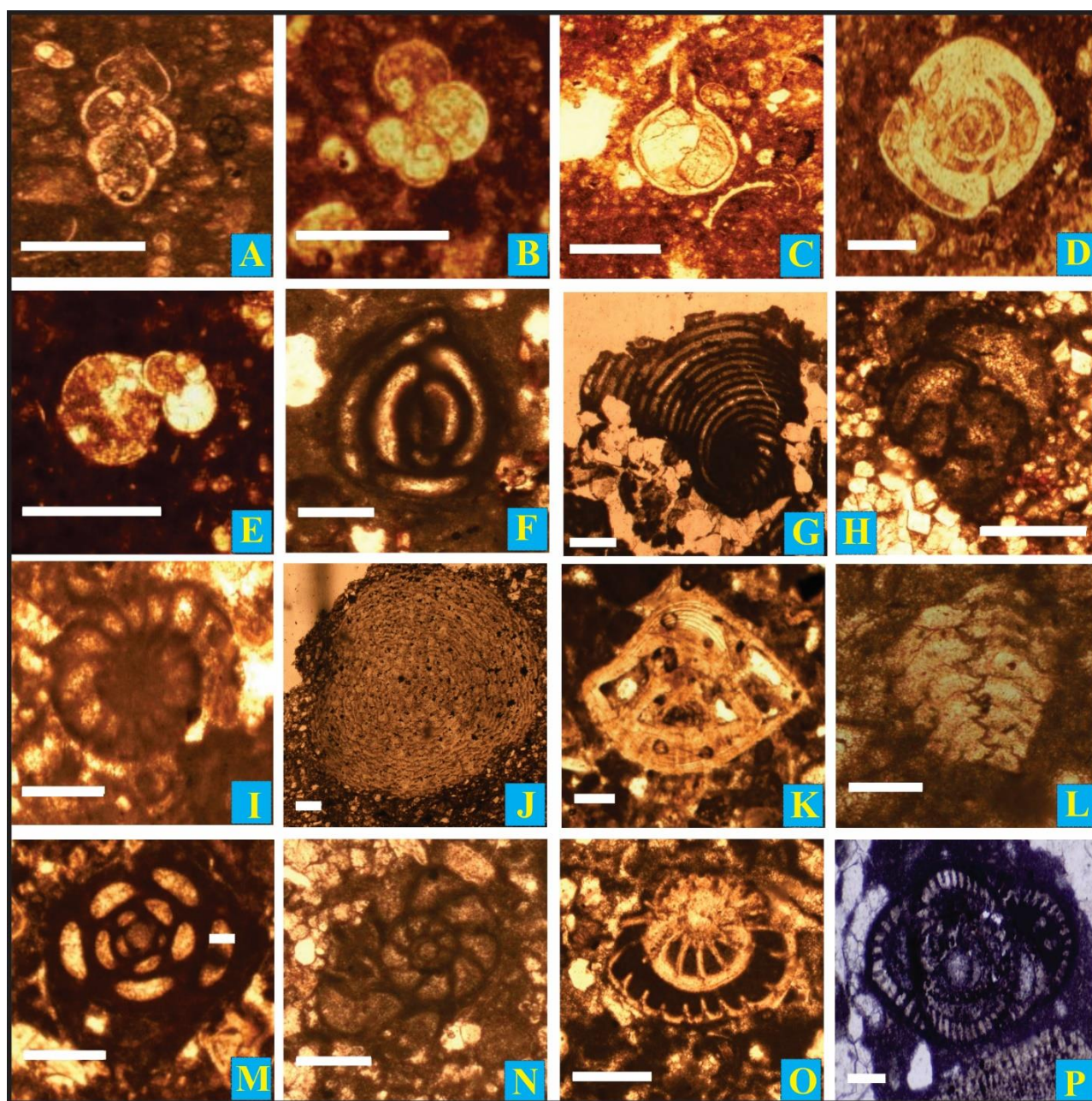


Plate 1

A) *Eouvigerina khuzestanika* (Axial section; -3703 m, scale bar: 77 mm); B) *Catapsydrax dissimilis* (Transverse section; -3703 m, scale bar: 77 mm); C) *Hankenina* sp. (Oblique section; -3705.5 m, scale bar: 77 mm); D) *Lenticulina* sp. (Axial section; -3705.5 m, scale bar: 77 mm); E) *Turborotalita boweri* (Axial section; -3701 m, scale bar: 77 mm); F) *Triloculina trigonula* (Transverse section; -3332 m, scale bar: 52 mm); G) *Peneroplis evolutus* (Transverse section; -3459 m, scale bar: 52 mm); H) *Valvulina* sp. (Axial section; -3398 m, scale bar: 52 mm); I) *Peneroplis farsensis* (Transverse section; -3421 m, scale bar: 52 mm); J) *Sphaerogypsina globula* (Equatorial Section; -3467 m, scale bar: 52 mm); K) *Asterigerina rotula* (Axial Section; -3396 m, scale bar: 52 mm); L) *Reussella spinulosa* (Axial section; -3395 m, scale bar: 52 mm); M) *Quinqueloculina* sp. (Transverse section; -3336 m, scale bar: 52 mm); N) *Dendritina rangi* (Transverse section; -3364 m, scale bar: 52 mm); O) *Elphidimm* sp. 14 (Transverse section; -3332 m, scale bar: 77 mm); P) *Austrotrillina howchini* (Transverse section; -3486 m, scale bar: 23 mm).

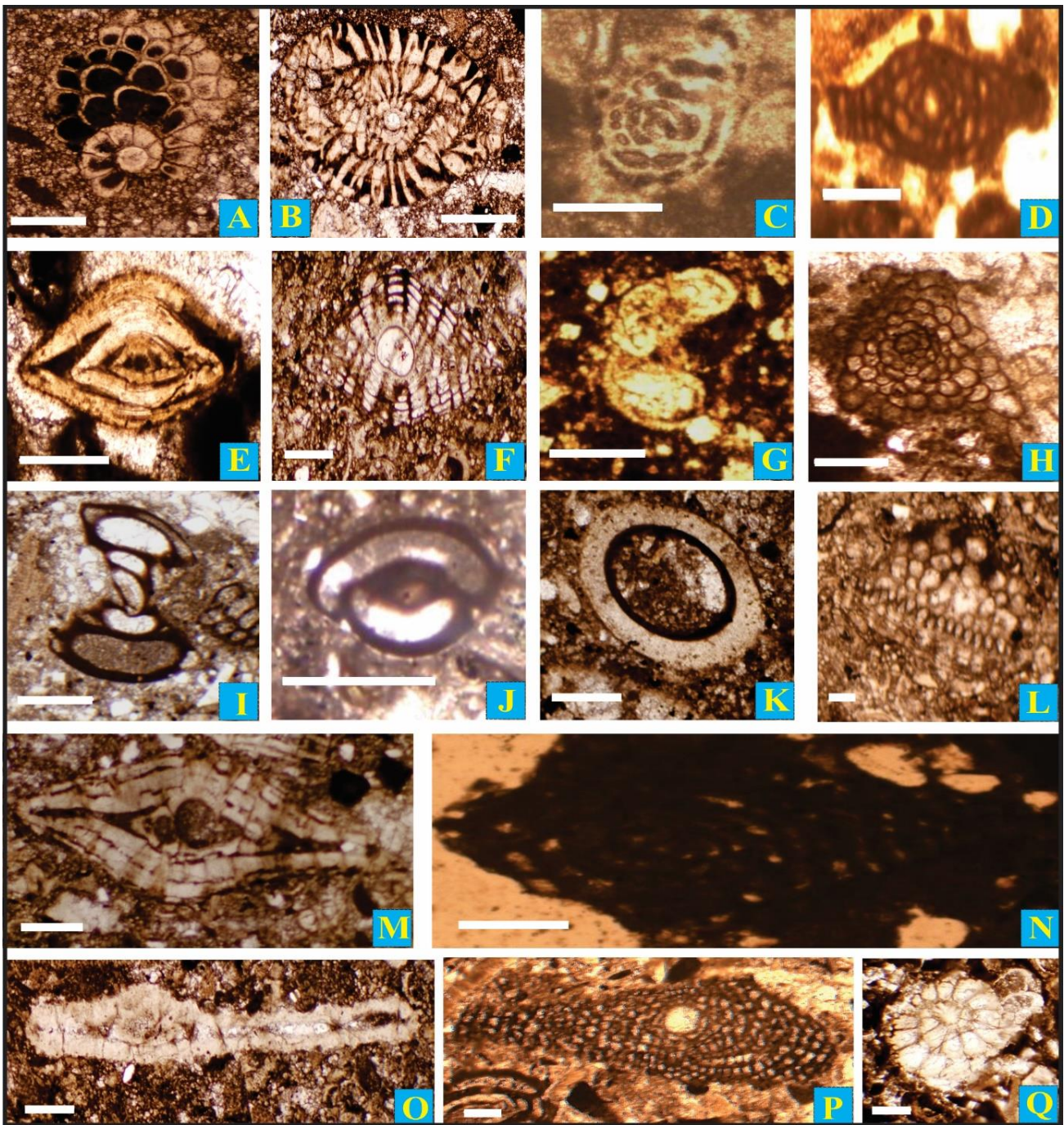
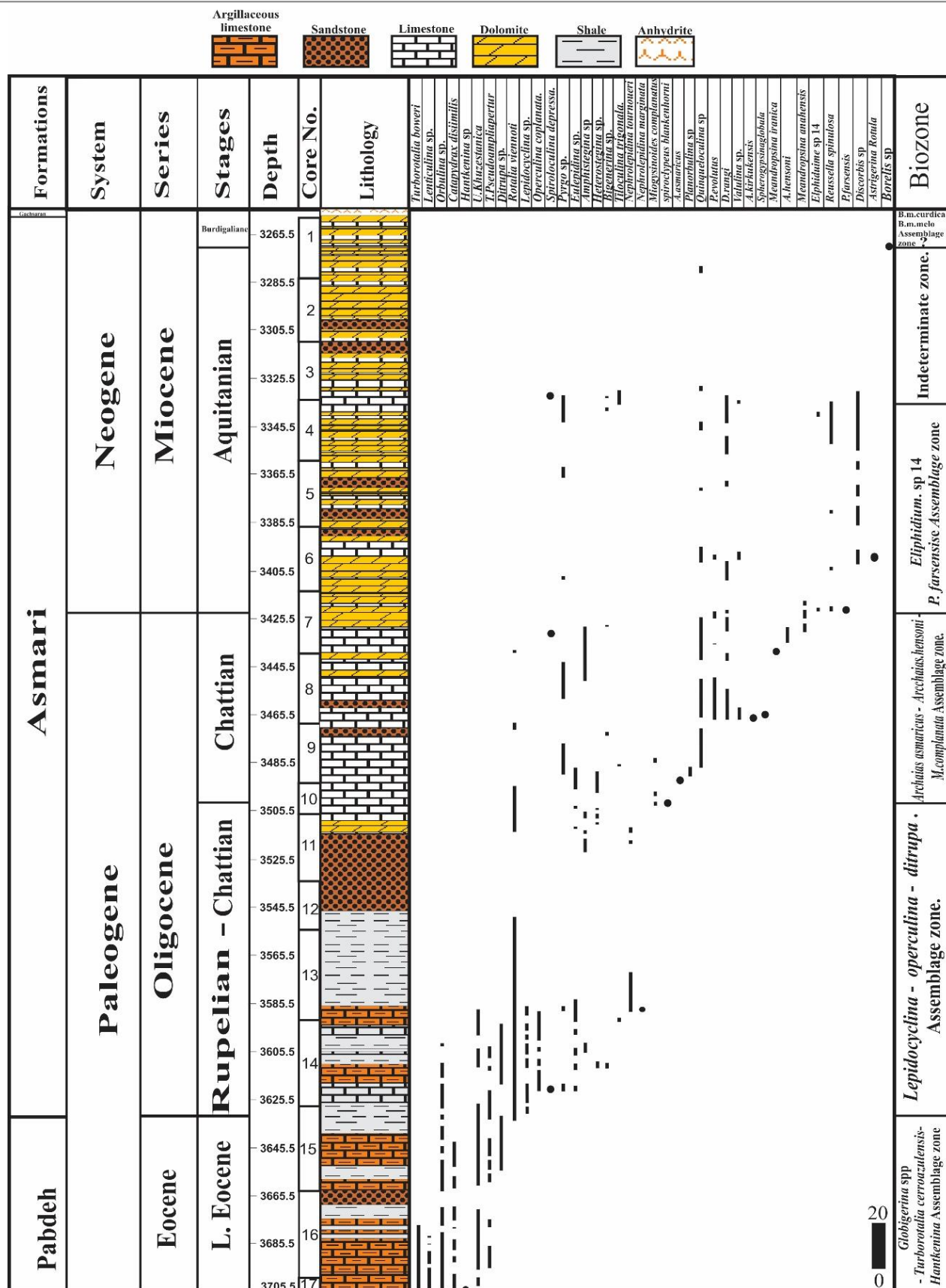


Plate 2:

A) *Miogypsinooides complanatus* (Transverse section; -3506 m, scale bar: 23 mm); B) *Heterostegina* sp. (Axial section; -3499 m, scale bar: 51 mm); C) *Borelis* sp. (Transverse section; -3267.56 m, scale bar: 51 mm); D) *Archaia* cf. *hensoni* (Axial section; -3396 m, scale bar: 51 mm); E) *Amphistegina* sp. (Axial section; -3494 m, scale bar: 51 mm); F) *Nephrolipidina tournoueri* (Axial section; -3585.75 m, scale bar: 51 mm); G) *Discorbis* sp. (Oblique section; -3373 m, scale bar: 51 mm); H) *Planorbulina* sp. (Transverse Section; -3490 m, scale bar: 51 mm); I) *Spiroloculina depressa* (Axial section; -3620.75 m, scale bar: 51 mm); J) *Pyrgo* sp. (Equatorial section; -3599.25 m, scale bar: 51 mm); K) *Ditrupa* sp. (Transverse section; -3588.25 m, scale bar: 51 mm); L) *Nephrolepidina marginata* (Axial section; -3587 m, scale bar: 23 mm); M) *Spiroclypeous blankenhorni* (Axial section; -3501 m, scale bar: 51 mm); N) *Archaia* cf. *asmaricus* (Axial section: -3436 m, scale bar: 51 mm). O) *Operculina complanata* (Axial section: -3584.5 m, scale bar: 51 mm); P) *Archaia* *Kirkukensis* (Axial section: -3468 m, scale bar: 51 mm); Q) *Rotalia veinnoti* (Transverse section; -3490 m, scale bar: 51 mm).



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی و گسترش عمودی روزن‌داران در چاه مورد مطالعه

Alveolina sp., *Amphistegina lesonii*, *Amphistegina* sp., *Archaias cf asmaricus*, *Archaias cf hensoni*, *Archaias kirkukensis*, *Austrotrillina howchini*, *Dendritina rangi*, *Eulepidina* sp., *Heterostegina costata*, *Heterostegina praecursor*, *Heterostegina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Meandropsina anahensis*, *Meandropsina iranica*, *Miliola* sp., *Miogypsinoides complanatus*, *Peneroplis evolutus*, *Planorbulina* sp., *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp., *Reussella* sp., *Rotalia viennoti*, *Schlumbergerina* sp., *Sphaerogypsina globula*, *Spiroclypeous blankenhorni*, *Spirolina cylandrica*, *Spirolina* sp., *Spiroloculina depressa*, *Textularia* sp., *Trilicoculina trigonula*, *Valvulina* sp.

4. *Miogypsina* - *Elphidium* sp. 14 - *Peneroplis farsensis* Assemblage zone

این زیست‌زون تجمعی ۸۳ متر ضخامت داشته و در بین اعماق ۳۴۲۱ تا ۳۳۳۸ متری قرار دارد. از لحاظ سنی این زیست‌زون مربوط به آکیتانین می‌باشد. شروع این زیست‌زون بر مبنای حضور - *Elphidium* sp. 14 و *Peneroplis farsensis* و انتهای آن با کاهش مجموعه فسیلی که به زون مبهم معروف است مشخص می‌شود. این گستره تجمعی هم‌ارز زیست‌زون شماره ۵۹ در نوشته Wynd (1965)، زیست‌زون SB24 در نوشته Cahuzac & Poignant (1997) و زیست‌زون تجمعی *Miogypsina*-*Elphidium* sp.14-*Peneroplis farsensis* در نوشته (2010) Van Buchem et al. و (2009) Laursen et al. می‌باشد. مشابه این زیست‌زون را نظافت و همکاران (۱۳۸۹) از تاقدیس خویز و محمدی و همکاران (۱۳۹۴) از تاقدیس ماله‌کوه گزارش داده‌اند. مجموعه فسیل‌های موجود در این زیست‌زون شامل فسیل‌های زیر است:

Amonia sp., *Archaias kirkukensis*, *Archaias operculiniformis*, *Asterigerina rotula*, *Austrotrillina howchini*, *Bigenerina* sp., *Borelis* sp., *Dendritina rangi*, *Discorbis* sp., *Elphidium* sp., *Elphidium* sp.14, *Haplophragmium* sp., *Miogypsinoides* sp., *Peneroplis farsensis*, *Pyrgo*

به لحاظ سنی این زیست‌زون مربوط به روپلین - شاتین می‌باشد. این گستره مطابق با زیست‌زون شماره ۵۶ در نوشته Wynd (1965)، زیست‌زون تجمعی شماره ۳ در نوشته Adams & Bourgeois (1967) و زیست‌زون SB22 در نوشته Cahuzac & Poignant (1997) می‌باشد. این بایوزن دربردارنده مجموعه فسیل‌های زیر می‌باشد:

Amphistegina sp., *Asterigerina* sp., *Bigenerina* sp., *Ditrupea* sp., *Eouvirgerina khuzestanika*, *Eulepidina* sp., *Globanomalina* sp., *Globigerina* sp., *Heterostegina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Nephrolepidina marginata*, *Nephrolepidina tournoueri*, *Operculina complanata*, *Operculina* sp., *Polymorphidina* sp., *Pyrgo* sp., *Rotalia viennoti*, *Spiroloculina depressa*, *Spiroloculina* sp., *Textularia* sp., *Trilicoculina trigonula*, *Valvulina* sp.

3. *Archaias asmaricus* - *Archaias hensoni* - *Miogypsinoides complanatus* Assemblage zone

این زیست‌زون ۸۰ متر ضخامت داشته و در بین اعماق ۳۵۰۱ تا ۳۴۲۱ متری قرار دارد. شروع این زیست‌زون بر مبنای اولین حضور گونه‌های *Miogypsinoides complanatus* و *Spiroclypeous blankenhorni* و انتهای آن با اولین حضور - *Elphidium* sp.14 و *Peneroplis farsensis* و ناپدید شدن *Archaias* مشخص می‌شود. به لحاظ سنی این زیست‌زون دارای سن شاتین می‌باشد. این زون تجمعی هم‌ارز زیست‌زون شماره ۵۸ در نوشته Wynd (1965)، زیرزون 2B *Archaias asmaricus* در نوشته Adams & Bourgeois (1967)، زیست‌زون SB23 در نوشته Cahuzac & Poignant (1997) و زیست‌زون تجمعی *Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni*-*Miogypsinoides complanatus* Assemblage zone در نوشته Laursen et al. (2009) می‌باشد. مجموعه فسیل‌های موجود در این زیست‌زون نیز شامل فسیل‌های زیر است:

زیست‌زون تجمعی *Borelis melo curdica*-*Borelis melo melo* در نوشته Laursen et al. (2009) در نظر گرفته می‌شود. این زیست‌زون در دیگر چاه‌های میدان نفتی مارون نیز مشاهده شده است. این زیست‌زون معادل زیست‌زون شماره ۶۱ در نوشته Wynd (1965)، زیست‌زون شماره ۱ در نوشته Adams & Bourgeois (1967) و زیست‌زون Sb25 در نوشته Cahuzac & Poignant (1997) می‌باشد.

بنابر توضیحات فوق، سن سازند آسماری در این پژوهش و در گستره مجموع شش زیست‌زون معرفی شده روپلین - شاتین تا بوردیگالین؟ تعیین گردیده است.

تطابق چینه شناسی

برش چینه شناسی ماله کوه در جنوب شرقی لرستان قرار دارد. ضخامت سازند آسماری در این برش، ۳۱۰ متر بوده و مرز پایینی آن سازند کربناتی شهبازان به صورت همیش و فرسایشی بوده و با یک ناپوستگی موازی و آشکار در زیر سازند گچساران قرار می‌گیرد (شکل‌های ۳ و ۴). سن سازند آسماری در این برش آکیتانین - بوردیگالین تعیین شده است (محمدی و همکاران، ۱۳۹۴). چاه میدان نفتی مارون در فروافتادگی دزفول قرار دارد و سازند آسماری در آن دارای ۳۷۰/۵ متر ضخامت می‌باشد. مرز زیرین آن سازند پابده و مرز بالای آن سازند گچساران می‌باشد (شکل ۴ و ۳). هر دو مرز پایینی و بالایی به صورت پیوسته بوده و سن سازند آسماری در این چاه، روپلین - بوردیگالین؟ می‌باشد. چاه میدان نفتی قلعه نار در فروافتادگی دزفول شمالی قرار دارد، ضخامت سازند آسماری در این چاه ۴۳۰ متر بوده و مرز زیرین آن سازند پابده و مرز بالایی آن سازند گچساران می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴). هر دو مرز بالا و پایین این سازند به صورت پیوسته و سن سازند آسماری در این چاه روپلین - بوردیگالین تعیین

sp., *Quinqueloculina* sp., *Reussella* sp., *Spirolina* sp., *Valvulina* sp.,

5. Indeterminate zone

این پهنه ۷۰/۴۴ متر ضخامت داشته و در بین اعماق ۳۳۳۸ تا ۳۲۶۷/۵۶ متری قرار دارد. مشخصه این پهنه کاهش مجموعه فسیلی است و به لحاظ موقعیت چینه‌شناسی مربوط به آکیتانین می‌باشد. فسیل‌های موجود در این پهنه بسیار محدود بوده و عمدتاً متشکل از روزن‌داران با پوسته پورسلانوز و میلیولیدهای غیرقابل شناسایی بوده و به زون مبهم معروف است. با توجه به این که این پهنه بر مبنای جایگاه چینه شناسی معرفی شده و فاقد فسیل شاخص سنی می‌باشد، در چاه مورد مطالعه معادل با Indeterminate zone در نوشته Laursen et al. (2009) در نظر گرفته می‌شود. این گستره در چاه مورد مطالعه در قسمت بالایی سازند آسماری مشاهده شده و شامل فسیل‌های همراه زیر است:

Dendritina rangi, *Discorbis* sp., *Elphidium* sp., *Lithophyllum* sp., *Miliola* sp., *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp., *Spirolina* sp., *Triloculina trigonula*.

6. *Borelis melo curdica* - *Borelis melo melo* Assemblage zone?

این زیست‌زون مربوط به قسمت انتهایی سازند آسماری است. شروع این زیست‌زون بر مبنای ظهور *Borelis* spp. بوده و تا انتهای سازند آسماری ادامه دارد. این زیست‌زون دارای ۷/۵۶ متر ضخامت است و در بین اعماق ۳۲۶۷/۵۶ تا ۳۲۶۰ متری قرار دارد. از آن جا که فسیل *Borelis* در چاه مورد مطالعه فقط در یک لایه مشاهده شده و آن هم با احتمال و صرفاً در یک مقطع نازک و از طرفی توالی‌های سازند آسماری در فروافتادگی دزفول کامل می‌باشد و در این چاه پدیده دیاژنز به شدت تأثیرگذار بوده و سبب از بین بردن فسیل‌ها شده است، لذا بر مبنای شواهد و آثار *Borelis* spp. این قسمت معادل با سن بوردیگالین؟ و

شده است (ذیحی زوارم و همکاران، ۱۳۹۴). سازند آسماری در برش چینه شناسی مشکان (زیرپهنه فارس نیمه ساحلی) ۳۵۰ متر ضخامت داشته و مرز زیرین آن با سازند پابده و مرز بالایی آن با سازند رازک به صورت پیوسته و همشیب قرار گرفته است (شکل‌های ۳ و ۴). سن سازند آسماری در این برش روپلین تا شاتین می‌باشد (صادقی و همکاران، ۱۳۹۳). این برش در فاصله کمتری نسبت به لبه پهنه زاگرس چین خورده قرار گرفته است. همچنین نزدیک بودن ناحیه در زمان رسوب‌گذاری به لبه پهنه زاگرس رورانده (مرتفع) موجب تشکیل نهشته‌های آواری در ناحیه و تشکیل سازند رازک شده است. در برش چینه شناسی فیروزآباد (فارس ساحلی) سازند آسماری ۱۴۸ متر ضخامت دارد و مرزهای زیرین و بالایی آن با سازندهای پابده و گچساران به صورت تدریجی و پیوسته می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴). سن این سازند روپلین تا شاتین تعیین شده است (کلنات و همکاران، ۱۳۸۹). برش فیروزآباد در فاصله بیشتری نسبت به لبه حوضه زاگرس و در فارس ساحلی نهشته شده است. در این برش رسوب‌گذاری سازند آسماری تا شاتین ادامه پیدا می‌کند و سپس با کم عمق شدن حوضه و پس‌روی آب، سازند گچساران روی سازند آسماری را می‌پوشاند. به دلیل دور بودن این ناحیه از راندگی زاگرس و عدم ورود مواد آواری به درون حوضه، سازند تبخیری گچساران به جای سازند رازک تشکیل شده است. تطابق زیست‌چینه‌ای بایوزن‌های شناسایی شده در چاه میدان نفتی مارون با برش‌های ماله‌کوه، چاه میدان نفتی قلعه نار، برش مشکان و برش فیروزآباد بر اساس زیست‌زون‌های Laursen et al. (2009) به شرح زیر است:

زیست‌زون شماره ۱: این زیست‌زون در برش‌های میدان نفتی مارون، میدان نفتی قلعه نار و برش مشکان دیده شده است. این زیست‌زون مربوط به انتهای سازند پابده

(قسمت بالایی سازند پابده) و بخش پایینی سازند آسماری و در مرز بین دو سازند وجود دارد. سن این زیست‌زون ائوسن پایانی؟- الیگوسن پیشین است (جدول ۲ و شکل‌های ۳ و ۴).

زیست‌زون شماره ۲: این زیست‌زون در برش فیروزآباد و برش مشکان مشاهده شده و در برش مورد مطالعه و سایر برش‌های نام برده شده گزارش نشده است. به لحاظ سنی این زیست‌زون مربوط به الیگوسن پیشین (روپلین) می‌باشد (جدول ۲ و شکل‌های ۳ و ۴).

زیست‌زون شماره ۳: این زیست‌زون در برش‌های چاه میدان نفتی قلعه نار، چاه میدان نفتی مارون و برش فیروزآباد وجود دارد. به لحاظ سنی این زیست‌زون در محدوده روپلین - شاتین قرار دارد (جدول ۲ و شکل‌های ۳ و ۴).

زیست‌زون شماره ۴: این زیست‌زون در برش‌های فیروزآباد، مشکان، چاه میدان نفتی قلعه نار و میدان نفتی مارون مشاهده شده است. به لحاظ سنی این زیست‌زون مربوط به الیگوسن پسین (شاتین) است (جدول ۲ و شکل‌های ۳ و ۴).

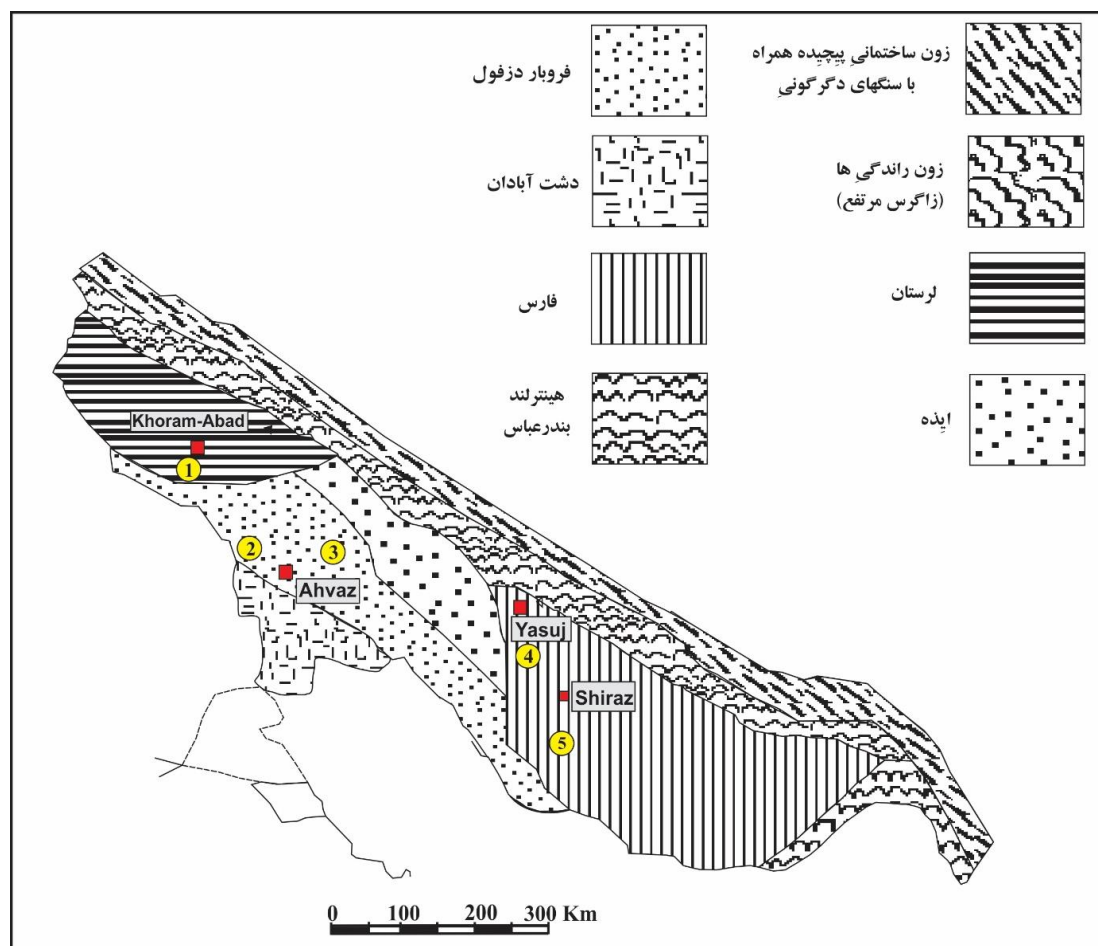
زیست‌زون شماره ۵: این زیست‌زون در برش‌های ماله‌کوه و برش میدان نفتی قلعه نار و میدان نفتی مارون مشاهده شده است. این زیست‌زون مربوط به آکیتانین می‌باشد (جدول ۲ و شکل‌های ۳ و ۴).

زون مبهم: این زیست‌زون فقط در برش میدان نفتی مارون شناسایی شده و در سایر برش‌ها مشاهده نگردیده است. این زیست‌زون بر مبنای جایگاه چینه شناسی نشان دهنده سن آکیتانین می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۳).

زیست‌زون شماره ۷: این بایوزن در برش‌های ماله‌کوه، چاه میدان نفتی قلعه نار و چاه میدان نفتی مارون؟ مشاهده گردیده است. این برش مربوط به قسمت بالایی سازند آسماری به سن بوردیگالین می‌باشد (جدول ۲ و شکل‌های ۳ و ۴).

شد مرزهای زیرین و بالایی سازند آسماری در برش‌های نام برده یکسان نمی‌باشد و شاید فرآیندهای تکتونیکی حاکم بر منطقه در زمان رسوب‌گذاری سبب تغییرات ساختاری و رخساره‌ای در نواحی مختلف زاگرس شده باشد.

مقایسه برش‌های یاد شده نشان می‌دهد سن رسوب‌گذاری سازند آسماری در پهنه فارس الیگوسن (روپلین تا شاتین)، در فروافتادگی دزفول الیگوسن (روپلین - شاتین) تا میوسن (آکتانین - بوردیگالین) و در پهنه لرستان میوسن (آکتانین تا بوردیگالین) بوده است. همچنین در این مطالعه مشخص

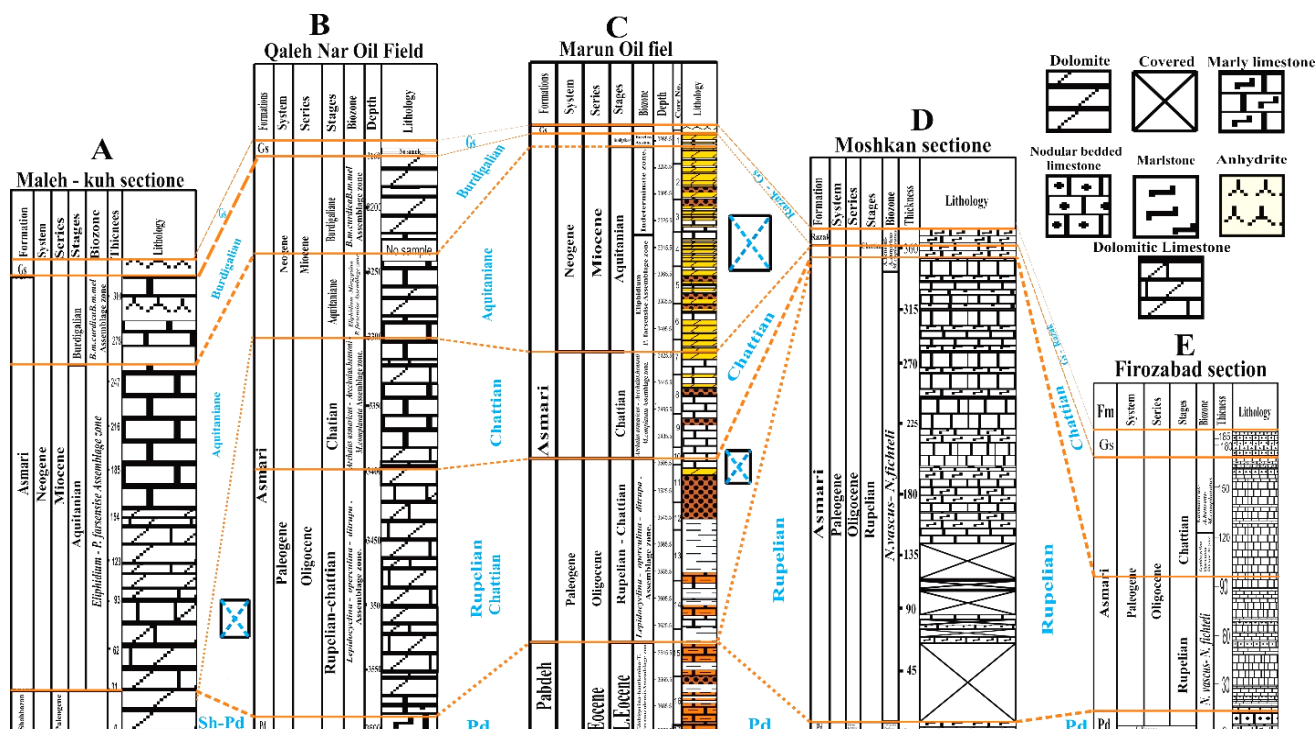


شکل ۳: موقعیت جغرافیایی برش‌های ماله کوه (۱)، چاه میدان نفتی قلعه نار (۲)، چاه میدان نفتی مارون (۳)، برش مشکان (۴) و برش فیروزآباد (۵)

مطالعه شناسایی گردید که متعلق به محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش دور از ساحل و بخش نزدیک به ساحل)، پشته ماسه‌ای و رمپ درونی (ریف کومه‌ای، لاگون نیمه محصور و محصور و پهنه کشندی) بودند. رخساره‌های تعیین شده از بخش‌های عمیق به طرف بخش کم عمق حوضه به ترتیب زیر شرح داده می‌شوند (شکل‌های ۵، ۶ و ۷):

ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری

پس از مطالعات دیرینه شناسی و زیست چینه‌نگاری، تعداد ۱۵۰ مقطع نازک که اغلب از مغزه‌های حفاری تهیه شده بودند، از دیدگاه ریزرخساره‌شناسی به طور دقیق مورد بررسی قرار گرفتند. با بررسی ویژگی‌هایی مانند بافت رسوبی، ساختارهای رسوبی، عناصر اسکلتی و غیراسکلتی تعداد ۱۲ ریزرخساره برای سازند آسماری در چاه مورد



شکل ۵: تطابق چینه‌ای برش‌های A: برش ماله کوه (محمدی و همکاران، ۱۳۹۴)، B: چاه میدان نفتی قلعه نار (ذبیحی زوارم و همکاران، ۱۳۹۴)، C: چاه میدان نفتی مارون، D: برش مشکان (فروزنده و همکاران، ۱۳۹۳)، E: برش فیروزآباد (کلنات و همکاران، ۱۳۸۹)

پهنه نورانی را نشان می‌دهد (Cosovic *et al.*, 2004). از طرفی فراوانی روزن‌داران پلانکتون وجود شرایط عمیق دریایی و ژرفای بیشتر از ۲۰۰ متر را نشان می‌دهد (Geel, 2000). روزن‌داران پلانکتون و کوکولیتوورها، مولد اغلب رسوبات پلاژیک در آب‌های گرم الیگوتروفیک و مزوتروفیک می‌باشد (Mutti & Hallock, 2005). فراوانی گونه‌های پلانکتون نشان دهنده شرایط عمیق و یا حداقل کاهش تولید موجودات کفزی را پیشنهاد می‌کند (Pomar *et al.*, 2014). همچنین فراوانی گل آهکی در این ریزرخساره نشان دهنده انرژی هیدرودینامیکی پایین و محیطی کم انرژی می‌باشد (Brigaud *et al.*, 2009). از طرفی انرژی کم محیط به رسوب‌گذاری زیر سطح اساس امواج طوفانی (SWB) اشاره می‌کند (Cosovic & Drobne, 2004). این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۳ و کمربند استاندارد شماره ۱ در نوشته

1 MF: وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران پلانکتون

اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره را روزن‌داران پلانکتون بدون کیل مانند *Turborotalia*، *Globigerina* و *Orbulinids* تشکیل داده است. اجزای فرعی این ریزرخساره را با تعداد کم *Textularia*، *Lenticulina* و *Hantkenina* تشکیل داده است. بافت سنگ پکستون و خمیره آن به صورت میکرایتی می‌باشد. از ویژگی‌های بارز این ریزرخساره نبود روزن‌داران کفزی بزرگ و جلبک قرمز می‌باشد (شکل ۵).

تفسیر: حضور فراوان روزن‌داران پلانکتون با زمینه میکرایتی، بافت ریز دانه و نبود ساخت‌های رسوبی نشان دهنده شرایط عمیق، آرام و شوری عادی دریایی می‌باشد (Cosovic *et al.*, 1989؛ Buxton & Pedley, 2004؛ Flügel, 2010). حضور روزن‌داران پلانکتون بدون جلبک قرمز و روزن‌داران بزرگ همزیست‌دار حد زیرین

در عمیق‌ترین بخش‌های پهنه نورانی تشکیل شده است. این ریزرخساره زیر سطح اساس امواج طوفانی (بین قاعده امواج عادی و طوفانی) تشکیل شده است. مشابه این ریزرخساره را از حوضه‌های زاگرس ایران و جنوب شرق اسپانیا گزارش شده است (Vaziri-Geel, 2000; Moghadam et al., 2006). با توجه به حضور روزن‌داران پلانکتون همراه با روزن‌داران کشیده با دیواره هیالین نازک این ریزرخساره مربوط به مرز بین رمپ بیرونی و رمپ میانی (قسمت دور از ساحل رمپ میانی) می‌باشد (Cosovic et al., 2004). این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد شماره ۴ در نوشته Wilson (1975) و رخصاره شماره ۷ در نوشته Buxton & Pedley (1989) و RMF7 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد.

MF 3: وکستون - پکستون (فلوتستون) حاوی نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده

اجزای اصلی این ریزرخساره را روزن‌داران کف‌زی بزرگ و کشیده با دیواره هیالین خانواده نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده (*Eulepidina*, *Operculina* و *Heterostegina*) تشکیل می‌دهند. دیگر اجزای فرعی این ریزرخساره را از *Pyrgo*, *Spiroloculina*, *Textularia* و اکتینوئید تشکیل شده است. زمینه این ریزرخساره میکرایت و بافت سنگ وکستون است ضمن این که به دلیل درشت بودن اندازه فسیل‌ها (بزرگتر از دو میلی‌متر) می‌تواند به عنوان فلوتستون نیز در نظر گرفته شود (شکل ۵).

تفسیر: حضور لپیدوسیکلینیده‌ها (*Eulepidina* و *Nephrolepidina*) و نومولیتیده‌های بزرگ و کشیده با دیواره نازک (*Operculina* و *Heterostegina*) و حفظ شدگی خوب در یک زمینه میکرایتی نشان دهنده شرایط دریایی با شوری عادی و انرژی کم تا متوسط (Flügel, 2010) و حضور فرم‌های کشیده *Lepidocyclina* حاکی از

Wilson (1975)، رخصاره شماره ۸ در نوشته Buxton & Pedley (1989)، RMF5 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد. محیط تشکیل این ریزرخساره رمپ خارجی و مربوط به بخش بالایی سازند پابده می‌باشد. مشابه این ریزرخساره را Vaziri-Moghadam et al. (2010) از حوضه زاگرس گزارش داده است.

MF 2: وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی بزرگ و روزن‌داران پلانکتون

اجزای اصلی این ریزرخساره را روزن‌داران کف‌زی بزرگ نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده (*Eulepidina*, *Operculina* و *Heterostegina*) همراه با روزن‌داران پلانکتون همچون *Globigerina* و *Orbulinid* تشکیل می‌دهد. اجزای فرعی این ریزرخساره را دو کفه‌ای‌های بزرگ و کشیده همراه با *Ditrupea* تشکیل می‌دهد. بافت سنگ وکستون تا پکستون - فلوتستون و زمینه آن به صورت میکرایتی می‌باشد (شکل ۵).

تفسیر: پیدایش همزمان روزن‌داران پلانکتون و کف‌زی بزرگ با دیواره هیالین (نومولیتیده‌های بزرگ و پهن و فرم‌های بزرگ و مسطح *Eulepidina* بزرگ و کشیده) حاوی همزیست با روزن‌داران پلانکتون نشان دهنده عمیق‌ترین بخش از حد پایینی منطقه نورانی می‌باشد (Geel, 2000; Romero et al., 2002). با توجه به حضور روزن‌داران کشیده با پوسته هیالین و همراهی آنها با روزن‌داران پلانکتون، این ریزرخساره در قسمت انتهایی رمپ میانی در پایین‌ترین بخش پهنه نورانی در بین قاعده تأثیر امواج عادی و طوفانی نهشته شده است (Romero et al., 2002؛ Corda & Brandano, 2003). زمینه گلی و حضور روزن‌داران پلانکتون در این ریزرخساره نشان دهنده عمیق بودن آن می‌باشد. بنابراین این ریزرخساره در شرایط آرام و کم انرژی دریای باز بین بخش دور از ساحل رمپ میانی و

ته‌نشست این ریزرخساره در پایین پهنه نورانی می‌باشد (Corda & Brandano, 2003). سالم ماندن و حفظ شدگی خوب این فسیل‌ها بیانگر محیط دریای باز با انرژی متوسط تا کم و قرار گرفتن در زیر سطح امواج عادی می‌باشد. همچنین فرم‌های بزرگ و مسطح *Eulepidina* و نومولیت‌ها شاهی بر رسوب‌گذاری در شرایط نیمه نورانی است (Bassi et al., 2007). وجود لپیدوسیکلینیدها و نومولیت‌ها با شکل پهن نشان دهنده رسوب‌گذاری این ریزرخساره در داخل پهنه نورانی و در قسمت دور از ساحل رمپ میانی می‌باشد (Hottinger, 1980, 1983; Hohenegger, 1996; Nebelsick et al., 2005; Brandano et al., 2009; Bassi et al., 2007). فرم‌های بزرگ و مسطح *Eulepidina*، همچنین نومولیت‌ها در بخش‌های عمیق از کف دریا و منطقه نیمه نورانی رشد می‌کنند (Hottinger, 1997; Pomar et al., 2014). فراوانی موجودات با شوری عادی دریایی مانند روزن‌داران بزرگ هیالین منفذدار (*Heterostegina* و *Eulepidina*) حاکی از تشکیل شدن این ریزرخساره در بخش‌های عمیق رمپ میانی، بین قاعده تأثیر امواج طوفانی و قاعده امواج عادی می‌باشد (Romero et al., 2002). بر مبنای فراوانی روزن‌داران بزرگ و مسطح مناطق عمیق (*Operculina*) چنین تفسیر می‌شود که تجمعات زیستی در رمپ میانی در منطقه نیمه نورانی نهشته شده‌اند (Romero et al., 2002; Corda & Brandano, 2003; Renema & Troelstra, 2001; Pomar et al., 2014; Brandano et al., 2008). جنس *Operculina* شاخص اعماق ۱۵ تا ۱۵۰ متری و بستر نرم این اعماق می‌باشد (Geel, 2000) و در عمیق‌ترین بخش‌های حوضه تا مرز زیرین پهنه نورانی سکونت داشته است (Romero et al., 2002). جنس *Heterostegina* در آب‌های ساکن (بدون تلاطم) در قسمت‌های محافظت شده، کم انرژی و بسیار کم عمق و بر روی لایه‌های سخت زیست

می‌کند و معمولاً در زیر لایه سخت و یا به صورت متصل و تا عمق ۸۵ متری وجود دارد (Hohenegger et al., 1999; Geel, 2000).

به باور Hallock (1979) و Hottinger (1997) این روزن‌داران در محیط‌های گرمسیری تا نیمه گرمسیری در محدوده وسیعی از اعماق متفاوت زیست می‌کنند، اما به طور خاص در اعماق ۴۰ تا ۷۰ متری فراوان می‌باشند. پوسته‌های بزرگ و مسطح روزن‌داران برای زندگی در محیط‌های پرانرژی مناسب نیستند، زیرا آشفته‌گی کم آب سبب شناور شدن آنها می‌شود (Rasster et al., 2005). این ریزرخساره با توجه به حضور روزن‌داران بزرگ همزیست‌دار کشیده و با دیواره هیالین نازک، مربوط به بخش دور از ساحل رمپ میانی می‌باشد (Cosovic et al., 2004). این ریزرخساره معادل ریزرخساره شماره ۷ در نوشته Buxton & Pedley (1989)، ریزرخساره استاندارد ۴ در نوشته Wilson (1975) و RMF9 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد.

MF 4: وکستون - پکستون حاوی لپیدوسیکلینیدها

اجزای اصلی این ریزرخساره را لپیدوسیکلینیدها (*Nephrolepidina*) با شکل عدسی و در بعضی نمونه‌ها به کشیده تشکیل داده‌اند. دیگر اجزای تشکیل دهنده این رخساره را اکیونئید، دوکفه‌ای و *Textularia* تشکیل داده است. خمیره این ریزرخساره میکرایت و بافت آن وکستون و در بعضی مقاطع وکستون - پکستون می‌باشد (شکل ۵).

تفسیر: *Lepidocyclina* به صورت منفذدار و همزیست‌دار در عمق ۸۰ تا ۱۴۰ متری و بر روی هر دو بستر سخت و نرم آزادانه زندگی می‌کند (Hohenegger et al., 1999; Geel, 2000). شکل‌های پهن و کشیده با دیواره نازک در آب‌های عمیق و آرام با شوری عادی دریا در بخش پایین پهنه نورانی زندگی می‌کنند و شکل‌های عدسی مانند و کوچک با دیواره ضخیم‌تر در آب‌های کم عمق با

آشفستگی زیاد و درجه شوری بالاتر زیست می‌کنند (Geel, 2000). انواع کوچک آن‌ها نیز در محیط لاگون با انرژی کم و زیاد یافت می‌شوند (Kumar & Sarawati, 1997). افزایش ضخامت در دیواره این فسیل‌ها حاکی از افزایش نور و انرژی و قرار گرفتن در قسمت پایینی پهنه نورانی بالایی است. روتالیدهای بزرگ مانند *Spiroclypeous* و *Nephrolepidina* نشان دهنده شرایط مزوفوتیک از پهنه نیمه نورانی می‌باشد (Brandano et al., 2009). با توجه به این که میکروفسیل‌های *Lepidocyclina* موجود در این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره‌های قبلی عدسی شکل و با دیواره و پوسته‌ای ضخیم‌تر می‌باشند و از طرفی میزان گل در زمینه این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره‌های قبلی کمتر است، لذا این رخساره مربوط به ناحیه دریای باز تا قسمت کم عمق (نزدیک به ساحل) از رمپ میانی می‌باشد. محیط تشکیل این ریزرخساره مربوط به رمپ میانی و معادل RMF9 در نوشته Flügel (2010) و رخساره شماره ۷ در نوشته Buxton & Pedley (1989) و ریزرخساره استاندارد ۴ در نوشته Wilson (1975) می‌باشد.

MF5: پکستون - گریستون حاوی روزن‌داران هیالین

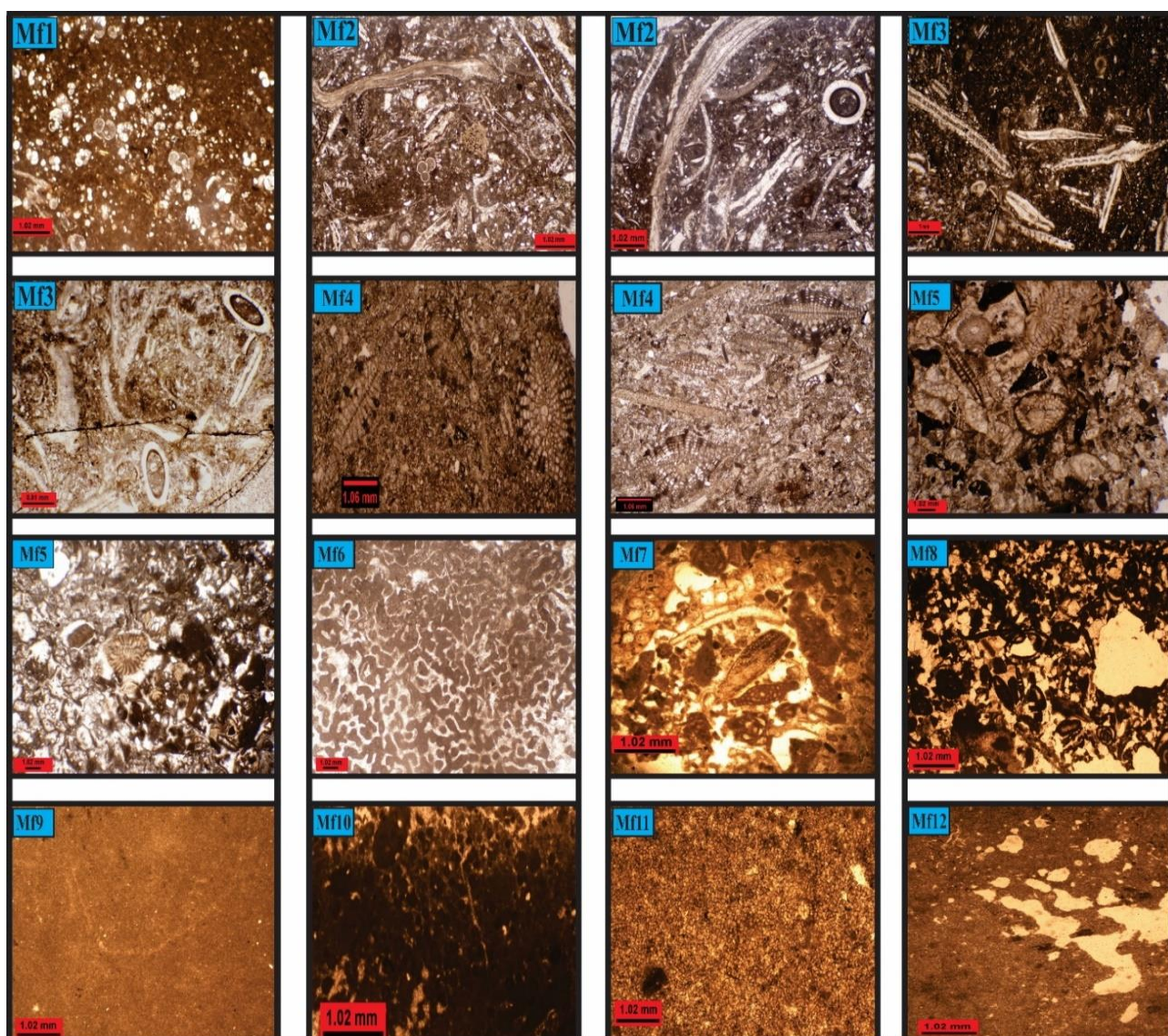
این ریزرخساره متشکل از روزن‌داران کفزی با پوسته هیالین می‌باشد. بافت این ریزرخساره پکستون تا گریستون و زمینه میکرایت تا اسپارایت است. اجزای اصلی این ریزرخساره *Heterostegina* و *Miogypsinoides* می‌باشند. سایر اجزای این ریزرخساره را *Rotalia viennoti*، *Amphistegina*، *Astrigerina*، جلبک قرمز و اکیونئید تشکیل می‌دهند (شکل ۵).

تفسیر: حضور *Miogypsinoides* بیانگر شوری عادی آب دریا و عمق کمتر از ۵۰ است (Geel, 2000). روزن‌دارانی مانند *Heterostegina* و *Amphistegina* در محیط‌های نیمه گرمسیری تا گرمسیری در محدوده وسیعی از اعماق

متفاوت زیست می‌کنند و در پهنه‌های نیمه نورانی پایینی و بالایی محیط‌های گرمسیری دیده شده، اما به طور معمول در بین اعماق ۴۰ تا ۷۰ متر فراوان‌ترند (Hallock & Hottinger, 1986؛ Glenn, 1999؛ Brandano et al., 1997). همچنین این دو جنس شاخص محیط‌های آب گرم هستند. جنس *Amphistegina* نشان دهنده عمق بیشتر از ۲۰ متر است (Brandano et al., 2008). همچنین این جنس با دیواره نازک و پهن تا عدسی شکل در بین اعماق ۴۰ تا ۱۸۰ متری زیست می‌کند و دیواره ضخیم‌تر آنها خاص قسمت‌های کم عمق تر می‌باشد (Romero et al., 2002). با کاهش عمق آب فرم‌هایی با دیواره ضخیم‌تر (در اعماق کمتر از ۳۰ متر) غلبه پیدا می‌کنند (Hallock & Pomar, 2008). فرم‌های عدسی شکل این دسته از روزن‌داران همراه با جلبک قرمز، رسوب‌گذاری در محیط الیگوفوتیک تا مزوفوتیک از پهنه نیمه نورانی را نشان می‌دهد (Corda & Brandano, 2003؛ Bassi et al., 2007). اندازه کوچک و ضخیم بودن فسیل‌های این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره‌های قبلی و زمینه اسپارایتی آن نشان دهنده محیط کم عمق و پرانرژی‌تر می‌باشد. لذا این ریزرخساره مربوط به محیط پشته ماسه‌ای و مرز بین رمپ میانی و رمپ درونی می‌باشد. این ریزرخساره معادل با کمر بند ۶ و ریزرخساره شماره ۱۱ در نوشته Wilson (1975)، ریزرخساره شماره ۳ در نوشته Buxton & Pedley (1989) و RMF26 و RMF27 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد.

MF6: کورال باندستون (بافلستون)

این ریزرخساره به طور کامل از مرجان تشکیل شده است. زمینه این ریزرخساره به وسیله سیمان اسپارایتی پر شده و ویژگی بارز آن بافت متصل مرجانی و عدم همراهی هیچ نوع زیست‌مند دیگری است.



شکل ۵: ریزرخساره‌های چاه مورد مطالعه: MF1 (وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران پلانکتون); MF2 (وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ و روزن‌داران پلانکتون); MF3 (وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده); MF4 (وکستون - پکستون حاوی لپیدوسیکلینیده); MF5 (پکستون تا گرینستون حاوی روزن‌داران هیالین); MF6 (کورال باندستون); MF7 (پکستون - گرینستون حاوی روزن‌داران با پوسته هیالین و پورسلانوز); MF8 (پکستون تا گرینستون حاوی *Dendritina*، میلیولید و پلوئید); MF9 (مادستون); MF10 (وکستون - پکستون پلوئیدی); MF11 رخساره دولومیت (دولوستون); MF12 (دولومادستون با تخلخل فنسترال).

Pedley (1989) و RMF15 در نوشته Flügel (2010) است و به محیط لاگون رو به سد نسبت داده می‌شود.

MF7: پکستون - گرینستون حاوی روزن‌داران با پوسته هیالین و پورسلانوز

این ریزرخساره متشکل از روزن‌داران با پوسته پورسلانوز و هیالین می‌باشد. روزن‌داران با پوسته پورسلانوز این رخساره

تفسیر: با توجه به گسترش کم، این ریزرخساره متعلق به ریف‌های کومه‌ای است. محل تشکیل این نوع ریف‌ها پشت سد و داخل لاگون می‌باشد (Flügel, 1982). این نوع ریف‌ها به وسیله موجودات درجا در حاشیه پلتفرم در بالای سطح امواج عادی تشکیل می‌شوند (Wilson, 1975). این ریزرخساره معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۵ در نوشته Wilson (1975)، ریزرخساره شماره ۶ در نوشته Buxton &

نوشته Wilson (1975)، کمربند رخساره‌ای شماره ۴ در نوشته Buxton & Pedley (1989) و RMF16 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد.

MF 8: پکستون تا گرینستون حاوی دندریتینا، میلیولید و پلوئید

اجزای اصلی این ریزرخساره را روزن‌داران با پوسته پورسلانوز مانند *Dendritina rangi* و *Miliolid* تشکیل می‌دهند. اجزای فرعی این ریزرخساره با فراوانی خیلی کم از *Peneroplis*، *Austrotrillina* و شکم‌پایان تشکیل شده است. بافت سنگ پکستون تا گرینستون و خمیره آن اسپارایت می‌باشد (شکل ۵).

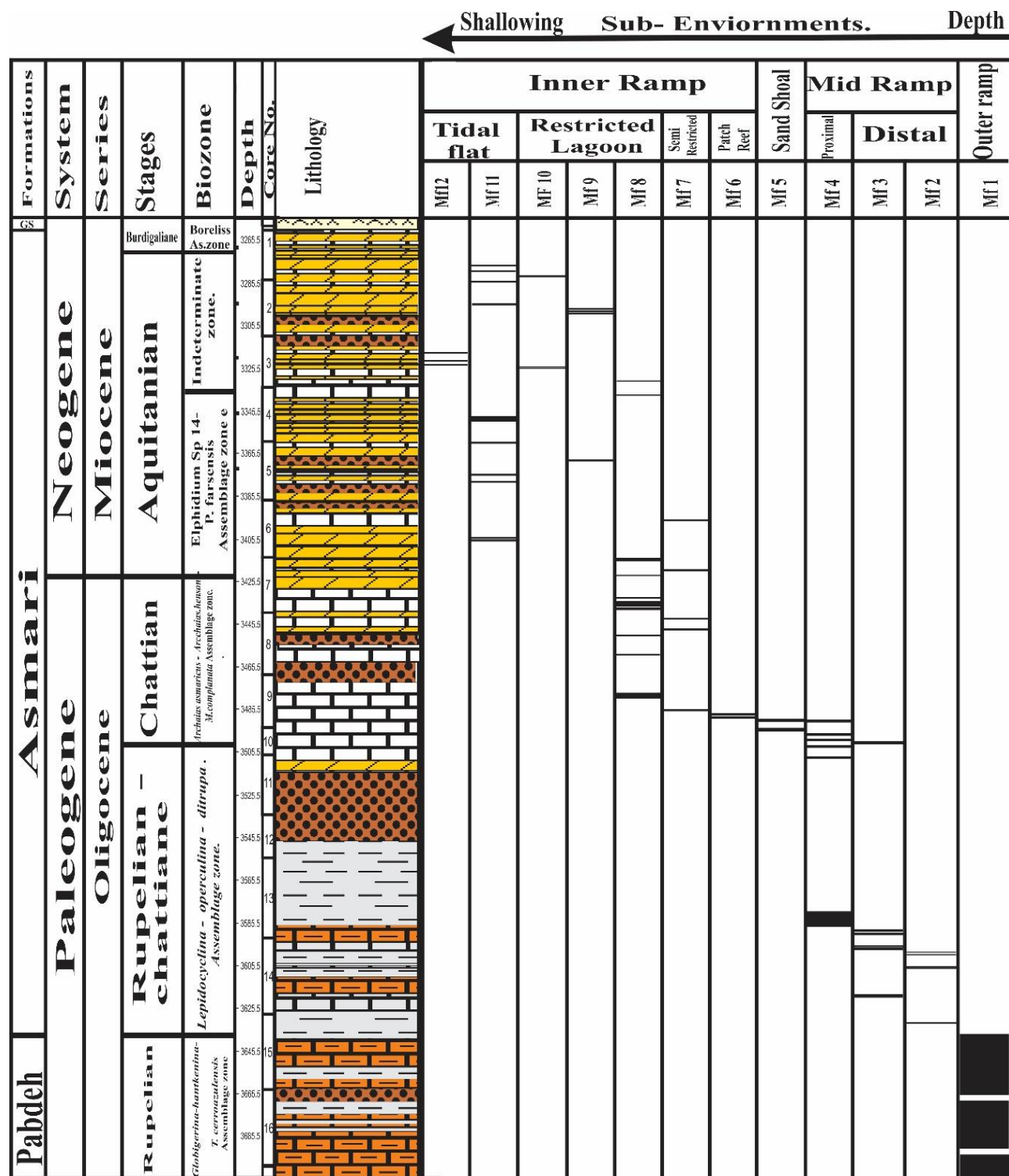
تفسیر: این ریزرخساره به طور کلی از روزن‌داران با پوسته پورسلانوز کوچک و با تنوع پایین تشکیل شده است. به باور Geel (2000) میلیولیدهای یوری‌هالین امروزه در یک لاگون کم عمق و محصور با زیست آشفستگی پایین در روی بسترهای نرم زیست می‌کنند. تنوع پایین روزن‌داران با پوسته پورسلانوز حاکی از نهشته شدن این ریزرخساره در یک لاگون با انرژی پایین آب و ارتباط کم با دریای باز می‌باشد. شرایط لاگون محصور شده در این ریزرخساره با نبود فونای عادی دریایی و فونای محصور شده با تنوع پایین (روزن‌داران بدون منفذ پورسلانوز مانند *Dendritina* و میلیولید) پیشنهاد شده است (Romero et al., 2002؛ Vaziri Moghaddam et al., 2003؛ Corda & Brandano, 2010). جنس *Dendritina* بدون منفذ و همزیست‌دار و محدوده زندگی آن در بخش‌های بالایی پهنه نورانی در محیط لاگونی است (Brandano et al., 2009). به باور Romero et al. (2002) و Corda & Brandano (2003)، این ریزرخساره را می‌توان به قسمت‌های کم عمق پهنه نورانی در محیط لاگونی نسبت داد. مشابه این ریزرخساره را Vaziri-Moghaddam et al. (2010) از

Quinqueloculina و *Pyrgo*، *Austrotrillina*، *Archaia*s هستند و روزن‌داران با پوسته هیالین آن را *Astrigerina*، *Rotalia viennoti* و *Miogyopsinoides*، *Amphistegina* تشکیل می‌دهند. اجزای فرعی این ریزرخساره را شکم‌پایان و خرده قطعات دوکفه‌ای‌ها تشکیل می‌دهند. بافت این ریزرخساره پکستون تا گرینستون و زمینه آن میکرایتی تا اسپارایتی می‌باشد (شکل ۵).

تفسیر: ویژگی بارز این ریزرخساره حضور همزمان روزن‌داران با دیواره پورسلانوز و هیالین می‌باشد که خود دلیلی بر شرایط محیطی مناسب برای زیست این دو گروه در کنار هم است. روزن‌داران با دیواره هیالین آب‌هایی با شوری عادی و روزن‌داران با دیواره پورسلانوز آب‌های کم عمق لاگونی و شوری‌های بالاتر را برای زیست انتخاب می‌کنند (Geel, 2000؛ Romero et al., 2002؛ Vaziri-Moghaddam et al., 2006). امروزه روزن‌داران بدون منفذ با پوسته پورسلانوز مانند *Archaia*s و *Peneroplis* در محیط‌های آبی کم عمق نواحی گرمسیری و نواحی نیمه گرمسیری زیست می‌کنند (Les., 1990). همچنین حضور این دو دسته از روزن‌داران (*Archaia*s و *Peneroplis*) معرف قرار گرفتن در علفزارهای دریایی در بخش بالایی پهنه نورانی می‌باشد (Brandano et al., 2008). حضور همزمان فرم‌های با پوسته هیالین و پورسلانوز حاکی از لاگون نیمه محصور و با انرژی متوسط در این قسمت می‌باشد، ضمن این که می‌تواند قابل انتساب به یک پهنه نورانی با میزان شوری اندکی بالا باشد (Romero et al., 2000؛ Vaziri Moghaddam et al., 2006؛ Zamagni et al., 2009). در این ریزرخساره وجود *Rotalia viennoti* شاخص یک محیط کم عمق و پر انرژی و حضور *Miogyopsinoides* بیانگر شوری عادی و عمق کمتر از ۵۰ متر می‌باشد (Geel, 2000). این ریزرخساره بالاتر از قاعده اثر امواج عادی بوده و معادل کمربند رخساره شماره ۷ در

رخساره شماره ۲ در نوشته Buxton & Pedley (1989) و
RMF20 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد.

حوضه زاگرس گزارش داده‌اند. محیط تشکیل این
ریزرخساره مربوط به رمپ درونی است و معادل با کمربند
رخساره شماره ۸ در نوشته Wilson (1975)، کمربند



شکل ۶: ستون چینه شناسی، گسترش ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در چاه مورد مطالعه

MF 9: مادستون

این ریزرخساره به طور کلی از میکرایت خالص همگن با بافت مادستونی تشکیل شده و هیچ فسیلی در آن دیده نمی‌شود (شکل ۵).

تفسیر: نبود فسیل نشانه چرخش آب محدود و نبود شرایط زیست مناسب برای موجودات دریایی می‌باشد (Alsharhan & Kendall, 2003). بنا بر نوشته Warren (2000)، محیط تشکیل مادستون‌های آهکی و دولومیتی در قسمت‌های داخلی پهنه کشندی می‌باشد. فراوانی گل کربناته، فقدان فونای فسیلی، نبود ساختارهای خروج از آب و ارتباط آن با رخساره‌های لاگونی حاکی از تشکیل این ریزرخساره در قسمت‌های کم عمق لاگون محصور به سمت ساحل (پهنه کشندی) است (Flügel, 2010). فابریک و اندازه بسیار ریز بلورها، حفظ بافت اولیه و نبود فسیل مؤید تشکیل در منطقه فراکشندی تا بخش‌های بالایی پهنه میان کشندی می‌باشد. این رخساره نشانگر محیط خیلی کم عمق، محدود، کم انرژی و نزدیک به ساحل بخش لاگون محصور رو به پهنه کشندی می‌باشد (Wilson, 1975؛ Flügel, 2010). وجود این ریزرخساره نشان دهنده شرایط هایپر سالین از شلف لاگون (لاگون محصور) می‌باشد (Vaziri-Moghadam et al., 2010). این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد ۲۳ و کمر بند رخساره شماره ۸ در نوشته Wilson (1975)، کمر بند رخساره‌ای شماره ۱ در نوشته Buxton & Pedley (1989) و RMF19 در نوشته Flügel (2010) می‌باشد. با توجه به بافت همگن، نبود فسیل، نبود ساختارهای خروج از آب و نبود ساخت فسترال، این ریزرخساره در یک لاگون محصور کم عمق با شوری بالا به سمت پهنه کشندی رسوب‌گذاری کرده است. مشابه این ریزرخساره را Sadeghi et al. (2018) از حوضه زاگرس گزارش داده است.

MF 10: وکستون - پکستون پلوئیدی

اجزای این ریزرخساره از پلوئید تشکیل شده است. بافت سنگ وکستون تا پکستون و زمینه آن میکرایتی و ویژگی بارز این ریزرخساره نبود فسیل می‌باشد (شکل ۵).

تفسیر: با توجه به نبود اجزای اسکلتی و فراوانی پلوئیدها، این رخساره نشان دهنده رسوب‌گذاری در یک لاگون محصور با انرژی پایین از پهنه کم عمق فرو کشندی و ارتباط کم با آب‌های آزاد می‌باشد (Tesovic et al., 2001؛ Tomasovych, 2004؛ Zamagni et al., 2009). مشابه این ریزرخساره را Sadeghi et al. (2018) از حوضه زاگرس گزارش داده است. به باور Flügel (2010)، این ریزرخساره در بخش‌های داخلی پلتفرم کم عمق شامل محیط‌های کم عمق حفاظت شده با چرخش متوسط آب در رمپ داخلی تشکیل شده است. فراوانی دانه‌های پلت، نبود اثر جریان و دانه بندی تدریجی نشانگر محیطی آرام مانند لاگون محصور برای این ریزرخساره است. این ریزرخساره معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۸ در نوشته Buxton (1975) Wilson، ریزرخساره شماره ۱ در نوشته Buxton & Pedley (1989) و RMF22 در نوشته Flügel (2010) و متعلق به محیط لاگون محصور در رمپ درونی است.

MF 11: رخساره دولومیت (دولوستون)

این ریزرخساره به طور کلی از بلورهای زینتوپیک و ایدوتوپیک دولومیت که فاقد هر گونه آلوکمی هستند تشکیل شده است (شکل ۵).

تفسیر: بافت همگن، نبود آلوکم و آثار فسیلی همراه با میکرایت فراوان در این ریزرخساره نشانه تشکیل و تعلق آن به پهنه کشندی است. گسترش ریزرخساره دولوستون نشانه خروج از آب و اُفت سطح آب دریا در اثر تبخیر شورابه‌های غنی از Mg^{2+} است که سبب دولومیتی شدن رخساره‌های آهکی می‌باشد. این ریزرخساره معادل

ریزرخساره شماره ۲۳ از کمربند رخساره‌ای شماره ۹ در نوشته Wilson (1975)، ریزرخساره شماره ۱ در نوشته Flügel Buxton & Pedley (1989) و RMF22 در نوشته Flügel (2010) بوده و مربوط به رمپ داخلی و محیط میان‌کشندی می‌باشد.

تفسیر محیط و مدل رسوبی

پهنه رسوب‌گذاری و پراکندگی رخساره‌ها در پلتفرم کربناته به طور کلی توسط شرایط تکتونیکی و تغییرات طولانی مدت سطح جهانی آب کنترل می‌شود (Pomar, 2001a; Brandano, 2009). در این چاه بر اساس مطالعات میکروسکوپی و شناسایی آلوک‌های مختلف و بافت رسوبی در مقاطع نازک و تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها، تعداد ۱۲ ریزرخساره معرفی گردید (شکل‌های ۶ و ۷). با توجه به تبدیل تدریجی رخساره‌ها به یکدیگر، نبود آئید در بافت گرینستونی، نبود سد ریفی و ریف گسترده برجا، نبود ساختارهای ریزشی و لغزشی و تورییدات، نبود کورتوئید، آنکوئید، پیژوئید و دانه‌های آگرگات که خاص شلف کربناته می‌باشند، سازند آسماری در چاه مورد مطالعه بر روی یک رمپ کربناته با شیب ملایم از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده که به خلیج فارس امروزی شباهت داشته است (شکل‌های ۵ و ۶). در چاه مورد مطالعه این مدل رسوبی شامل محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی، پشته ماسه‌ای و رمپ درونی (ریف کومه‌ای، لاگون نیمه محصور، لاگون محصور و پهنه کشندی) می‌باشد (شکل‌های ۶ و ۷).

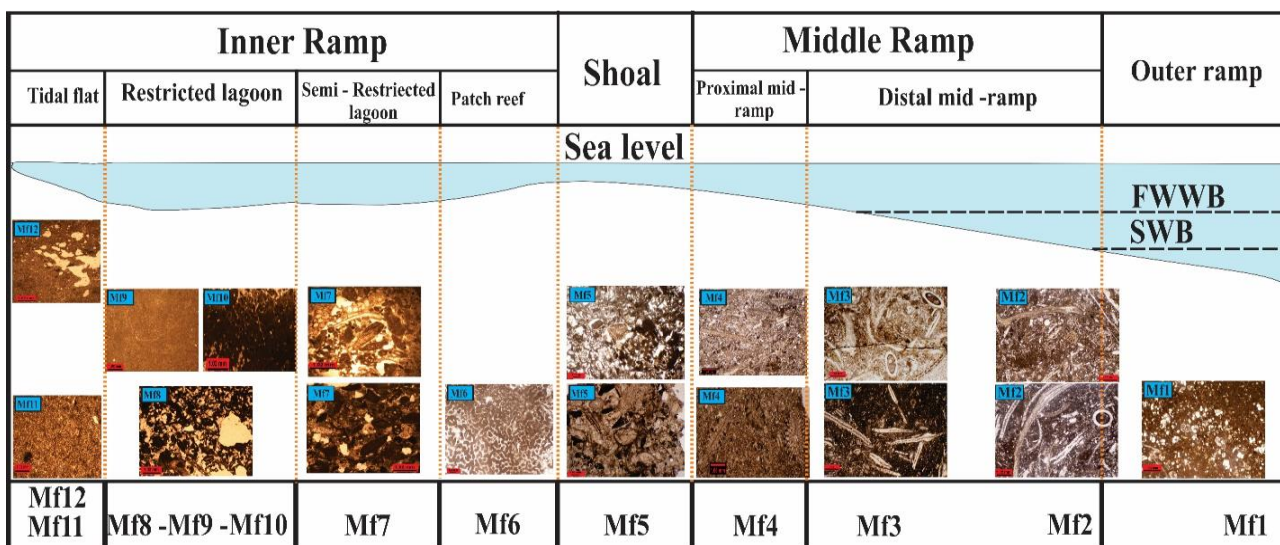
محیط رمپ بیرونی

این مجموعه با فراوانی روزن‌داران پلانکتون و عمق بیشتر از ۲۰۰ متر مشخص می‌شود. رمپ خارجی در محدوده زیر قاعده امواج طوفانی قرار دارد و رخساره‌های متداول در آن، سنگ آهک دانه ریز به همراه میان‌لایه‌های مارنی و

MF12- دولومادستون با تخلخل فنسترال

این ریزرخساره فاقد هر گونه آلوکم و اجزای زیستی می‌باشد و از دانه‌های ریز بلور کلسیتی با ساختار فنسترال تشکیل شده است. بافت این ریزرخساره به صورت دولومیتی - میکرایتی بوده و مشخصه بارز آن حفرات چشم‌پرنده‌ای (تخلخل فنسترال) می‌باشد (شکل ۵).

تفسیر: ساختمان‌های فنسترال در اثر انقباض و انبساط، فرار هوا در حین طغیان آب، تشکیل حباب‌های گاز، به دام افتادن هوا در بین نهشته‌های با شکل‌های نامنظم و حفاری توسط موجودات خزنده و یا کرم‌ها تشکیل می‌شود (Shinn, 1983). از آن جا که این ریزرخساره فاقد هر نوع آلوکم و اجزای زیستی می‌باشد و بافت آن میکراتی است، احتمالاً در محیط کم انرژی و آرام با چرخش محدود آب تشکیل شده است. این شرایط برای زیست موجودات مناسب نمی‌باشد (Wilson, 1975؛ Alsharhan & Adabi, 2003؛ Bachmann & Hirsch, 2006؛ Kendall, 2016). همچنین حضور حفرات چشم‌پرنده‌ای نشانه زیرمحیط‌های فراکشندی و میان‌کشندی است که با نزدیک شدن به خشکی تعداد و اندازه آنها افزایش می‌یابد (پورامینی بزنجان و همکاران، ۱۳۹۱). این ریزرخساره معادل ریزرخساره شماره ۲۳ از کمربند رخساره‌ای شماره ۸ در نوشته Wilson (1975)، ریزرخساره شماره ۱ در نوشته Flügel Buxton & Pedley (1989) و RMF23 در نوشته Flügel (2010) است و مشابه آن پیش از این توسط Vaziri-Moghadam et al. (2010) از حوضه زاگرس گزارش



شکل ۷: مدل رسوبی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه: MF1 (وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران پلانکتون); MF2 (وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ و روزن‌داران پلانکتون); MF3 (وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده); MF4 (وکستون - پکستون حاوی لپیدوسیکلینیده); MF5 (پکستون تا گرینستون حاوی روزن‌داران هیالین); MF6 (کورال باندستون); MF7 (پکستون - گرینستون حاوی روزن‌داران با پوسته هیالین و پورسلانوز); MF8 (پکستون تا گرینستون حاوی *Dendritina*, میلیولید و پلوئید); MF9 (مادستون); MF10 (وکستون - پکستون پلوئیدی); MF11 رخساره دولومیت (دولوستون); MF12 (دولومادستون با تخلخل فنسترال).

شیلی می‌باشند. از جمله موجوداتی که می‌توانند در این محیط زیست کنند، اسفنج‌ها، بریوزوئرها، بازوپایان، دوکفه‌ای‌ها و روزن‌داران پلانکتون می‌باشند. MF1 در چاه مورد مطالعه که دربردارنده روزن‌داران پلانکتون می‌باشد در این محیط نهشته شده است (شکل‌های ۶ و ۷).

محیط رمپ میانی

محیط رمپ میانی با فراوانی جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ، روزن‌داران هیالین لاملار، روزن‌داران منفذدار (مشبک)، روتالیدهای منفذدار کوچک و سایر نمونه‌های روکش‌دار مشخص می‌شود. از جمله روزن‌داران شاخص این محیط لپیدوسیکلینیدها (*Eulepidina* و *Nephrolepidina*)، نومولیتی‌دها (*Heterostegina* و *Operculina*)، *Amphistegina*، روتالیدها و به مقدار کمتر روزن‌داران پلانکتون می‌باشند (Brandano et al., 2009). بر مبنای حضور و فراوانی روزن‌داران بزرگ مناطق عمیق مانند *Operculina* و *Nephrolepidina* و نمونه‌های

Neorotalia، تجمعات زیستی رمپ میانی در پهنه نیمه نورانی نهشته شده‌اند (Brandano et al., 2009). از دیگر فونای موجود در این محیط می‌توان *Textularia*، مرجان، بریوزوئر، کرم‌های حلقوی و روزن‌داران کفزی بزرگ بدون منفذ را نام برد. این محیط از نظر دمایی در بین محیط گرمسیری تا نیمه گرمسیری و در بین اعماق ۴۰ تا ۷۰ متری واقع شده است و از لحاظ عمق نفوذ نور بین محیط الیگوفوتیک تا مزوفوتیک از پهنه نورانی قرار دارد (Pomar, 2001b). رمپ میانی در بین قاعده امواج طوفانی و عادی (بالتر از قاعده امواج طوفانی و زیر قاعده امواج عادی) قرار دارد و خود به دو بخش عمیق (دور از ساحل) و بخش کم عمق (رو به ساحل) تقسیم می‌شود. قسمت‌های عمیق دور از ساحل با روزن‌داران بزرگ کفزی دارای دیواره نازک و مسطح مانند *Operculina*، *Heterostegina* و فرم‌های بزرگ و مسطح *Eulepidina* مشخص می‌شود. بخش کم عمق رو به ساحل نیز با فراوانی

نتیجه‌گیری

سازند آسماری در چاه مورد مطالعه واقع در میدان نفتی مارون ۳۷۰/۵ متر ضخامت داشته و عمدتاً از سنگ آهک، دولومیت، سنگ آهک دولومیتی، ماسه سنگ و شیل آهکی تشکیل شده است. مرزهای زیرین و بالایی این سازند با سازندهای پابده و گچساران به صورت پیوسته می‌باشد. پس از مطالعه دقیق مقاطع نازک تعداد ۴۳ جنس و ۶۱ گونه شناسایی شده و بر اساس پخش و پراکندگی آنها پنج زیست‌زون تجمعی و یک زون مبهم در سازند آسماری شناسایی گردید. بر این اساس، سن سازند آسماری در چاه مورد مطالعه روپلین - شاتین تا بوردیگالین؟ تعیین شده است. تطابق چینه شناسی سازند آسماری در نواحی فارس، فروافتادگی دزفول (میدان‌های نفتی مارون و قلعه نار) و لرستان حاکی از یکسان نبودن شرایط رسوب‌گذاری سازند آسماری در زمان الیگومیوسن می‌باشد. پس از بررسی آلوکم‌ها و شناسایی ریزرخساره‌ها تعداد ۱۲ ریزرخساره متعلق به محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش دور از ساحل و نزدیک به ساحل)، پشته ماسه‌ای و رمپ درونی (ریف کومه‌ای، لاگون نیمه محصور، لاگون محصور و پهنه کشندی) شناسایی گردید. بر مبنای شواهدی مانند، تبدیل تدریجی رخساره‌ها به هم، نبود ساخت‌های ریزشی و لغزشی و نبود دانه‌های پوشش‌دار مدل کربناته همشیب از نوع رمپ هموکلینال برای چاه مورد مطالعه در نظر گرفته شده است.

روزن‌داران هیالین منفذدار ضخیم، عدسی شکل با اندازه کوچکتر و کشیدگی کمتر مانند *Nephrolepidina*، *Amphistegina*، *Heterostegina*، *Rotalia viennoti* جلبک قرمز شناخته می‌شود. در این چاه MF2 و MF3 مربوط به بخش دور از ساحل و MF4 مربوط به بخش نزدیک به ساحل است (شکل‌های ۷ و ۶).

محیط پشته ماسه‌ای

ریزرخساره‌های گریستونی این محیط در بالاترین بخش پهنه نورانی و در بالاترین سطح انرژی (بالاتر از قاعده امواج عادی) قرار دارند. ریزرخساره MF5 در این چاه در محیط کربنات پشته ماسه‌ای نهشته شده و جدا کننده محیط‌های رمپ میانی و داخلی می‌باشد (شکل‌های ۷ و ۶).

محیط رمپ داخلی

رمپ داخلی بالاتر از قاعده اثر امواج عادی و طوفانی قرار دارد و عمدتاً با روزن‌داران بدون منفذ پورسلانوز، جلبک‌های سبز آهکی، استراکود، شکم‌پا، دوکفه‌ای و اکینوتید مشخص می‌شود. محیط رمپ داخلی در این چاه خود به زیر محیط‌های ریف کومه‌ای، لاگون نیمه محصور، لاگون محصور و پهنه کشندی تقسیم شده است. MF6 معرف زیر محیط ریف کومه‌ای، MF7 معرف لاگون نیمه محصور و MF8، MF9 و MF10 معرف محیط لاگون محصور می‌باشد. همچنین حضور فابریک چشم پرنده‌ای و دولستون نشانگر پهنه کشندی می‌باشد که در این چاه MF11 و MF12 معرف زیر محیط میان کشندی از پهنه کشندی می‌باشند (شکل‌های ۷ و ۶)

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

- ابطحی، ز.، صیرفی‌ان، ع.، ۱۳۹۰. زیست چینه‌نگاری و اجزای اسکلتی کربناته سازندهای آسماری و رازک در جنوب شرقی یاسوج (برش تنگ سرخ). *پژوهش‌های دانش زمین*، ۷: ۷۸-۹۴.
- انصاری، ع.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، غبیشاوی، ع.، ۱۳۹۲. زیست چینه‌نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در ناحیه تاق‌دیس نیل (شمال شرق دهدشت). *دیرینه شناسی*، ۱ (۲): ۱۲۱-۱۳۶.
- آورجانی، ش.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، رحیم پور بناب، ح.، امیری بختیار، ح.، ۱۳۹۴. چینه نگاری سکانسی و بررسی کیفیت مخزنی سازند آسماری در فروافتادگی دزفول شمالی (میدان‌های نفتی هفتکل، کوپال و مارون)، حوضه زاگرس، جنوب غرب ایران. *رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد*، ۳۵۴ ص.
- براری، م.، صیرفی‌ان، ع.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۶. زیست چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند آسماری در تاق‌دیس لار (شمال خاوری گچساران): تطابق زیست چینه‌ای. *زمین شناسی نفت ایران*، ۱۴: ۴۹-۷۳.
- بینازاده، ط.، بینازاده، ع.، وفائی، ط.، ۱۳۹۶. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سازند آسماری در برش دشتروم (جنوب یاسوج). *فصلنامه علوم زمین*، ۱۰۶: ۱۶۹-۱۷۸.
- پورامینی بزنجان، س.، آدابی، م.ح.، حسینی برزی، م.، حناچی، ج.، ۱۳۹۱. میکروفاسیس، محیط رسوبی و دیاژنز بخش فوقانی سازندهای دالان و کنگان در ناحیه کوه سورمه، زاگرس چین خورده. *پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۲۸ (۱): ۷۴-۵۵.
- حبیبی، ط.، ۱۳۹۵. تطابق زیست چینه نگاری و مجموعه‌های فرامینفری توالی‌های الیگوسن در حوضه فارس. *پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۶۵: ۱۱۳-۱۳۴.
- ذبیحی زوارم، ف.، وحیدی‌نیا، م.، صادقی، ع.، امیری بختیار، ح.، محبوبی، ا.، ۱۳۹۴. زیست چینه نگاری و محیط رسوب گذاری سازند آسماری در تاق‌دیس‌های چناره ماله کوه و میدان نفتی قلعه نار. *رساله دکتری دانشگاه فردوسی مشهد*، ۲۷۷ ص.
- صادقی، ر.، فروزنده، خ.، محمدی، م.، ۱۳۹۳. چینه شناسی و محیط رسوبی سازند آسماری در برش مشکان، جنوب شرق یاسوج. *پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۵۸: ۶۷-۹۰.
- طاهری، م.ر.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.ا.، غبیشاوی، ع.، ۱۳۹۴. ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در زون ایزه (منطقه ایزه) حوضه رسوبی زاگرس. *زمین شناسی نفت ایران*، ۱۰: ۱۸-۴۵.
- غلام‌پور موگهی، س.، وزیری مقدم، ح.، صالحی، م.ع.، ارزانی، ن.، آرمون، ا.، ۱۳۹۶. زیست چینه نگاری و ریزرخساره‌های سازندهای شهبازان و آسماری (گذر از ائوسن به الیگوسن) در نهشته‌های کربناته شمال فروافتادگی دزفول حوضه رسوبی زاگرس. *زمین شناسی نفت ایران*، ۱۳: ۲۰-۴۲.
- فتحی میر، آ.، وحیدی‌نیا، م.، امیری بختیار، ح.، ۱۳۹۱. بایواستراتیگرافی سازند آسماری بر اساس روزن داران کفزی (بزرگ شمال پل دختر). *سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی*.
- کلنات، ب.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.ا.، ۱۳۸۹. زیست چینه نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در جنوب غرب فیروزآباد. *رخساره‌های رسوبی*، ۳ (۱): ۷۱-۸۴.
- کلنات، ب.، وزیری مقدم، ح.، وحیدی‌نیا، م.، ۱۳۹۳. مقایسه چینه نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازند آسماری در نواحی فارس، خوزستان و لرستان از حوضه زاگرس. *رخساره‌های رسوبی*، ۷ (۱): ۱۰۷-۱۲۴.

- محمودی، م.، امیری بختیار، ح.، امرایی، ف.، ۱۳۹۴. زیست‌چینه‌نگاری مقایسه‌ای سازند آسماری در برش‌هایی از تاق‌دیس‌های ماله‌کوه و امیران بر پایه روزن بران کف‌زی ناحیه لرستان، حوضه زاگرس، ایران. *علوم زمین*، ۹۸: ۱۹۱-۱۹۸.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۵۳۶ص.
- منیبی، س.، نظری سامانی، پ.، ۱۳۹۳. مطالعه و بازنگری سنی زیست‌چینه‌ای سازند آسماری در یکی از میداین جنوب غرب ایران. *پژوهش نفت*، ۸۴: ۸۸-۹۸.
- نظافت، ع.، وحیدی‌نیا، م.، عاشوری، ع. ر.، ۱۳۸۹. چینه‌نگاری زیستی و محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در یال جنوبی تاق‌دیس خويز (شمال شرق بهبهان). *مجله علوم دانشگاه تهران*، ۳۶ (۱): ۱۱۹-۱۲۸.
- نیسی، ع.، قادری، ع.، غبیشاوی، ع.، الله‌کرم‌پور دیل، م.، ۱۳۹۶. زیست‌چینه‌نگاری، بررسی ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری به کمک نرم افزار سیکلولوگ در میدان نفتی قلعه نار، حوضه زاگرس. *زمین‌شناسی نفت ایران*، ۱۲: ۲۲-۴۴.
- وزیری مقدم، ح.، عرب‌پور، ص.ا.، صیرفی‌ان، ع.، طاهری، ع.ا.، رحمانی، ع.، ۱۳۹۴. چینه‌نگاری زیستی، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در چاه شماره ۴ میدان لب سفید (شمال فروافتادگی دزفول، جنوب غرب لرستان) و تنگ‌لنده (کوه سفید، شمال غرب دهدشت). *زمین‌شناسی نفت ایران*، ۱۰: ۸۷-۱۱۹.
- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies. *Geological and Exploration Division*, Report 1074: 1-37. (Unpublished)
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2010. The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. *Carbonates and Evaporites*, 25 (2): 145-160.
- Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2012. Palaeoecology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill anticline. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 263 (2): 167-184.
- Allahkarampour Dill, Vaziri-Moghaddama, H., Seyrafiana, H., Behdad (Ghabeishavi), A., 2018. Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 92: 437-461.
- Alsharhan, A.S., & Kendall, C.G.St.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Reviews*, 61 (3-4): 191-243.
- Amirshahkarami, M., 2008. Distribution of Miogypsinoides in the Zagros Basin, Southwest of Iran. *Historical Biology*, 20 (3): 175-184.
- Amirshahkarami, M., Ghabishavi, A., Rahmani, A., 2010. Biostratigraphy and paleoenvironment of the larger benthic foraminifera in wells sections of the Asmari Formation from the Rag-e-Safid Oil field, Zagros Basin, southwest Iran. *Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 40 (3): 63-48.
- Bachmann, M., & Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and Golan Heights): Stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 467-512.
- Bassi, D., Hottinger, L., & Nebelsick, J., 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy. *Paleontology*, 50: 845-868.
- Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Nielsen, K.P., 1987. Plankton Stratigraphy. *Cambridge University Press*, New York, p. 1023.
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 21. Elsevier, Amsterdam, p. 544.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Cuffaro, M., 2009. Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274: 54-63.

- Brandano, M., Morsilli, M., Vannucci, G., Parente, M., Bosellini, F., & Mateu-Vicens, G., 2010. Rhodolith-rich lithofacies of the Porto Badisco Calcarenes (upper Chattian, Salento, southern Italy). *Italian Journal of Geosciences*, 129 (1): 119-131.
- Busk, H.G., & Mayo, H.T., 1918. Some notes on the geology of the Persian Oilfields. *Journal of the Institution of Petroleum Technologists*, 5: 5-26.
- Buxton, M.W.N., & Pedley, H.M., 1989. A standardized model for Tethyan Tertiary carbonates ramps. *Journal of the Geological Society*, London, 146: 746-748.
- Cahuzac, B., & Poignant, A., 1997. Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168: 155-169.
- Corda, L., & Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161 (1-2): 55-70.
- Cosovic, V.K., & Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, 50: 61-75.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrabi, A.A.M., McArthur, J.M., & Thirlwall, M.F., 2007. Strontium Isotope Stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30 (2): 107-128.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application. *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg. 984 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*, 1: 55-64.
- Hallock, P., 1979. Trends in test shape with depth in large symbiont-bearing foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 9 (1): 61-69.
- Hallock, P., Pomar, L., 2008. Cenozoic Evolution of Larger Benthic Foraminifers: Paleooceanographic Evidence for Changing Habitats. *Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium*. pp. 16-20.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., Nakano, Y., & Tatzreiter, F., 1999. Habitats of larger foraminifera on the upper reef slope of Sesoko Island, Okinawa, Japan. *Marine Micropaleontology*, 36 (2): 109-168.
- Hottinger, L., 1980. Répartition comparée des grands foraminifères de la mer Rouge et de l'Océan Indien. *Annali dell'Università di Ferrara*, IX (VI): 1-13.
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 30: 239-253.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168 (4): 491-505.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil Consortium Agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49 (12): 2182-2245.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseini, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., & Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.
- Lees, G.M., 1933. Reservoir rocks of Persian oil fields: *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 17 (3): 229-240.
- Loeblich, A.R.Jr., & Tappan, E., 1988. Foraminiferal genera & their classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 1-970.
- Mossadegh, Z.K., Haig, D.R., Allan, T., Adabi, M.H., & Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272: 17-36.

- Mutti, M., & Hallock, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *International journal of earth sciences*, 92 (4): 465-475.
- Pomar, L., 2001a. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313-334.
- Pomar, L., 2001b. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249-272.
- Pomar, L., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M., & Brandano, M., 2014. Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404: 109-132.
- Rahmani, A., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., & Ghabeishavi, A., 2012. Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khaviz and Bangestan Anticlines, Zagros Basin, Sw Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 263 (1): 1-16.
- Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2009. A Model for the Paleoenvironmental Distribution of Larger Foraminifera of Oligocene-Miocene Carbonate Rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, Sw Iran. *Historical Biology: An International Journal of Paleobiology*, 21 (3): 215-227.
- Renema, W., & Troelstra, S.R., 2001. Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 125-147.
- Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia. *Journal Institute Petroleum Technology*, 10 (43): 256-283.
- Romero, J., Caus, E., & Rossel, J., 2002. A model for the Palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43-56.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., & Mohammadi, E., 2018. Biofacies, depositional model, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation, Interior Fars sub-zone, Zagros Basin, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 33 (3): 489-507.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2010. Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran. *Facies*, 57 (3): 431-446.
- Seyrafian, A., & Mojikhalifeh, A., 2005. Biostratigraphy of the Late Paleogene-Early Neogene Succession, North-Central Border of Persian Gulf, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 20 (1): 91-97.
- Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H., Torabi, H., 1996. Biostratigraphy of the Asmari Formation, Burujen area, Iran. *Journal of Science, Islamic Republic of Iran*, 7 (1): 31-47.
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A., Moussavi-Harami, R., 2015a. Depositional architecture and sequence stratigraphy of the oligo-miocene Asmari platform. Southeastern Izeh zone, Zagros Basin, Iran. *Facies*, 61(1): 1-32
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Moussavi-Harami, R., Ghabeishavi, A., & Al-Aasm, I.S., 2015b. Facies analysis and carbonate ramp evolution of oligomiocene Asmari formation in the Gachsaran and Bibi-Hakimeh oilfields and the nearby mish anticline, Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 276 (1): 121-146.
- Shinn, E., 1983. Tidal flats. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., & Moore, C.H., (eds.), Carbonate Depositional Environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 33: 171-210.
- Taheri, M.R., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2017. Biostratigraphy and paleoecology of the oligo-miocene Asmari formation in the Izeh zone (Zagros Basin, SW Iran). *Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana*, 69 (1): 59-85
- Tesovic, B., Gusic, I., Jelaska, V., Buckovic, D., 2001. Stratigraphy and microfacies of the Upper Cretaceous Pucisca formation, Island of Brac, Croatia. *Cretaceous Research*, 22: 591-613.
- Thomas, A.N., 1948. The Asmari limestone of southwest Iran. *Anglo-Iranian Oil Company Report*, 706 p., Unpublished.
- Tomasovych, A., 2004. Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of West Carpathians (Slovakia). *Facies*, 50: 77-105.
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfipour, 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 (1): 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimigari, M., & Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52 (1): 41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., & Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 27 (1): 56-71.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. 1st edition, *Springer-Verlag*, New York, 1-471.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Report 1082. (Unpublished).
- Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M., Mahboubi, A., & Amiri Bakhtiar, H., 2013. Facies analysis and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in the northern area of Dezful Embayment, south-west Iran. *Studia UBB Geologia*, 58 (1): 45-56.
- Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M., Sadeghi, A., Mahboubi, A., & Amiri Bakhtiar, H., 2015. Larger benthic foraminifera: a tool for biostratigraphy, facies analysis and paleoenvironmental interpretations of the OligoMiocene carbonates, NW Central Zagros Basin, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (2): 931-949.
- Zamagni, J., Košir, A., & Mutti, M., 2009. The first microbialite-coral mounds in the Cenozoic (Uppermost Paleocene) from the Northern Tethys (Slovenia): environmentally-triggered phase shifts preceding the PETM? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274: 1-17.



حوادث زیستی نانوفسیل‌های آهکی از *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone تا *Helicosphaera ampliaperta* Zone در توالی الیگومیوسن یال جنوب غربی تاق‌دیس نواب

مرضیه لفظی^۱، علی اصغر ثیاب قدسی^{۲*}، سعیده سنماری^۳، امیر صلاحی^۴

۱- کارشناس ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۳- دانشیار گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، قزوین، ایران

۴- دکتری زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: a.siabeghodsy@urmia.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۳/۲۸

تاریخ دریافت: ۹۶/۵/۶

چکیده

به منظور انجام مطالعه زیست چینه نگاری رسوبات سازند قم در یال جنوب غربی تاق‌دیس نواب، برشی با ضخامت ۳۴۶ متر انتخاب شد. سازند قم در این برش از سنگ آهک مارنی، مارن و سنگ آهک تشکیل شده است. به منظور تعیین و معرفی گونه‌های شاخص، تجمعات فسیلی همراه و زیست‌زون‌ها، نمونه‌هایی از این سازند برداشت و مورد مطالعه قرار گرفت که نتیجه به شناسایی ۲۹ گونه از نانوفسیل‌های آهکی منجر شد. در این مطالعه ۴ زیست‌زون در توالی سازند قم شامل *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone، *Discoaster druggii* Zone، *Sphenolithus belemnus* Zone و *Helicosphaera ampliaperta* Zone بر اساس الگوی زیست پهنه بندی Martini (1971) ارائه شد که با زیست‌زون‌های CN1c، CN1a-b، CN3 و CN2 از زیست پهنه بندی Okada & Bukry (1980) همخوانی دارد. بر این اساس، سن توالی مورد مطالعه از الیگوسن پسین (اواخر شاتین) تا میوسن پیشین - میانی (بوردیگالین - لانگین) است.

واژه‌های کلیدی: زیست چینه نگاری؛ نانوفسیل‌های آهکی؛ سازند قم؛ الیگومیوسن.

مقدمه

طوری که توالی کامل آن در بسیاری از نواحی رسوب گذاری مشاهده نمی‌شود (آقائباتی، ۱۳۸۳). سازند قم در نواحی مختلف ایران مرکزی، پهنه سنج و سیرجان و ارومیه - دختر گسترش دارد (Amirshahkarami & Karavan, 2015). این سازند در ایران مرکزی، سنگ مخزن گاز می‌باشد و به همین علت از اهمیت اقتصادی فراوانی

سنگ آهک‌ها و مارن‌های سازند قم نشان از آخرین پیش‌روی دریا در ایران مرکزی دارند و غالباً با ناپوستگی‌هایی در بین سازندهای قاره‌ای قرمز زیرین و بالایی قرار گرفته‌اند. برش الگوی این سازند در نواحی اطراف قم مطالعه شده است (Bozorgnia, 1965). این سازند از نظر سنگ شناسی به سرعت تغییر رخساره داده به

روش مطالعه

در این مطالعه برداشت ۷۸ نمونه از قاعده تا رأس برش انجام گرفت. آماده سازی نمونه‌ها طبق روش اسمیر اسلاید انجام شد (Bown & Young, 1998). نمونه‌ها توسط میکروسکپ پلاریزان در نور معمولی (PPL) و در نور رنگی (XPL) مطالعه و از گونه‌های مختلف شناسایی شده عکس‌برداری شد. اسلایدهای تهیه شده جهت شناسایی دقیق جنس و گونه‌های نانوفسیلی بر اساس منابعی همچون Perch-Nielsen (1985) بررسی شدند. همچنین برای تعیین سن نسبی دقیق توالی، زیست پهنه‌بندی بر اساس الگوی معرفی شده توسط Martini (1971) انجام و با الگوی معرفی شده توسط Okada & Bukry (1980) مورد مقایسه قرار گرفت.

چینه شناسی

لایه‌هایی از مارن و سنگ آهک‌های کم عمق که از نظر رنگ و ویژگی‌های سنگ شناسی از سازند قرمز زیرین و بالایی متمایز هستند و در دو حوضه پیش کمان و پس کمان نهشته شده‌اند سازند قم نامیده می‌شود (آقاباتی، ۱۳۸۳). نهشته‌های سازند قم با سن الیگوسن تا میوسن یکی از واحدهای سنگ چینه‌ای در ایران مرکزی است که نشانه آخرین پیش‌روی دریا در ایران مرکزی است (رحیم زاده، ۱۳۷۳). حوضه پس کمان قم که رسوب گذاری سازند قم در آن انجام شده است، توسط یک سیستم کمان آتشفشانی فعال در ائوسن از هم جدا شده است. سازند قم در جنوب شهر قم به شش واحد سنگ شناسی a تا f تقسیم می‌شود (آقاباتی، ۱۳۸۳). ضخامت سازند قم در برش مورد مطالعه در این پژوهش ۳۴۶ متر است که از نظر سنگ شناسی از سنگ آهک مارنی، مارن و سنگ آهک تشکیل شده است. این برش به واحدهای a تا f تقسیم می‌شود. مرز بین برش برداشت شده

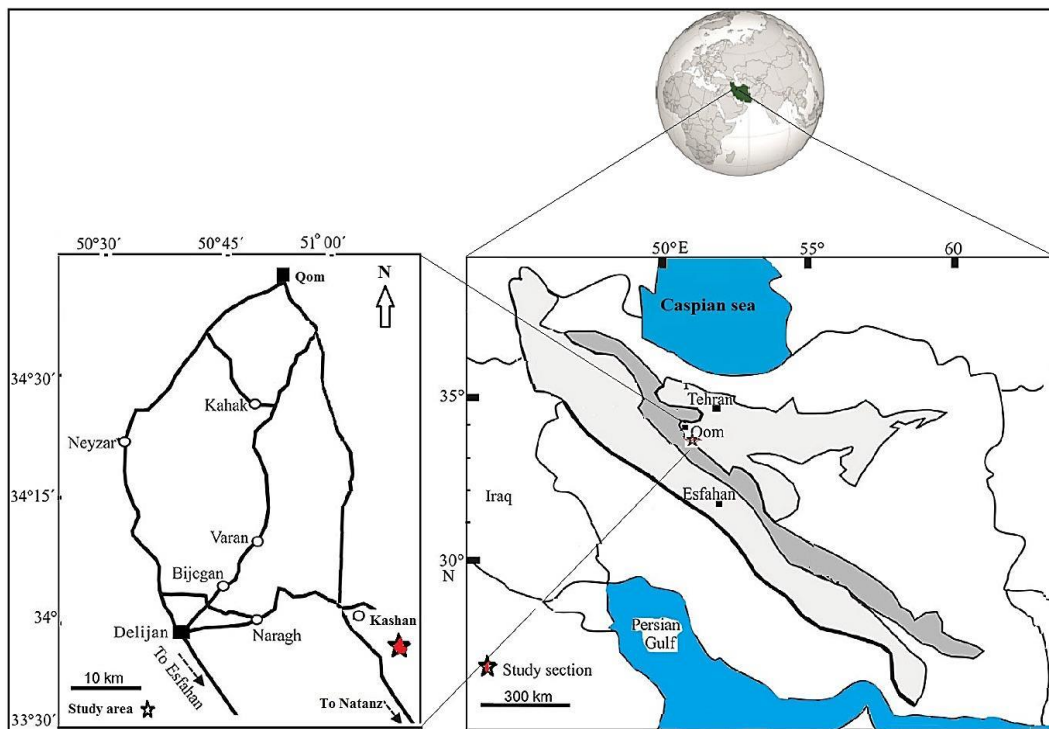
برخوردار است (رضایی، ۱۳۹۲). با توجه به گسترش وسیع سازند قم در ایران مرکزی، تعیین سن عضوهای تشکیل دهنده آن توسط گروه‌های فسیلی متعدد انجام شده است. اولین گزارش از سازند قم توسط Loftus (1855) و Tietze (1875) در ایران مرکزی و سپس توسط Von Abich (1878) در ناحیه دریاچه ارومیه ارائه شد. Stahl (1911) اولین بار مطالعات چینه شناسی و دیرینه شناسی را بر اساس ماکروفسیل‌ها بر روی این سازند انجام داده است. Furrer & Soder (1955) رسوبات دریایی الیگومیوسن سازند قم را اولین بار در نواحی اطراف قم تقسیم بندی نمودند. این سازند بعدها از دیدگاه دیرینه شناختی و زیست چینه نگاری توسط Rahaghi (1964)، Bozorgnia (1965)، (1980) Dana، Ramezani & Daneshian (2007)، Khaksar & Maghfouri-Moghdam (2007)، هادوی و الماسی‌نیا (۱۳۸۷)، دانشیان و قنبری (۱۳۸۸)، خاکسار و بهرام‌منش‌تهرانی (۱۳۹۰)، Yazdi-Moghaddam (2011) و ... از نظر تعیین محیط دیرینه و رخساره‌های رسوبی توسط باغبانی (۱۳۷۵)، لاسمی و امین رسولی (۱۳۸۲)، Vaziri-Seyrafian & Torabi (2004)، Moghaddam & Torabi (2005)، دانشیان و درخشانی (۱۳۸۷) و ... مورد مطالعه قرار گرفته است. در پژوهش حاضر نیز برشی از توالی این سازند در یال جنوب غربی تاقدیس نواب با هدف تعیین سن نسبی و انجام زیست پهنه بندی بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی مورد مطالعه قرار گرفته است.

موقعیت جغرافیایی

برش مورد مطالعه در سمت چپ مسیر جنوبی جاده کاشان - نطنز و در موقعیت یال جنوب غربی تاقدیس نواب، جنوب ایستگاه گلشن آباد قرار دارد. منطقه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی $52^{\circ}00'$ تا $51^{\circ}30'$ و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ}00'$ تا $33^{\circ}30'$ جای دارد (شکل ۱).

رخنمون نداشته و به نظر می‌رسد که نبود این رخساره تخریبی، نتیجه عدم رسوب‌گذاری آن در این ناحیه باشد.

با سازند قرمز زیرین با یک ناپوستگی فرسایشی و مرز بالایی آن با یک ناپوستگی زیر کنگلومرای هم ارز سازند بختیاری قرار دارد. در واقع سازند قرمز بالایی در این ناحیه

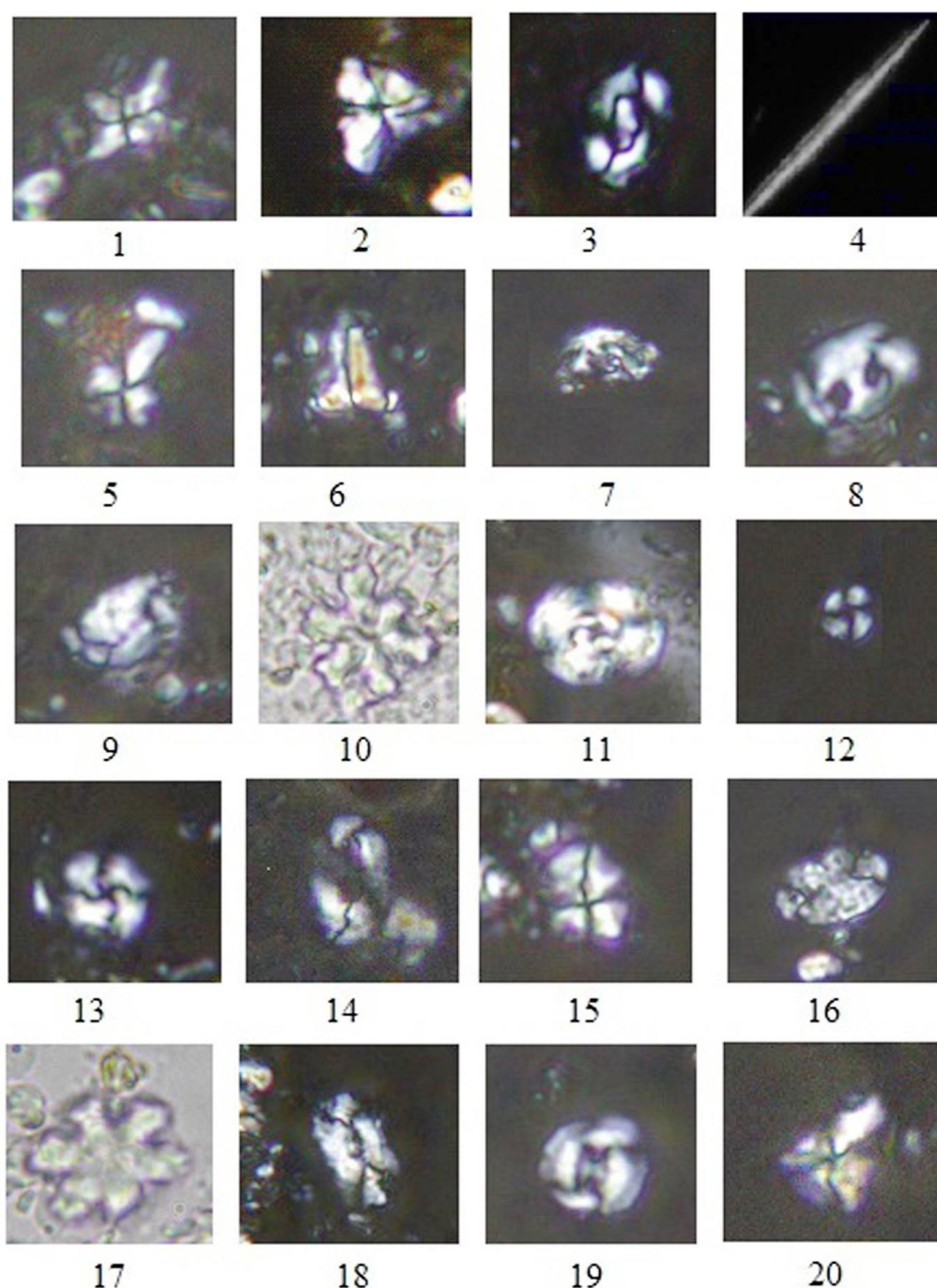


شکل ۱: نقشه ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق کاشان

بحث

سودمندی آنها به عنوان ابزاری دقیق در مطالعات چینه نگاری زیستی می‌افزاید (Martini, 1971؛ Okada & Bukry, 1980؛ Perch-Nielsen, 1985). اجتماع نانوفسیل‌های آهکی بیانگر دمای آب‌های سطحی اقیانوسی و میزان مواد غذایی در حوضه رسوبی است. از این رو بررسی این گروه فسیلی در نهشته‌های سازند قم از اهمیت زیادی برخوردار است. در مطالعه حاضر از حضور نانوفسیل‌های آهکی جهت مطالعات زیست چینه نگاری سازند قم استفاده شده است. در برش مورد مطالعه، حفظ شدگی گونه‌های مختلف نانوفسیل‌های آهکی خوب و مناسب بود و در این مطالعه ۲۹ گونه از این گروه فسیلی شناسایی گردید. بر اساس فسیل‌های شاخص شناسایی شده، آشکوب‌های متعلق به زمان‌های الیگوسن و میوسن از یکدیگر تفکیک شد. تصاویر برخی از مهمترین گونه‌ها در شکل ۲ آورده شده است.

نانوفسیل‌های آهکی از مهمترین شاخص‌های فسیلی جهت تعیین سن نسبی، زیست چینه نگاری، بررسی‌های دیرینه بوم‌شناسی و تطابق لایه‌های رسوبی دوره‌های مختلف زمین شناسی در مناطق مختلف جهان هستند. لذا در این زمینه تحقیقات فراوانی بر روی توصیف تاکسونومی و تحلیل عوامل کنترل کننده بوم شناسی بر اساس نانوفسیل‌های آهکی انجام شده است (برای مثال: Martini, 1971, 1975, 1976؛ Perch-Nielsen, 1985؛ Okada & Bukry, 1980؛ Bukry, 1973؛ McGonigal & Okada, 2000؛ Arafa, 1991؛ Abu-Shama, 2003؛ Marzouk & Soliman, 2004؛ Wei, 2007؛ Faris, et al., 2007؛ Faris, et al., 2014؛ Hewaidy et al., 2016). تنوع، فراوانی و پراکندگی وسیع این گروه فسیلی در نواحی جغرافیایی مختلف و بازه زمانی کوتاه به



شکل ۲: تصاویر منتخب از نانوفسیلهای آهکی شناسایی شده در این پژوهش

All figures (XPL-PPL) light micrographs $\times 2000$; the taxa considered in the present figure are referenced in Perch-Nielsen (1985). 1: *Sphenolithus capricornutus* Bukry & Percival 1971, XPL; 2: *Sphenolithus calyculus* Bukry, 1985, XPL; 3: *Helicosphaera euphratis* Haq, 1966, XPL; 4: *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, 1965, XPL; 5: *Sphenolithus delphix* Bukry 1973, XPL; 6: *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Deflandre, 1959, XPL; 7: *Helicosphaera granulata* (Bukry & Percival, 1971) Jafar & Martini, 1975, XPL; 8: *Helicosphaera recta* (Haq, 1966) Jafar & Martini, 1975, XPL; 9: *Helicosphaera obliqua* Bramlette & Wilcoxon, 1967, XPL; 10: *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel, 1954 (PPL); 11: *Cyclicargolithus abisectus* (Müller, 1970) Wise, 1973, XPL; 12: *Pyrocyclus orangensis* (Bukry, 1971) Backman, 1980, XPL; 13: *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay in Hay et al., 1967) Bukry, 1971, XPL; 14: *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette & Wilcoxon, 1967, XPL; 15: *Sphenolithus dissimilis* Bukry & Percival, 1971, XPL; 16: *Pontosphaera multipora* (Kamptner, 1948 ex Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Roth, 1970, XPL; 17: *Discoaster druggii* Bramlette & Wilcoxon, 1967, PPL; 18: *Helicosphaera scissura* Müller, 1981, XPL; 19: *Reticulofenestra lockeri* Müller, 1970, XPL; 20: *Sphenolithus belemnus* Bramlette & Wilcoxon, 1967, XPL.

میوسن پیشین (آکیتانین) است. تجمعات فسیلی همراه در این زیست‌زون عبارتند از:

Braarudosphaera bigelowii, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *Helicosphaera obliqua*, *Pontosphaera multipora*, *Pyrocyclus orangensis*, *Reticulofenestra bisecta*, *Reticulofenestra locker*, *Sphenolithus calyculus*, *Sphenolithus capricornutus*, *Sphenolithus compactus*, *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus delphix*, *Sphenolithus moriformis*, *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Zygrhablithus bijugatus*.

***Discoaster druggii* Zone (CN1c)**

Discoaster druggii دومین زیست‌زون شناسایی شده Zone است. این زیست‌زون از اولین حضور گونه *Discoaster druggii* تا آخرین حضور گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* (نمونه ۵۱ در ضخامت ۲۰۱/۶۸ متری) تعریف می‌شود. این زیست‌زون معادل با CN1c از زیست‌پهنه‌بندی Okada & Bukry (1980) است. در عرض‌های جغرافیایی بالا گونه‌های *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Discoaster druggii* مشاهده نشده یا خیلی نادرند. ضخامت این زون ۱۸۷/۶۸ متر و سن آن بر اساس گونه‌های شاخص، میوسن پیشین است. تجمعات فسیلی همراه در این زیست‌زون عبارتند از:

Braarudosphaera bigelowii, *Coccolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster druggii*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera ampliaptera*, *Helicosphaera granulate*, *Helicosphaera obliqua*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *Helicosphaera scissura*, *Pontosphaera multipora*, *Pyrocyclus orangensis*, *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus compactus*, *Sphenolithus dissimilis*, *Sphenolithus moriformis*, *Triquetrorhabdulus carinatus*.

زیست‌پهنه‌بندی با استفاده از گونه‌های شاخص و تجمعات فسیلی همراه انجام گرفت و در نهایت با الگوهای زیست‌پهنه‌بندی‌های استاندارد جهانی (برای مثال: Martini, 1971؛ Okada & Bukry, 1980) تطابق داده شد. مطابق زیست‌پهنه‌بندی ارائه شده، چهار زیست‌زون *Discoaster druggii*, *Triquetrorhabdulus carinatus*، *Helicosphaera* و *Sphenolithus belemnus ampliaptera* از زیست‌پهنه‌بندی Martini (1971) تعیین و مشخص شد. تعیین زیست‌زون‌های مذکور بر اساس اولین حضور (FO) و آخرین حضور (LO) گونه‌های شاخص صورت گرفت. در شرح زیست‌زون‌های معرفی شده حروف NP بیانگر نانوپلانکتون‌های پالئوژن (Nannoplankton Paleogene) و NN بیانگر نانوپلانکتون‌های نئوژن (Nannoplankton Neogene) از زیست‌پهنه‌بندی Martini (1971) و CN بیانگر کوکولیت‌های نئوژن (Coccoliths Neogene) از زیست‌پهنه‌بندی Okada & Bukry (1980) است. شرح زیست‌زون‌ها و بیان اشکوب‌های زمانی متعلق به آنها به صورت زیر است (شکل ۳):

***Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (CN1a-b)**

اولین زیست‌زون مطالعه شده در این برش *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone است. این زیست‌زون از آخرین حضور گونه *Helicosphaera recta* و *Sphenolithus ciperoensis* تا اولین ظهور گونه *Discoaster druggii* (نمونه ۱۰ در ضخامت ۱۴ متری) مشخص می‌شود. این زیست‌زون معادل با زیرزون CN1a-b از زیست‌پهنه‌بندی Okada & Bukry (1980) است. ضخامت این زیست‌زون ۱۴ متر و سن آن بر اساس گونه‌های شاخص، اواخر الیگوسن پسین (شاتین) - اوایل

[illegible]

شکل ۳: چگونگی پراکندگی گونه‌های شاخص و حوادث زیستی بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در بخش مورد مطالعه

زیست پهنه‌بندی Okada & Bukry (1980) است. ضخامت این زیست‌زون ۶۳ متر است. مرز زیرین آن توسط آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* و بخش بالایی زیست‌زون توسط آخرین حضور گونه *Helicosphaera ampliaperta* در محدوده مطالعه شده تعیین گردید. سن این زیست‌زون میوسن پیشین - میانی (بوردیگالین / پایین‌ترین قسمت اشکوب لانگین) است. سایر تجمعات فسیلی همراه در این زیست‌زون شامل گونه‌های زیر است:

Braarudosphaera bigelowii, *Coccolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster druggii*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *Helicosphaera obliqua*, *Helicosphaera scissura*, *Pontosphaera multipora*, *Sphenolithus compactus*, *Sphenolithus moriformis*.

در مطالعه حاضر بر اساس گونه‌های نانوفسیلی شاخص و نتایج به دست آمده از گزارشات و مقالات محققین مختلف می‌توان به نتایجی در مورد شرایط حاکم بر حوضه رسوبی مورد نظر دست یافت. عواملی که فعالیت‌های حیاتی سلول کوکولیتوفر را در یک حوضه رسوبی کنترل می‌کند متنوع بوده و شامل موارد متعددی نظیر درجه حرارت، نور و میزان مواد غذایی هستند (Martini 1975, 1976؛ Perch-Nielsen, 1985؛ Marzouk & Soliman, 2004). با توجه به حضور گونه‌های شاخص که به آب و هوای گرم تعلق دارند، می‌توان به بررسی وضعیت آب و هوایی حوضه در زمان نهشته شدن رسوبات با تأکید بر نانوفسیل‌های آهکی پرداخت. حضور گونه‌هایی مانند *Discoaster Helicosphaera deflandrei*, *Discoaster druggii*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *Helicosphaera obliqua*, *Pontosphaera multipora*, *Sphenolithus belemnus*, *Sphenolithus calyculus*, *Sphenolithus capricornutus*, *Sphenolithus delphix*, *Sphenolithus compactus*

***Sphenolithus belemnus* Zone (CN2)**

سومین زیست‌زون مطالعه شده، از آخرین حضور گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* تا آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* ادامه دارد. این زیست‌زون معادل با CN2 از زیست پهنه‌بندی Okada & Bukry (1980) است و در این زیست پهنه‌بندی اولین ظهور (نمونه ۵۲ در ضخامت ۲۰۲ متری) و آخرین حضور (نمونه ۶۹ در ضخامت ۲۸۳ متری) گونه *Sphenolithus belemnus* ملاک تشخیص زیست‌زون CN2 بوده است. ضخامت این زیست‌زون ۸۱/۳۲ متر و سن آن بر اساس گونه‌های شاخص، میوسن پیشین (بوردیگالین) است. در بخش انتهایی این زیست‌زون به دلیل وجود لایه‌های تبخیری ژپس و گچ، هیچ یک از گونه‌های نانوفسیلی مشاهده نشد. بعد از اتمام لایه‌های تبخیری در بخش انتهایی زیست‌زون آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* به همراه برخی از گونه‌ها ثبت شد. تجمعات نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده در این زیست‌زون شامل گونه‌های زیر است:

Braarudosphaera bigelowii, *Coccolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster druggii*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera granulata*, *Helicosphaera obliqua*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *Helicosphaera scissura*, *Pontosphaera multipora*, *Sphenolithus belemnus*, *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus compactus*, *Sphenolithus moriformis*.

***Helicosphaera ampliaperta* Zone (CN3)**

آخرین زیست‌زون شناسایی شده از برش سازند قم *Helicosphaera ampliaperta* Zone است. این زیست‌زون از آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* تا آخرین حضور گونه *Helicosphaera ampliaperta* (نمونه ۷۸ در ضخامت ۳۴۶ متری) تعیین می‌شود. زیست‌زون مذکور معادل با CN3 از

آخرین حضور گونه *Helicosphaera ampliaperta* بیانگر پایان نهشت بخش بالایی سازند قم با سن بوردیگالین - لانگین است. بنابراین سن نهشته‌های سازند قم از الیگوسن پسین تا میوسن میانی پیشنهاد می‌شود. بر مبنای شناسایی گونه‌های شاخص نانوفسیل‌های آهکی، زیست‌زون‌های شناسایی شده در این برش شامل زیست‌زون‌های *Discoaster druggii*, *Triquetrorhabdulus carinatus* *Helicosphaera* و *Sphenolithus belemnus* است که با زیست‌زون‌های CN1a-b, CN1c, CN2 و CN3 از زیست‌پهنه‌بندی Okada & Bukry (1980) همخوانی دارد. با توجه به مطالعات صورت گرفته بر روی این گروه فسیلی، وجود تجمعات حاضر بیانگر آب و هوای گرم و قرار گرفتن برش موردنظر در عرض‌های جغرافیایی پایین با حاکمیت شرایط محیطی گرم بوده است.

moriformis, *dissimilis* و *Sphenolithus* *Triquetrorhabdulus carinatus* که از گونه‌های شاخص عرض‌های جغرافیایی پایین و آب و هوای گرم می‌باشند (Arafa, 1991; Perch-Nielsen, 1985; Bukry, 1973; Marzouk & Soliman, 2002; Marino & Flores, 2002; Abu-Shama, 2007; Villa & Persico, 2006; 2004; Hewaidy et al., 2008; Bown et al., 2008; al., 2014) می‌تواند بیانگر وجود شرایط گرم در زمان ته‌نشینی حوضه در عرض‌های جغرافیایی پایین باشد.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه ۲۹ گونه متعلق به ۱۱ جنس از گروه نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شد. بر اساس این مطالعه، حادثه زیستی آخرین حضور گونه *Helicosphaera recta* تا حادثه زیستی اولین ظهور گونه *Discoaster druggii* بیانگر سن شاتین در شروع نهشته شدن سازند قم و همچنین

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- باغبانی، د.، ۱۳۷۵. بررسی حوضه رسوبی قم و ارزیابی توان هیدروکربوری آن (ایران مرکزی). شرکت ملی نفت ایران، گزارش شماره ۱۸۳۸.
- خاکسار، ک.، بهرام منش تهرانی، م.، ۱۳۹۰. بررسی سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی سازند قم به منظور شناخت اقلیم دیرینه. دومین همایش علوم زمین آشتیان، دانشگاه آزاد اسلامی واحد آشتیان.
- دانشیان، ج.، درخشانی، م.، ۱۳۸۷. پالئواکولوژی فرامینفرای سازند قم در برش قصر بهرام، دامنه‌های شمال غربی سیاه کوه واقع در جنوب گرمسار. مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، ۲۵ (۳): ۲۸-۱۳.
- دانشیان، ج.، قنبری، م.، ۱۳۸۸. بیواستراتیگرافی نهشته‌های عضوهای a و b سازند قم بر مبنای فرامینفرای پلانکتونیک در ناحیه الگو، برش چینه‌شناسی کوه دوبرادر، جنوب شرق قم. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲: ۱۱-۳.
- رحیم زاده، ف.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی ایران: الیگوسن، میوسن و پلیوسن. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۱۱ ص.
- رضایی، م. ر.، ۱۳۹۲. زمین‌شناسی نفت. انتشارات علوی، ۵۵۲ ص.

لاسمی، ی.، امین رسولی، ه.، ۱۳۸۲. چینه نگاری سکانسی سازند قم در جنوب بخش مرکزی حوضه رسوبی ایران مرکزی. *بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۸ ص. هادوی، ف.، الماسی نیا، ب.، ۱۳۸۷. بیواستراتیگرافی سازند قم بر اساس نانوپلانکتونهای آهکی در مقطع پاسنگان. *هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور*، ۷ ص.

- Abu-Shama, A.M., 2007. Biostratigraphy and distribution of calcareous nannofossils of the Miocene rocks from the onshore Mallaha-1X and Abu Roda-1 wells, Northwestern Sinai. *Egyptian Journal of Paleontology*, 7: 147–169.
- Amirshahkarami, M., & Karavan, M., 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom City, Iran. *Geoscience Frontiers*, 6: 593–604.
- Arafa, A.A., 1991. Nannoplankton and planktonic foraminiferal zonation of the lower Miocene sequence in Gebel Hadahid, south west Sinai, Egypt. *Egyptian Journal of Paleontology*, 35 (1–2): 275–284.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy* (British Micropalaeontological Society Publications Series). *Chapman and Kluwer Academic, London*, 16–28.
- Bown, P.R., Dunkley Jones, T., Lees, J.A., Pearson, P.N., Young, J.R., Randell, R., Coxall, H.K., Mizzi, J., Nicholas, C.J., Karega, A., Singano, J., & Wade, B.S., 2008. A Paleogene calcareous microfossil Konservat-Lagerstätte from the Kilwa Group of coastal Tanzania. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 3–12.
- Bozorgnia, F., 1965. Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 24: 69–75.
- Bukry, D., 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. In: Edgar, N.T., Saunders, J.B., et al. (eds.), *Initial reports of the Deep sea Drilling project*, 15: 685–703.
- 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.
- Faris, M., El-Sheikh, H., & Shaker, F., 2016. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the marine Oligocene and Miocene succession in some wells in Northern Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 9: 480.
- Faris, M., Samir, A.M., & Shabaan, M., 2007. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the subsurface Miocene sequence, Northeast Nile Delta, Egypt. 5th International Conference of Geology of Africa, (1): VII-1–VII-31.
- Furrer, M.A., & Soder, P.A., 1955. The Oligo- Miocene marine formation in the Qom region (central Iran). *National Iranian Oil Company*. Report No. 25.
- Hewaidy, A.A., Farouk, S., & Ayyad, H.M., 2014. Integrated biostratigraphy of the upper Oligocene–middle Miocene successions in west central Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Science*, 100: 379–400.
- Kalantari, A., 1964. Paleontological studies on samples collected from the Kuh-e-Yazdan anticline. *National Iranian Oil Company*. Report No. 131.
- Khaksar, K., & Maghfouri-Moghadam, I., 2007. Paleontological study of the echinoderms in the Qom Formation (Central Iran). *Earth Sciences Research Journal*, 11 (1): 57–79.
- Loftus, W.K., 1855. On the geology of the Turko-Persian Frontier and of the districts adjoining, *Quart. Journal of Geological Society of London*, 11: 247–344.
- Marino, M., & Flores, J.A., 2002. Data Report: Calcareous nannofossil stratigraphy at sites 1088 and 1090 (ODP Leg 177, Southern Ocean). In: Gersonde, R., Hodell, D.A., & Blum, P., (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 177: 1–14.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. In: Farniacci, A., (ed.), *Proceedings of 2nd International Conference on Planktonic Microfossils*. Rome, Italy. Edizioni Tecnoscienza, 2: 739–785.
- Martini, E., 1975. Calcareous nannoplankton from the Karpatian in Austria (Middle Miocene). *Proceedings of 6th Congress of Mediterranean Neogene Stratigraphy*, 1: 125–128.
- Martini, E., 1976. Cretaceous to Recent calcareous nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). In: Schlanger, S.O., Jackson, E.D., et al., *Initial reports of the Deep sea Drilling project*, 33: 383–423.

- Marzouk, A.M., & Soliman, S.I.M., 2004. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Paleogene sediments on an onshore-offshore transect of Northern Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Science*, 38: 155–168.
- McGonigal, K.L., & Wei, W., 2003. Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy, ODP Leg 189, Tasmanian Seaway. In: Exon, N.F., Kennett, J.P., & Malone, M.J., (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 189: 1–39.
- Okada, H., 2000. Neogene and quaternary calcareous nannofossils from the Blake ridge, Sites 994, 995, and 9971. In: Paull, C.K., Matsumoto, R., Wallace, P.J., Dillon, W.P., (eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 164:331–341.
- Okada, H., & Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleontology*, 5 (3): 321-325.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), *Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press*, 427-554.
- Rahaghi, A., 1980. Tertiary faunal assemblage of Qum-Kashan, Sabzewar and Jahrum areas. *National Iranian Oil Company*, 8:1–64.
- Seyrafian, A., & Torabi, H., 2005. Petrofacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation (Late Oligocene- Early Miocene?), north of Nain, Southern trend of the Central Iranian Basian. *Carbonates and Evaporites*, 20: 82- 90.
- Stahl, A.F., 1911. Zur geologie von persien. *Handbuch der Regionalen Geologie*, Band 5, Heft 8, Heidelberg, Germany, 24 (2): 275 – 279.
- Tietze, E., 1875. En ausflug nach deim Siahkuh (Schwarzerberg) in Persien. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, 180: 257-267.
- Vaziri-Moghaddam, H., & Torabi, H., 2004. Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession, Central basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, Stuttgart, 6: 321-344.
- Villa, G., & Persico, D., 2006. Late Oligocene climatic changes: Evidence from calcareous nannofossils at Kerguelen Plateau Site 748 (Southern Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231: 110-119.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S.M., & Persico, D., 2008. Middle Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen plateau, Site748. *Marine Micropaleontology*, 69: 173-192.
- Von Abich, H., 1878. Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern: theil 1. Eine Bergkalkfauna aus der Araxesenge bei Djoulfa in Armenien. In *commission bei Alfred Hölder*, Wien, Germany, 126.
- 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.

مقایسه زیست‌زون‌های آمونیتی با نانوفسیلی در سازند آیتامیر، شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ (برش امیرآباد)

نسیم موسوی^۱، انوشیروان لطفعلی کنی^۲، عبدالمجید موسوی‌نیا^۳

۱- دانشجوی دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی تهران، تهران، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی تهران، تهران، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: nasimmousavi805@gmail.com

تاریخ دریافت: ۹۵/۴/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۱۶

چکیده

در این مطالعه سازند آیتامیر در برش امیرآباد در شرق حوضه کپه‌داغ بر اساس نانوپلانکتون‌های آهکی مورد مطالعه قرار گرفت و نتایج حاصله با یافته‌های آمونیتی مطابقت داده شد. ضخامت سازند آیتامیر در این برش ۶۶۸ متر اندازه‌گیری شده است. رخدادهای زیستی نانوفسیلی در قالب دو زیست‌پهنه‌بندی CC و NC استفاده شده و زیست‌زون‌های CC8 تا CC10 و NC9 تا NC13 تعیین شده است. بر اساس نانوفسیل‌های آهکی سن آلبین - سنومانین پسین برای سازند آیتامیر در نظر گرفته شده است. زیست‌زون‌های آمونیتی تعیین شده در برش امیرآباد سن آلبین پیشین - سنومانین میانی را برای سازند آیتامیر (تا حدود ۲۰ متر انتهایی سازند آیتامیر) تعیین کرده است که منطبق بر نتایج نانوفسیلی است.

واژه‌های کلیدی: آمونیت؛ نانوپلانکتون آهکی؛ سازند آیتامیر؛ آلبین؛ سنومانین؛ کپه‌داغ.

مقدمه

آمونیت‌های سازند آیتامیر در این حوضه توسط مافی و همکاران (۱۳۹۰) و گرمابی و موسوی‌نیا (۱۳۹۳) مطالعه شده‌اند. نانوفسیل‌های بخش زیرین سازند آیتامیر توسط سوسنی (۱۳۸۴) و بخش بالایی این سازند توسط هادوی و موسی زاده (۱۳۸۴) در برش شوراب مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. هدف از این مطالعه، تعیین سن سازند آیتامیر در برش امیرآباد بر اساس نانوفسیل‌های آهکی و فونای آمونیتی می‌باشد.

حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران، از شرق دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، در یک راستای غربی - شمال غربی تا شرقی - جنوب شرقی وارد افغانستان می‌شود (افشارحرب، ۱۳۷۳) (شکل ۱الف). در این منطقه رسوبات کرتاسه از گسترش و ضخامت قابل توجهی برخوردارند. آمونیت‌های کرتاسه این حوضه توسط Seyed-Emami (1980)؛ Aryai & Seyed-Emami (1981)؛ Raisossadat & Immel *et al.* (1984)؛ Mosavinia *et al.* (2004، 2006)؛ و Wilmsen & Mosavinia (2011) مطالعه شده است.

موقعیت زمین شناسی و سنگ شناسی برش مورد مطالعه
برش امیرآباد در ۶۵ کیلومتری جاده اصلی مشهد - کلات و

روش مطالعه

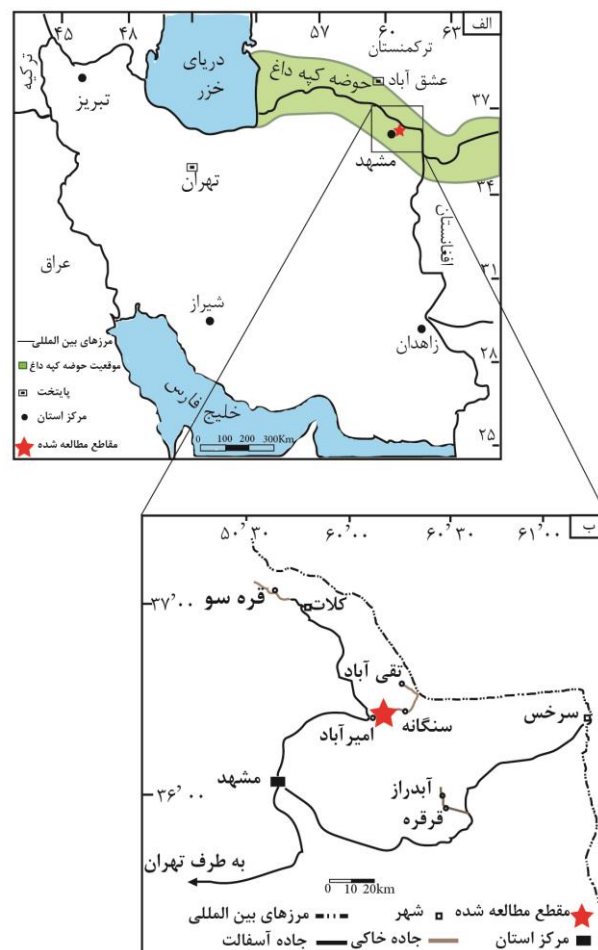
از سازند آیتامیر در برش امیرآباد، تعداد ۱۳۹ نمونه در فواصل حدود ۳ تا ۵ متری از عمق حدود ۴۰ سانتی‌متری برداشت شد. حدود ۴۰ متر از هر کدام از سازندهای سنگانه (در زیر) و آبدراز (در بالا) نیز اندازه‌گیری و برداشت شدند. نمونه‌های برداشت شده به روش ثقلی Bown & Young (1998) آماده‌سازی و اسلایدها با میکروسکپ نوری Nikon مدل Optiphot II Pol و بزرگ‌نمایی ۱۰۰۰× مطالعه شدند. برای مطالعات تاکسونومی، از منابعی همچون Perch-Nielsen (1985)؛ Varol (1992) و Bown (1998) استفاده شده است.

آمونیت‌های موجود از لایه‌های سنگی توالی مورد مطالعه برداشت شدند و موقعیت آن‌ها در ستون چینه نگاری نیز مشخص شد. نمونه‌های آمونیتی در آزمایشگاه دیرینه‌شناسی دانشگاه پیام نور مشهد شناسایی و از زوایای مختلف آن‌ها عکس‌برداری انجام شد. در تعیین زیست‌زون‌های آمونیتی از مطالعات موسوی نیا (۱۳۸۵)، Mosavinia et al. (2014) و گرمایی و موسوی نیا (۱۳۹۳) نیز استفاده شده است.

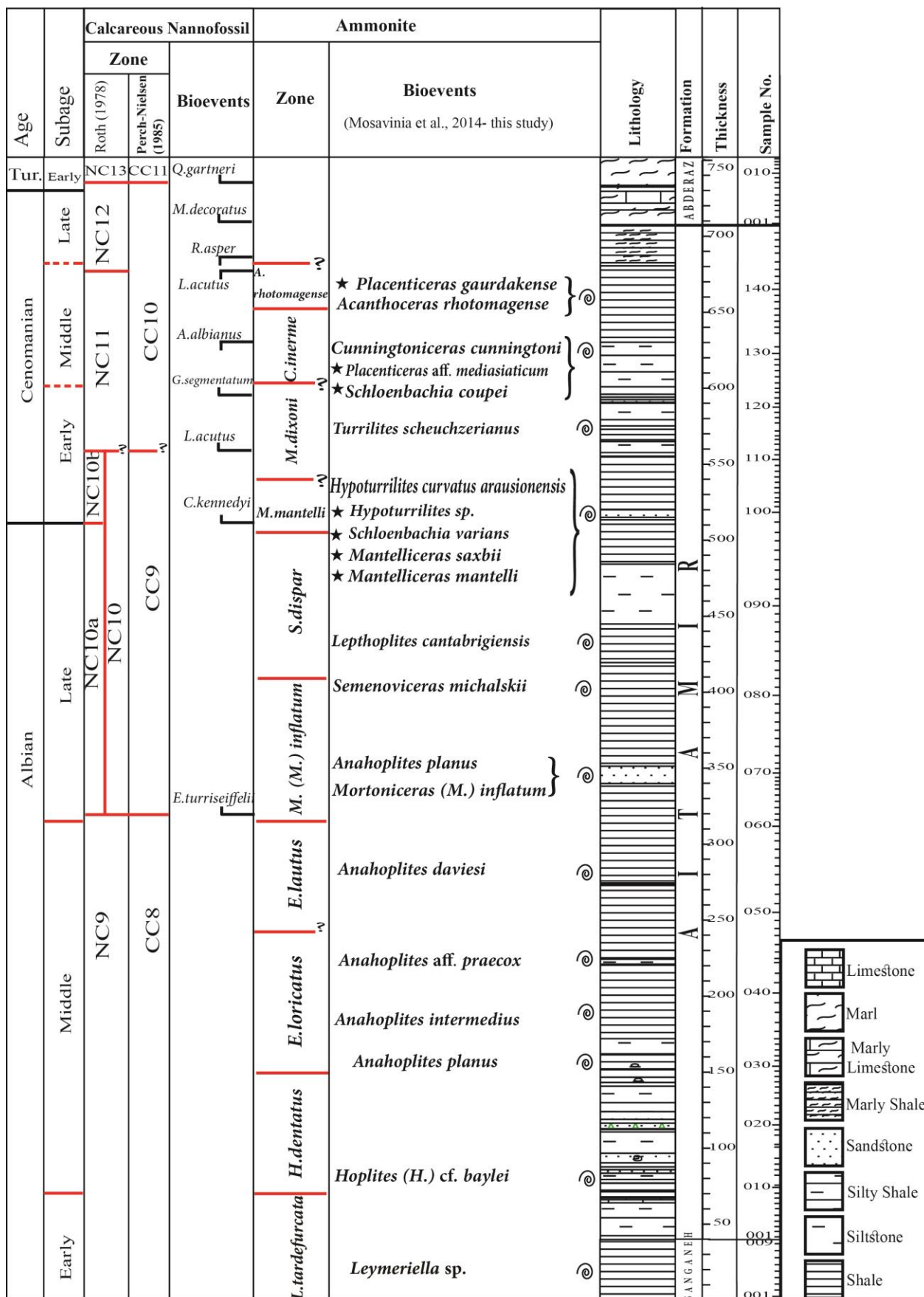
افق‌های زیستی و زیست‌پهنه‌بندی نانوفسیل‌های آهکی

نانوفسیل‌های آهکی یکی از مهمترین گروه‌های فسیلی برای تعیین سن و تطابق لایه‌های رسوبی هستند. در مجموع تعداد ۶۵ گونه متعلق به ۳۴ جنس نانوفسیلی مختلف در برش امیرآباد از سازند آیتامیر و ۴۰ متر انتهایی سازند سنگانه و ۴۰ متر ابتدایی سازند آبدراز شناخته شده است. از رخدادهای فسیلی در برش امیرآباد، در قالب زیست‌پهنه‌بندی‌های CC (Perch-Nielsen, 1985) و NC (Roth, 1978) استفاده شده است که در شکل ۲ نشان داده شده‌اند. سن‌های ارائه شده بر اساس مقیاس زمانی Gradstein et al. (2012) و Burnett (1998) پیشنهاد شده است.

در موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 34' 59''$ شرقی $60^{\circ} 9' 24''$ شمالی قرار دارد (شکل ۱ ب) و ارتفاع آن از سطح دریا ۷۲۰ متر است. ضخامت سازند آیتامیر در این برش ۶۶۸ متر اندازه‌گیری شده است و سنگ شناسی آن شامل تناوبی از سیلت سنگ، ماسه سنگ حاوی فسیل دوکفه‌ای و آمونیت، ماسه سنگ گلاکونیتی، شیل سیلتی خاکستری تیره و شیل خاکستری مایل به سیاه می‌باشد. مرز پایینی با سازند سنگانه پیوسته است. سازند آیتامیر در بخش بالایی شامل شیل خاکستری تیره مایل به سبز می‌باشد و با شیل‌های مارنی خاکستری روشن سازند آبدراز به صورت همشیب و پیوسته در نظر گرفته شده است.



شکل ۱: الف) موقعیت حوضه رسوبی کپه‌داغ در ایران و کشورهای همسایه (برگرفته از Berberian & King, 1981)؛ ب) موقعیت برش امیرآباد و راه‌های دسترسی به آن



شکل ۲: زیست‌زون‌ها و افق‌های زیستی نانوفسیلی بر اساس زیست‌پهنه‌بندی CC (Perch-Nielsen, 1985); زیست‌پهنه‌بندی NC (Roth, 1978) در کنار زیست‌زون‌های آمونیتی (Amedro, 1992; Owen, 1999; Gale et al., 1996, 1999; Owen, 1999); علامت ستاره: شواهد حضور آمونیت‌ها برگرفته از گرمابی و موسوی‌نیا (۱۳۹۳).

آیتامیر تعریف می‌شود و سن سنومانین پیشین - میانی را برای این بخش پیشنهاد می‌کند و معادل بخش زیرین زیست‌زون CC10 است. مرز زیرین زیست‌زون CC10 در Burnett (1998)، معادل با مرز زیرین زیست‌زون NC11، و با اولین ظهور گونه *Microrhabdulus decoratus* و *Lithraphidites acutus* تعریف می‌شود. در برش مورد مطالعه گونه *Microrhabdulus decoratus* در اولین نمونه از سازند آبدراز دیده شده است. بنابراین مرز زیرین زیست‌زون CC10 با علامت سوال هم‌ارز مرز زیرین زیست‌زون NC11 قرار داده شده است.

***Rhagodiscus asper* Zone (NC12)**

این زیست‌زون از آخرین حضور گونه *Lithraphidites acutus* تا اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* در ضخامت ۲۶ متری سازند آبدراز (ضخامت ۷۳۵ متری برش مورد مطالعه) تعریف می‌شود و معرف سن سنومانین پسین است. این زیست‌زون معادل بخش بالایی زیست‌زون CC10 است.

***Eprolithus floralis* Zone (NC13)**

این زیست‌زون از اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* در ضخامت ۲۶ متری سازند آبدراز آغاز می‌شود و معادل بخش ابتدایی زیست‌زون CC11 است که از اولین ظهور گونه *Quadrum gartneri* در ۲۶ متری سازند آبدراز تعریف می‌شود. با توجه به این که ظهور *Quadrum gartneri* در تورونین پیشین رخ می‌دهد، سن پیشنهاد شده برای رسوبات انتهای سازند آیتامیر و ۲۰ متر ابتدایی سازند آبدراز این بخش سنومانین پسین و از ۲۰ متری سازند آبدراز، تورونین پیشین در نظر گرفته می‌شود. گونه‌های مهم نانوفسیلی در سازند آیتامیر، برش امیرآباد، در شکل ۳ و ۴ نشان داده شده است.

***Axopodorhabdus albianus* Zone (NC9)**

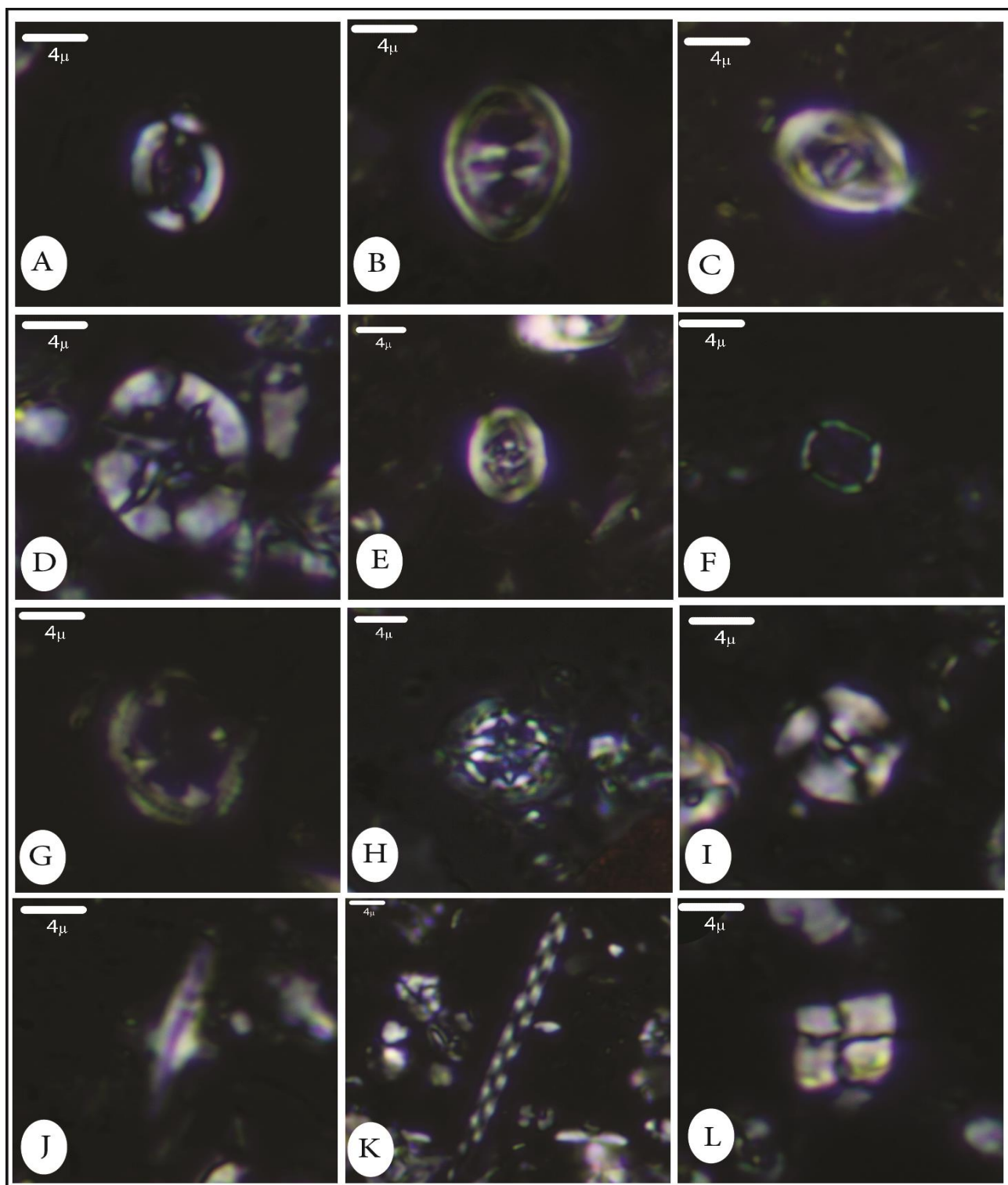
مرز پایینی این زیست‌زون با اولین ظهور گونه *Axopodorhabdus albianus* تعریف می‌شود که پایین‌تر از محدوده برش مطالعه شده است و تا FO گونه *Eiffellithus turriseiffelii* ادامه می‌یابد.

***Eiffellithus turriseiffelii* Zone (NC10)**

این زیست‌زون با اولین حضور گونه *Eiffellithus turriseiffelii* در ضخامت ۲۸۰ متری از سازند آیتامیر (۳۲۰ متری از کل برش)، آغاز می‌شود و تا اولین ظهور گونه *Lithraphidites acutus* ادامه دارد. مشاهده اولین ظهور گونه *Lithraphidites acutus* در این برش با قطعیت همراه نیست و مرز بالایی این زیست‌زون با علامت سوال تعیین شده است. زیست‌زون NC10 با اولین ظهور گونه *Corollithion kennedyi* در ضخامت ۴۷۲ متری سازند آیتامیر، به دو بخش NC10a و NC10b تقسیم می‌شود. ظهور گونه *Corollithion kennedyi* مرز آلین پسین - سنومانین پیشین را تعیین می‌کند. بنابراین سن زیست‌زون NC10 آلین پسین - سنومانین پیشین است. این زیست‌زون معادل زیست‌زون CC9 است که از اولین حضور گونه *Eiffellithus turriseiffelii* تا اولین ظهور گونه *Lithraphidites acutus* تعیین می‌شود. ۴۰ متر بالایی سازند سنگانه و ۲۸۰ متر ابتدایی سازند آیتامیر جزو زیست‌زون‌های CC8 و NC9 در نظر گرفته می‌شود. این دو زیست‌زون تنها به دلیل قرارگیری در زیر زیست‌زون‌های CC9 و NC10 نام‌گذاری شده‌اند و شاخصه زیست‌زونی آنها یعنی، به ترتیب اولین ظهور گونه *Prediscosphaera columnata* و اولین ظهور گونه *Axopodorhabdus albianus* پایین‌تر از محدوده این مطالعه قرار می‌گیرد.

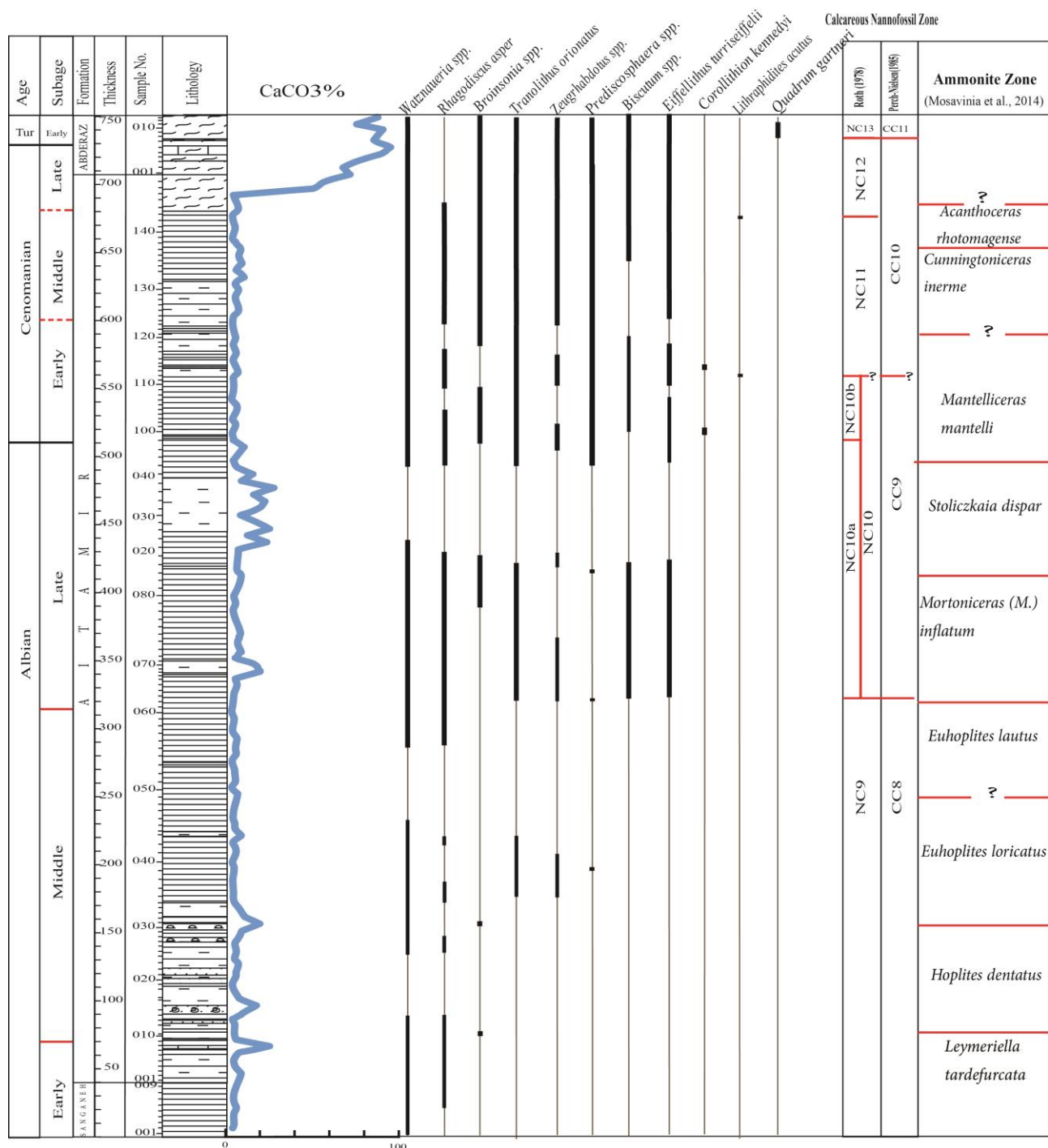
***Lithraphidites acutus* Zone (NC11)**

این زیست‌زون از اولین ظهور تا آخرین حضور گونه *Lithraphidites acutus* در ضخامت ۶۳۹ متری سازند



شکل ۳: تصاویر منتخبی از مهمترین نانوفسیل‌های شناسایی شده در این پژوهش (* همه عکس‌ها در نور XPL گرفته شده است. در شماره نمونه‌ها At؛ مخفف سازند آیتامیر و Ad؛ مخفف سازند آبدراز است)

A. *Broinsonia cenomanica* Sample No. At-081; B. *Tranolithus orionatus* Sample No. At-100; C. *Zeugrhabdodus birescenticus* Sample No. At-142; D. *Eiffellithus turriseiffelii* Sample No. At-074; E. *Rhagodiscus asper* Sample No. At-101; F. *Corollithion kennedyi* Sample No. At-101; G. *Axopodorhabdus albianus* Sample No. At-131; H. *Prediscosphaeracolumnata* Sample No. At-104; I. *Watznaueriabarnesiae* Sample No. At-039; J. *Lithraphidites acutus* subsp. *acutus* Sample No. At-143; K. *Microrhabdulus decoratus* Sample No. Ad-001; L. *Quadrum gartneri*-Sample No. Ad-010.



شکل ۴: نمودار پراکنده‌گی گونه‌های مهم نانوفسیلی در برش امیرآباد

زیست‌زون‌های آمونیتی

زیست‌زون‌های آمونیتی تعیین شده در کنار زیست‌زون‌های نانوفسیلی در شکل ۲ نشان داده شده‌اند. در تعیین این زیست‌زون‌ها، از نتایج مطالعات موسوی نیا (۱۳۸۵) و Mosavinia et al. (2014) (آمونیت‌های سازند آیتامیر را در

شرق حوضه کپه‌داغ) و همچنین از مقاله گرمایی و موسوی‌نیا (۱۳۹۳) (آمونیت‌های بخش بالایی سازند آیتامیر در همین برش) استفاده شده است. تصاویر منتخبی از این آمونیت‌ها در شکل ۵ آمده است.

تعریف می‌شود. مرز زیرین این زیست‌زون با علامت سوال کمی بالاتر از گونه *Anahoplites aff. praecox* قرار داده شده و به طور تقریبی از زیست‌زون *Euhoplites loricatus* جدا شده است.

Mortoniceras (Mortoniceras) inflatum Zone

این زیست‌زون با حضور گونه *Mortoniceras inflatum* (که از لایه ماسه‌سنگی واقع در ضخامت ۳۰۵ متری سازند آیتامیر یافت شده است، تعریف می‌شود. از این لایه همچنین گونه *Anahoplites planus* نیز به دست آمده است. در ضخامت ۳۶۲ متری از این سازند، گونه *Semenovicerias michalskii* برداشت شده است. این گونه شاخص زیرزیست‌زون *Dipoloceras cristatum* و زیست‌زون *Mortoniceras inflatum* و سن قاعده آلبین پسین است. این زیست‌زون از ضخامت ۲۷۵ تا ۳۷۰ متری سازند آیتامیر تعریف می‌شود.

Stoliczkaia dispar Zone

در حد فاصل ۳۸۰ تا ۴۰۰ متری گونه *Lepthoplites cantabrigiensis* دیده می‌شود. این گونه شاخص زیست‌زون *Stoliczkaia dispar* است (Immel & Seyed-Emami, 1985). این زیست‌زون از ۳۷۰ تا حدود ۴۵۰ متری سازند آیتامیر با سن آلبین پسین تعریف می‌شود.

Mantelliceras mantelli Zone

گونه *Hyphoplites curvatus arausionensis* از ماسه‌سنگ‌های واقع در ۴۷۵ متری سازند آیتامیر یافت شده است. این گونه شاخص زیست‌زون *Mantelliceras mantelli* است. این زیست‌زون از ۴۶۵ تا ۵۰۰ متری سازند آیتامیر تعیین شده و معرف سن سنومانین پیشین است. از این زیست‌زون همچنین گونه‌های *Hypoturrilites sp.*، *Mantelliceras saxbii*، *Mantelliceras mantelli* و

Leymeriella tardefurcata Zone

از آخرین لایه‌های شیلی سازند سنگانه آمونیت *Leymeriella* sp. (Plate 2-A) برداشت شده است که متعلق به زیست‌زون *Leymeriella tardefurcata* است و سن آلبین پیشین را برای بخش بالایی سازند سنگانه و قاعده سازند آیتامیر مشخص می‌کند. این زیست‌زون ۴۰ متر پایانی سازند سنگانه و ۳۰ متر ابتدایی سازند آیتامیر را دربرمی‌گیرد.

Hoplites dentatus Zone

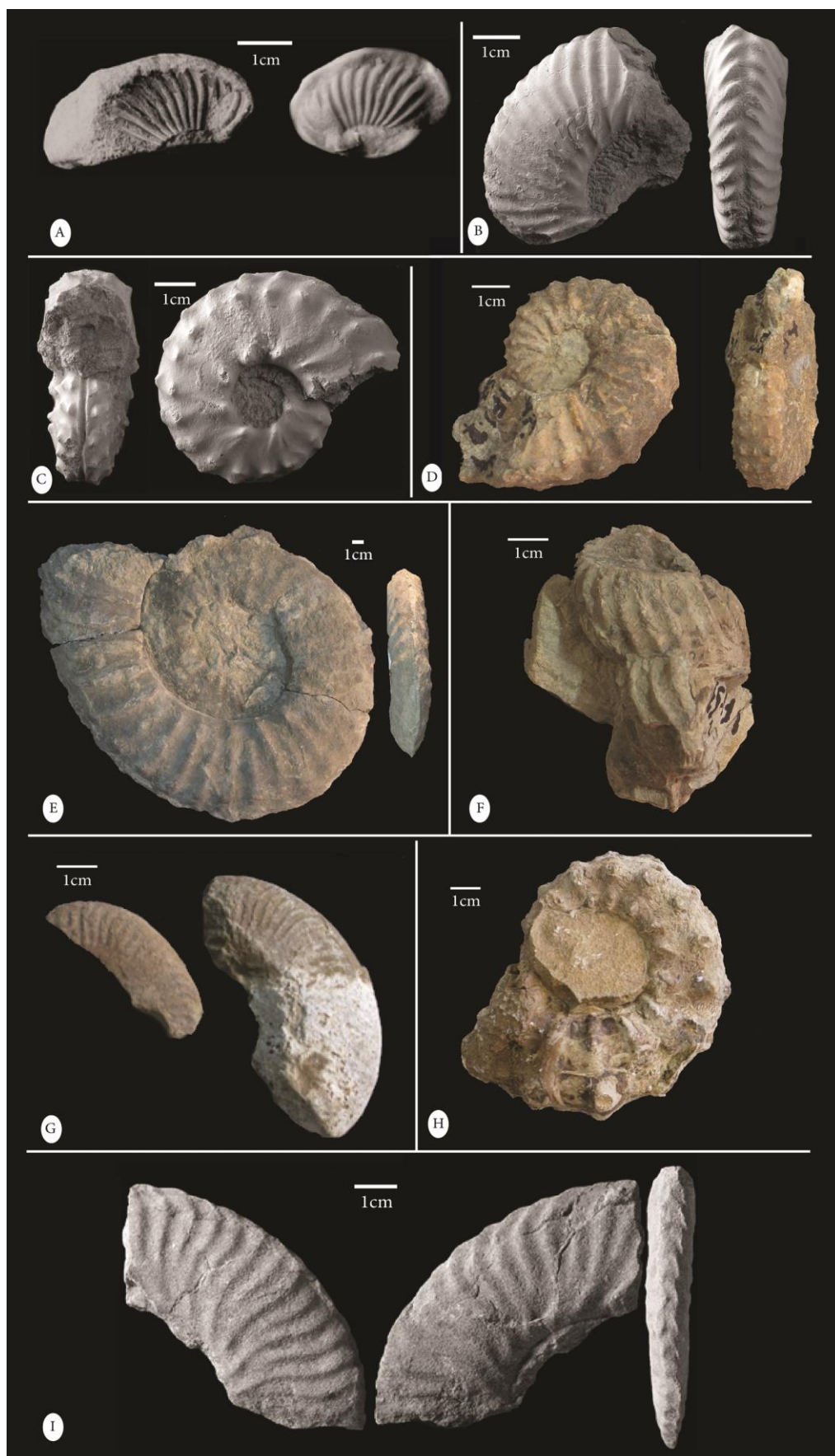
از لایه‌های ماسه سنگی در ضخامت ۳۸ متری سازند آیتامیر نمونه آمونیتی *Hoplites (Hoplites) cf. baylei* یافت شده است که مربوط به زیست‌زون *Hoplites dentatus* و زیرزیست‌زون *Lyelliceras lyelli* است و شاخص قاعده آلبین میانی است. این زیست‌زون از ضخامت حدود ۳۰ متری تا ۱۱۰ متری سازند آیتامیر تعیین شده است.

Euhoplites loricatus Zone

از افق ماسه سنگ‌های واقع در ضخامت ۱۴۵ متری سازند آیتامیر گونه آمونیتی *Anahoplites intermedius* به دست آمده که شاخص زیست‌زون *Hoplites dentatus* و پایین‌ترین بخش از زیست‌زون *Euhoplites loricatus Zone* است. از شیل‌های واقع در حد فاصل ۱۶۰ تا ۱۸۰ متری سازند آیتامیر گونه *Anahoplites aff. praecox* به دست آمده است که شاخص بخش بالایی زیست‌زون *Euhoplites loricatus* مربوط به آلبین میانی است. این زیست‌زون از ضخامت ۱۱۰ متری تا ۲۱۰ متری سازند آیتامیر تعیین شده است.

Euhoplites lautus Zone

از لایه‌های ماسه سنگی در ۲۴۱ متری سازند آیتامیر آمونیت *Anahoplites daviesi* به دست آمده که شاخص بالاترین بخش آلبین میانی از زیست‌زون *Euhoplites lautus* است. این زیست‌زون از ضخامت ۲۱۰ تا ۲۷۵ متری سازند آیتامیر



شکل ۵: تصاویر منتخبی از مهمترین آمونیت‌های شناسایی شده در این پژوهش

- A. *Leymeriella* sp.;
 B. *Hoplites* (*Hoplites*) *dentatus* Sowerby 1821;
 C. *Hyphoplites curvatus aravsionensis* Mantell 1822;
 D. *Acanthoceras rhotomagense* rogniart 1822;
 E. *Mortoniceras* (*M.*) *inflatum* Sowerby 1818;
 F. *Turrilites scheuchzerianus* Bosc 1801;
 G. *Leptoplites cantabrigiensis* Spath 1926;
 H. *Cunningtoniceras cunningtoni* Sharpe 1855;
 I. *Anahoplites daviesi* Spath 1923.

Schloenbachia varians نیز گزارش شده است (گرمایی و موسوی نیا؛ ۱۳۹۳).

Mantelliceras dixonii Zone

از ضخامت ۵۷۵ متری برش مطالعه شده (۵۳۵ متری سازند آیتامیر) گونه آمونیتی *Turrilites scheuchzerianus* یافت شده که شاخص بخش بالایی سنومانین پیشین از زیستزون *Mantelliceras dixonii* Zone است و از بخش زیرین سنومانین میانی نیز یافت شده است.

Cunningtoniceras inerme Zone

از ضخامت ۶۲۵ متری برش امیرآباد (۵۸۵ متری سازند آیتامیر) گونه *Cunningtoniceras cunningtoni* یافت شده است که بیانگر آغاز سنومانین میانی برای این بخش است. این گونه شاخص زیستزون *Cunningtoniceras inerme* است، اما از قاعده زیستزون *Acanthoceras rhotomagense* و زیرزیستزون *Turrilites costatus* هم گزارش شده است (Wright & Kennedy, 1987). از این بخش گونه‌های *Schloenbachia coupei* و *Placentoceras aff. mediasiaticum* نیز گزارش شده است (گرمایی و موسوی نیا، ۱۳۹۳).

Acanthoceras rhotomagense Zone

از شیل‌های واقع در محدوده ۶۲۰ متری، گونه *Acanthoceras rhotomagense* یافت شده است که معرف زیستزون *Acanthoceras rhotomagense* است و در حد فاصل ۶۱۰ تا ۶۵۰ متری سازند آیتامیر با سنومانین میانی تعریف می‌شود.

انطباق کروئوستراتیگرافی زیستزون‌های نانوفسیلی و آمونیتی
فراوانی و اجتماع نانوفسیل‌های آهکی ممکن است تحت تأثیر انحلال و دیاژنز قرار بگیرد و سبب افزایش انواع مقاوم

در برابر انحلال شود. همچنین دیاژنز باعث انحلال و یا رشد ثانویه کلسیت در نانوفسیل‌های آهکی می‌شود و تشخیص آن‌ها را با مشکل مواجه می‌کند. نانوفسیل‌ها در لایه‌های ماسه سنگی معمولاً حفظ نشده‌اند و در لایه‌های سیلتی بخش‌های پایینی سازند آیتامیر، میزان حفظ‌شدگی نانوفسیل‌ها با استاندارد Roth (1983) ضعیف تا متوسط است و معمولاً دچار خوردگی^۱ شده‌اند. این نمونه‌ها دارای درصد بالایی از گونه‌های مقاوم در برابر دیاژنز مانند *Watznaueria* spp. هستند و گونه‌هایی مانند *Zeugrhdodus* spp. معمولاً حذف می‌شوند یا فقط طوقه^۲ بیرونی آنها باقی می‌ماند. در این بخش به ندرت، نانوفسیل‌هایی از قبیل *Tranolithus*, *Rhagodiscus asper* و *orionatus* و گونه‌هایی از جنس *Broinsonia* دیده می‌شوند (شکل ۳). در این لایه‌ها، آمونیت‌ها برای زیست پهنه‌بندی و تعیین سن استفاده شده‌اند. تا ضخامت ۲۸۰ متری از سازند آیتامیر به دلیل تأثیر سنگ شناسی و دیاژنز، گونه نانوفسیلی شاخصی مشاهده نشده است. در ضخامت ۲۸۰ متری از سازند آیتامیر (ضخامت ۳۲۰ متری از کل برش) اولین حضور گونه *Eiffelithus turriseiffelii* دیده شده است که در آلبین پسین واقع شده است. از سوی دیگر، اولین حضور گونه *Corollithion kenedyi* در ضخامت ۴۷۲ متری سازند آیتامیر، بر اساس نوشته Gradstein et al. (2012) معرف مرز آلبین - سنومانین است و بنابراین زیستزون NC10A سن آلبین پسین را دربرمی‌گیرد. زیستزون آمونیتی *Leymeriella tardefurcata* برای ۴۰ متر پایانی سازند سنگانه و ۲۸۰ متری ابتدای سازند آیتامیر، سن آلبین پیشین و زیستزون‌های *Euhoplites lautus*، *Euhoplites loricated* و *Hoplites dentatus* سن آلبین میانی را

پیشنهاد می‌کنند. به این ترتیب زیست‌زون‌های آمونیتی *Mortoniceras inflatum* و *Stoliczkaia dispar* بیانگر سن آلبین پسین هستند که تقریباً و با اختلاف چند متر با سن آلبین پسین تعیین شده توسط نانوفسیل‌ها همپوشانی دارد. جدا کردن سنومانین پیشین و میانی با گونه‌های نانوفسیلی موجود در این برش امکان‌پذیر نیست. از این لایه‌ها آمونیت‌های شاخص زیست‌زون *Mantelliceras manteli* با سن سنومانین پیشین و زیست‌زون‌های *Acanthoceras rhotomagense* و *Cunningtoniceras inerme* با سن سنومانین میانی یافت شده است. از ۲۰ متر انتهایی سازند آیتامیر و ۴۰ متر قاعده سازند آبدراز گونه آمونیتی یافت نشده است. در رسوبات این بخش آخرین حضور گونه‌های نانوفسیلی *Lithraphidites acutus* و *Rhagodiscus asper* مؤید سن سنومانین پسین برای ۲۰ متر انتهایی سازند آیتامیر تا ۲۰ متر آغازین سازند آبدراز است. در ضخامت ۲۶ متری سازند آبدراز اولین حضور گونه *Quadrum gartneri* دیده می‌شود که سن تورونین پیشین را برای رسوبات این بخش تعیین می‌کند.

بنابر زیست‌زون‌های نانوفسیلی تعیین شده در انتهای سازند آیتامیر و ابتدای سازند آبدراز، ناپوستگی رسوبی که به حذف زیست‌زون بین این دو سازند منجر شود، مشاهده نمی‌شود. پیوستگی رسوبی در برش‌هایی از غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ نیز گزارش شده است (معتدل‌الشریعتی و همکاران، ۱۳۹۱؛ بهروزی، ۱۳۹۲).

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعه نانوفسیل‌های آهکی در سازند آیتامیر واقع در برش امیرآباد، زیست‌زون‌های CC8 تا CC10

Sissingh (1977) اصلاح شده توسط Perch-Nielsen (1985) و زیست‌زون‌های NC9 تا NC13 در نوشته Roth (1978) و سن آلبین تا سنومانین پسین برای این سازند پیشنهاد می‌شود.

با گونه‌های آمونیتی یافت شده در برش امیرآباد زیست‌زون‌های *Acanthoceras rhotomagense*، *Euhoplites lautus*، *Cunningtoniceras inerme*، *Hoplites dentatus*، *Euhoplites loricatus*، *Mantelliceras mantelli*، *Leymeriella tardefurcata*، *Mortoniceras inflatum* و *Stoliczkaia dispar* مشخص شدند و سن آلبین پیشین - سنومانین میانی برای انتهای سازند سنگانه تا ۲۰ متر انتهایی سازند آیتامیر پیشنهاد می‌شود.

کنار هم قرار دادن زیست‌زون‌های آمونیتی و نانوفسیلی، تعیین سن دقیق‌تر به همراه زیرتقسیمات سنی را امکان‌پذیر می‌کند. برای بخش بالایی سازند سنگانه و بخش زیرین سازند آیتامیر (۳۲۰ متر پایینی برش مورد مطالعه) که زیست‌زون‌های نانوفسیلی به دلیل تأثیر دیاژنز از دقت بالایی برخوردار نیستند، زیست‌زون‌های آمونیتی سن آلبین پیشین - میانی را پیشنهاد می‌کند. در بخش میانی برش (ضخامت ۳۲۰ تا ۶۹۰ متری برش) هر دو گروه فسیلی سن آلبین پسین - سنومانین میانی را پیشنهاد می‌کنند و در ۲۰ متر انتهایی سازند آیتامیر و ۲۰ متر ابتدایی سازند آبدراز که نمونه آمونیتی یافت نشده، گونه‌های نانوفسیلی سن سنومانین پسین - تورونین پیشین را نشان می‌دهند.

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران، زمین شناسی کپه‌داغ. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ص.
- بهروزی، م.، ۱۳۹۲. نانوفسیل‌های آهکی واحد شیلی سازند آیتامیر در شمال غرب کپه‌داغ (برش چرلی). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند.
- سوسنی، ا.، ۱۳۸۴. بایواستراتیگرافی بخش زیرین سازند آیتامیر بر مبنای نانوپلانکتون‌های آهکی در برش شوراب (جاده مشهد - سرخس). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.
- گرمابی، ب.، موسوی نیا، ع.، ۱۳۹۳. آمونیت‌های سنومانین در برش تقی آباد (شرق حوضه کپه‌داغ). نشریه دیرینه شناسی، (۲): ۲۳۰-۲۴۳.
- هادوی، ف.، موسوی زاده، ه.، ۱۳۸۴. ویژگی‌های سیستم چینه‌ای سازند آیتامیر بر مبنای نانوپلانکتون‌های آهکی در برش شروع آب (رشته کوه کپه‌داغ). بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، تهران.
- مافی، آ.، رئیس‌السادات، س.ن.، موسوی نیا، ع.، محبوبی، ا.، ۱۳۹۰. پالئوبیوژئوگرافی سازند آیتامیر بر اساس آمونیت‌ها، حوضه کپه‌داغ در شمال مشهد (برش بابافر جی). پنجمین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران، مرکز بین‌المللی علوم و تکنولوژی پیشرفته در علوم محیطی، کرمان، صص ۱۲۸-۱۳۴.
- معمدالشریعتی، م.، صادقی، ع.، وزیری مقدم، ح.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۱. ریززیست چینه نگاری سازند آیتامیر در شمال باختر حوضه کپه‌داغ (برش مراوه تپه). نشریه علوم زمین، ۸۵: ۲۲۵-۲۳۶.
- موسوی نیا، ع.، ۱۳۸۷. چینه شناسی و فسیل شناسی ردیف‌های رسوبی کرتاسه میانی در خاور کپه‌داغ (با توجه ویژه به فون آمونیتی). رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۵۰ص.
- Amedro, F., 1992. L' Albien du bass in Anglo-Parisien: Ammonites zonation phyletiques, sequences. *Bulletin du Centres Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 16 (I): 187-233.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18: 210-265.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series, *Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers*, 16-28.
- Bown, P.R., (ed.), 1998. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, *Chapman and Hall*, London, 1-315.
- Burnett, J.A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series, *Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers*, 132-199.
- Gale, A.S., Hancock, J.M., & Kennedy, W.J., 1999. Biostratigraphical and sequence correlation of the Cenomanian successions in Mangyshlak (W. Kazakhstan) and Crimea (Ukraine) with those in southern England. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, Sciences de la Terre, 69: supplement A, 67-86.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Burnett, J.A., Caron, M., & Kidd, B.E., 1996. The late Albian to Early Cenomanian succession at Mont risou near rosans (Hautes Alps, SE France); an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes). *Cretaceous Research*, 17: 515-606.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., & Hilgen, F.J., 2012. On The Geologic Time Scale. *Newsletters on Stratigraphy* 45 (2): 171-188.
- Immel, H., Seyed-Emami, K., & Afshar-Harb, A., 1997. Kreide-Ammoniten aus dem iranischen teil des Koppeh-Dagh (NE-Iran). *Zitteliana*, 21: 159-190.

- Immel, H., Seyed-Emami, K., 1985. Die Kreideammoniten des Glaukonitkalkes (O.Alb e O.Cenoman) des Kolah-Qazi-Gebirges südöstlich von Esfahan (Zentraliran). *Zitteliana*, 12: 87-137.
- Mosavinia, A., & Wilmsen, M., 2011. Cenomanian Acanthoceratoidea (Cretaceous Ammonoidea) from the Aitamir Formation (Koppeh Dag, NE Iran): taxonomy and stratigraphic implications. *Acta Geologica Polonica*, 61: 175-192.
- Mosavinia, A., Lehmann, J., & Wilmsen, M., 2014. Late Albian ammonites from the Aitamir Formation (Koppeh Dag, NE Iran). *Cretaceous Research*, 50: 72-88.
- Mosavinia, A., Wilmsen, M., Aryai, A., Shahida, M., & Lehmann, J., 2007. Mortoniceratinae (Ammonitina) from the Upper Albian (cretaceous) of the Atamir Formation, Koppeh Dag Mountains, NE Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 246 (1): 83-95.
- Owen, H.G., 1999. Correlation of Albian European and Tethyan ammonite zonations and the boundaries of the Albian Stage and substages: some comments. *Scripta Geologica*, 3: 129-149.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 329-426.
- Raisossadat, S.N., 2004. The ammonite family Deshayesitidae in the Kopet Dag Basin, north-east Iran. *Cretaceous Research*, 25: 115-136.
- Raisossadat, S.N., 2006. The ammonite family Parahoplitidae in the Sanganeh Formation of the Kopet Dag Basin, north-eastern Iran. *Cretaceous Research*, 27: 907-922.
- Roth, P.H., 1973. Calcareous nannofossils-Leg 17, Deep Sea drilling Project. In: Roth, P.H., & Herring, J.R., (eds.), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 177: 696-796.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. In: Benson, W.E., & Sheridan, R.E., (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 44*. U.S. Government Printing Office, Washington, 731-760.
- Roth, P.H., 1983. Jurassic and Lower Cretaceous Calcareous Nannofossils in the Western North Atlantic (Site 534): Biostratigraphy, Preservation, and Some Observations on Biogeography and Paleoceanography. In: Sheridan, R.E., & Gradstein, F.M., (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 76: 587-621.
- Seyed-Emami, K., & Aryai, A.A., 1981. Ammoniten aus dem unteren Cenoman von Nordostiran (Koppeh Dag). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie*, 21: 23-39.
- Seyed-Emami, K., 1980. Parahoplitidae (Ammonoidea) aus dem Nordost und Zentral Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte 1980*, 719-737.
- Seyed-Emami, K., Forster, R., & Mojtahedi, A., 1984. Ammoniten aus dem mittleren Cenoman von Nordost-Iran (Koppeh-Dag). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 159-172.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 37-65.
- Varol, O., 1992. Taxonomic revision of the Polycyclolithaceae and its contribution to Cretaceous biostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy*, 27: 93-127.
- Wright, C.W., & Kennedy, W.J., 1987. The Ammonoidea of the lower chalk. Part II. *Monograph of the Palaeontographical Society*, London, 139: 127-218.

استراکدهای سازند چمن‌بید در برش قرونه (رشته کوه‌های بینالود)

فاطمه هادوی^{۱*}، بیتا مصطفوی^۲

۱- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲- دکتری چینه‌نگاری و دیرینه‌بوم‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: hadavi231@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۸/۳/۱

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۰/۲۰

چکیده

سازند چمن‌بید دربردارنده نهشته‌های ژوراسیک پهنه بینالود است. ضخامت این سازند در برش چینه‌شناسی قرونه واقع در شمال باختر شهر نیشابور، ۷۱۵ متر و متشکل از شیل، مارن و سنگ آهک است که به طور پراکنده همراهی نازک لایه از ماسه سنگ دارد. این سازند به طور همشیب بر روی توالی معادل با سازند کشف رود قرار گرفته و خود نیز توسط سنگ آهک‌های ضخیم و توده‌ای معادل با سازند مزدوران پوشیده می‌شود. در این مطالعه برای اولین بار استراکدهای سازند چمن‌بید در برش چینه‌شناسی یاد شده مورد بررسی قرار گرفته است. بر این اساس ۵۹ گونه استراکد متعلق به ۴۵ جنس مختلف شناسایی و عکس‌برداری گردید. استراکدهای شناسایی شده با زیست‌زون‌های نانوفسیلی که پیش‌تر، از این برش معرفی شده بودند مقایسه گردید. این مقایسه گویای سن باژوسین پیشین - بریازین پیشین برای توالی مورد مطالعه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: استراکد؛ سازند چمن‌بید؛ قرونه؛ بینالود.

مقدمه

مارن، سنگ آهک و لایه‌های نازکی از ماسه سنگ متعلق به سازند چمن‌بید و سنگ آهک‌های ضخیم و توده‌ای سازند مزدوران می‌باشد. برش الگوی سازند چمن‌بید در ۶۰ کیلومتری غرب شهرستان بجنورد در ۳/۵ کیلومتری غرب دهکده چمن‌بید بر روی صخره‌های جنوبی کوه خورخود واقع شده است (Ashraf, 1977). این سازند در خاور کپه‌داغ از سنگ آهک‌های نازک لایه تیره رنگ که به طور جانبی و به سمت بالا به سنگ آهک‌های توده‌ای و دولومیت‌های سازند مزدوران منتهی می‌شوند تشکیل یافته است. سنگ شناسی کلی آن را می‌توان متشکل از لایه‌های خاکستری سنگ آهک میکریتی و بیومیکریتی با

پهنه بینالود دربرگیرنده رشته کوه‌های بینالود با روندی تقریباً خاوری - غربی بوده و گسترش واقعی این پهنه بین نواحی شمالی سبزوار و نیشابور تا تربت جام می‌باشد که در آن سوی مرز (افغانستان) نیز قابل تعقیب است. در پهنه بینالود رسوبات ژوراسیک در بسیاری از نقاط به طور همشیب، رسوبات پالئوزوئیک و مجموعه‌ای دگرگونی را می‌پوشانند که در این بین، رسوبات لباس نیز مشابه رسوبات گروه شمشک در البرز می‌باشند (درویش زاده، ۱۳۷۹).

سازند چمن‌بید یکی از مهمترین نهشته‌های ژوراسیک در این پهنه می‌باشد. توالی مورد مطالعه در این پژوهش در برش قرونه شامل شیل‌های متعلق به سازند کشف‌رود، شیل،

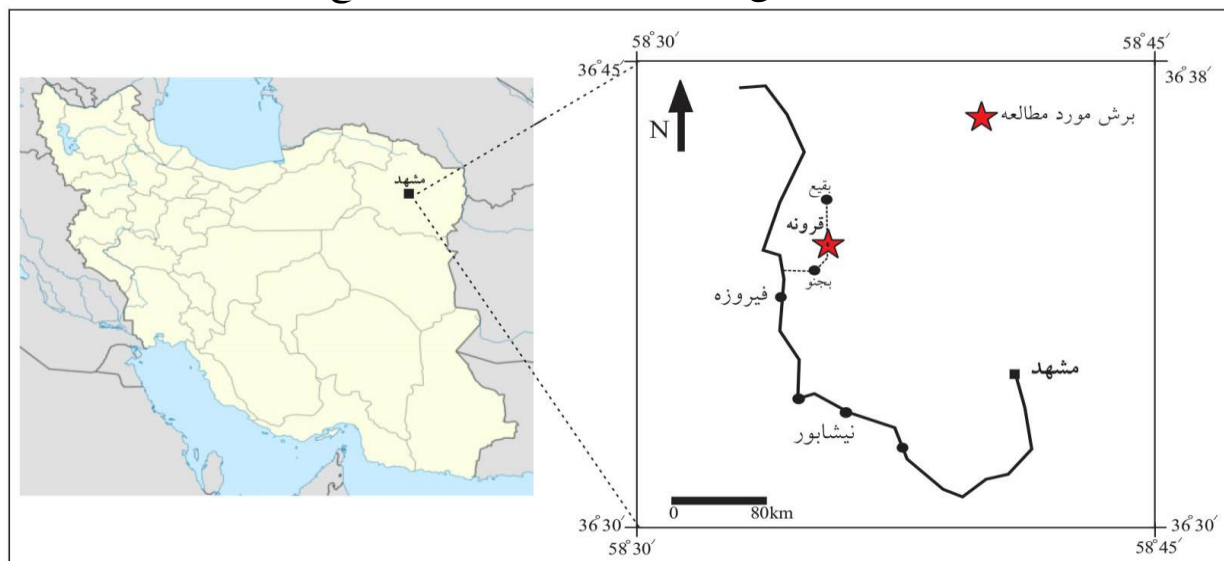
برش مذکور در مسیر راه آسفاته مشهد - نیشابور قرار دارد که برای دستیابی به آن باید از شهرستان فیروزه عبور کرد تا سه راهی ماروسک و از آن جا به سمت روستای قرونه ادامه داد. برش مورد نظر در ۱ کیلومتری خاور این آبادی و نرسیده به روستای بقیع قرار گرفته است (شکل ۱). ضخامت سازند چمن‌بید در این برش ۷۱۵ متر اندازه‌گیری شده که متشکل از شیل، مارن و سنگ آهک و به طور پراکنده لایه‌های نازکی از ماسه سنگ است و به صورت همشیب بر روی توالی‌های معادل با سازند کشف‌رود قرار گرفته و خود نیز توسط سنگ آهک‌های ضخیم و توده‌ای سازند مزدوران پوشیده می‌شود. تعداد ۶۴ نمونه از سازند چمن‌بید و با فواصل ۱۰ تا ۱۵ متری برداشت شده است. نمونه‌ها جهت اجتناب از هوازدگی و آلودگی از اعماق ۳۰ تا ۵۰ سانتی‌متری از سطح برداشت شده است.

لایه‌های ظریف شیل و مارن بین لایه‌ای در نظر گرفت (خسروتهرانی، ۱۳۸۶).

غالب مطالعات دیرینه شناسی انجام شده بر روی این سازند بر مبنای آمونیت‌ها، پالینومورف‌ها و اخیراً نانوفسیل‌ها بوده که در بخش مطالعات فسیل‌شناسی به برخی از آن‌ها اشاره شده است. هدف از مطالعه حاضر، معرفی استراکدهای سازند چمن‌بید در برش قرونه و بررسی فون مذکور در زیست‌زون‌های مطالعه شده به وسیله نانوفسیل‌های آهکی می‌باشد.

موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی عمومی

برش قرونه در ۴۳ کیلومتری شمال شهرستان نیشابور و در شمال خاور روستای قرونه با موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 36' 45''$ شمال طول خاوری و $58^{\circ} 45' 05''$ عرض شمالی واقع است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

گرفته بودند، شست و شو داده شدند. این عمل تا جایی که آب خارج شده از زیر الک‌ها کاملاً صاف و زلال شود ادامه یافت. رسوب باقی‌مانده بر روی الک‌ها پس از خشک شدن به وسیله میکروسکپ Zeiss ZH55 و با بزرگ‌نمایی چشمی 40X بررسی و سپس تمامی استراکدهای موجود در هر نمونه توسط برس مخصوص برداشت و در اسلاید مخصوص قرار

روش مطالعه

جهت آماده سازی نمونه‌ها مقدار ۳۰۰ گرم از هر نمونه در یک بشر قرار داده شد و با محلول آب و آب اکسیژنه (به ازای هر لیتر آب، ۱۰ سی‌سی آب اکسیژنه ۱۵ درصد) به مدت ۲۴ ساعت خیسانده و سپس با استفاده از الک‌های ۳۰ مش و ۶۰ مش که به ترتیب از درشت به ریز روی هم قرار

شده‌اند به طوری که امانی و همکاران (۱۳۹۵) سن بازوسین پیشین - بریازین پیشین را برای این برش پیشنهاد نموده‌اند. در مطالعه حاضر برای اولین بار استراکدهای سازند چمن‌بید به شرح زیر مورد بررسی قرار گرفته است.

با توجه به این که استراکدها از سودمندترین سخت پوستان در مطالعات دیرینه شناسی و دیرینه بوم شناسی به شمار می‌روند، امید است بتوان در این پژوهش به یافته‌های جدیدی از این گروه فسیلی در محدوده ژوراسیک دست یافت. بقایای این سخت‌پوستان کوچک که غالباً میکروسکپی هستند به طور گسترده‌ای در همه سنگ‌های رسوبی فانروزوئیک توزیع شده‌اند و فرم‌های متعلق به این زبرده به واسطه داشتن ویژگی‌های ریختاری و بدنی ویژه یعنی دارا بودن صدف متشکل از دو کفه آهکی که به سادگی فسیل می‌شوند، از مستندترین گروه‌ها در سلسله جانوران می‌باشند (Van Morkhoven, 1963).

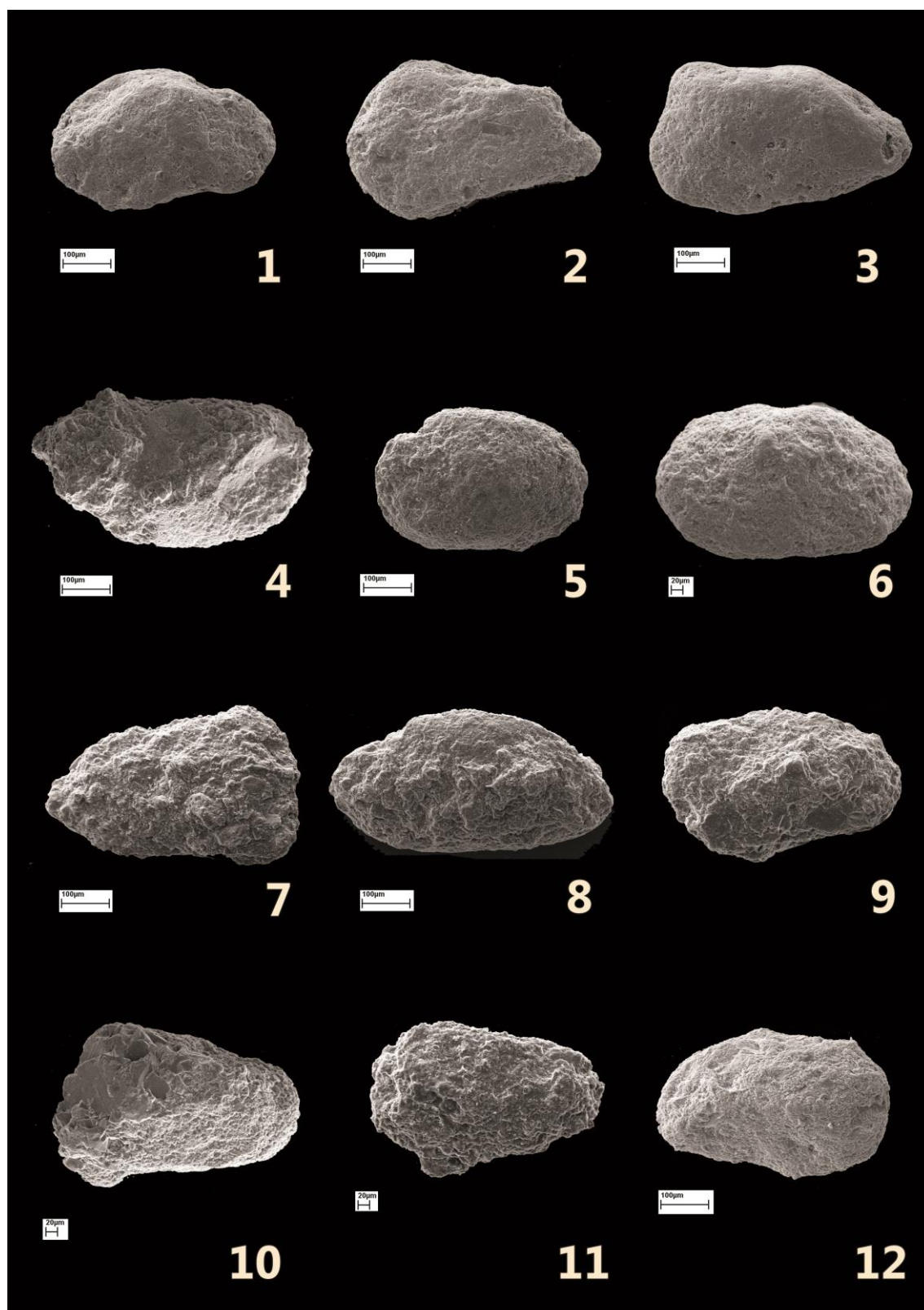
در مطالعه حاضر، ویژگی‌های درونی اغلب استراکدها قابل بررسی نبوده است و بیشتر آن‌ها به صورت دو کفه متصل به هم (کاراپاس) می‌باشند. تعداد محدودی از کفه‌های جدا شده مشاهده شد که آنها هم حفظ شدگی خوبی نداشتند. حفظ شدگی نامناسب می‌تواند بیانگر حساس بودن این گروه فسیلی نسبت به عوامل محیطی باشد که این خود نیز به انحصار استراکدها به محیط‌های محدود منجر می‌شود. بدین سبب بسیاری از گونه‌های شناسایی شده با انواع معرفی شده از مناطق دیگر قابل مقایسه نیستند و لذا به صورت sp. آورده شده‌اند. این احتمال وجود دارد که این نمونه‌ها گونه‌های جدیدی باشند که تاکنون گزارش نشده‌اند. برای دقت بیشتر جهت نام‌گذاری گونه‌های جدید، احتیاط و مطالعه بیشتری نیاز است، اما بسیاری از جنس‌های استراکد دارای گسترش زیادی می‌باشند و از نقاط مختلفی گزارش شده‌اند. در پژوهش حاضر تعداد ۴۵ جنس و ۵۹ گونه از استراکدها در سازند چمن‌بید در برش قرونه شناسایی شده است (شکل‌های ۲ تا ۶).

گرفت. از این استراکدها به کمک میکروسکپ الکترونی آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد با بزرگنمایی‌های مختلف تصویربرداری شد. شایان ذکر است که نمونه‌های تصویربرداری شده در آزمایشگاه دیرینه شناسی گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد نگهداری می‌شوند. لازم به ذکر است برای شناسایی استراکدها از منابعی مانند Arkadev et al. (1981)، Sheppard (1978)، Blaszyk Franz et al. (2006)، Tesakova et al. (2008, 2009)، Guzel (2014)، Honigstein et al. (2014) استفاده شده است.

مطالعات فسیل شناسی

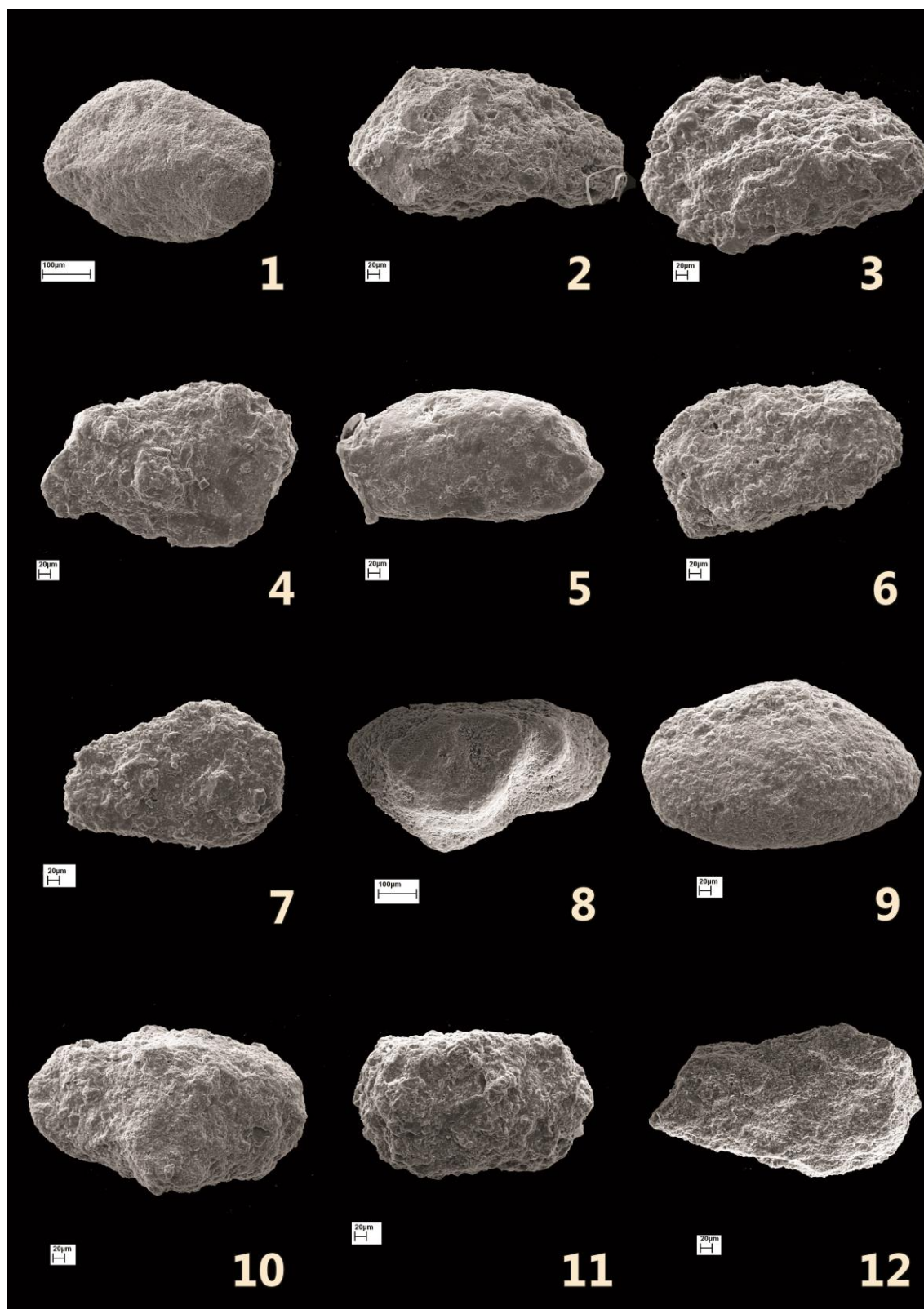
پژوهش‌های انجام شده بر روی توالی‌های سازند چمن‌بید در حوضه‌های کپه‌داغ و بینالود بر اساس فسیل‌های آمونیت، پالینومورف و اخیراً نانوفسیل‌ها صورت گرفته است. آمونیت‌های این سازند توسط Seyed-Emami et al. (1998, 2013)، مهدی‌فر (۱۳۷۹)، Majidifard (2003)، رئوفیان (۱۳۸۶)، رئوفیان و همکاران (۱۳۸۶)، ۱۳۸۷، ۱۳۸۹، ۱۳۹۲)، عاشوری و همکاران (۱۳۸۷)، ۱۳۹۰)، فریدانی و همکاران (۱۳۸۸)، Seyed-Emami & Schairer (2010) و رئوفیان (۱۳۹۳)، پالینومورف‌های آن توسط مرجوی و همکاران (۱۳۸۷) و مافی (۱۳۹۳) Mafi et al. (2014a,b)، تفسیر تکتونیکی آن توسط رحیمی و قائمی (۱۳۹۳) و نانوفسیل‌های آهکی آن توسط امانی و همکاران (۱۳۹۵) مطالعه شده‌اند.

بر اساس مطالعات مذکور سن سازند چمن‌بید در برش قرونه با توجه به داینوفلاژله‌ها (مرجوی و همکاران، ۱۳۸۷) بازه زمانی آکسفوردین پسین - کیمبرجین و بر مبنای آمونیت‌ها (رئوفیان، ۱۳۹۳) و پالینومورف‌ها (مافی، ۱۳۹۳) بازوسین پسین - کیمبرجین پیشین تعیین شده است. اخیراً نانوفسیل‌های آهکی این برش بررسی و مطالعه



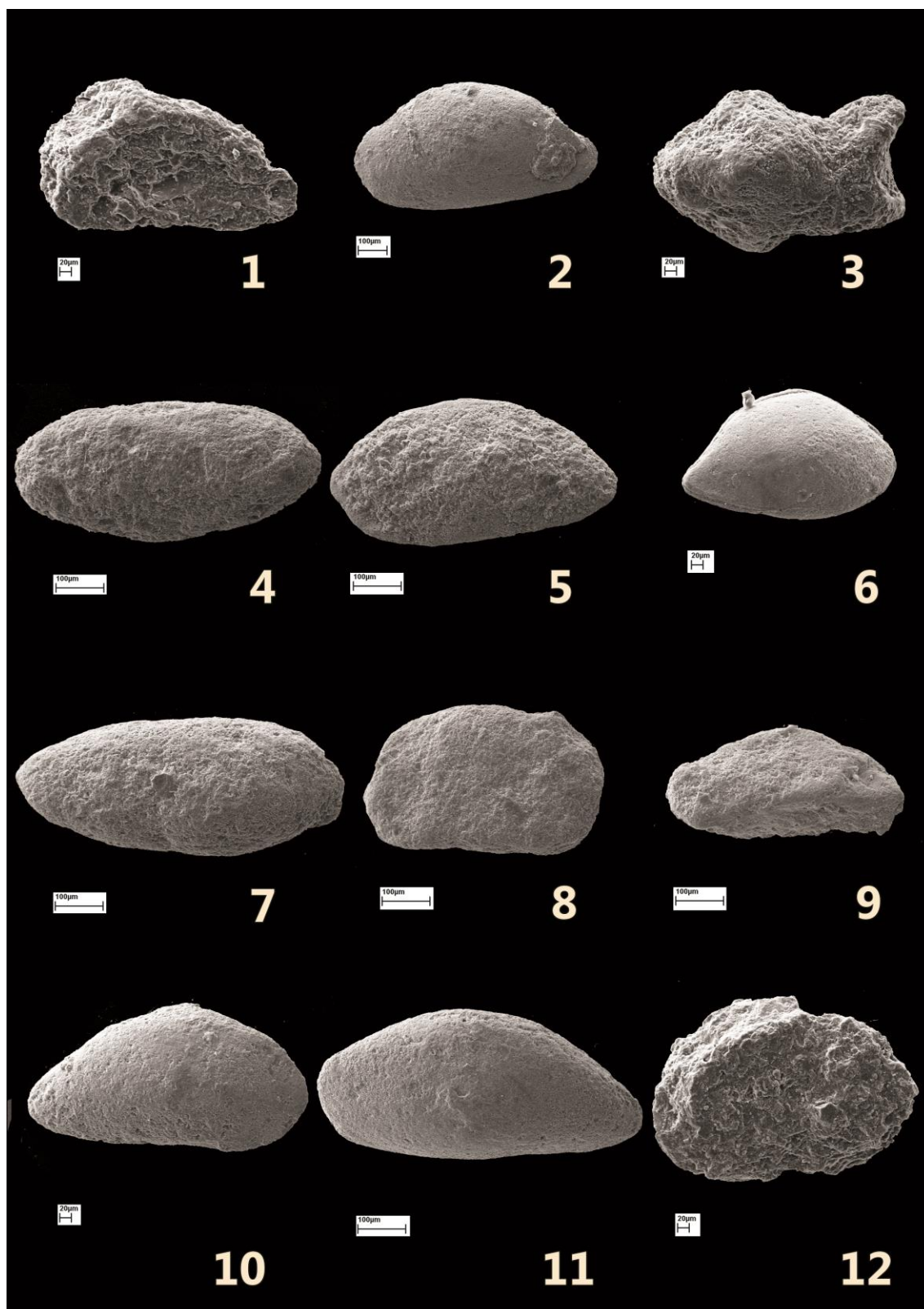
شکل ۲: برخی از استراکدهای شناسایی شده در این پژوهش

Fig. 1: *Aalenella bathonica* Sheppard 1981, valve exterior of left valve; Fig. 2: *Caudites* sp., valve exterior of left valve; Fig. 3: *Glyptocythere* sp., valve exterior of left valve; Fig. 4: *Rutlandella* sp.2, valve exterior of right valve; Figs. 5-6: *Cytherella ovate* Roemer 1840, 5. valve exterior of left valve, 6. valve exterior of left valve; Fig. 7: *Oligocythereis* sp.1, valve exterior of right valve; Fig. 8: *Schuleridea* (Eoshuleridea) *bothonica* Bate 1967, valve exterior of left valve; Figs. 9-11: *Aphelocythere kanonica* Dilger 1963, 9. valve exterior of left valve, 10. valve exterior of left valve, 11- valve exterior of right valve; Fig. 12: *Aphelocythere* sp., valve exterior of right valve.



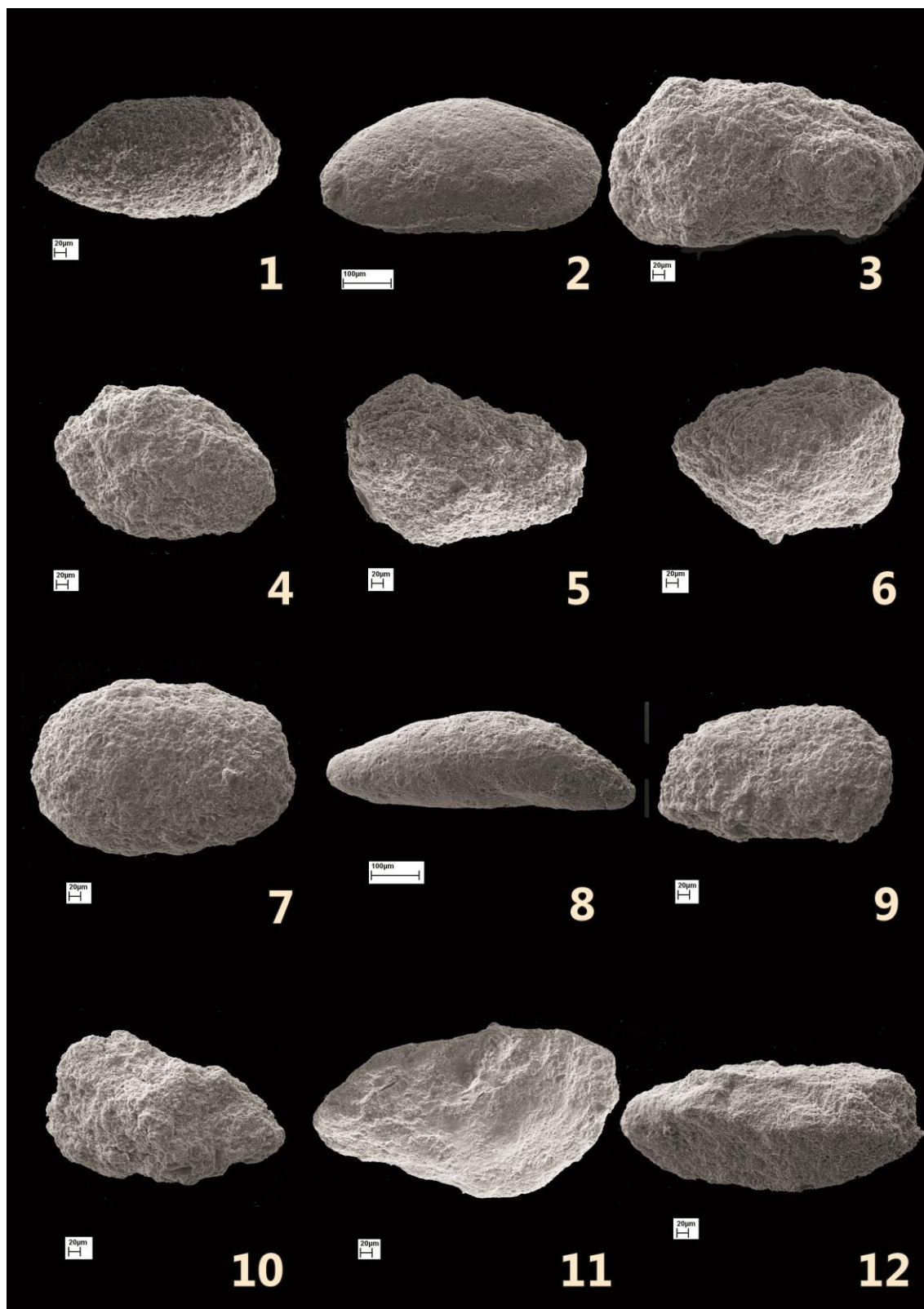
شکل ۳: برخی از استراکدهای شناسایی شده در این پژوهش

Fig. 1: *Micropneumatocythere cracens* Bate & Sheppard 1979, valve exterior of left valve; Fig. 2: *Galliaecytheridea kingscliffensis* Bate 1967, valve exterior of left valve; Fig. 3: *Rectocythere* sp., valve exterior of left valve; Fig. 4: *Trachycythere* sp.1, valve exterior of right valve; Fig. 5: *Pontocythere* sp., valve exterior of left valve; Fig. 6: *Cletocythere* sp., valve exterior of left valve; Fig. 7: *Trachycythere* sp.2, valve exterior of right valve; Fig. 8: *Monoceratina* sp. valve exterior of right valve; Fig. 9: *Rubracea artis* Lubimova et al. 1957, valve exterior of left valve; Fig. 10: *Alocopocythere* sp., valve exterior of right valve; Fig. 11: *Cytherelloidea* sp.1, valve exterior of left valve; Fig. 12: *Oligocythereis* sp.2, 1840, valve exterior of right valve.



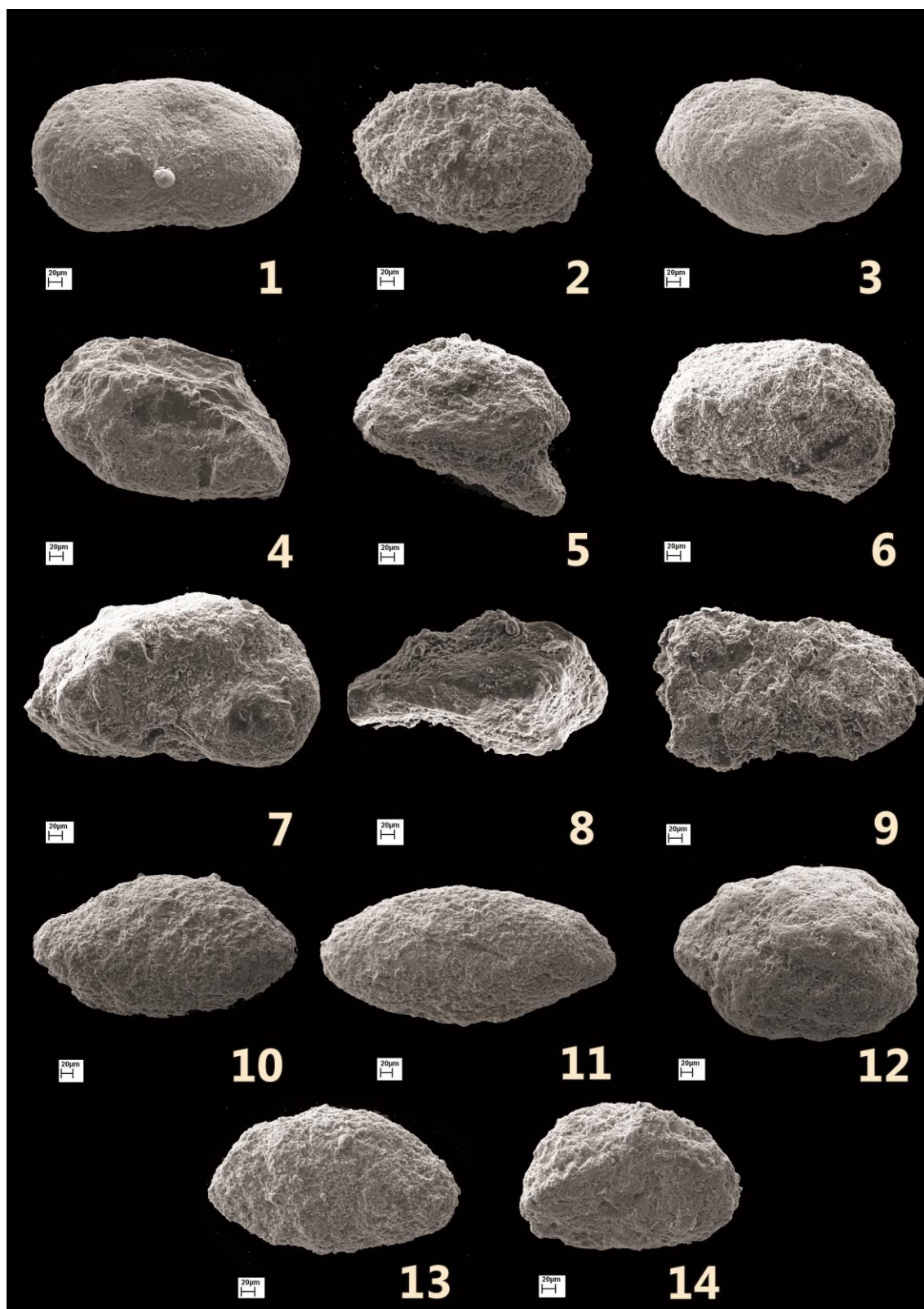
شکل ۴: برخی از استراکدهای شناسایی شده در این پژوهش

Fig. 1: *Oligocythereis* sp.3, valve exterior of left valve; Fig. 2: *Bairdia pumicosa* Sheppard 1981, valve exterior of left valve; Fig. 3: Undetermined gen sp.1, valve exterior of left valve; Fig. 4: *Darwinula rogersii* Jones 1862, valve exterior of left valve; Fig. 5: *Pontocyprrella cavata* Donze 1967, valve exterior of left valve; Fig. 6: *Bairdia hilda* Jones 1884, valve exterior of right valve; Fig. 7: *Anchistrocheles spinosa* Sheppard 1981, valve exterior of right valve; Fig. 8: *Rehacythereis* sp., valve exterior of right valve; Fig. 9: *Paracypris terraefullonfcae* Jones & Sherborn 1888, valve exterior of left valve; Figs. 10-11: *Paracypris asymmetrica* Sheppard 1981, 10. valve exterior of left valve; 11. valve exterior of right valve; Fig. 12: *Pseudoprotocythere* sp., valve exterior of left valve.



شکل ۵: برخی از استراکدهای شناسایی شده در این پژوهش

Figs. 1-2: *Pntocyprrella subaureola* Sheppard 1981, 1. Dorsal view; 2. valve exterior of right valve; Fig. 3: *Oligocythereis* sp.4, valve exterior of left valve; Fig. 4: *Ovocytheridea* sp., valve exterior of left valve; Fig. 5: *Premunseyella* sp., valve exterior of left valve; Fig. 6: *Rutlandella* sp.1, valve exterior of right valve; Fig. 7: *Cytherella krimensis* Neal 1996, valve exterior of left valve; Fig. 8: *Macrocypris* sp., valve exterior of left valve; Fig. 9: *Krithe simplex* Jones & Hinde 1890, valve exterior of right valve; Fig. 10: *Oligocythereis* sp.5, valve exterior of left valve; Fig. 11: *Procytheropteron* sp., valve exterior of right valve; Fig. 12: *Pichottia magnamuris* Bate 1967, valve exterior of right valve.



شکل ۶: برخی از استراکدهای شناسایی شده در این پژوهش

Fig. 1: *Darwinula* sp., valve exterior of left valve; Fig. 2: *Cytherelloidea* sp.2, valve exterior of right valve; Fig. 3: *Praeschuleridea subtigona* Jones & Sherborn 1888, valve exterior of left valve; Fig. 4: *Pichottia muris* Oertel 1959, valve exterior of left valve; Fig. 5: *Cytheropteron* sp., valve exterior of right valve; Fig. 6: *Fabanella tumidosa* Swain & Brown 1972, valve exterior of right valve; Fig. 7: *Hekistocythere* sp., valve exterior of right valve; Fig. 8: Undetermined gen sp.2, valve exterior of right valve; Fig. 9: *Oligocythereis* sp.6, valve exterior of left valve; Fig. 10: *Bythocypris* sp.2, valve exterior of left valve; Fig. 11: *Pseudomacrocypris atypica* Sheppard 1981, valve exterior of left valve; Fig. 12: *Glyptocythere guembeliana* Jones 1884, valve exterior of right valve; Fig. 13: *Bairdia* sp., valve exterior of right valve; Fig. 14: *Lobobairdia rotundata* Monostori 1996, valve exterior of left valve.

زیست چینه نگاری

تاکنون مطالعات متعددی بر روی استراکدهای ژوراسیک در دنیا انجام شده که شرح مختصری از برخی از آن‌ها در ذیل آمده است. به طور کلی غالب استراکدهای گزارش شده از ژوراسیک و کرتاسه پیشین با زیست زون‌های آمونیتی تطبیق داده شده‌اند. از آن جا که هیچ گونه گزارشی از استراکدهای ژوراسیک ایران به ویژه سازند در چمن بید در دست نیست، مطالعه حاضر از اهمیت زیادی برخوردار است. استراکدها نسبت به تغییر محیط‌های رسوبی حساس بوده و با توجه به این که برای اولین بار از سازند چمن بید گزارش می‌شوند، بازه زمانی و سنی آن‌ها به تنهایی مشخص نیست. از این رو جهت تعیین سن نیاز است دست کم در یک توالی سن‌یابی شده از قبل مطالعه شوند. بدین سبب، در این پژوهش از نانوفسیل‌های آهکی که بازه زمانی کوتاه و گسترش وسیع دارند و در سن‌یابی رسوبات مفید و دارای استانداردهای جهانی هستند، به عنوان شاخص سنی استفاده شده است. خوشبختانه مطالعه جامعی بر روی نانوفسیل‌های آهکی برش قرونه انجام شده است (امانی و همکاران، ۱۳۹۵). در پژوهش حاضر نیز استراکدها از افق‌های مشابه تعیین سن شده با نانوفسیل‌ها به دست آمده‌اند. شایان ذکر است استراکدهای مطالعه شده مشتمل بر ۵۹ گونه و ۴۵ جنس مختلف بیشتر در مرز زیست‌زون‌های شناسایی شده توسط نانوفسیل‌های آهکی بوده‌اند و گویای سن باژوسین تا مرز ژوراسیک - کرتاسه به شرح زیر می‌باشند (شکل ۷):

Watznaueria britannica Zone (NJ9)

بازه زمانی: باژوسین پیشین

فسیل‌های همراه: *Cytherelloidea* sp.1 و *Oligocythereis* sp.1

Stephanolithion speciosum Zone (NJ10)

بازه زمانی: باژوسین پیشین تا باژوسین پسین

فسیل‌های همراه: *Caudites Aphelocythere kanonica*، *Hekistocythere* sp.، *Cytherelloidea* sp.2، *Oligocythereis* sp.2، *Monoceratina* sp، *Ovocytheridea* sp.، *Oligocythereis* sp.3، *Procytheropteron* sp.، *Premunseyella* sp.، *Trachycythere*، *Rutlandella* sp.1، *Rectocythere* sp.، *Undetermined gen* sp.1 و sp.1

Pseudoconus enigma Zone (NJ11)

بازه زمانی: باژوسین پسین تا باتونین پسین

فسیل‌های همراه: *Galliaecytheridea kingscliffensis*.

Ansulasphaera helvetica Zone (NJ12)

بازه زمانی: باتونین پسین تا کالوین

فسیل‌های همراه: *Aphelocythere*، *Alocopocythere* sp.، *Bairdia pumicosa*، *Bairdia hilda kanonica*، *Krithe simplex*، *Darwinu larogersii*، *Paracyprisa symmetrica*، *Ovocytheridea* sp.، *Trachycythere* sp.1 و *Pichottia magnomuris*.

Stephanolithion bigotii bigotii Zone (NJ13)

بازه زمانی: کالوین

فسیل همراه: *Aphelocythere kanonica*.

Stephanolithion bigotii maximum Zone (NJ14)

بازه زمانی: کالوین تا آکسفوردین پیشین

فسیل همراه: *Krithe simplex*.

Lotharingius crucicentralis Subzone (NJ15a)

بازه زمانی: آکسفوردین پیشین تا آکسفوردین پسین

فسیل‌های همراه: *Cytherella ovate*، *Cletocytheris* sp.، *Rutlandella* sp.2، *Pichottia gnomuris* و *Schuleridea (Eoshuleridea) bothonica*

Nannoconus steinmannii Zone (CC1)

بازه زمانی: مرز تیتونین - بریازین و معرف مرز ژوراسیک - کرتاسه
فسیل همراه: *Lobobairdia rotundata*

نتیجه گیری

مطالعه استراکدهای سازند چمنبید در برش چینه شناسی قرونه به شناسایی و معرفی ۵۹ گونه متعلق به ۴۵ جنس منجر شده است. فون مذکور با ۱۲ زیستزون نانوفسیلی گزارش شده از سازند چمنبید در برش قرونه تطبیق داده شده‌اند. با توجه به زیستزونهای نانوفسیلی مطالعه شده (امانی و همکاران، ۱۳۹۵) که از NJ9 (باژوسین پیشین) تا CC1 (بریازین پیشین) ادامه دارد، بازه زمانی استراکدهای سازند چمنبید نیز در گستره سنی یاد شده تعیین می‌گردد.

Macrocypris sp., *Glyptocythere* sp.
Oligocythereis *Micropneumato cytherecracens*
Pseudoprotocythere *Pontocyprilla cavata*, sp.5
و *Rubracea artis*, *Rehacythereis* sp., sp.
Trachycythere sp.2

Watznaueria fossacincta Zone (NJ18)

بازه زمانی: ولگین میانی تا مرز ژوراسیک - کرتاسه
فسیل‌های همراه: *Anchistrocheles spinose*
Cytheropteron sp., *Bairdia* sp., *Aphelocythere* sp.
Pichottia *Oligocythereis* sp., *Darwinula* sp.
Pontocyprilla *asubaureola muris*
Praeschuleridea *Praeschuleridea subtigona*
Undetermined gen sp.2 *subtigona*

منابع

- امانی، ر.، هادوی، ف.، قادری، ع.، و خدادادی، ل.، ۱۳۹۵. زیست چینه نگاری سازند چمنبید در برش قرونه، رشته کوه‌های بینالود بر اساس نانوفسیل‌های آهکی. *رخساره‌های رسوبی*، ۱۰ (۲): ۱۹۳-۲۱۴.
- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۶. چینه شناسی ایران (چاپ دوم). *انتشارات دانشگاه تهران*، ۵۸۲ ص.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۹. زمین شناسی ایران. *انتشارات امیرکبیر*، ۴۳۴ ص.
- رحیمی، ب.، قائمی، ف.، ۱۳۹۳. رسوب گذاری در ارتباط با تکتونیک راندگی‌ها در کوه‌های بینالود. *رخساره‌های رسوبی*، ۷ (۲): ۲۱۸-۲۳۵.
- رئوفیان، ا.، ۱۳۸۶. بررسی نهشته‌های ژوراسیک میانی تا بالایی در باختر بینالود بر مبنای ماکروفسیل‌ها. *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد*، ۲۱۴ ص.
- رئوفیان، ا.، ۱۳۹۳. بررسی ردیف‌های رسوبی ژوراسیک میانی تا بالایی در حوضه ساختاری - رسوبی بینالود بر مبنای مطالعات چینه شناسی، فسیل شناسی (زیای آمونیتی) و محیط رسوبی. *رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد*، ۴۱۹ ص.
- رئوفیان، ا.، عاشوری، ع.، ر.، معجیدی فرد، م.، ر.، وحیدی نیا، م.، ۱۳۸۷. بایواستراتیگرافی سنگ‌های ژوراسیک پسین در بقیع (شمال باختر نیشابور) بر مبنای فونای آمونیتی. *دومین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان*، صص ۵۸-۶۱.

رئوفیان، ا.، عاشوری، ع.ر.، وحیدی‌نیا، م.، زند مقدم، ح.، ۱۳۸۶. رخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های ژوراسیک میانی تا فوقانی در دهنه حیدری (شمال باختر نیشابور). یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، صص ۵۵۸-۵۶۱.

رئوفیان، ا.، عاشوری، ع.ر.، سیدامامی، ک.، مجیدی‌فرد، م.ر.، ۱۳۹۲. ارتباطات جغرافیایی دیرینه رشته کوه‌های بینالود و البرز خاوری در طی ژوراسیک میانی - پسین. هفتمین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، صص ۴۰-۴۴.

رئوفیان، ا.، عاشوری، ع.ر.، مجیدی‌فرد، م.، ر.، ژولی، ب.، ۱۳۸۹. فیلسراتیدهای ژوراسیک میانی و فوقانی کوه‌های بینالود (شمال خاور ایران). رخساره‌های رسوبی، ۳ (۲): ۶۸-۷۸.

عاشوری، ع.، ر.، مجیدی‌فرد، م.، ر.، وحیدی‌نیا، م.، رئوفیان، ا.، ۱۳۸۷. چینه شناسی زیستی و چینه شناسی سنگی ژوراسیک پسین در دهنه حیدری بجنو (شمال باختر نیشابور) با توجه به فونای آمونیتی. مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۴: ۲۵-۴۰.

عاشوری، ع.ر.، مجیدی‌فرد، م.، ر.، وحیدی‌نیا، م.، رئوفیان، ا.، ۱۳۹۰. زیست چینه شناسی ردیف سنگ‌های ژوراسیک میانی - پسین در برش بقیع (رشته کوه‌های بینالود، شمال باختر نیشابور) بر مبنای زیای آمونیتی. فصلنامه علوم زمین، ۸۰: ۳-۱۴.

فریدانی، م.، مجیدی‌فرد، م.، ر.، رئیس السادات، س.ن.، بابازاده، س.ا.، ۱۳۸۸. بررسی تغییرات سطح آب دریا در سازند چمن‌بید با استفاده از آمونیت‌ها. بیست و هفتمین گرد همایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مافی، آ.، ۱۳۹۳. پالینواستراتیگرافی و پالینوفاسیس رسوبات سازند دلیچای در پهنه ساختاری بینالود. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۳۵ص.

مرجوی، م.، قاسمی‌نژاد، ا.، عاشوری، ع.ر.، ۱۳۸۷. پالینواستراتیگرافی طبقات ژوراسیک پسین در شمال باختر نیشابور (برش دهنه حیدری). دومین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، صص ۱۱۳-۱۱۶.

مهدی‌فر، ف.، ۱۳۷۹. مطالعه آمونیت‌های ژوراسیک در باختر مشهد. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۵۰ص.

Arkadev, V., Fedorova, A., Saveleva, N., & Tesakova, E., 2006. Biostratigraphy of Jurassic-Cretaceous Boundary Sediments in the Eastern Crimea. Published in Stratigrafiya. Geologicheskaya Korrelyatsiya, 14 (3): 84-112.

Ashraf, A.R., 1977. Die Rato-Jurassischen Floren des Iran and Afghanistan. 3. Die Mikrofloren des Ratischen bis Unterkretazischen Ablagerungen Nordafghanistan. *Palaeontographica Abteilung*, 161: 1-97.

Blaszyk, J., 1978. Middle Jurassic ostracodes from the Flysch Carpathians, Southern Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 23 (3): 375-389.

Franz, M., Tesakova, E., & Beher, E., 2009. Documentation and revision of the index ostracods from the Lower and Middle Jurassic in SW Germany according to BUCK (1954). *Palaeodiversity*, 2: 119-167.

Guzel, M., 2014. Palaeobiogeographic significance of Jurassic and Cretaceous Western Australian ostracod faunas. *Ph.D. Thesis*. 1-247.

Honigstein, A., Lord, A.R., & Thuy, B., 2014. Early Jurassic ostracods from the Glaserbach Gorge, Northern Calcareous Alps, Austria, and evidence for upper slope deposition. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen Band*, 273 (1): 1-11.

Mafi, A., Ghasemi-Nejad, E., Ashouri, A.R., & Vahidinia, M., 2014a. Dinoflagellate cysts from the Upper Bajocian-Lower Oxfordian of the Dalichai Formation in Binalud Mountains (NE Iran): their biostratigraphical and biogeographical significance. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 3683-3692.

- Mafi, A., Ghasemi-Nejad, E., Ashouri, A.R., & Vahidinia, M., 2014b. A note on the discovery of the suturocavate dinoflagellate cyst (*Limbodinium absidatum*) in the Middle East (Binalud Mountains, NE Iran). *Journal of African Earth Sciences*, 92: 21-24.
- Majidifard, M.R., 2003. Biostratigraphy, lithostratigraphy, ammonite taxonomy and microfacies analysis of the Middle and upper Jurassic of Northeastern Iran. *Ph.D. thesis, Julius- Maximilians Universitat Wurzburg*, 210 p.
- Majidifard, M.R., 2008. Stratigraphy and facies analysis of the Dailichai and Lar formations (Middle-Upper Jurassic) of NNE Iran. *Beringeria*, 39: 3- 49.
- Seyed-Emami, K., & Schairer, G., 2010. Late Jurassic (Oxfordian, Bimammatum Zone) ammonites from the eastern Alborz Mountains, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen Band*, 257: 267- 281.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Aghanabati, S.A., Fursich, F.T., Senowbari-Darian, B., & Majidifard, M.R., 1998. Cadomites aus der unteren Baghamshah Formation (Oberbathon, Mittlerer Jura) SW Tabas (Zentraliran). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Palaontologie und historische Geologie*, 38: 11- 119.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Raoufian, A., & Shafeizad, M., 2013. Middle and Late Jurassic ammonites from the Dalichai Formation west of Shahrud (East Alborz, North Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen Band*, 267: 43- 66.
- Sheppard, L.M., 1981. Middle Jurassic Ostracoda from Southern England and Northern France. *Ph.D. Thesis, University of London*. 198 p.
- Tesakova, E.M., Franz, M., Baykina, E., & Beher, E., 2008. A new view on Bathonian ostracods of Poland. *Senckenbergiana lethaea*, 88: 55-56.
- Tesakova, E.M., Strezh A.S., & Gulyaev, D. B., 2009. New lower Callovian Ostracodes from the Kursk region. *Paleontological Journal*, 43 (3): 258-271.
- Van Morkhoven, F.P.C.M., 1963. Post-Paleozoic Ostracoda. Their Morphology, Taxonomy and Economic Use. *Elsevier Publication, Amesterdam*, 478 p.



Reconstruction of Sedimentary environment and sea-level fluctuations in the Cretaceous-Paleocene deposits, central Alborz, North of Iran

Rabbani, J.^{1*}, Abbasi, N.², Emamgholi, R.³, Shariatzadeh, M.S.⁴

1- Assistant Professor, Geology Department, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2- Associate Professor, Geology Department, University of Zanjan, Zanjan, Iran

3- M.Sc. Student, Geology Department, University of Zanjan, Zanjan, Iran

4- Head of Petrophysics Group, Khazar Exploration and Production Company, Behshahr, Iran

*Email: rabbani@znu.ac.ir

Introduction

Alborz Mountain (with East-West trend) in North of Iran and South of Caspian Sea has been created by the collision of central Iran and South Caspian plates (Stocklin, 1974). Upper Cretaceous strata in the Alborz area are consist of marine carbonates and marls that are different in western and eastern regions. Tertiary conglomerates and sandstones strata disconformably overlie those. In the Northern Alborz, Cretaceous carbonate strata are continuously overlain by shallow marine lower Paleocene layers (Rezaeian, 2009). Cretaceous-Paleocene strata in the north flank of central Alborz are consist of 235 meters of carbonate, siltstone, sandstone, and evaporitic layers. For reconstruction of the sedimentary environment in this strata, one stratigraphic outcrop in the south of Sari city has been sampled and studied. In this study, benthic foraminifera, palynomorphs, and palynofacies have been examined.

Materials and Methods

Seventy rock samples have been processed using the standard palynological processing method (Traverse, 2007). In this method, carbonate and siliciclastic matters have been removed by HCL and HF (37%), then the residual matter has been sieved and centrifuged (using $ZnCl_2$), and finally, palynological slides have been prepared. Also, seventy thin sections in order to the identification of benthic foraminifera have been prepared. Finally, all data have been plotted on diagrams using Corel Draw, Triplot, Adobe illustrator, and Excel software.

Discussion

The studied section from base to top is consists of carbonate strata with siliciclastic intercalation layers, marl, argillaceous limestone, shale, and evaporate. To the identification of relative age and Cretaceous-Paleocene boundary in the studied section, fossils content of samples have been studied. Four species of dinoflagellates, ten species of spores, seven species of pollens, and two species of foraminifers have been identified. Based on stratigraphic distribution of *Tricolpites phillipsii* (Ocampo *et al.*, 2006; Schulte *et al.*, 2010; Vajda and Raine, 2003; Willumsen and Vajda, 2010), *Palaeopridinium cretaceum* (Ogg *et al.*, 2016) and *Elphidiella multiscissurata*, Campanian-early Paleocene age can be proposed for these strata. K-Pg boundary is identified in the sample (K-T 36) based on the first appearance of *Tricolpites Phillipsii* index species. Thin section studies lead to the identification of five sedimentary facies (evaporite, siltstone, litarenite, sublarenite, and bioclast packstone/wackstone) in the studied samples that proposed shallow marine carbonate ramp as a sedimentary environment for these layers. Organic matter in palynological slides can be used as a paleontological factor to reconstruct the paleoecology and sea-level changes in the past (de Araujo Carvalho *et al.*, 2006). High abundance of terrestrial palynomorphs (spore and pollens) and plants particles (phytoclads) and low abundance of marine palynomorphs (dinoflagellate, acritarch, chitinozoans, ...) and structureless organic matter (SOM) can prove landward environments and relative sea-level fall event and vice versa (de Araujo Carvalho *et al.*, 2006; Handford and Loucks, 1993; Tyson, 1993). Palynological studies in this section show a relative sea-level rise trend from the base of the section to the middle parts, then a relative sea-level fall trend from the middle parts towards the end of the section. Moreover, there is a relative sea-level fall event across the K-T boundary the can be correlated with the global sea-level diagram (eustasy). Based on this fact, we can say that the Cretaceous-Paleocene basin in this area was connected to the open oceans.



Conclusion

Cretaceous-Paleocene strata in the South of Sari (Northern Iran) are composed of carbonate, evaporate, and siliciclastic sedimentary rocks. In this study, based on paleontological investigations and the appearance of *Tricolpites phillipsii* (index species of Paleocene age), Cretaceous-Paleocene boundary has been identified in K-T36 sample (133 meters from the base of section). Stratigraphical distribution of index fossils proposed a Campanian-early Paleocene age for the studied strata. Facies studies lead to suggest a shallow carbonate ramp as a sedimentary environment for these strata. Statistical analysis on palynological factors shows a deepening upward trend from the base of the section to the middle parts. Then there is a shallowing upward trend from the middle parts towards the end of the section. Moreover, one significant shallowing event can be detected across the K-T boundary that can be correlated with global sea-level fluctuations that show us the connection between this basins to the open oceans.

Acknowledgment

This study has been supported by the University of Zanjan and Khazar Exploration and Production Company.

Keywords: Sedimentary environment; sea-level fluctuation; Cretaceous-Paleogene; Alborz.

References

- de Araujo Carvalho, M., Mendonça Filho, J.G., & Menezes, T.R., 2006. Palynofacies and sequence stratigraphy of the Aptian–Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 192: 57-74.
- Handford, C.R., & Loucks, R.G., 1993. Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts-Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 57: 3-41.
- Ocampo A., Vajda, V., Buffetaut, E., 2006. Unravelling the Cretaceous-Paleogene (K-T) Turnover, Evidence from Flora, Fauna and Geology. In: Cockell, C., Gilmour, I., Koeberl, C., (eds.), *Biological Processes Associated with Impact Events. Impact Studies. Springer*, Berlin, Heidelberg, 197-219.
- Ogg, J.G., Ogg, G.M., & Gradstein, F.M., 2016. TS creator (Time scale creator), A Concise Geologic Time Scale, *Elsevier*, 240 p.
- Rezaeian, M., 2009. Coupled tectonics, erosion and climate in the Alborz Mountains, Iran. *Ph.D. thesis, University of Cambridge*, 219 p.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G. L., Claeys, P., & Cockell, C.S., 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary, *Science*, 327: 1214-1218.
- Stöcklin, J., 1974. Northern Iran, Alborz Mountains, *Geological Society, London, Special Publications*, 4: 213-234.
- Traverse, A., 2007. Paleopalynology. *Springer*, 813 p.
- Tyson, R.V., 1993. Palynofacies Analysis. In: Jenkins, D.G., (ed.), *Applied Micropaleontology. Kluwer Academic Publisher*, Dordrecht, 153–191.
- Vajda, V., & Raine, J.I., 2003. Pollen and spores in marine Cretaceous/Tertiary boundary sediments at mid-Waipara River, North Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 46: 255-273.
- Willumsen, P.S., & Vajda, V., 2010. A new early Paleocene dinoflagellate cyst species, *Trithyrodinium partridgei*, its biostratigraphic significance and palaeoecology. *Alcheringa*, 34: 523-538.



Biostratigraphy, biofacies and conodont CAI (Conodont Alteration Index) of the Middle-Late Devonian deposits in Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini (SE Anarak)

Shakeri, B.¹, Bahrami, A.^{2*}, Vaziri-Moghaddam, H.³, Konigshof, P.⁴

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

2- Associate professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

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

4- Professor, Senckenberg Research Institute and Natural History Museum, Frankfurt, Germany

*Email: bahrami_geo@yahoo.com

Introduction

The Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section, which is located southeast of Anarak, was first mentioned by Reyer and Mohafez (1970) and later examined in more detail by Sharkovski *et al.* (1984) and Wendt *et al.* (2005). We re-examined this section because it is mainly composed of sedimentary rocks ranging from Ordovician to Permian age (Hairapetian *et al.* 2015; Lensch and Davoudzadeh 1982). Herein we focus on the Middle to Upper Devonian strata in order to establish the biostratigraphic framework of this section by means of conodonts. We also briefly discuss the conodont biofacies of the Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section.

Material and methods

The measured profile is located approximately 32 km southeast of Anarak and 180 km northeast of Isfahan (E 53° 52' 55" and N 33° 10' 90" WGS coordinates). The entire section has a thickness of approximately 1200 m. In order to improve the biostratigraphy of the Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section, 78 conodont samples of roughly 2 to 3 kg each were taken from the 366m of carbonates and processed by conventional methods using 10% formic acid. Washed residues were sieved and separated into three fractions, and conodonts were handpicked utilizing a microscope. Depending on the depositional facies setting, the number of conodonts per sample is highly variable, e.g., in dolostones, no conodonts were found. In contrast, in shallow-water limestones, a good number of species occurred in separate beds. A total number of 1917 conodonts were obtained from the residues, which led to the identification of 41 species and subspecies within six genera.

Discussion

Based on the revealed conodont data, six conodont zones were discriminated as follow: *expansus* zone, *subterminus* zone, Upper *falsiovalis* to *transitans* zones, *transitans* to lower *rhenana* zones, upper *rhenana* to *linguiformis* zones, *triangularis* to *termini* zones. Bahram Formation at the studied profile spans late Givetian (*expansus* zone) to Early Famennian (*triangularis* to *termini* zones). Biofacies interpretation and conodont frequency reveal the Icriodid-Polygnathid to Polygnathid-Icriodid biofacies due to the deepening of the depositional basin. CAI interpretation also shows the variation from CAI=1/5-2 to CAI=4-4/5. The studied interval is composed of an overall shallow-water, nearshore to open marine facies setting.

Acknowledgment

This study is undertaken at the Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan. The financial supports by the Vice-Chancellor for Research and Technology, University of Isfahan, was highly appreciated.

Keywords: Bahram Formation; Northeastern Isfahan; Conodonts; sequence stratigraphy; Givetian-Famennian.



References

- Hairapetian, V., Ghobadi Pour, M., Popov, L.E., Hejazi, S.H., & Holmer, L.E., 2015. Ordovician of the Anarak Region: implications in understanding Early Palaeozoic history of Central Iran. *Stratigraphy*, 12 (2): 22–30.
- Lensch, G., & Davoudzadeh, M., 1982. Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 5: 306–320.
- Reyer, D., & Mohafez, S., 1970. Une premiere contribution des accords NIOC–ERAP a la connaissance geologique de l' Iran. *Review Institute de France Petrology*, 25: 979–1014.
- Sharkovski, M., Susov, M., & Krivyakin, M., 1984. Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map, Scale, 1: 250.000,. *Geological Survey of Iran*, V/O Technoexport, Report, 19. Tehran, 143 p.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimi Bavandpur, A., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and Central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55: 31–97.



First report of Guadalupian conodonts and fishes from the base of Dalan Formation in the Gahkum section, North of Bandar Abbas (High Zagros)

Gholamalian, H.¹, Poosti, M.^{2*}, Hairapetian, V.³

1- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, I.R. Iran

2- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, I.R. Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Esfahan Branch, Esfahan, I.R. Iran

*Email: hossein_gholamalian@yahoo.com

Introduction

Permian sequences of Zagros and Arabiab peninsula including Dalan Formation and its equivalent, Khuff Formation, are precisely investigated in order to hydrocarbon exploration. Type section of Dalan Formation is described by Szabo & Kheradpir (1978) and composed of three members; Lower and Upper Dalan and Nar evaporite Member between them. Studied succession in the present paper is located in Gahkum anticline, southeast of High Zagros Zone, SE Iran. We should pass 134 km northward from Bandar Abbas to attain Sarchahan village and then 7.7 km eastward in order to access the section. Coordinates of section are: 28° 5' 40.5"N, 55° 55' 18.19"E.

Discussion

Numerous researches have been conducted on the Dalan and Khuff formations in the Middle-East. For example, Alsharhan & Narin (1995) studied the sedimentary environment and stratigraphy of Permian sequences in the Arabian Peninsula. Angiolini et al. (1998; 2003) and Henderson & Mei (2003) studied the paleogeography and paleoclimatology of North and southeast of Oman by using conodonts. Kolodka et al. (2011) studied the biostratigraphy and microfacies of Dalan Formation.

Dalan Formation in the Gahkum section with 685m thickness conformably overlies the marine uppermost beds of Faraghan Formation and can be divided to Lower and Upper Dalan Members. No sign of Nar evaporite Member is seen between them. The absence of this member may be related to lateral facies changes of evaporite to carbonate. The Upper Dalan Member is disconformably overlain by Middle to Late Triassic dolomites of Khaneh-Kat Formation (Fakhari, 1995, Sabzehei, 1993). On the basis of foraminifer stratigraphy, Kolodka et al. (2011) proposed the age of Wordian for the base of Lower Dalan Member, and the present conodont species; *Sweetognathus iranicus*, *Hindeodus wordensis* and *Merrillina divergens* prove this age. On the other hand, the base of Khuff Formation (equivalent of Dalan Fm.) in the southeast and interior Oman has the age of Wordian (Angiolini et al., 1998; 2003). Conodonts are associated with microvertebrate remains such as skeletal particles, scales and teeth of paleoniscoids, hybodontiforms and osteichthyan fishes.

Conclusion

Conodont studies in addition to the stratigraphic situation of the base of Dalan Formation in the Gahkum section show the age of Wordian. It seems that the base of Dalan Formation is diachronous and becomes younger from the northwest to the southeast of High Zagros. The absence of Nar evaporite Member between Lower and Upper Dalan carbonate members, may be related to the lateral facies changes. This is the first report of paleoniscoid, hybodontid and osteichthyan fish remains from the Permian strata of Zagros Mountains.

Acknowledgment

This paper is the result of project no. 95/200/168, so we appreciate Deputy of Research and Technology, University of Hormozgan for financial supports. Authors thank M.K. Kamali and F. Amin-Nezhad who helped us in field and laboratory works.

Keywords: Conodont, Roadian, Wordian, Gahkum section, Dalan Formation, Faraghan Formation.



References

- Alsharhan, A.S., & Nairn, A.E.M., 1995. Stratigraphy and Sedimentology of the Permian in the Arabian Basin and Adjacent areas: a Critical Review. *In*: Scholle, P.A., Peryt, T.M., & Ulmer-Scholle, D.S., (eds.), *The Permian of Northern Pangea*, Springer-Verlage, 2: 187–214.
- Angiolini, L., Nicora, A., Bucher, H., Vachard, D., Pillevuit, A., Platel, J.P., Roger, J., Baud, A., Broutin, J., Al Hashmi, A., & Marcoux, J., 1998. Evidence of a Guadalupian Age for the Khuff Formation of Southeastern Oman: Preliminary Report. *Rivista Italiana Di Paleontologia e Stratigrafia*, 104 (3): 329–340.
- Angiolini, L., Balini, M., Garzanti, E., Nicora, A., Tintori, A., Crasquin, S., & Muttoni, G., 2003. Permian climatic and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of Interior Oman. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191: 269–300.
- Henderson, C.M., & Mei, S.L., 2003. Stratigraphic versus environmental significance of Permian serrated conodonts around the Cisuralian - Guadalupian boundary: New evidence from Oman. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191: 301–328.
- Kolodka, C., Vennin, E., Vachard, D., Trocme, V., & Goodarzi, M.H., 2011. Timing and progression of the end-Guadalupian crisis in the Fars Province (Dalan Formation, Kuh-E Gakhum, Iran) constrained by foraminifers and other carbonate microfossils. *Facies*, 58 (1): 131–153.
- Sabzehei, 1993. Geological map of Haji Abad, scale 1/250000, Part G. *Geological Survey of Iran*.
- Szabo, F., & Kheradpir, A., 1978. Permian and Triassic stratigraphy, Zagros Basin, South-West Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 1 (2): 57–82.



Lithostratigraphy and biostratigraphy of Dalichai Formation in the Bāghi stratigraphic section, northwest of Esfarāyen, based on ammonitic fauna

Karabi, V.¹, Ghaderi, A.^{2*}, Raoufian, A.³, Ashouri, A.R.⁴

1- M.Sc student in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

4- Assistant Professor, Daneshvar Center, Farhangian University, Neyshabour, Iran

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*Email: aghaderi@um.ac.ir

Introduction

The Binalud Mountains in the northeast of Iran is a limited structural unit between the central Iran, Kopet-Dagh, and Alborz Mountains, mainly considered as a southeastern extension of Alborz Mountains (Lammerer *et al.*, 1983; Eftekhari-Nezhad & Behrooz, 1991; Alavi, 1992; Seyed-Emami & Schairer, 2011). Jurassic successions, which have very well extended outcrops in the eastern Alborz and Binalud Mountains, were the main topic of the publications by Seyed-Emami & Schairer (2010), Wilmsen *et al.* (2009a,b), Raoufian *et al.* (2011, 2014), Seyed-Emami and Raoufian (2017), Seyed-Emami *et al.* (2018). Dalichai Formation in the eastern Alborz and Binalud Mountains comprises a thickness of marl and marly limestone, with an abundance of ammonite fauna which is the most important characteristic of the formation in the Binalud Mountains. This fauna in the Alborz and Binalud has long been considered in different papers (e.g., Shafeizad *et al.*, 2005; Seyed-Emami *et al.*, 2008, 2013, 2015, 2018; Raoufian *et al.*, 2011, 2014). In this research, an outcrop of Dalichai Formation in the Bāghi stratigraphic section, northwest of Esfarayen city, was lithostratigraphically and biostratigraphically studied.

Materials and Methods

The base of the measured stratigraphic section is located in 37°11'45.34" and 57°16'21.89", 29 km northwest of Esfarayen city (Esfarayen to Jajarm route). After field studies, reviews of lithofacies in the field, and drawing the log, 540 in situ ammonite specimens were obtained from the section. They are kept in the Museum of the Geology Department at the Ferdowsi University of Mashhad. The biometric details of ammonite specimens, including the dimensions of the specimens, size, depth, and diameter of the umbilical area, the number, arrangement, and shape of ribs, marginal keels, nodes, suture lines, and apertural shape, have been studied. The studied ammonitic fauna are typically Northwest Tethyan and belongs to the Submediterranean Province with episodic Mediterranean and Subboreal affinities (Seyed-Emami *et al.*, 2013). It reflects the relationship between these regions with other parts of the Paleotethys sidelines during the Jurassic time.

Discussion and Conclusion

In the Bāghi section, the Dalichai Formation unconformably overlies the siliciclastic Shemshak Formation and gradationally underlies the cliff-forming carbonate rocks of Lar Formation. The Dalichai Formation, with a thickness of 655 meters, is divided into ten separate informal members and is mainly composed of marls, limestone, and marly limestone. One of the most important features of the Dalichai Formation in this section is the abundance of ammonite fauna, especially in the lower half of the section. Due to the specific color, lithology, and abundance of ammonite fauna, the second member is a key member.

Paleontological studies in this research is led to the determination of 96 species, 26 subgenera, 39 genera, 20 subfamilies, 14 families, and 6 superfamilies belonging to 3 suborders of Ammonitida. According to the mentioned assemblage, 17 standard biozones are recognized, consisting of *Grantiana*, *Parkinsoni*, *Zigzag*, *Retrocostatum*, *Bullatus*, *Gracilis*, *Anceps*, *Coronatum*, *Athleta*, *Lamberti*, *Transversarium*, *Bifurcatus*, *Bimammatus*, *Planula*, *Platynota*, *Hypselocyclum*, and *Acanthicum*. These biozones show the age of late Bajocian – late Kimmeridgian for the Dalichai Formation. The studied ammonitic assemblages are closely



related to the other Middle-Late Jurassic fauna from Iran and further peri-Mediterranean regions, which correlates with the Sub-Mediterranean province.

Keywords: Ammonite, Middle-Upper Jurassic, Dalichai Formation, Baghi section, Binalud, Iran.

References

- Alavi M., 1992. Thrust tectonics of the Binalud region. NE Iran. *Tectonics*, 11 (2):360–370.
- Eftekhari-Nezhad, J., & Behroozi, A., 1991. Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and Late Paleozoic rocks in NE-Iran (including Kopet Dag). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien*, 38: 89–100.
- Lammerer, B., Langheirich, G., & Danai, M., 1983. The tectonic evolution of the Binalud mountains (NE - Iran), in geodynamic project (geotraverse) in Iran. *Geological Survey of Iran*, Report no. 51:91–102.
- Raoufian, A., Joly, B., Seyed-Emami, K., Ashouri, A.R., Majidifard, M.R., & Ameri, H., 2014. Phylloceratoidea du Jurassique moyen et supérieur du Nord-Est de l'Iran (Monts Binalud). *Annales de Paléontologie*, 100 (4): 311–325.
- Raoufian, A., Seyed-Emami, K., Ashouri, A.R., Majidifard, M.R., & Joly, B., 2011. Middle and Late Jurassic Phylloceratidae from the Binalud Mountains (Northeast Iran). *Sedimentary Facies*, 3 (2): 68–87. (in Persian).
- Seyed-Emami, K., Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Majidifard, M.R., & Shekarifard, A., 2008. Jurassic ammonite fauna of the Shemshak Formation at Shahmirzad, Iran. *Acta Palaeontol Polonica*, 53: 237–260.
- Seyed-Emami, K., Raoufian, A., & Mönnig, E., 2015. Macrocephalitinae (Ammonoidea, Middle Jurassic) from North and Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 278 (3): 257–279.
- Seyed-Emami, K., Raoufian, A., & Zand-Moghadam, H., 2018. Late Bajocian and Bathonian (Middle Jurassic) ammonites from the Dalichai Formation north of Damghan (Alborz, North Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 288 (2):183–203.
- Seyed-Emami, K., & Raoufian, A., 2017. Ammonites from Bathonian and Callovian (Middle Jurassic) North of Damghan, Eastern Alborz, North Iran. *Zitteliana A*, 89: 253–270.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Raoufian, A., & Shafeizad, M., 2013. Middle and late Jurassic ammonites from the Dalichai formation west of Shahrud (East Alborz, North Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 267 (1): 43–66.
- Seyed-Emami, K., & Schairer, G., 2010. Late Jurassic (Oxfordian, Bimammatum Zone) ammonites from the eastern Alborz Mountains, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 257: 267–281.
- Seyed-Emami, K., & Schairer, G., 2011. Late Jurassic (Oxfordian, Bifurcatus and Bimammatum zones) ammonites from the eastern Alborz Mountains, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 260: 11–20.
- Shafeizad, M., & Seyed-Emami, K., 2005. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Dalichai formation west of Shahroud (Eastern Alborz). *Geosciences*. 12 (55): 98–113. (in Persian).
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., & Taheri, J., 2009a. The Cimmerian orogeny in northern Iran: tectonostratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21: 211–218.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., & Majidifard, M.R., 2009b. An overview of the lithostratigraphy and facies development of the Jurassic System on the Tabas Block, east-central Iran. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J., (ed.), South Caspian to Central Iran basins. *Geological Society of London, Special Publications*, 312: 323–344.



Biostratigraphy, microfacies, and depositional environment of the Asmari Formation in one of the Marun oil field wells and comparison with other Zagros area

Goodarzi, M.¹, Vahidinia, M.^{2*}, Amiri Bakhtiar, H.³, Noraii-Nejad, M.³

1- M.Sc. in Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

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

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

* Email: vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

Introduction

This study was aimed at the biostratigraphy and sedimentary environments reconstruction in one of the wells in Maroun oilfield at Dezful embayment zone. We also compared the studied sub-surface section with the equal intervals in Mala-Kuh, Ghale-Nar oilfield, Moshkan section, and Firouzabad section. The thickness of Asmari Formation in the studied well is 370.5 m and consists mainly of limestone, dolomite, dolomitic limestone, sandstone and argillaceous limestone. In this well, the lower boundary of the Asmari Formation with Pabdeh Formation and its upper boundary with Gachsaran Formation is continuous.

Method and Materials

For this study, 150 thin sections (mainly drilled cores) were studied in detail for paleontology, biostratigraphy, allochems identification, and microfacies determination. References such as Loeblich and Tappan (1980), Boudagher-Fadel, (2008), Adams & Bourgeois (1967), and other related articles were used to identify the available microfossils. We used the biozonation scheme of Laursen *et al.* (2009) and Van Buchem *et al.* (2010) to define and correlate the biozones. Classification of rock types was done according to Dunham (1962) and Embry & Klovan (1971), and microfacies identification and interpretation were carried out based on Wilson (1975), Buxton & Pedley (1989), Geel (2000), and Flugel (2010),

Results and Discussion

Based on paleontological studies, 43 genera and 61 species of benthic and planktonic foraminifera were identified. They have been classified into six zones (five assemblage zones and one indeterminate zone) as follows:

1- *Globigerina* spp.-*Turborotalia cerroazulensis*-*Hantkenina* Assemblage Zone

This biozone is 76 meters thick and lies between the depths of 3706.5 to 3630.5 m. It corresponds to the upper part of the Pabdeh Formation. In this biozone with Oligocene (Rupelian) age, *Globigerina* spp. are abundant, and the extinction of *Turborotalia cerroazulensis* occurs in this biozone.

2- *Lepidocyclina*-*Operculina*-*Ditrupa* Assemblage Zone

This biozone is 129.5 meters thick and lies between 3630.5 to 3501 m. The beginning of this biozone is based on the first occurrence of the *Lepidocyclina* sp. and *Operculina complanata*. Its end is marked by the first appearance of the *Miogypsinoides compalanatus* and *Spirocypleous blankenhorni*. This biozone belongs to the Chattian-Rupellian age.

3- *Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni*-*Miogypsinoides compalanatus* Assemblage Zone

The thickness of this biozone is 80 meters and lies between 3501 to 3421 meters deep. The onset of this biozone is marked by the first occurrence of *Miogypsinoides compalanatus* and *Spirocypleous blankenhorni*. The first occurrence of *Elphidium* sp.14, *Peneroplis farsensis* and disappearance of *Archaias* distinguish the end of the biozone. The age of this biozone is Chattian.



4- *Elphidium* sp.14 – *Peneroplis farsensis* Assemblage Zone

This Assemblage zone is 83 meters thick and lies between 3421 to 3338 meters deep. The age of this biozone is Aquitanian. The onset of this biozone is determined by the occurrence of the *Elphidium* sp.14, *Peneroplis farsensis*, and the end of this biozone is characterized by a decrease in the fossil fauna assemblage known as the Ambiguous Zone.

5-Indeterminate Zone

With 70.44 meters thickness, this zone lies between the depths of 3338 to 3267.57 meters. A decrease in fossil assemblages characterizes this interval. According to its stratigraphic locality, this indeterminate zone is related to Aquitanian (Laursen *et al.*, 2009). The fossils present in this biozone are very sparse and consist mainly of porcelaneous and indeterminate miliolids.

6- *Borelis melo curdica*-*Borelis melo melo* Assemblage Zone?

This biozone is related to the uppermost part of the Asmari Formation. The beginning of this biozone is defined based on the occurrence of the *Borelis* spp., continues to the end of the Asmari Formation. This biozone is 7.56 meters thick and lies between 3267.56 to 3260 meters deep. The age of this biozone is cautiously Burdigalian.

Based on the mentioned biozones, the age of Asmari Formation in the studied well is Rupelian – Chattian – ?Burdigalian.

According to sedimentary texture, sedimentary structures, skeletal and non-skeletal elements in the microscopic studies of the provided thin section, 12 microfacies related to the outer ramp, middle ramp (distal and proximal parts), shoal and inner ramp environments (patch reef, lagoon (semi-restricted and restricted) and tidal flat were identified in the studied well. Gradual changes of facies to each other, the lack of coated structures, and the absence of coated grains are the main evidence suggesting deposition in a homoclinic carbonate ramp. Microfacies analysis shows that planktonic foraminifera in the upper part of the Pabdeh Formation belongs to the outer ramp. Due to the presence of large hyaline foraminifera, the lower part of the Asmari Formation is deposited in the distal part of the middle ramp, while the presence of lenticular foraminifera demonstrates the proximal ramp environment. A high-energy, shallow-shoal environment with the presence of thick-walled lenticular foraminifera, cementation, and grainstone textures characterize the boundary between the middle and the inner ramp. Inner ramp environment is considered by the presence of patchy corals (patch reef) and imperforate foraminifera (*Archaias*, *Peneroplis*, miliolids) of the lagoon (semi-restricted and restricted lagoon) and tidal flat zones.

Keywords: Zagros basin, Oligo-Miocene, Marun oilfield, Dezful embayment, Biostratigraphy, Microfacies, homoclinical ramp.

References

- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies. *Geological and Exploration Division*, Report 1074: 1-37. (Unpublished)
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 21. Elsevier, Amsterdam, p. 544.
- Buxton, M.W.N., & Pedley, H.M., 1989. A standardized model for Tethyan Tertiary carbonates ramps. *Journal of the Geological Society*, London, 146: 746-748.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), *Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application. *Springer-Verlage*, Berlin, Heidelberg. 984 p.



- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., & Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.
- Loeblich, A.R.Jr., & Tappan, E., 1988. Foraminiferal genera and their classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 1-970.
- 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 (1): 219-263.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. 1st edition, *Springer-Verlag*, New York, 1-471.



Bioevents of calcareous nannofossils from *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone to *Helicosphaera ampliaperta* Zone in Oligo-Miocene succession of the Navab anticline southwest flank

Lafzi, M.¹, Siyab Ghodsi, A.A.^{2*}, Senemari, S.³, Salahi, A.⁴

1- M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Urumieh University, Urumieh, Iran

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

3- Associate Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, Imam Khomeini International University (IKIU), Qazvin, Iran

4- Ph.D. in Geology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*Email: a.siabeghodsy@urmia.ac.ir

Introduction

One of the most extensive Tertiary succession in Central Iran is the marine strata of the Qom Formation, which was studied based on paleontology studies. The type section of the Qom Formation has been studied in the areas around Qom city (Bozorgnia, 1965). One of the most important achievements obtained from the formation is evaluating stage boundary (Oligocene-Miocene interval) and biostratigraphy of it. In this section the Qom Formation consists of 346 m thick which mainly consists of marl, marly limestone, and limestones.

Material and Methods

In this study, 78 samples from the Gurpi Formation interval have been studied. The samples were prepared following the standard smear slide method (Bown and Young 1998). All slides were examined under the polarized light microscope at $\times 1000$ magnification. The nomenclature of calcareous nannofossil follows the taxonomic schemes of Perch-Nielsen (1985), Martini (1971), and Okada & Bukry (1980).

Discussion

Calcareous nannofossils are among the most important fossil indicators for determining relative age, biostratigraphy studies, paleoecology studies, and correlation of sedimentary strata of various geological periods in different parts of the world (Hewaidy *et al.* 2014; Faris *et al.* 2016). A succession of the Qom Formation in southwestern flank Navab anticline was selected to study biostratigraphy based on calcareous nannofossils. In this section, the Qom Formation with 346 m thickness mainly consists of marl and marly limestones. For introducing index species, calcareous nannofossil assemblages, and biozones, slides have been studied at the Qom Formation, which led to the recognition of 29 species of calcareous nannofossils. In this study, four biozones were detected in the formation. Bio zones including *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (CN1a-b), *Discoaster druggii* Zone (CN1c), *Sphenolithus belemnoides* Zone (CN2), and *Helicosphaera ampliaperta* Zone (CN3) with late Oligocene (late Chattian) to early/middle Miocene (Burdigalian-Langian) in age. According to the first and last occurrence of index species, the following biozones are identified:

1. *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (CN1a-b)

This biozone is recorded from the LO *Helicosphaera recta* or *Sphenolithus ciperoensis* to the FO of *Discoaster druggii*. The age of this zone is late Oligocene (Chattian) to early Miocene. The thickness of this zone has been measured at approximately 14 m. In this zone, some associated fossil assemblages are *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera obliqua*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *Pontosphaera multipora*, *Pyrocyclus orangensis*, *Reticulofenestra bisecta*, *Reticulofenestra locker*, *Sphenolithus capricornutus*, *Sphenolithus calyculus*, *Sphenolithus delphix*, *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus compactus*.

2. *Discoaster druggii* Zone (CN1c)

The second zone is recorded from the FO of *Discoaster druggii* to the LO of *Triquetrorhabdulus carinatus*. The age of this zone is the early Miocene. The thickness of this zone is 187.68 m. Some fossil assemblages



in this zone include *Braarudosphaera bigelowii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster druggii*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera granulata*, *Helicosphaera obliqua*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *Helicosphaera scissura*, *Pontosphaera multipora*, *Pyrocyclus orangensis*, *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus compactus*, *Sphenolithus dissimilis*, *Sphenolithus moriformis*, *Triquetrorhabdulus carinatus*.

3. *Sphenolithus belemnus* Zone (CN2)

This zone spans the interval from the LO of *Triquetrorhabdulus carinatus* to the last occurrence of *Sphenolithus belemnus*. The thickness of this zone is 81/32 m. The age of this zone is the early Miocene. Some fossil assemblages in this zone include *Braarudosphaera bigelowii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster druggii*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera granulata*, *Helicosphaera obliqua*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *Helicosphaera scissura*, *Pontosphaera multipora*, *Sphenolithus belemnus*, *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus compactus*, *Sphenolithus moriformis*.

4. *Helicosphaera ampliaperta* Zone (CN3)

The last nannofossil unit recorded in this study is the CN3. This zone spans the interval from the LO of *Sphenolithus belemnus* to the LO of *Helicosphaera ampliaperta*. The thickness of this zone is 63 m. The age of this zone is early/middle Miocene (Burdigalian-Langian). Some fossil assemblages in this zone include: *Braarudosphaera bigelowii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster druggii*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera obliqua*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera intermedia*, *Helicosphaera scissura*, *Pontosphaera multipora*, *Sphenolithus compactus*, *Sphenolithus moriformis*.

Consequently, according to the identified biozones, the age of the section is late Oligocene (Late Chattian) to early/middle Miocene (Burdigalian-Langian).

Keywords: Biostratigraphy; Calcareous nannofossils; Qom Formation; Oligo-Miocene.

References

- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy* (British Micropalaeontological Society Publications Series). *Chapman and Kluwer Academic, London*, 16-28.
- Bozorgnia, F., 1965. Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Faris, M., El-Sheikh, H., & Shaker, F., 2016. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the marine Oligocene and Miocene succession in some wells in Northern Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 9: 480.
- Hewaidy, A.A., Farouk, S., & Ayyad, H.M., 2014. Integrated biostratigraphy of the upper Oligocene–middle Miocene successions in west central Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Science*, 100: 379–400.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. In: Farniacci, A., (ed.), *Proceedings of 2nd International Conference on Planktonic Microfossils*. Rome, Italy. Edizioni Tecnoscienza, 2: 739-785.
- Okada, H., & Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleontology*, 5 (3): 321-325.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), *Plankton Stratigraphy*. *Cambridge University Press*, 427-554.



Ammonite and Nannofossil Biozonation of the Aitamir Formation in Eastern Kopet-Dagh Basin (Amirabad section)

Mousavi, N.¹, Lotfali Kani, A.¹, Mosavinia, A.¹

Associate Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

1- Ph.D. Student in Stratigraphy & Paleontology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2- Associate Professor, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Mashhad, Iran

*Email: nasimmousavi805@gmail.com

Introduction

The Kopet-Dagh Basin is located in the northeast of Iran, extended over Iran, Turkmenistan, and Afghanistan with a west-northwest to east-southeast trend. The Iranian part of the basin is located between 61°14' and 54°00'E and 38°16' and 36°00' N. Cretaceous successions are thick and well exposed in the northeast of Iran. The Cretaceous Ammonites are studied by Seyed-Emami (1980), Seyed-Emami & Aryai (1981), Seyed-Emami *et al.* (1984), Immel *et al.* (1997), Raisossadat (2004, 2006), Mosavinia *et al.* (2007, 2014), and Mosavinia & Wilmsen (2011). Calcareous nannoplankton biostratigraphy of Aitamir formation is studied by Susani (2005) and Hadavi & Musazadeh (2005).

Materials and Methods

The studied section, the Amirabad section, is located at a distance of 65 km to the northeast of Mashhad city, on the Mashhad-Kalat road (coordinates: N36°34'59" and E60°09'24"; altitude: 720 m). Aitamir Formation is measured 668 m in this section and comprised siltstones, fossiliferous (bivalve and ammonite) sandstones, glauconitic sandstones, dark gray to greenish-gray silty shales, and dark gray shales. It conformably overlies the Sanganeh Formation and is overlain by the Abderaz Formation. A total of 139 samples were collected from the section at intervals 3-5 m to study the calcareous nannofossils. In addition, 40 m part of the topmost of the underlying Sanganeh Formation as well as the lowermost of the overlying Abderaz Formation were also measured and sampled. For nannofossil biostratigraphic investigations, all samples were processed using the gravity settling technique (Bown & Young, 1998). The prepared slides were observed under a Nikon Optiphot II Pol light microscope with a magnification $\times 1000$. Bibliographic references for the calcareous nannofossils are given in Perch-Nielsen (1985), Varol (1992), and Burnett (1998). Ammonite samples were collected across the section and named and photographed at the paleontology laboratory of the Payam-e-Noor University of Mashhad.

Discussion and Conclusion

Nannofossil bioevents have been utilized to biostratigraphically classify the exposed sedimentary succession based on the CC biozonation scheme of Sissingh (1977, modified by Perch-Nielsen, 1985) and the NC biozonation scheme of Roth (1978, modified by Bralower *et al.*, 1995). The biozones CC8 to CC10 and NC9 to NC13 were determined, and accordingly, the Aitamir Formation is attributed to Albian to late Cenomanian time interval. The lithology of sandstones and siltstones at the lower part of the Aitamir Formation influenced the preservation of nannofossil taxa. In this part, the Ammonite biozones have covered the gap of nannofossil biozones. The upper part of *Leymeriella tardefurcata*, *Hoplites dentatus*, *Euhoplites loricatus*, *Euhoplites lautus* *Mortoniceras (M.) inflatum*, *Stoliczkaia dispar*, *Mantelliceras mantelli*, *Mantelliceras dixonii*, *Cunningtoniceras inerme* and *Acanthoceras rhotomagensense* biozones were determined at the Aitamir Formation except for the upper 20 meters, which contains no ammonite sample. Based on Ammonite biozones, the age of Late Early Albian to Middle Cenomanian is attributed to the Aitamir Formation.



Keywords: Ammonit; Calcareous Nannoplankton; Aitamir Formation; Albian; Cenomanian; Kopet-Dagh basin.

References

- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publications Series, *Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers*, 16-28.
- Burnett, J.A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R., (ed.), Calcareous nannofossil biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publications Series, *Chapman and Hall/Kluwer Academic Publishers*, 132-199.
- Hadavi, F., & Musazadeh, H., 2005. Characters of stratigraphic system of the Aitamir formation based on Calcareous nannofossils in Shurab section- Kopetdagh region. *24th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran*, Tehran, Iran.
- Immel, H., Seyed-Emami, K., & Afshar-Harb, A., 1997. Kreide-Ammoniten aus dem iranischen teil des Koppeh-Dagh (NE-Iran). *Zitteliana*, 21: 159-190.
- Mosavinia, A., & Wilmsen, M., 2011. Cenomanian Acanthoceratoidea (Cretaceous Ammonoidea) from the Aitamir Formation (Koppeh Dag, NE Iran): taxonomy and stratigraphic implications. *Acta Geologica Polonica*, 61: 175-192.
- Mosavinia, A., Lehmann, J., & Wilmsen, M., 2014. Late Albian ammonites from the Aitamir Formation (Koppeh Dag, NE Iran). *Cretaceous Research*, 50: 72-88.
- Mosavinia, A., Wilmsen, M., Aryai, A., Shahida, M., & Lehmann, J., 2007. Mortoniceratinae (Ammonitina) from the Upper Albian (cretaceous) of the Atamir Formation, Koppeh Dag Mountains, NE Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 246 (1): 83-95.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), Plankton Stratigraphy. *Cambridge University Press*, Cambridge, 329-426.
- Raisossadat, S.N., 2004. The ammonite family Deshayesitidae in the Kopet Dag Basin, north-east Iran. *Cretaceous Research*, 25: 115-136.
- Raisossadat, S.N., 2006. The ammonite family Parahoplitidae in the Sanganeh Formation of the Kopet Dag Basin, north-eastern Iran. *Cretaceous Research*, 27: 907-922.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. In: Benson, W.E., & Sheridan, R.E., (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 44*. U.S. Government Printing Office, Washington, 731-760.
- Seyed-Emami, K., & Aryai, A.A., 1981. Ammoniten aus dem unteren Cenoman von Nordostiran (Koppeh Dag). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie*, 21: 23-39.
- Seyed-Emami, K., 1980. Parahoplitidae (Ammonoidea) aus dem Nordost und Zentral Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 1980, 719-737.
- Seyed-Emami, K., Forster, R., & Mojtahedi, A., 1984. Ammoniten aus dem mittleren Cenoman von Nordost-Iran (Koppeh-Dagh). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 159-172.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 37-65.
- Susani, A., 2005. Biostratigraphy of lower part of Aitamir Formation based on calcareous nannofossils in Shurab section. *M.Sc. thesis, Ferdowsi University of Mashhad*.
- Varol, O., 1992. Taxonomic revision of the Polycyclolithaceae and its contribution to Cretaceous biostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy*, 27: 93-127.



Ostracoda of Chaman-Bid Formation in Ghoroneh section (Binalud Mountains)

Hadavi, F.^{1*}, Mostafavi, B.¹

1- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
2- Ph.D. in Geology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*Email: hadavi231@yahoo.com

Introduction

The Binaloud Mountains, with an almost eastern-western trend, is extended from the Jajarm area in the Northern Khorasan to the Torbat-e-Jam region. In the Binalud zone, Jurassic succession in many places covered Paleozoic rocks and metamorphic assemblages, known as Mashhad Phyllite. Chaman-Bid Formation is one of the most famous Jurassic deposits in the northeastern. The studied sequence in the Ghroneh section is located at 43 kilometers north of Neyshabur and northeast of Ghroneh village (58° 45' 36", 36° 45' 05"), respectively contains siliciclastic rocks of Kashafrud Formation, shale, marl, limestone, and sandstone beds of Chaman-Bid Formation, and thick to massif limestones of the Mozduran Formation. Most paleontological studies on the Chaman-Bid Formation are done based on ammonites (Majidifard, 2003, 2008; Raoufian *et al.*, 2011, 2014; Seyed- Emami *et al.*, 2013, 2018), palynomorphs (Mafi *et al.*, 2014a,b), and more recently nannofossils by Amani *et al.* (2016). Based on calcareous nannofossils, the Early Bajocian–Early Berriasian age was suggested for the mentioned deposits in the Ghroneh section. In the present study, for the first time, ostracods of the Chaman-Bid Formation have been investigated. The present study introduces the Chaman-Bid Formation ostracods and compares this fauna within the calcareous nannofossils biozones.

Methods and Results

The thickness of the Chaman-Bid Formation in the studied section is 715 meters and consists of shale, marl, and limestone, interbedded with some sandstone beds. Sixty-four samples of the Chaman-Bid Formation with intervals of 10 to 15 meters were collected. 300 grams of each sample were soaked in water and hydrogen peroxide for 24 hours and washed in 30 and 60 mesh sieves. The residue was dried, and all ostracods in each sample were separated. The ostracods were studied with a Zeiss ZH55 microscope at 40x magnification and photographed in scanning electron microscopy (SEM) at the central laboratory of the Ferdowsi University of Mashhad.

Results and Conclusion

Ostracoda is one of the most valuable crustaceans in paleontological and paleoecological studies. The remains of these small and microscopic crustaceans are widely distributed through Phanerozoic, and individuals belonging to this subgroup are characterized by their particular morphological and physical characteristics (Van Morkhoven, 1963). In the present study, 45 genera and 59 species of Ostracoda have been identified in the Chaman-Bid Formation in the studied section. Previous studies of Ostracoda have been compared with ammonite zones. The current study is important since there are no reports on Iran's Jurassic ostracods. Therefore, introducing ostracods and determining their age range is a significant objective of this study; however, their preservation is relatively poor. The study of the Chaman-Bid Formation ostracods in the Ghroneh section led to identifying of 59 species belonging to 45 genera. For relative age dating in the present study, calcareous nannofossils have been used and identified ostracods correlated with them. These assemblages have been compared with 12 previously reported nannofossil zones from the Ghroneh section. Nannofossil zones (Amani *et al.*, 2016) belong to NJ9 to Early CC1 and confirm the age of Early Bajocian to Berriasian for the discussed ostracod assemblages.

Keywords: Ostracoda; Chaman-Bid; Ghoroneh; Binalud.



References

- Amani, R., Hadavi, F., Ghaderi, A., & Khodadadi, L., 2018. Biostratigraphy of the Chaman-bid Formation in Ghoroneh section at the Binalud Mountains based on Calcareous Nannofossils. *Sedimentary Facies*, 10 (2): 193-212.
- Mafi, A., Ghasemi-Nejad, E., Ashouri, A.R., & Vahidinia, M., 2014a. Dinoflagellate cysts from the Upper Bajocian–Lower Oxfordian of the Dalichai Formation in Binalud Mountains (NE Iran): their biostratigraphical and biogeographical significance. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 3683–3692.
- Mafi, A., Ghasemi-Nejad, E., Ashouri, A.R., & Vahidinia, M., 2014b. A note on the discovery of the suturocavate dinoflagellate cyst (*Limbodinium absidatum*) in the Middle East (Binalud Mountains, NE Iran). *Journal of African Earth Sciences*, 92: 21-24.
- Majidifard, M.R., 2003. Biostratigraphy, lithostratigraphy, ammonite taxonomy and microfacies analysis of the Middle and upper Jurassic of Northeastern Iran. *Ph.D. thesis, Julius- Maximilians Universitat Wurzburg*, 210 p.
- Majidifard, M.R., 2008. Stratigraphy and facies analysis of the Dailichai and Lar formations (Middle-Upper Jurassic) of NNE Iran. *Beringeria*, 39: 3- 49.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Raoufian, A., & Shafeizad, M., 2013. Middle and Late Jurassic ammonites from the Dalichai Formation west of Shahrud (East Alborz, North Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen Band*, 267: 43- 66.
- Van Morkhoven, F.P.C.M., 1963. Post-Paleozoic Ostracoda. Their Morphology, Taxonomy and Economic Use. *Elsevier Publication, Amsterdam*, 478 p.
- Raoufian, A., Joly, B., Seyed-Emami, K., Ashouri, A.R., Majidifard, M.R., & Ameri, H., 2014. Phylloceratoidea du Jurassique moyen et supérieur du Nord-Est de l'Iran (Monts Binalud). *Annales de Paléontologie*, 100 (4): 311–325.
- Raoufian, A., Seyed-Emami, K., Ashouri, A.R., Majidifard, M.R., & Joly, B., 2011. Middle and Late Jurassic Phylloceratidae from the Binalud Mountains (Northeast Iran). *Sedimentary Facies*, 3 (2): 68–87. (in Persian).
- Seyed-Emami, K., Raoufian, A., & Zand-Moghadam, H., 2018. Late Bajocian and Bathonian (Middle Jurassic) ammonites from the Dalichai Formation north of Damghan (Alborz, North Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 288 (2):183–203.

تنظیم نهایی مقاله پذیرفته شده در دوفصلنامه رخساره‌های رسوبی با دستور زیر انجام گیرد:

(بدیهی است مقالات پذیرش شده در صورت عدم رعایت و انجام موارد زیر در دستور چاپ قرار نخواهند گرفت)

- ۱- عنوان فارسی مقاله با قلم B Titr 16 ضخیم و عنوان انگلیسی با قلم Times new Roman 14 ضخیم.
- ۲- نام کامل فارسی نویسنده‌ها با قلم B Zar 10 ضخیم و نام کامل انگلیسی با قلم Times new Roman 9 ضخیم.
- ۳- نشانی پژوهشی فارسی به طور کامل و با ذکر مرتبه دانشگاهی نویسندگان عضو هیأت علمی با قلم B Zar 10 به ترتیب شامل:
نام و نام خانوادگی.....، گروه آموزشی.....، دانشکده.....، دانشگاه.....، شهر.....، کشور.....
- ۴- نشانی پژوهشی انگلیسی به طور کامل و با ذکر مرتبه دانشگاهی نویسندگان عضو هیأت علمی با قلم Times new Roman 9 به ترتیب شامل:
First and Last Name, Department of, Faculty of, University of....., City....., Country.....
- ۵- پست الکترونیکی (Email) با قلم Times new Roman 10
- ۶- تمامی تیتراهای موجود در متن مقاله با قلم فارسی B Zar 13 و انگلیسی Times new Roman 11
- ۷- متن چکیده فارسی با قلم B Zar 11
- ۸- متن مقاله فارسی با قلم B Zar 13 و انگلیسی با قلم Times new Roman 11
- ۹- زیرنویس شکل‌ها با استفاده از (گزینه Text Box) از منوی Insert قسمت Text Box با قلم B Yagut 9
- ۱۰- متن فارسی جداول با قلم B Nazanin 9 و متن انگلیسی جداول با قلم Times new Roman 8
- ۱۱- تیترا جداول با قلم B Nazanin 10
- ۱۲- متن فارسی به حالت Justify Low با فاصله خطوط 1 cm
- ۱۳- متن انگلیسی به حالت Justify با فاصله خطوط 1 cm
- ۱۴- منابع فارسی با قلم B Zar 13 و منابع انگلیسی با قلم Times new Roman 11
- ۱۵- تمام تصاویر به حالت Behind text درون متن تنظیم شوند.
- ۱۶- نقشه‌های جغرافیایی ترجیحاً به زبان فارسی و با فونت B Zar 11 برای نشان دادن شهرها و روستاها
- ۱۷- شماره‌های فرعی روی شکل‌های مقاطع نازک میکروسکوپی بر مبنای الفبای فارسی (الف، ب، پ، ...) .
- ۱۸- پلیت‌هایی که برای معرفی فسیل‌ها ساخته شده‌اند هم به عنوان شکل و نه پلیت در متن مقاله معرفی شوند. این شکل دارای شماره باشد و برای تک تک تصاویر فسیل‌های درون آن از نام‌گذاری بر اساس حروف الفبای انگلیسی استفاده کنید. لذا در معرفی جنس و گونه‌ها برای مقالاتی که تشریح سیستماتیک دارند، برای ارجاع به شکل در زیر نام گونه به شماره اصلی و فرعی شکل اشاره می‌شود (برای مثال: شکل ۴الف - ۴ب و یا Figure 3b-3f).
- ۱۹- فایل کلیه شکل‌ها با حداقل قدرت تفکیک 300 dpi و با فرمت JPEG ارسال گردد. ضروری است فایل‌های وکتوری از قبیل DWG، DXF، CDR و ... با کیفیت مناسب در فرمت JPEG به رستر تبدیل شوند و از ارسال فایل‌های وکتور پرهیز گردد.
- ۲۰- اسامی تمامی جنس و گونه‌های فسیل‌ها در متن مقاله به زبان انگلیسی و به صورت ایتالیک، مطابق با الگوی استاندارد ICZN نوشته شود.
- ۲۱- چکیده انگلیسی مقاله به صورت مبسوط به میزان حداکثر دو صفحه شامل بخش‌های Title، Authors names with affiliation، Keywords، Introduction، Material & Methods، Discussion، Conclusion، Acknowledgement (اختیاری) و References (فقط منابع مورد استفاده در همین دو صفحه) تهیه شود. عنوان چکیده انگلیسی با قلم Times new Roman 16 ضخیم و متن چکیده انگلیسی با قلم Times new Roman 10 نوشته شود.
- ۲۲- در نگارش متن فارسی و در ارتباط با افعال و کلمات مرکب اکیداً و حتماً از نیم‌فاصله استفاده کنید (برای مثال: به جای "شده اند" بنویسید "شده‌اند" و یا به جای "می‌شود" بنویسید "می‌شوند" و یا به جای "میکروفسیل‌ها" بنویسید "میکروفسیل‌ها"). برای ایجاد نیم فاصله حتماً و فقط از کلیدهای ترکیبی "ctrl+shift+@" استفاده کنید.
- ۲۳- نحوه نگارش منابع مطابق با الگوی استاندارد مجله به شرح زیر:
- تمامی منابع موجود در متن مقاله در لیست پایانی منابع مقاله نیز موجود باشند. بالعکس، تمامی منابع لیست پایانی در متن مقاله استفاده شده باشند.
- منابع فارسی در متن مقاله به زبان فارسی و منابع انگلیسی در متن مقاله هم به زبان انگلیسی نوشته شوند.

- منابع در متن اصلی به ترتیب سال انتشار و در فهرست منابع به ترتیب حروف الفبا ذکر شوند. مثلاً (عاشوری ۱۳۶۷، ۱۳۶۸ الف؛ موسوی حرمی و محبوبی، ۱۳۶۶؛ هادوی و همکاران، ۱۳۶۵؛ Lashkaripour et al., 1998؛ مظاهری و همکاران، ۱۳۸۳).

- در بخش منابع انتهای مقاله، ابتدا منابع فارسی و سپس منابع انگلیسی آورده شود. در مقاله‌هایی که هنوز چاپ نشده‌اند، در انتها به جای شمارگان نشریه و صفحه‌ها، عبارت "زیر چاپ" برای منابع فارسی و "In press" برای منابع انگلیسی در داخل پرانتز ذکر شود. در صورتی که مقاله به زبانی به جز فارسی و انگلیسی نگارش شده باشد، زبان اصلی منبع مورد استفاده در انتهای آن در داخل پرانتز قید شود، مثلاً "In French".

برای مقاله‌های فارسی. در مثال‌های زیر به اطلاعات مورد نیاز برای صورت‌های مختلف اصلی منبع نویسی توجه شود:

- در نگارش منابع، از اختصارنویسی نام ناشر (ژورنال یا هر مؤسسه انتشاراتی دیگری) اکیداً پرهیز کنید. مثلاً به جای AAPG Bulletin بنویسید American Association of Petroleum Geologists Bulletin

مقاله چاپ شده در مجله:

عاشوری، ع.ر.، ۱۳۷۷. مرز دونین - کربنifer در ازبک کوه بر اساس کنودونت‌های آن. فصلنامه علوم زمین، ۲۹: ۴۶-۵۳.

مقاله ارائه شده در همایش:

غفوری، م.، لشکری پور، غ.ر.، طریق ازلی، ص.، ۱۳۸۳. بررسی ویژگی‌های ساختاری و پارامترهای مقاومتی توده‌های سنگی در امتداد مسیر تونل کلات. هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص ۳۴۱-۳۵۲.

کتاب:

آقائباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

پایان نامه:

پوراسماعیل، الف.، ۱۳۸۳. بایواستراتیگرافی سازند نیزار بر مبنای نانوپلانکتون‌های آهکی در برش الگو واقع در تنگ نیزار (جاده مشهد - سرخس). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۲۹ ص.

نقشه:

طاهری، ج.، قائمی، ف.، م. ۱۳۷۳. نقشه زمین شناسی مشهد، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Journal:

Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Lasami, Y., & Brenner, R.L., 2001. Sequence stratigraphy and relative sea level history of the Upper Paleocene sediments in the Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 85: 839-859.

Editorial book:

Rahimpour-Bonab, H., Bone, Y., Moussavi-Harami, R., & Turnbull, K., 1997. Geochemical comparisons of modern cool-water calcareous biota, Lacepede Shelf, South Australia, with tropical counterparts. In: James, N.P., & Clarke, J.A.D., (eds.), *Cool-Water Carbonates. SEPM Special Publication*, 56: 77-91.

Thesis:

Karimpour, M.H., 1982. Petrology, geochemistry, and genesis of the A.O. porphyry copper complex in Jackson and Grand Counties, northwestern Colorado. *Ph.D thesis, University of Colorado, Boulder*, 251 p.

Book:

Manutchehr-Danai, M., 2005. Dictionary of Gems and Gemology. 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin, 879 p.

Map:

Taheri, J., & Ghaemi, F., 1996. Geological map of Mashhad, scale 1:100,000. *Geological Survey of Iran*.

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Scientific Journal

Sedimentary Facies

Vol. 12, No. 2; Autumn 2019/Winter 2020

In order to publishing the scientific papers and to extend of research and amplify the earth science, Sedimentary Facies journal of Ferdowsi University of Mashhad invite masters, researchers and students to submit their articles in Paleontology, Stratigraphy, Sedimentology and Sedimentary Petrology.

EDITOR IN CHIEF: Dr. ALIREZA ASHOURI

EDITORIAL BOARD:

Dr. Ali Reza Ashouri	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Reza Moussavi Harami	Sedimentology & Petroleum Geology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Fatemeh Hadavi	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Azizollah Taheri	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Shahroud University of Technology
Dr. Mohammad Dastanpour	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. Ebrahim Ghasemi-Nejad	Stratigraphy & Paleontology	Prof., University of Tehran
Dr. Mehdi Yazdi	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Uinversity of Isfahan

EDITING CONSULTANT

Prof. R. Moussavi-Harami & Dr. A. Ghaderi

EXECUTIVE DIRECTOR

Dr. A. Ghaderi

Publisher: Department of Geology, College of Science, Ferdowsi University of Mashhad

Printed by: Ferdowsi University of Mashhad Press

Address: Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

P.O.BOX: 91557-1436

Tel: +98-051-38804143

E-mail: gs@um.ac.ir

Web Site: <http://jearth.um.ac.ir>



CONTENTS

Reconstruction of Sedimentary environment and sea-level fluctuations in the Cretaceous-Paleocene deposits, central Alborz, North of Iran162

Rabbani, J., Abbasi, N., Emamgholi, R., Shariatzadeh, M.S.

Biostratigraphy, biofacies and conodont CAI (Conodont Alteration Index) of the Middle-Late Devonian deposits in Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini (SE Anarak) 174

Shakeri, B., Bahrami, A., Vaziri-Moghaddam, H., Königshof, P.

First report of Guadalupian conodonts and fishes from the base of Dalan Formation in the Gahkum section, North of Bandar Abbas (High Zagros) 194

Gholamalian, H., Poosti, M., Hairapetian, V.

Lithostratigraphy and biostratigraphy of Dalichai Formation in the Bāghi stratigraphic section, northwest of Esfarāyen, based on ammonitic fauna 207

Karabi, V., Ghaderi, A., Raoufian, A. Ashouri, A.R

Biostratigraphy, microfacies, and depositional environment of the Asmari Formation in one of the Marun oil field wells and comparison with other Zagros area 226

Goodarzi, M., Vahidinia, M., Amiri Bakhtiar, H., Noraii-Nejad, M.

Bioevents of calcareous nannofossils from Triquetrorhabdulus carinatus Zone to Helicosphaera ampliaperta Zone in Oligo-Miocene succession of the southwest flank Navab anticlinal 241

Lafzi, M., Siyab Ghodsi, A.A., Senemari, S., Salahi, A.

Ammonite and Nannofossil Biozonation of the Aitamir Formation in Eastern Kopet-Dagh Basin (Amirabad section) 286

Mousavi, N., Lotfali Kani, A., Mosavinia, A.

Ostracoda of Chaman-Bid Formation in Ghoroneh section (Binalud Mountains) 276

Hadavi, F.1*, Mostafavi, B.