



رخساره‌های رسوبی

جلد ۱۳، شماره ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۹، شماره پیاپی ۲۵

شاپا: ۷۸۷X-۲۰۰۸

فهرست

- زیست چینه نگاری سازند بغمشاه بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در شمال طبس ۱۶۳
ناهدید خداشناس، فاطمه هادوی، مرضیه نطقی مقدم، احمد رضا خزاعی
- ریزدیرینه‌شناسی و محیط رسوبی سازند قم در شمال غرب زنجان ۱۷۳
جواد ربانی، افشین زهدی
- رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند تیرگان در ناحیه بزنگان، شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ ۱۹۰
محمود شرفی، مریم محمدی، اسدالله محبوبی، محمد خانه‌باد
- مقایسه ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها در مطالعه شاخص‌های آب و هوایی: مثالی از سازند شورجه ۲۱۱
مهناز کشمیری، محمد حسین محمودی قرائی، سید رضا موسوی حرمی، اسداله محبوبی
- ماکروفسیل‌های گیاهی سازند نایبند (تریاس پسین)، شمال شرق اصفهان، ایران مرکزی ۲۲۶
مریم منانی، جواد سعادت نژاد، محسن علامه
- زیست چینه نگاری سازند آسماری در میدان نفتی گچساران، جنوب غرب ایران ۲۳۹
نرگس منجزی، بهزاد سعیدی رضوی
- زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین پسین - کربنیفر پیشین (فامنین پسین - تورنیزین) در برش زو (شمال شرق ایران) بر اساس فونای کنودونتی ۲۵۲
محمد تقی نجارزاده، علیرضا عاشوری، مهدی یزدی
- ریزرخساره‌ها و چینه نگاری سکانشی سازند قم در برش گویلر، جنوب باختر استان زنجان ۲۷۰
حمیده نوروزپور

رخساره های رسوبی

جلد ۱۳، شماره ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۹

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 سید علی آقایی، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فرهنگیان)
- دکتر شهرام آورجانی، دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (شرکت ملی نفت ایران)
- دکتر نارام بایت گل، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان)
- دکتر علی بهرامی، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه اصفهان)
- دکتر محمد پرندآور، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (شرکت ملی نفت ایران)
- دکتر محمد جوانبخت، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه آزاد اسلامی مشهد)
- دکتر محمد خانه‌باد، دانشیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر علی رحمانی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (شرکت ملی نفت ایران)
- دکتر حامد زند مقدم، دانشیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)
- دکتر سعیده سنماری، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین)
- دکتر محمد علی صالحی، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه اصفهان)
- دکتر علیرضا عاشوری، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- 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 اسدالله محبوبی، استاد - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر ابراهیم محمدی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته)
- دکتر واجیک هایراپطیان، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه آزاد اسلامی اصفهان)
- دکتر مهدی یزدی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه 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 چینه نگاری، دیرینه شناسی و رسوب شناسی فعالیت می‌کند. مهمترین محورهای علمی مورد پذیرش این نشریه شامل بررسی و تفسیر محیط‌های زیستی جانوران و گیاهان گذشته، مطالعات دیرینه شناسی سیستماتیک و بررسی محیط‌های رسوب گذاری کربناته و آواری با استفاده از ابزار و روش‌های تحلیل رخساره‌ای است. فسیل شناسی، زیست شناسی دیرینه، دیرینه بوم شناسی، تحلیل و تکامل حوضه، رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، ژئوشیمی رسوبی، تکتونیک و رسوبگذاری، زمین شناسی نفت و ... موضوعاتی هستند که با اهداف پژوهشی این نشریه مرتبط هستند.

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



زیست‌چینه‌نگاری سازند بغمشاه بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در شمال طبس

ناهدید خداشناس^۱، فاطمه هادوی^{۲*}، مرضیه نطقی مقدم^۳، احمدرضا خزاعی^۴

۱- دانشجوی دکتری چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

۴- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

*پست الکترونیک: fhadavi@um.ac.ir

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۲/۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۰/۲۸

چکیده

در این پژوهش سازند بغمشاه در برش چینه‌شناسی خروان با هدف مطالعه نانوفسیل‌های آهکی مورد نمونه برداری قرار گرفته‌است. سازند بغمشاه با سنگ‌شناسی غالب شیل و مارن، در شمال طبس از رخنمون گسترده‌ای برخوردار است و در برش مورد مطالعه ۲۳۹ متر ستبرا دارد. مطالعات دیرینه‌شناسی انجام شده در این پژوهش به شناسایی ۴۶ گونه متعلق به ۲۶ جنس نانوفسیل آهکی با حفظ شدگی متوسط تا خوب انجامیده‌است. نظر به اهمیت حضور گونه‌های شاخص و مجموعه گونه‌های همراه، زیست‌زون‌های CC1 تا CC5 از زون بندی Sissingh (1977) تعیین گردید. بر پایه زیست‌زون‌های مشخص شده، سن سازند بغمشاه در برش مورد مطالعه بریازین پیشین تا هوتروین پسین پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌نگاری؛ بغمشاه؛ نانوفسیل‌های آهکی؛ طبس.

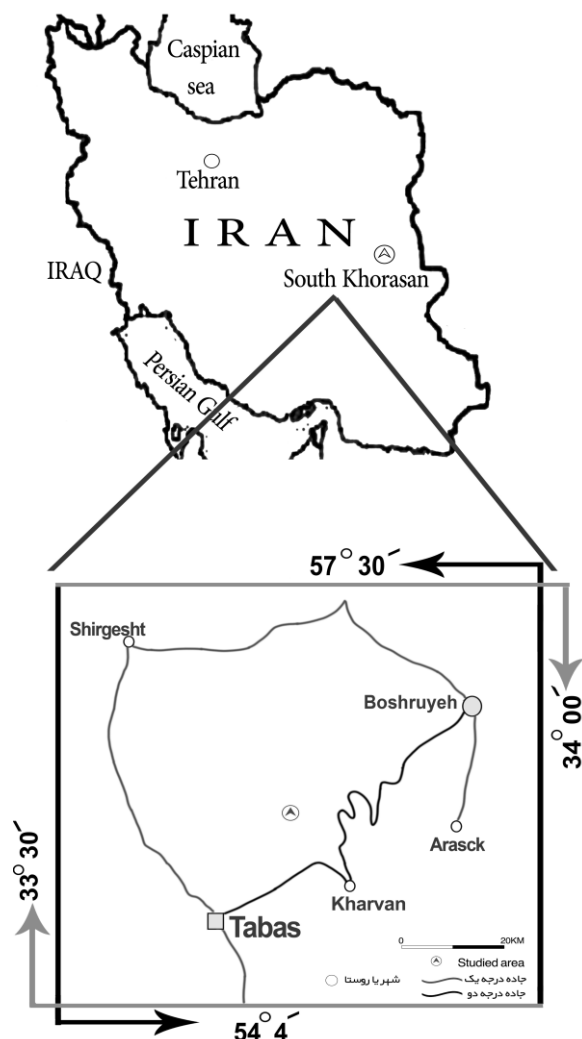
مقدمه

و محلی به ویژه در زمان ژوراسیک میانی و پسین، در بلوک طبس حوضه‌های رسوب‌گذاری متعدد و متنوع با رخساره‌های سنگی متفاوتی شکل گرفته، به طوری که رسوبات مزوزئیک در این بلوک ستبرای قابل توجهی دارند (سیدامامی و همکاران، ۱۳۸۴).

سازند بغمشاه یکی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای بلوک طبس است که متشکل از سنگ‌های سیلیسی - آواری نرم‌فرسا از نوع شیل و مارن‌های سبز روشن و مقدار کمی ماسه‌سنگ و سنگ آهک می‌باشد. ترکیب غالب شیلی و مارنی این سازند سبب شده تا برون‌زدهای تپه ماهوری و در بسیاری از مناطق با واریزه پوشیده شده باشد (آقانباتی، ۱۳۸۹).

وجود ناهمسانی‌های ساختاری - رسوبی گسترده در خردقاره ایران مرکزی و حضور گسل‌های پی‌سنگی طولی، ژرف و قدیمی پیرامون این خردقاره سبب شده تا این بخش از ایران مرکزی را بتوان به بلوک‌های لوت، طبس، کلمرد، پشت بادام و یزد تقسیم نمود (آقانباتی، ۱۳۸۹). منطقه مورد بررسی در این پژوهش بخشی از خردقاره ایران مرکزی و مشخصاً در بلوک طبس قرار دارد. بلوک طبس بین بلوک یزد در غرب و بلوک لوت در شرق و در حدفاصل گسل‌های نایبند در خاور و کلمرد - کوهبنان در باختر واقع شده‌است. بر اثر نوسانات جهانی سطح آب دریا و جنبش‌های زمین ساختی متعدد در مقیاس جهانی، منطقه‌ای

شیل و مارن‌های سبز و خاکستری تشکیل شده است. این سازند به صورت پیوسته سنگ آهک‌های سازند بادامو را می‌پوشاند و خود به صورت پیوسته توسط سنگ آهک‌های سازند اسفندیار پوشیده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳).



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

روش مطالعه

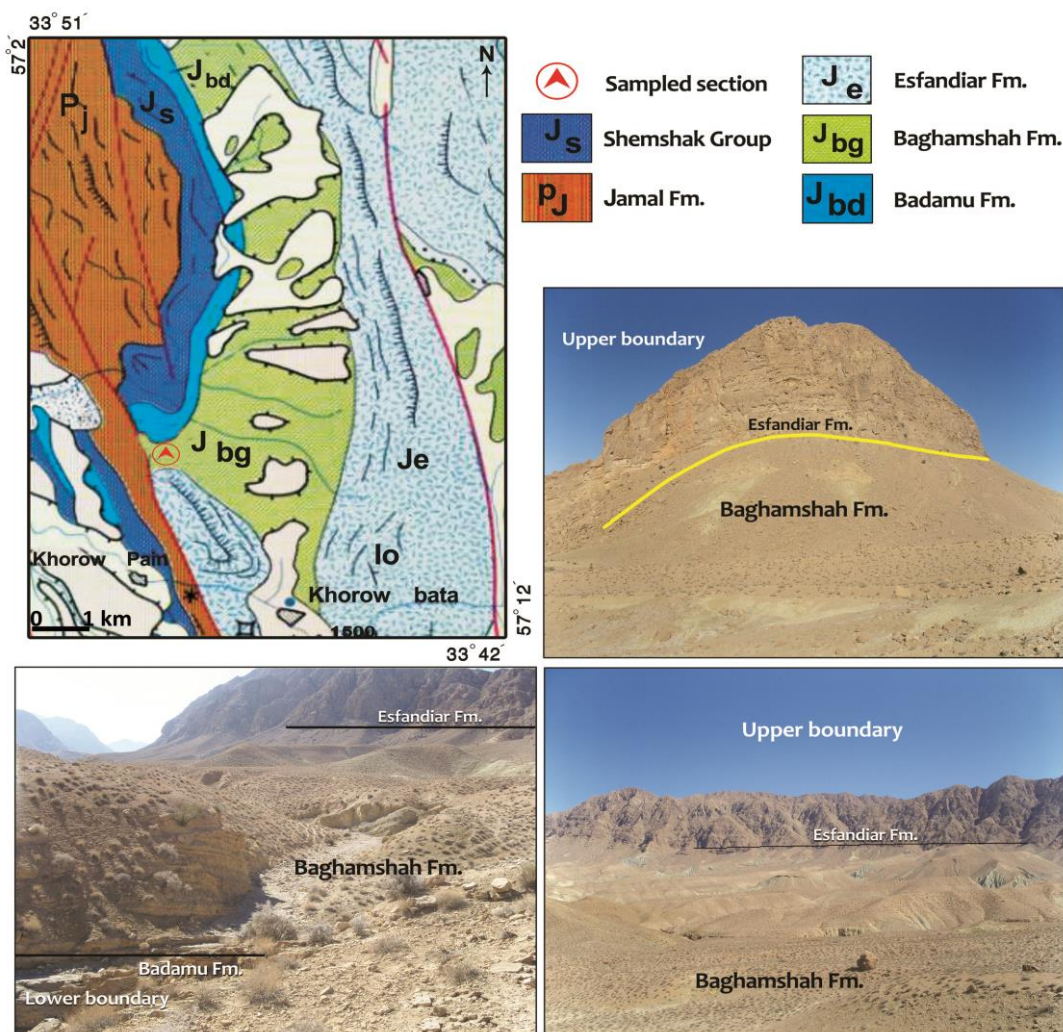
در این پژوهش، تعداد ۷۵ نمونه از سازند بغمشاه با فواصل ۱ تا ۱۰ متری برداشت گردید. نمونه‌برداری در مرز پایین و بالای سازند با فواصل کم و در موارد دیگر به دلیل ستبری زیاد سازند، غالباً با تغییر سنگ شناسی و در فواصل بیشتر انجام شده است. همچنین جهت بررسی گذر زیرین و بالای سازند، تعداد ۳ نمونه از سازند بادامو و ۳ نمونه از

سازند بغمشاه عموماً با گذر تدریجی بر روی سنگ آهک‌های سازند پروده قرارداد و مرز بالایی آن گاه با واسطه ردیف ستبری از سنگ‌های سیلیسی - آواری با سازند سیخور و گاهی سازندهای اسفندیار و یا قلعه دختر می‌باشد (سیدامامی و همکاران، ۱۳۸۴).

زیست چینه نگاری سازند بغمشاه بیشتر مبتنی بر آمونیت‌ها انجام شده است (برای مثال: Seyed-Emami *et al.*, 1988, 1991, 1997, 2001, 2002 Wilmsen *et al.*؛ 2009؛ Kallanxhi *et al.* 2016). علاوه بر آمونیت‌ها، فسیل‌های اسفنج و مرجان (Pandey & Fürsich, 2003)، بازوپایان (Mukherjee & Fürsich, 2014) و میوسپورهای این سازند (Hashemi-Yazdi & Sajjadi, 2015) نیز مطالعه شده است. در اغلب مطالعات انجام شده برای تعیین سن سازند بغمشاه به آمونیت‌ها استناد شده و بازه زمانی باتونین پسین تا کالوین میانی برای آن در نظر گرفته شده است. با وجود این، نانوفسیل‌های این سازند کمتر مورد توجه بوده است. از این رو، در مطالعه حاضر به بررسی نانوفسیل‌های آهکی سازند بغمشاه و تعیین سن سازند بر پایه این گروه فسیلی در برش چینه شناسی خروان پرداخته شده است.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی برش مورد مطالعه

برش چینه شناسی مورد مطالعه در ۴۰ کیلومتری شمال شرقی طبس و در مجاورت روستای خروان واقع شده است. دسترسی به این برش از طریق جاده خاکی طبس - بشرویه امکان پذیر می‌باشد. مختصات جغرافیایی قاعده برش $33^{\circ} 45' 30''$ عرض شمالی و $57^{\circ} 5' 45''$ طول شرقی بوده و در محدوده نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ بشرویه (Stocklin *et al.*, 1993) واقع شده است (شکل‌های ۱ و ۲). ستبری سازند بغمشاه در برش خروان ۲۳۹ متر بوده و از دیدگاه سنگ شناسی به طور غالب از



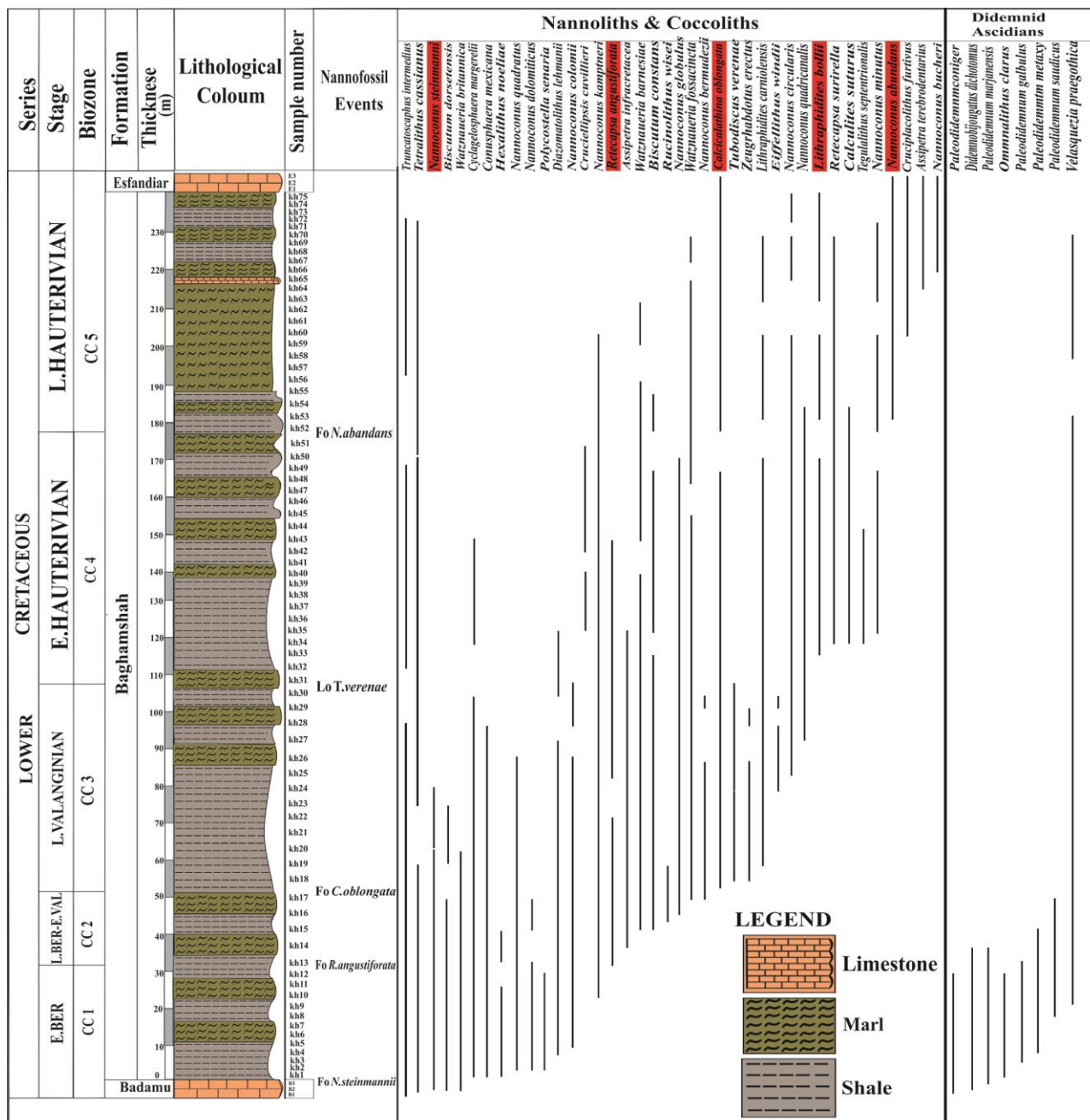
شکل ۲: محل نمونه برداری از توالی مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی بشرویه (برگرفته از Stocklin et al., 1994) و گذر زیرین و بالایی سازند بغمشاه در برش خروان.

بر روی اجاق با حرارت ملایم خشک گردد. تمامی نمونه‌های آماده شده، توسط میکروسکپ نوری پلاریزان المپوس در نور طبیعی و پلاریزه مطالعه شدند. با توجه به اهمیت استفاده از ورقه ژئوپس در شناسایی نانوفسیل‌های آهکی، نمونه‌ها با استفاده از این ورقه نیز مطالعه و تصویربرداری شدند. شناسایی نانوفسیل‌های آهکی توالی برداشت شده نیز، با استفاده از توصیف گونه‌ها که توسط Perch-Nielsen (1985) و Bown & Young (1998) ارائه گردیده، انجام شد.

زیست چینه نگاری

بروز فعالیت‌های دیاژنزی مانند انحلال و رشد ثانویه می‌تواند اثرات نامطلوبی بر حفظ شدگی گونه‌های مختلف

سنگ آهک‌های سازند اسفندیار برداشت گردید (شکل ۳). برای جلوگیری از تأثیر هوازدگی، نمونه برداری از ژرفای ۳۰ تا ۵۰ سانتی متری انجام شد. آماده سازی نمونه‌ها به روش اسمیراسلاید (Bown & Young, 1997) صورت گرفت. در این روش ابتدا حدود یک سانتی متر مکعب از سطح نمونه توسط کاردک مخصوص خشک و تمیز، تراشیده شده تا میزان تأثیر آلودگی و هوازدگی به حداقل ممکن برسد. سپس اندکی از نمونه تراشیده شده به صورت پودر روی لامل ریخته می‌شود. با افزودن یک قطره آب مقطر به پودر روی لامل، محلول نسبتاً غلیظی ایجاد می‌شود که پس از پخش شدن بر سطح لام به کمک یک خلال دندان با ایجاد حرکات زیگزاکی، لایه‌های مختلفی از نمونه روی لامل ایجاد می‌گردد که باید بلافاصله



شکل ۳: ستون چینه نگاری، پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی و زیست زون‌های نانوفسیلی سازند بغمشاه در برش خروان

نمونه‌ها مؤید آن است که دیاژنز نیز تأثیر چندانی بر نانوفسیل‌های این برش نداشته است. با توجه به این مطالب نتیجه می‌شود حفظ شدگی نانوفسیل‌های آهکی سازند بغمشاه نسبتاً خوب تا متوسط است.

در این مطالعه تعداد ۴۶ گونه فسیلی متعلق به ۲۶ جنس مختلف شناسایی شده است. از این میان، ۳۸ گونه متعلق به ۲۱ جنس مربوط به نانولیت‌ها و کوکولیت‌ها بوده و ۸ گونه

نانوفسیلی داشته باشد و با توجه به ظرافت نانوفسیل‌های آهکی، در نظر گرفتن این مسأله، در شناسایی نانوفسیل‌ها اهمیت شایانی دارد. گونه‌های نانوفسیلی سازند بغمشاه جزئیات ساختاری مشخص دارند و کانال‌های مرکزی گونه‌های مختلف متعلق به جنس *Nannoconus* نیز باز بوده و به وضوح قابل رویت است. لذا انحلال در این سازند تأثیر زیادی نداشته است. از طرفی، سنگ شناسی نسبتاً نرم

از ۵ جنس متعلق به اسپیکول دیدمنید اسیدین‌ها^۱ می‌باشد (شکل‌های ۴ تا ۶). شایان ذکر است دیدمنید اسیدین‌ها موجوداتی با بدنی نرم و اسپیکول‌های سخت هستند که آبهای دریایی غنی از کربنات و ریف‌های مرجانی، محیط مناسبی برای گسترش کلونی آنها می‌باشد (Varol, 2006). با عنایت به این که اندازه کامل اسپیکول دیدمنید اسیدین‌ها عموماً بزرگتر از نانوفسیل‌ها و کوچکتر از میکروفسیل‌ها می‌باشد، معمولاً در مطالعات، نادیده گرفته می‌شوند. فراوانی این اسپیکول‌ها در رسوبات، نشان دهنده نهشته‌های کم ژرفای دریایی است (Varol, 2006). آرایش و شکل اجزای اسپیکول‌ها، وجود یا نبود زوائد و نیز تعداد و موقعیت زوائد، عواملی هستند که برای شناسایی دیدمنید اسیدین‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند (Varol, 2006).

در میان گونه‌های شاخص نانوفسیلی سازند بغمشاه در برش خروان، گونه‌های *Calcicalathina oblongata*, *Lithraphidites bollii*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Nannoconus steinmannii*, *Nannoconus abundans*, *Tubodiscus verenae* و *Retecapsa angustiforata* مبنای تعیین زیست‌زون‌های نانوفسیلی بوده‌اند. گونه‌های *Truncatoscapus Mexicana* و *intermedius* نیز در این مطالعه مشاهده شد که نابرجا بوده و متعلق به ژوراسیک هستند.

تاکنون مطالعات زیست چینه نگاری وسیعی بر روی نانوپلانکتون‌های آهکی در دنیا انجام شده و بر مبنای آنها زیست‌زون‌های جهانی ارائه شده است که برخی از آنها شامل Roth (1976)، Sissingh (1977)، Perch-Nielsen (1978)، Applegate & Bergen (1983)، Bralower et al. (1989) و Bornemann et al. (2003) می‌باشند. از آن جا که

گونه‌های نانوفسیلی شناسایی شده در این برش به کراتاسه تعلق دارند، لذا جهت انجام مطالعات زیست چینه نگاری از الگوی زیست‌پهنه‌بندی Sissingh (1977) استفاده گردید. همچنین، به دلیل عدم شناسایی برخی از شاخص‌های الگوی یاد شده، در تعریف تعدادی از زیست‌زون‌ها از تعاریف Roth (1978) و Applegate & Bergen (1988) و گونه‌های شاخص جایگزین استفاده شده است (شکل ۳). بر این اساس، زیست‌زون‌های CC1 تا CC5 برای سازند بغمشاه در برش خروان به شرح زیر تعیین شده است:

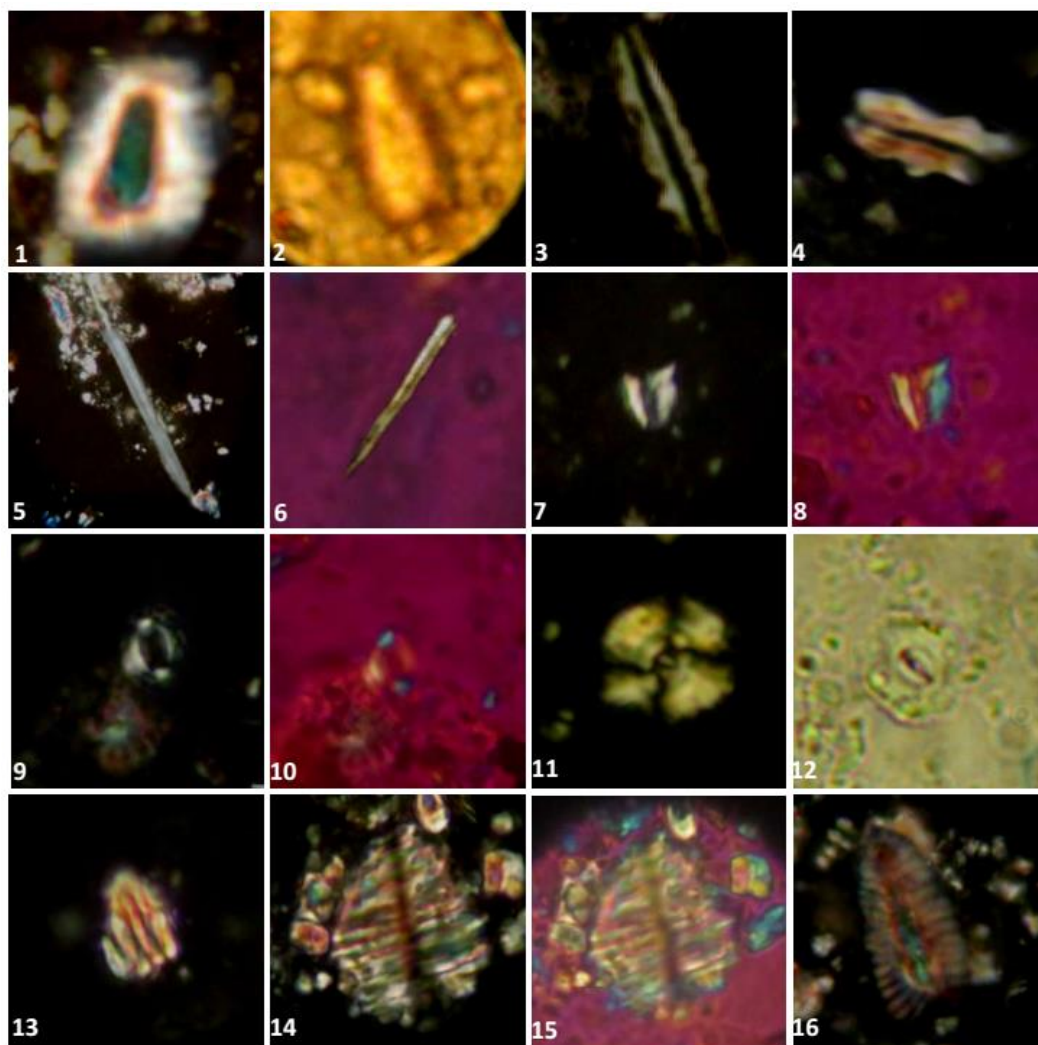
CC1: *Nannoconus steinmannii* Zone

محدوده این زیست‌زون از اولین حضور گونه *Nannoconus steinmannii* تا اولین حضور گونه *Stradneria crenulata* می‌باشد و سن آن انتهایی‌ترین بخش پورتلندین - تیتونین تا بریازین پیشین است (Sissingh, 1977; Worsley, 1971; Thierstein, 1971). در این مطالعه، از آن جا که گونه *Nannoconus steinmannii* با سن بریازین پیشین از نمونه ابتدایی مشاهده شده است، لذا شروع توالی مطالعه شده زیست‌زون مذکور می‌باشد. همچنین، با توجه به نبود گونه *Stradneria crenulata*، برای تعیین لبه بالایی زیست‌زون CC1، طبق مطالعات Applegate & Bergen (1988) به اولین حضور *Retecapsa angustiforata* که در فاصله ۳۲ متری از قاعده برش ثبت گردیده، استناد شده است. ستبرای زیست‌زون مذکور ۳۲ متر می‌باشد.

CC2: *Stradneria crenulata* Zone

این زیست‌زون از اولین حضور گونه *Stradneria crenulata* تا اولین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* تعریف شده و سنی معادل بریازین پسین تا والانژین پیشین دارد (Thierstein, 1971). همان طور که ذکر شد، اولین حضور گونه *Retecapsa angustiforata*

1- Didemnid ascidian spicules



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپ نوری برخی از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده (بزرگنمایی 1250X)

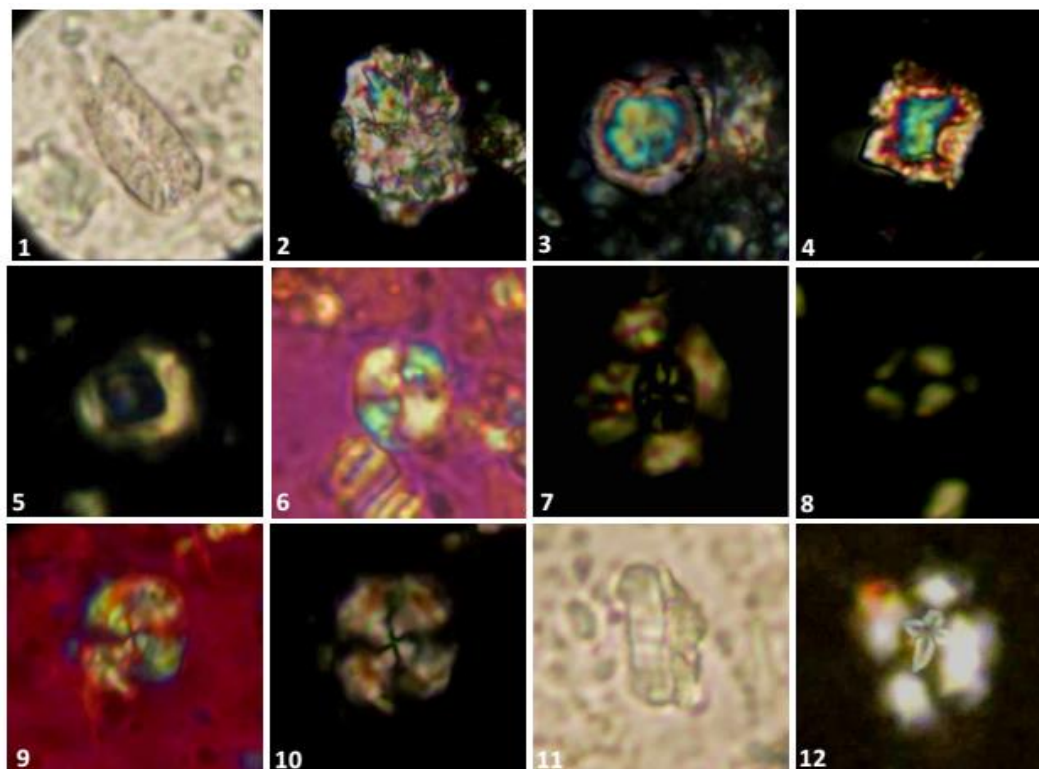
1, 2: *Nannoconus kamptneri* Brönnimann 1955, FUMKh20; 3, 4: *Lithraphidites bollii* (Thierstein 1971) Thierstein 1973, FUMKh55; 5, 6: *Lithraphidites carniolensis* Deflandre 1963, FUMKh37; 7, 8: *Nannoconus abundans* Stradner & Grün, 1973, FUMKh74; 9, 10: *Biscutum constans* (Górka 1957) Black in Black & Barnes 1959, FUMKh42; 11, 12: *Watznaueria britannica* (Stradner 1963) Reinhardt 1964, FUMKh5; 13: *Conusphaera mexicana* Trejo 1969, FUMKh18; 14-16: *Nannoconus steinmannii* Kamptner 1931, FUMKh17, FUMKh22.

Cretarhabdus loriei بوده و سن آن والانزینین پسین می‌باشد (Thierstein, 1971؛ Sissingh, 1977). علاوه بر این، Roth (1978)، Bralower et al. (1989) و Bornemann et al. (2003) آخرین حضور گونه *Tubodiscus verenae* را شاخصی برای تعیین لبه بالایی این زیست‌زون معرفی نموده‌اند. در مطالعه حاضر، اولین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* در فاصله ۵۲ متری از قاعده برش، نشانگر لبه پایینی این زیست‌زون می‌باشد. با این حال، گونه *Cretarhabdus loriei* که شاخص لبه بالایی زیست‌زون است در این برش یافت نشد.

نشانگر لبه پایینی این زیست‌زون بوده و اولین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* در فاصله ۵۲ متری از قاعده برش مورد مطالعه تعیین کننده لبه بالایی زیست‌زون است. بنابراین محدوده ۳۲ تا ۵۲ متری از قاعده برش به زیست‌زون CC2 تعلق دارد. ستبرای این زیست‌زون ۲۰ متر است.

CC3: *Calcicalathina oblongata* Zone

محدوده این زیست‌زون از اولین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* تا اولین حضور گونه



شکل ۵: تصاویر میکروسکوپ نوری برخی از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده (بزرگنمایی 1250X)

1: *Nannoconus steinmannii* Kamptner 1931, FUMKh1; 2: *Calcicalathina oblongata* (Worsley 1971) Thierstein 1971, FUMKh60; 3: *Nannoconus circularis* Deres & Achérítéguy 1980, FUMKh54; 4: *Nannoconus quadratus* (Noël 1959) Deres & Achérítéguy 1980, FUMKh11; 5: *Tubodiscus veranae* Thierstein 1973, FUMKh24; 6: *Nannoconus* sp. FUMKh50; 7: *Retecapsa angustiforata* Black 1971, FUMKh15; 8: *Diazomatolithus lehmanii* Noël 1965, FUMKh20; 9, 10: *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes 1959) Perch-Nielsen 1968, FUMKh35; 11: *Nannoconus dolomiticus* Cita & Pasquare 1959, FUMKh8; 12: *Cruciellipsis cuvillieri* (Manivit 1966) Thierstein 1971, FUMKh47.

شناسایی بازه زمانی هوتروین در منطقه تتیس بوده و آخرین حضور *Cruciellipsis cuvillieri* شاخص دیگری برای تعیین لبه بالایی این زیست‌زون می‌باشد (Thierstein, 1976). گونه *Speetonia colligata* در نهشته‌های مورد مطالعه دیده نشد، اما آخرین حضور *Cruciellipsis cuvillieri* در فاصله ۱۷۷ متری از قاعده برش مشاهده شده و مبنای تعیین لبه بالایی زیست‌زون بوده است. زیست‌زون CC4 با ۶۹ متر ستبرا، فاصله ۱۰۸ تا ۱۷۷ متری ستون چینه شناسی برش خروان را به خود اختصاص داده است.

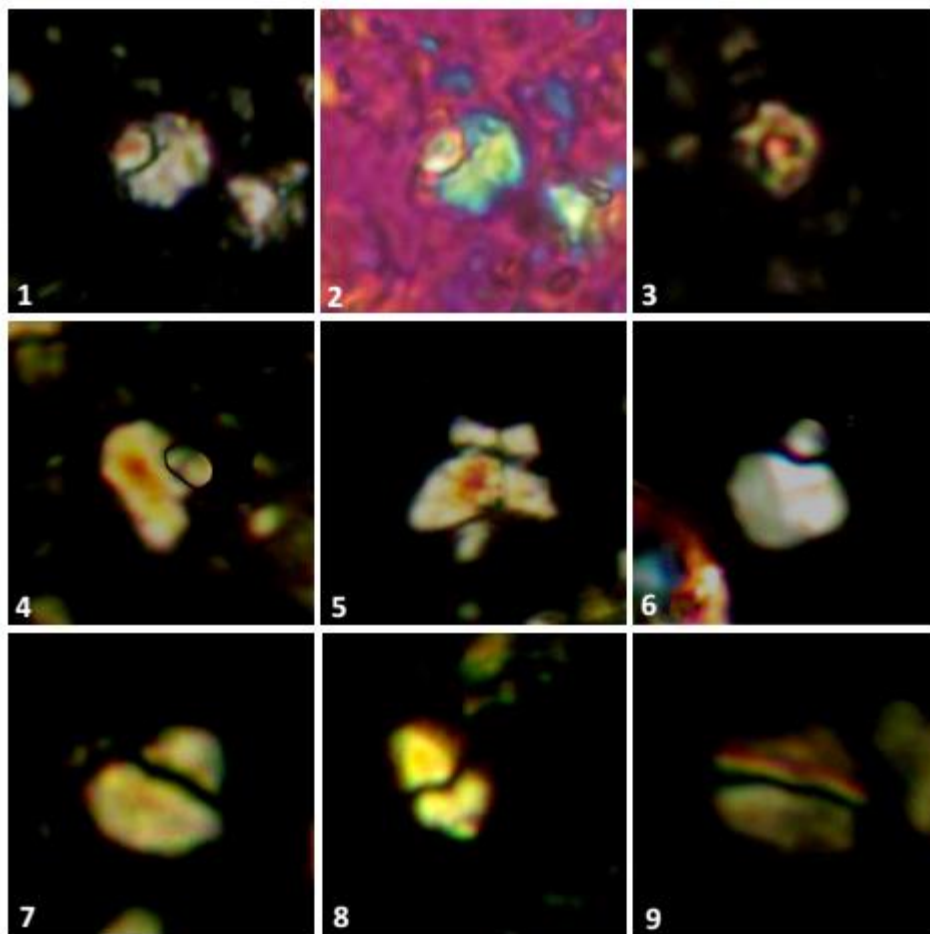
CC5: *Lithraphidites bollii* Zone

محدوده این زیست‌زون از آخرین حضور گونه *Speetonia colligata* تا آخرین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* بوده و سن آن هوتروین پسین تا بارمین پیشین

از این رو به آخرین حضور گونه *Tubodiscus veranae* در فاصله ۱۰۸ متری از قاعده برش مورد مطالعه، جهت تعیین لبه بالایی زیست‌زون CC3 استناد شده است. ستبرای این زیست‌زون ۵۶ متر بوده و محدوده آن از فاصله ۵۲ تا ۱۰۸ متری است.

CC4: *Cretarhabdus loriei* Zone

این زیست‌زون با سن هوتروین پیشین از اولین حضور گونه *Cretarhabdus loriei* تا آخرین حضور گونه *Speetonia colligata* تعریف می‌شود (Sissingh, 1977). همان‌طور که اشاره شد، در این مطالعه گونه *Calcicalathina loriei* یافت نشد. لذا جهت تعیین لبه پایینی زیست‌زون CC4 به آخرین حضور *Tubodiscus veranae* در ۱۰۸ متری قاعده برش استناد شده است. علاوه بر این، ظهور گونه *Lithraphidites bollii* شاخصی برای



شکل ۴: تصاویر میکروسکپ نوری برخی از اسپیکول دیدمنید اسیدین ها شناسایی شده (بزرگنمایی 1250X)

1, 2: *Paleodidemnum caudatus* Varol 2006, FUMKh3; 3: *Ommalithus clarus* Varol 2006, FUMKh9; 4: *Paleodidemnum metaxy* Varol 2006, FUMKh27; 5: *Velasquezia praegothica* Varol 2006, FUM, Kh34; 6: *Cephalodidemnum pseudocarenon* Varol 2006, FUMKh1; 7: *Paleodidemnum saudicus* Varol 2006, FUMKh62; 8: *Paleodidemnum galbulus* Varol 2006, FUMKh34; 9: *Didemnobijugatus dichotomus* Varol 2006, FUMKh9.

وجود ندارد و لذا سن انتهایی ترین بخش توالی هوتروین پسین است. ستبرای این زیستزون در برش خروان ۶۲ متر می باشد.

جهت بررسی گذر زیرین و بالایی سازند، نمونه هایی از سازند بادامو و اسفندیار نیز مطالعه شد. حضور گونه *Nannoconus steinmannii* در نمونه های برداشت شده از انتهایی ترین بخش سازند بادامو و اولین نمونه از سازند بغمشاه، مؤید آغاز زیستزون CC1 در انتهایی ترین بخش سازند بادامو و تداوم آن در سازند بغمشاه است. بنابراین گذر سازند بادامو به بغمشاه در برش خروان پیوسته و دارای سن بریازین پیشین می باشد. همچنین، بر پایه حضور گونه های *Calcicalathina oblongata* و *Nannoconus abundans* در نمونه های متعلق به بالاترین بخش سازند بغمشاه و سه نمونه مطالعه شده از بخش پایینی سازند

می باشد (Thierstein, 1971; Sissingh, 1977). بر اساس مطالعات Taylor (1982)، اولین حضور گونه *Nannoconus abundans* در هوتروین پسین بوده و این گونه شاخص هوتروین پسین می باشد. در این مطالعه، آخرین حضور گونه *Cruciellipsis cuvillieri* به همراه اولین حضور *Nannoconus abundans* در فاصله ۱۷۷ متری از قاعده برش، نشانگر لبه پایینی این زیستزون و مؤید سن هوتروین پسین می باشد. با این حال، به دلیل تداوم حضور گونه *Calcicalathina oblongata* تا آخرین نمونه مطالعه شده، سن انتهایی ترین بخش سازند، هوتروین پسین می باشد. با وجود آن که زیستزون CC5 بخشی از بارمین آغازین را در بر می گیرد، اما به دلایل ذکر شده و همچنین به دلیل نبود گونه های شاخص بارمین، محدوده زمانی بارمین در نهشته های مورد مطالعه

اسفندیار، حضور زیست‌زون CC5 در بالاترین بخش سازند بغمشاه و ادامه حضور آن در بخش زیرین سازند اسفندیار محرز است. از این رو گذر سازند بغمشاه به سازند اسفندیار نیز در برش خروان پیوسته می‌باشد.

نتیجه‌گیری

مطالعه سازند بغمشاه در برش خروان به شناسایی تعداد ۴۶ گونه متعلق به ۲۶ جنس از نانوفسیل‌های آهکی و اسپیکول

دیدم‌نید اسیدین‌ها منجر شد. بر اساس حضور گونه‌های شاخص نانوفسیلی و مجموعه فسیلی همراه، زیست‌زون‌های CC1 تا CC5 از زون‌بندی Sissingh (1977) برای این توالی تعیین گردید که گویای سن بریازین پیشین تا هوتروین پسین برای سازند بغمشاه در برش خروان می‌باشد. همچنین گونه‌های نانوفسیلی و زیست‌زون‌های تعیین شده گویای پیوستگی مرز سازند بغمشاه با سازند بادامو و سنگ آهک‌های سازند اسفندیار است.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۹. زمین شناسی ایران. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۵۸۶ص.
- سیدامامی، ک.، فورزیش، ف.، ویلمسن، ۱۳۸۴. یافته‌های تازه پیرامون سیستم ژوراسیک در شمال بلوک طبس (خاور ایران مرکزی). *فصلنامه علوم زمین*، ۵۷: ۸۷-۹۷.
- Applegate, J.L., & Bergen, J.A., 1989. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of sediments recovered from the Galicia Margin, ODP Leg 103. *Proceedings of the ODP. Scientific Results*, 103: 293-348.
- Bornemann, A., Aschwer, U. & Mutterlose, J. 2003. The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic/Cretaceous boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199 (3-4): 187-228.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1997. Mesozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, 19: 21-36.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Introduction. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publications Series, Chapman and Kluwer Academic, London*, 1-15.
- Bralower, T., Monechi, S., & Thierstein, H., 1989. Calcareous nannofossils zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the Geomagnetic Polarity Timescale. *Marine Micropaleontology*, 14: 153-235.
- Hashemi-Yazdi, F., & Sajjadi, F., 2015. A new lycophyte miospore species from the Middle Jurassic of Iran. *Revista brasileira paleontologia*. 18 (2): 251-260.
- Kallanxhi M.E., Falahatgar, M., Javidan M., Sarfi M., & Parvizi T., 2016. Calcareous nannofossils- and ammonites-based biostratigraphy of the Baghamshah Formation (Central Iran Basin, Iran). *Studia UBB Geologia*, 60 (1): 29-42.
- Mukherjee, D., & Fürsich, F.T., 2014. Jurassic brachiopods from east-central Iran. *Beringeria*, 44: 107-127.
- Pandey, D.K., & Fürsich, F.T., 2003. Jurassic corals of east-central Iran. *Beringeria*, Heft 32, 138 p.
- Perch-Nielsen, K., 1983. Recognition of Cretaceous stage boundaries by means of calcareous nannofossils. In: Birkelund, T., Bromley, R., Christensen, W.K., Hakansson, E., & Surlyk, F., (eds.), *Symposium on Cretaceous Stage Boundaries. University of Copenhagen, Abstracts*, Copenhagen, 152-156.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), *Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press*, 329-426.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. *Init.Repts. DSDP*, 44: 731-759.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. In Benson, W.E., Sheridan, R.E., et al., (eds.), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project 44. U.S. Government Printing Office, Washington*, 731-759.

- Seyed-Emami, K., 1988. Jurassic and Cretaceous ammonite fauna of Iran and their paleobiogeographic significance. In: Wiedmann, J., & Kullman, J., (eds.), *Cephalopodes: present and past*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 599-606.
- Seyed-Emami, K., Fürsich, F.T., & Schairer, G., 2001. Lithostratigraphy, ammonite faunas and palaeoenvironments of Middle Jurassic strata in North and Central Iran. *Newsletters on Stratigraphy* 38: 163-184.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., & Aghanabati, S.A., 1997. Ammoniten aus der Baghamshah Formation (Callov, Mittlerer Jura), NW Tabas (Zentraliran). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historischen Geologie*, 37: 24-40.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Aghanabati, S.A., & Fazl, M., 1991. Ammoniten aus dem Bathon von Zentraliran (Tabas-Nayband region). *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A19: 65-100.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Fürsich, F.T., Wilmsen, M., & Majidifard, M.R., 2002. Reineckidae (Ammonoidea) from the Callovian (Middle Jurassic) of the Shotori Range (East Central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Monatshefte, 3: 184-192.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 37-65.
- Stocklin, J., Eftekhar-Nezhad, J., & Hushmandzadeh, A., 1994. Geological map of Bushrueh, scale: 1:100000. *Geological Survey of Iran*.
- Taylor, R., 1982. Lower Cretaceous calcareous nannofossils. In: Lord, A.R. (ed.), *A stratigraphical index of calcareous Nannofossils*. *British Micropaleontology Society*, 40-80.
- Thierstein, H.R., 1971. Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 64: 458-488.
- Thierstein, H.R., 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. *Marine Micropaleontology*, 1: 325-362.
- Varol, O., 2006. Didemnid ascidian spicules from the Arabian Peninsula. *Journal of Nannoplankton Research*, 28 (1): 35-55
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., & Majidifard, M.R., 2009. An overview of the stratigraphy and facies development of the Jurassic System on the Tabas Block, east-central Iran. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., & Granath J.W., (eds.) *South Caspian to central Iran basins*. *Geological Society, London, Special Publications*, 312: 323-343.
- Worsley, T.R., 1971. Calcareous nannofossil zonation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments from the Western Atlantic. In: Farinacci, A. (ed.), *Proceedings of the Second Planktonic Conference*. *Edizioni Tecnoscienza*, Rome, 2: 1301-1321.

ریزدیرینه‌شناسی و محیط رسوبی سازند قم در شمال غرب زنجان

جواد ربانی^{۱*}، افشین زهدی^۱

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

*پست الکترونیک: rabbani@znu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۸/۱۷

تاریخ دریافت: ۹۹/۷/۳

چکیده

به منظور انجام مطالعات ریزدیرینه‌شناسی و بازسازی محیط رسوبی بر روی توالی‌های سازند قم، یک برش چینه‌شناسی در محدوده شمال غربی زنجان نمونه‌برداری گردید. سازند قم در این ناحیه متشکل از ۱۶۸ متر سنگ‌های کربناته متوسط تا سبتر لایه با میان لایه‌های سنگ آهک رسی می‌باشد که با مرز فرسایشی بر روی توالی‌های کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن سازند قرمز زیرین و در زیر ردیف رسوبات تخییری، مارنی و ماسه‌سنگی سازند قرمز بالایی قرار گرفته‌اند. مطالعات فسیل‌شناسی بر روی ۵۲ مقطع نازک میکروسکوپی به شناسایی ۲۳ گونه از روزن‌داران کف‌زی و شناور منجر شد که شامل گونه‌هایی همچون *Meandropsina anahensis*, *Globigerinoides* sp., *Dendritina rangi*, *Borelis melo curdica*, *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina globulus* و *Meandropsina iranica* می‌باشند. در تمامی زیست‌زون‌های غیر رسمی ارائه شده برای سازند قم، ظهور و گستره گونه شاخص *Borelis melo curdica* شاخصی برای شروع آشکوب بوردیگالین در نظر گرفته شده است. بر این اساس، با توجه به حضور این گونه از ابتدا تا انتهای توالی‌های مورد مطالعه، سن سازند قم در این منطقه بوردیگالین (میوسن پیشین) پیشنهاد می‌گردد. مطالعات رخساره‌ای مقاطع نازک میکروسکوپی به تفکیک ۶ ریزرخساره منجر گردید که بخش‌های سکوی داخلی تا انتهای شیب قاره از یک محیط رسوبی شلف کربناته لبه‌دار را شامل می‌شوند. وجود دو بخش سبتر لایه کربناته حاوی کلنی‌های بزرگ مرجانی و رخساره‌های ریزشی و توریدایتی در جلوی آنها، سکوی کربناته نوع شلف را تأیید می‌کند. نمودار تغییرات ریزرخساره‌ها در طول ستون چینه نگاری یک روند افزایش نسبی سطح آب دریا از ابتدای برش تا متر ۵۴ متری و یک روند کاهش نسبی سطح آب دریا از این افق تا انتهای برش را نشان می‌دهد. بدین ترتیب یک سکانس رسوبی رده ۳ را می‌توان برای این توالی‌ها در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: ریزدیرینه‌شناسی؛ محیط رسوبی؛ سازند قم؛ زنجان.

مقدمه

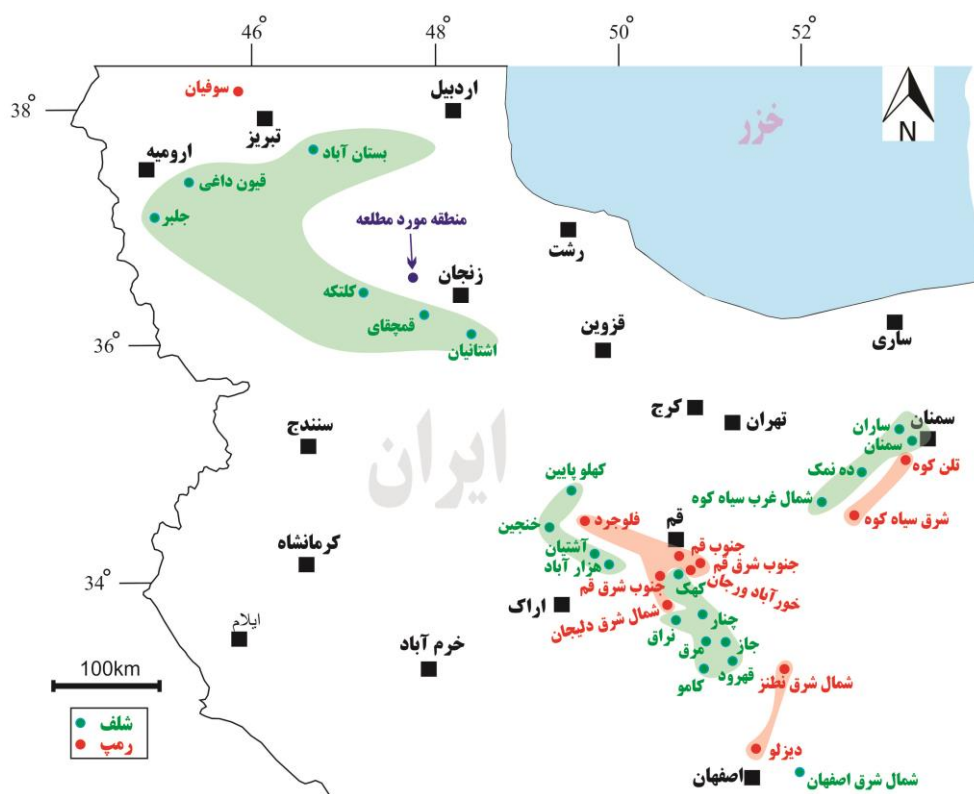
توالی‌های کربناته دریایی مذکور برای اولین بار توسط Dozy (1944) با عنوان سازند قم معرفی گردیدند. ناحیه الگوی این سازند در ۳۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر قم معرفی شده که سازند قم در این ناحیه به ۶ عضو A تا F تفکیک گردیده است (Furrer & Soder, 1955). این سازند به لحاظ برخورداری از پتانسیل هیدروکربوری،

پس از رویداد زمین‌ساختی انتهای ائوسن، دریای الیگوسن در حوضه قم پیش‌روی نموده است و باعث تشکیل مجموعه‌ای از ردیف رسوبات کربناته و مارنی گردیده به طوری که این توالی‌ها به صورت ناپیوسته بر روی توالی‌های تخریبی سازند قرمز زیرین قرار گرفته‌اند (Berberian & King, 1981؛ رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).

مطالعات انجام شده بر روی محیط رسوبی سازند قم در نقاط مختلف ایران نشان می‌دهد محیط تشکیل این سازند در برخی نقاط شلف کربناته و یا در برخی نقاط رمپ کربناته بوده است (شکل ۱ و جدول ۱). بدین ترتیب محیط رسوبی این سازند در نقاط مختلف گزارش شده است، هرچند عمدتاً به صورت شلف کربناته معرفی شده است.

در پژوهش حاضر، به منظور تعیین سن و بازسازی محیط رسوبی این سازند در ناحیه شمال غربی زنجان و تکمیل نقشه جامع و مدل رسوبی این سازند در ایران، یک برش چینه‌شناسی مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت.

رخساره‌های شاخص، پیچیدگی تکتونیکی، غنای فسیلی و غیره مورد توجه بسیاری از محققین قرار گرفته است (Daneshian & Dana, 2019). بر مبنای برخی از مطالعات زیست‌چینه‌نگاری بر روی سازند قم، سن ائوسن تا میوسن میانی برای این توالی‌ها پیشنهاد شده بود (برای مثال: Dozy, 1944; Furrer & Soder, 1955; Jaafari, 1963; Bozorgnia, 1966; Zhu et al., 2007). اگرچه مطالعات بعدی سن الیگوسن - میوسن را برای این توالی‌ها تأیید می‌نمایند (برای مثال: Daneshian et al., 2008; Reuter et al., 2009; Daneshian & Aftabi, 2010). مجموعه



شکل ۱: نقشه جامع پراکندگی محیط رسوبی سازند قم بر اساس مطالعات قبلی انجام شده در نقاط مختلف ایران؛ محدوده‌های سبز رنگ بیانگر محیط شلف کربناته و محدوده‌های قرمز محیط رمپ کربناته را نشان می‌دهند. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، به رنگ سبز مشخص شده است.

ستبر لایه عضو F از سازند قم در بخش جنوبی این روستا ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند و خود روستای اندآباد نیز بر روی توالی‌های تبخیری - تخریبی سازند قرمز بالایی قرار گرفته است.

برش مورد مطالعه در یال شمال شرقی یک تاقدیس بزرگ قرار دارد و هسته این تاقدیس را توالی‌های کربناته سازند

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه
برش مورد مطالعه در ۴۷ کیلومتری شمال غرب شهر زنجان در مسیر زنجان به سمت ماه‌نشان و در بخش جنوبی روستای اندآباد علیا قرار گرفته است (شکل ۲). مختصات جغرافیایی منطقه برش مطالعه $36^{\circ} 48' 10''$ عرض شمالی و $50^{\circ} 59' 47''$ طول شرقی و $36^{\circ} 48' 10''$ عرض شمالی می‌باشد. توالی‌های کربناته

جدول ۱: مطالعات پیشین انجام شده بر روی محیط رسوبی سازند قم

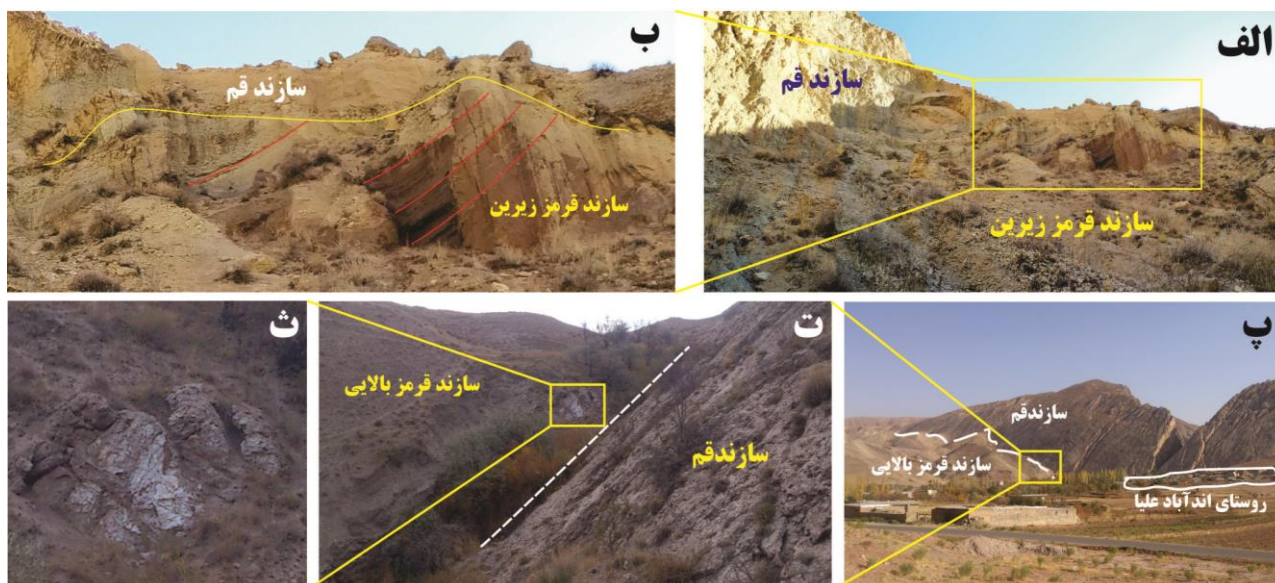
SHELF/RAMP	STUDY AREA	REFERENCES
Shelf	Semnan area	(Sabouhi <i>et al.</i> , 2010)
	منطقه چنار (شمال غرب کاشان)	(بهفروزی و همکاران، ۱۳۸۸)
	Northeastern Esfahan	(Nouradini <i>et al.</i> , 2015)
	برش ده نمک، شمال شرق گرمسار	(دانشیان و همکاران، ۱۳۹۶)
	منطقه جلبر (ارومیه)	(عبداللهی، ۱۳۹۶)
	Chenar area (Northwestern Kashan)	(Behforouzi And Safari, 2011)
	شمال غربی سیاه کوه، جنوب گرمسار	(دانشیان و درخشانی، ۱۳۸۷)
	Urumieh-Dokhtar zone (East of Khenjin, Southeast Ashtian, Southeast Hezarabad)	(Holakouee <i>et al.</i> , 2018)
	Saran (Semnan)	(Karami-Movahed <i>et al.</i> , 2016)
	برش قمجقای (جنوب زنجان)	(عالیپور و همکاران، ۱۳۹۵)
	منطقه مرق (جنوب غرب کاشان)	(آقامیرزایی و همکاران، ۱۳۹۲)
	ناحیه میانه (بستان آباد)	(بخشی و همکاران، ۱۳۹۴)
	برش کلتکه (جنوب غرب ماهنشان)	(دانشیان و اخلاقی، ۱۳۹۲)
	جزیره قیون داغی (دریاچه ارومیه)	(دانشیان و سعیدی‌مهر، ۱۳۸۴)
	برش کهلو پایین (غرب ساوه)	(دانشیان و یزدانی، ۱۳۸۴)
	برش اندآباد (شمال خاور ماهنشان)	(دانشیان و همکاران، ۱۳۸۹)
	برش اشتانیان (جنوب باختر سلطانیه)	(دانشیان و همکاران، ۱۳۸۸)
	ناحیه قهرود (جنوب کاشان)	(دهقان و همکاران، ۱۳۸۹)
	منطقه کامو (جنوب غرب کاشان)	(ماهر و همکاران، ۱۳۹۴)
	برش کهک (جنوب قم)	(مهیار و همکاران، ۱۳۹۷)
	ناحیه نراق (شمال شرق دلیجان)	(منصوری و صفری، ۱۳۹۲)
	ناحیه جزه (جنوب کاشان)	(محمدی و همکاران، ۱۳۸۸)
Ramp	South of Qom	(Amirshahkarami & Karavan, 2015)
	جنوب شرقی قم	(محمدی و عامری، ۱۳۹۵)
	Sofiyan region, Northwest of Iran (North of Tabriz)	(Khoshtinat & Mahari, 2015)
	شمال شرق نطنز (جنوب شرقی حوضه قم)	(محمدی و همکاران، ۱۳۹۴)
	منطقه خورآباد-ورجون (غرب کهک، جنوب قم)	(خاکسار و همکاران، ۱۳۸۹)
	شمال خاوری دلیجان (شمال باختری ایران مرکزی)	(کاروان و همکاران، ۱۳۹۳)
	برش تلن کوه (جنوب باختر سمنان)	(حسینی‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۵)
	Dizlu area (Central Iran)	(Yazdi <i>et al.</i> , 2012)
	برش شرق سیاه کوه (جنوب گرمسار)	(جلالی و همکاران، ۱۳۹۵)
	برش فلوجرد (شمال غرب تفرش)	(محمدی و همکاران، ۱۳۹۵)

روش مطالعه

از تمامی ۵۳ نمونه سنگی برداشت شده از توالی مورد مطالعه، مقاطع نازک میکروسکپی تهیه گردید و محتوای سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی آنها مورد بررسی قرار گرفت. به منظور شناسایی فسیل‌ها از منابعی همچون Adams & Bourgeois (1967)، Leoblich & Tappan (1988)، کلانتری (۱۳۷۱) و بهرامی‌زاده سجادی (۱۳۸۸) استفاده شده است. به منظور تعیین محیط رسوبی و ترسیم مدل

لار تشکیل داده‌اند. بر روی سازند لار به ترتیب سنگ‌های آتش‌فشانی سازند کرج، واحدهای تخریبی قرمز تا قهوه‌ای رنگ سازند قرمز زیرین، کربناته‌های ستبر لایه و صخره‌ساز سازند قم و در نهایت توالی‌های تبخیری - تخریبی سبز، خاکستری و قهوه‌ای رنگ سازند قرمز بالایی نهشته شده‌اند (شکل ۳). مرز زیرین سازند قم در منطقه مورد مطالعه با سازند قرمز زیرین دگرشیب و مرز بالایی آن با سازند قرمز بالایی ناگهانی می‌باشد (شکل ۴)

رسوبی نهشته‌های مورد مطالعه، تمامی مقاطع نازک میکروسکوپی از دیدگاه ویژگی‌های رخساره‌ای، بافت، آلومک‌ها و غیره مورد مطالعه قرار گرفت و در نهایت ۶ ریزرخساره مختلف تفکیک گردید. این ریزرخساره‌ها با رخساره‌های استاندارد (Flugel 2010) مقایسه شده و در نهایت محیط رسوبی نهشته‌های مورد مطالعه تعیین گردید.



شکل ۴: نمایی از مرز زیرین و بالایی سازند قم: الف) نمای دور از مرز سازند قرمز زیرین و سازند قم. دید به سمت شمال شرقی؛ ب) نمای نزدیک از مرز سازند قرمز زیرین با سازند قم به صورت دگرشیبی؛ خطوط قرمز توالی‌های سازند قرمز زیرین و خط زرد رنگ اولین توالی کربناته از سازند قم می‌باشد. پ) نمای دور از مرز سازند قم و سازند قرمز بالایی (دید به سمت جنوب شرقی)؛ ت) نمای نزدیک از مرز سازند قم و سازند قرمز بالایی که به صورت ناگهانی می‌باشد (دید به سمت شمال شرقی)؛ ث) نمای نزدیک از اولین توالی‌های تبخیری سازند قرمز بالایی.

Wynd (1965)			Adams & Bourgeois (1967)		Laursen et al. (2009) & Van Buchem et al. (2010)			Author (s)		Age Ma
Burdi.	Borelis melo curdica (zone 61)		Borelis melo – Meandropsina iranica		Borelis melo curdica – B. melo melo			Burdi.	Epoch	15.97 20.43
Aquitainian	Austrotrillina howchini – Peneroplis evolutus (zone 59) (includes: M. anahensis, B. pygmaea, P. Delicata)		Miogypsinoïdes – Archaias – Valvulinid	Elphidium sp. 14 – Miogypsina	Indeterminate Zone			Aquitainian	Miocene	23.03
Oligocene undivided	Archaias operculinoformis (zone 58)	Nummulites intermedius – N. vascus (zone 57)	Eulepidina – Nephrolepidina – Nummulites	Archaias asmaricus – Archaias hensoni	Archaias asmaricus – A. hensoni – Miogypsinoïdes complanatus			Chattian	Oligocene	28.4
	Lepidocyclina – Ditrupa (zone 56)	Operculina – Globigerina spp. (Zone 55)								
						Nummulites vascus – Nummulites fichteli	Lepidocyclina – Operculina – Ditrupa			Rupelian
					Globigerina spp. – Turborotalia cerroazulensis – Hantkenina					

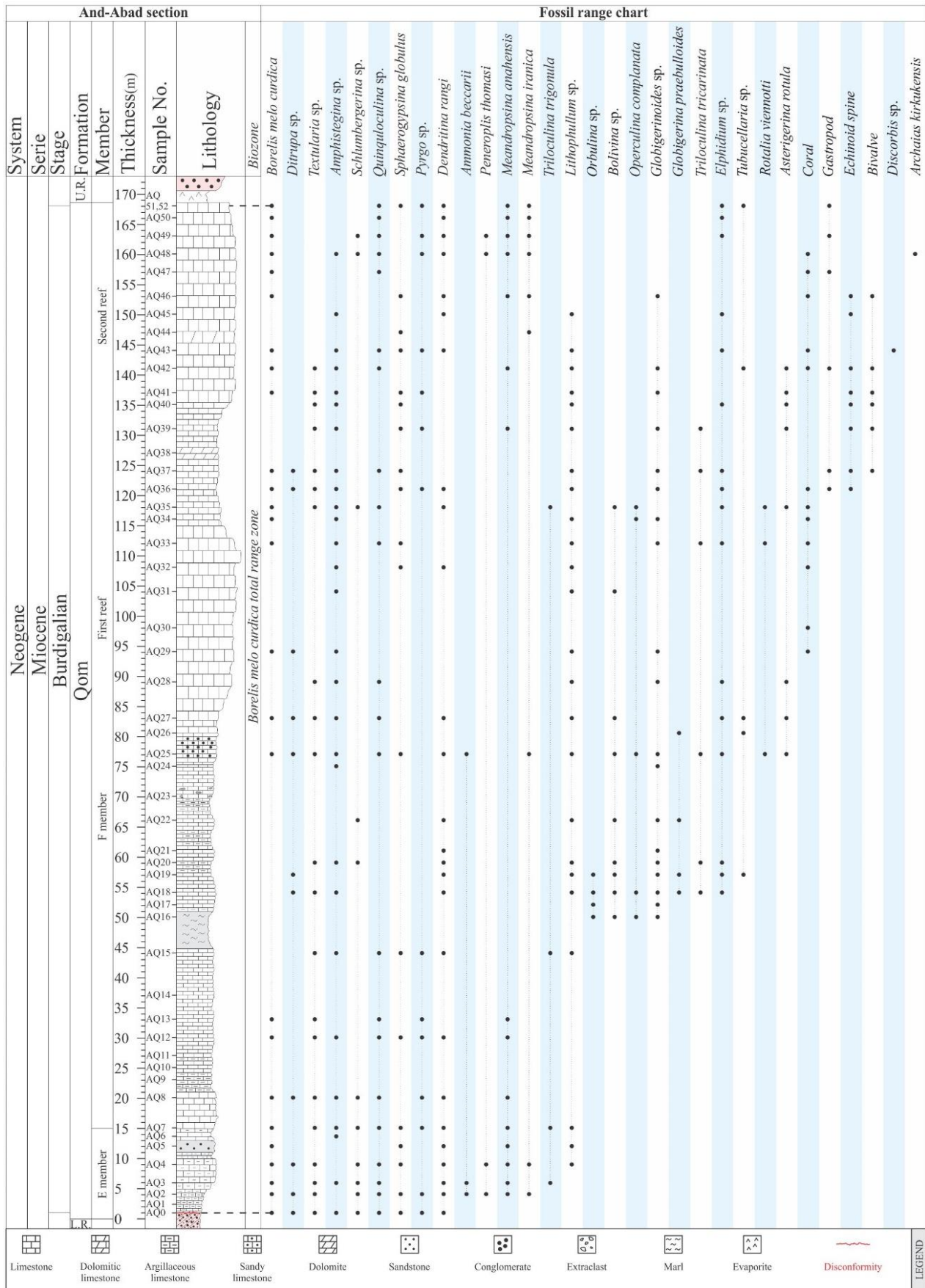
شکل ۵: زیست‌پهنه‌بندی‌های ارائه شده برای سازند آسماری (برگرفته از Mohammadi et al. 2015)

۱- **گرینستون تا پکستون حاوی روزن‌داران کفزی کوچک:** روزن‌داران کفزی کوچک با پوسته‌های تیره همراه با جلبک سبز، شکم‌پا و دوکفه‌ای اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره محسوب می‌شوند (شکل ۹الف) که تنها در داخل سنگ آهک‌های سستبر لایه بخش انتهایی توالی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. همراه با این مجموعه فسیلی، قطعات خرد شده خارپوست، جلبک قرمز

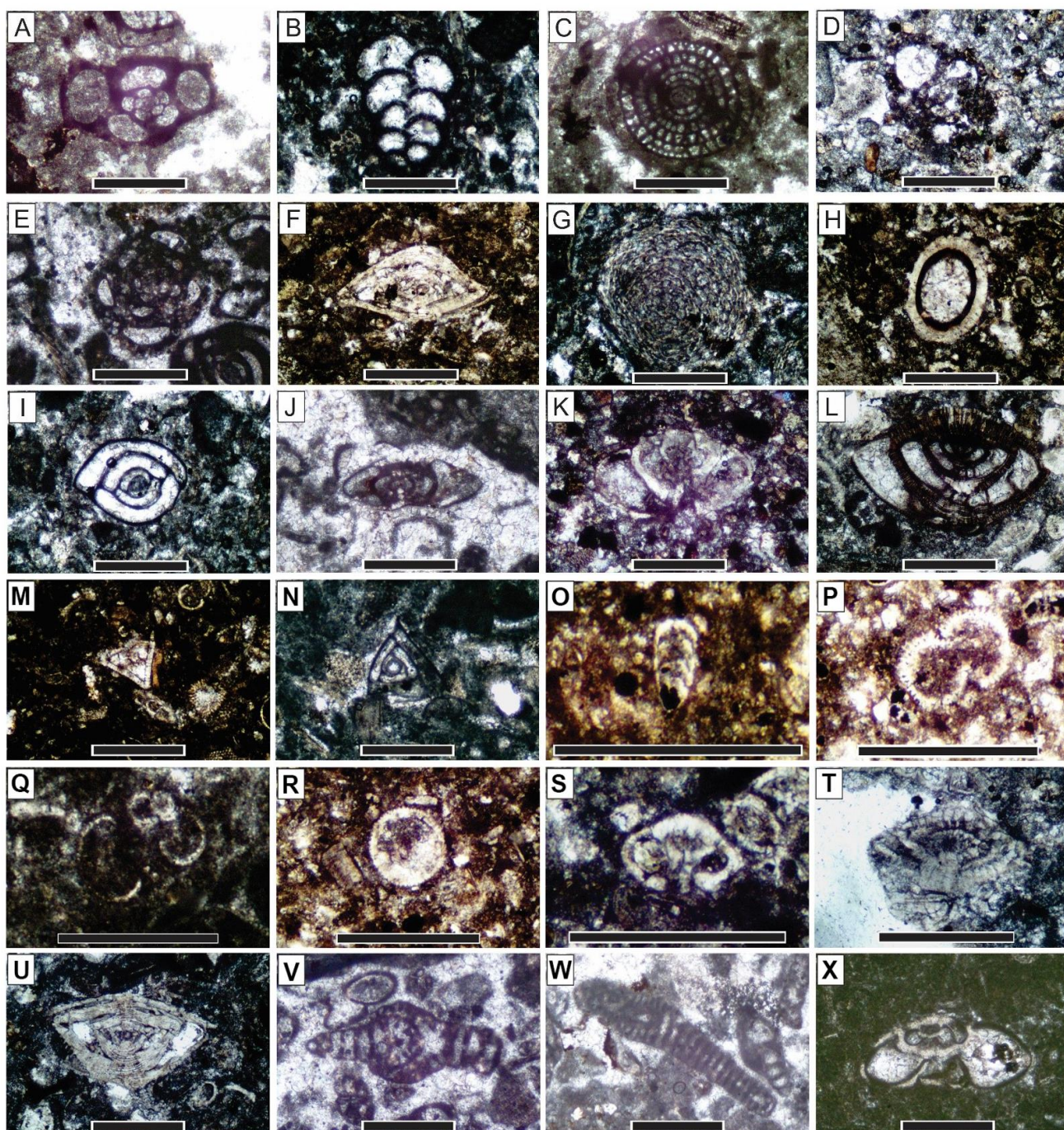
تمامی فسیل‌های شناسایی شده در این ردیف رسوبات (شکل‌های ۷ و ۸) به عنوان فسیل‌های همراه در این زیست‌زون در نظر گرفته می‌شوند.

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

مطالعه ریزرخساره‌ها در این پژوهش به تفکیک شش ریزرخساره مختلف به شرح زیر منجر گردید (شکل ۹):



شکل ۶: گسترش فسیل‌های شناسایی شده در توالی‌های مورد مطالعه

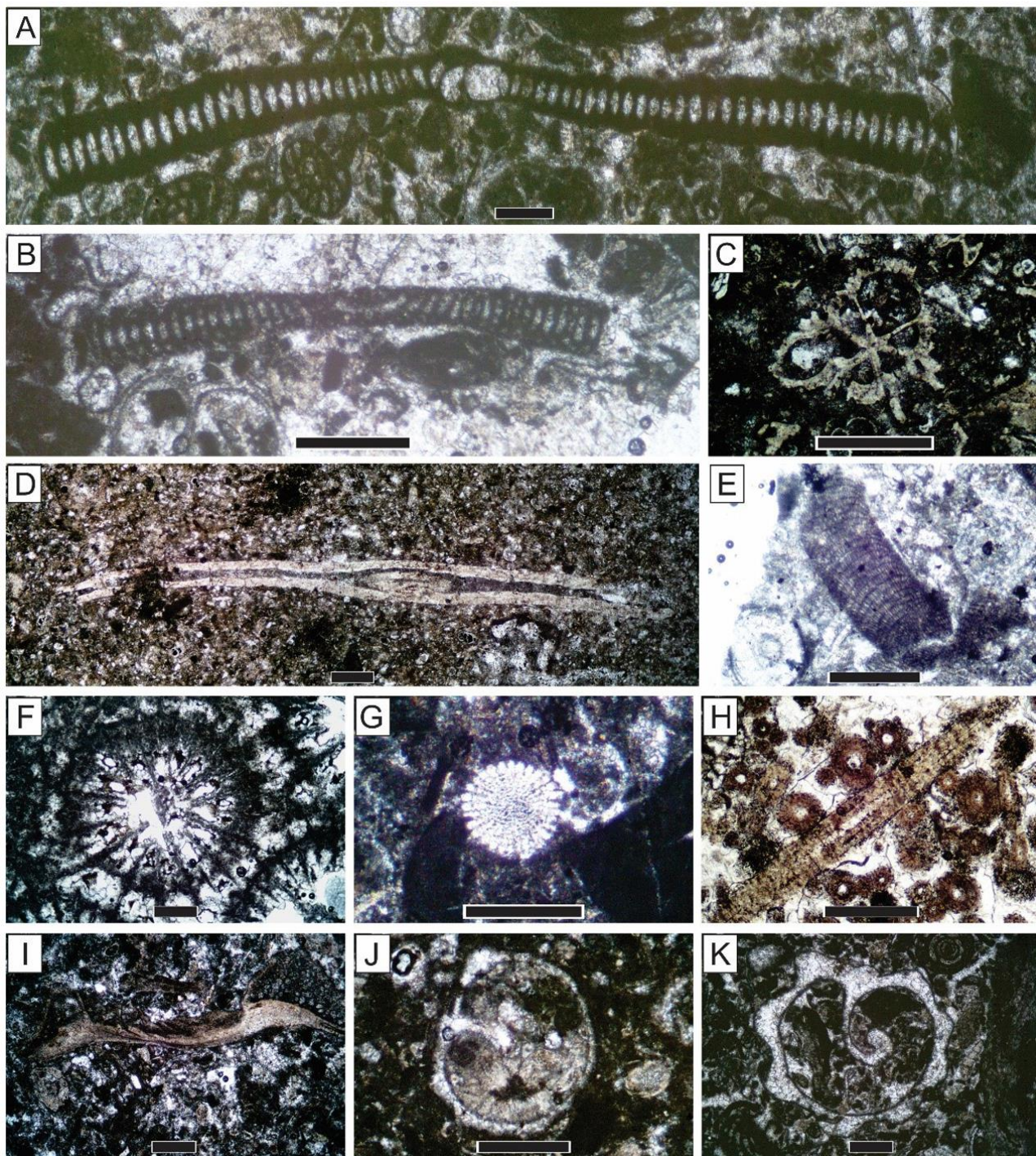


شکل ۷: تصاویری از مهمترین روزنداران شناسایی شده در برش مورد مطالعه

A- *Quinguloculina* sp. (Sample AQ0); B- *Textularia* sp. (Sample AQ7); C- *Borelis melo curdica* (Sample AQ0); E- *Sehlumbergerina* sp. (Sample AQ48); D- *Schlumbergerina* sp. (Sample AQ4); F- *Amphistegina* sp. (Sample AQ18); G- *Sphaerogypsina globulus* (Sample AQ7); H- *Ditrupa* sp. (Sample AQ18); I- *Pyrgo* sp. (Sample AQ8); J- *Dendritina rangi* (Sample AQ 48); L- *Elphidium* sp. (Sample AQ 25); K- *Ammonia beccarii* (Sample AQ3); M- *Triloculina tricarinata* (Sample AQ18); N- *Triloculina trigonula* (Sample AQ35); O- *Bolivina* sp. (Sample AQ16); P- *Globigerinoides* sp. (Sample AQ16); Q- *Globigerina praebulloides* (Sample AQ26); R- *Orbulina* sp. (Sample AQ16); S- *Ammonia beccari* (Sample AQ 25); T- *Rotalia viennotti* (Sample AQ25); U- *Asterigerina rotula* (Sample AQ25); V- *Archaias kirkukensis* (Sample AQ 48); W- *Peneroplis thomasi* (Sample AQ48); X- *Discorbis* sp. (Sample AQ43); Scale bar: 0.5 mm.

شدن قطعات فسیلی نظیر روزنداران کفزی کوچک و جلبک‌های قرمز می‌باشند. زمینه این ریزرخساره را عمدتاً سیمان‌های کلسیتی اسپاری و به میزان کمتر گل تشکیل

و مرجان نیز به میزان کمتر قابل شناسایی می‌باشد. از قطعات غیرفسیلی تشکیل دهنده این ریزرخساره می‌توان به حضور پلویدها اشاره نمود که در اغلب موارد حاصل میکریته



شکل ۸: تصاویری از مهمترین روزن‌داران شناسایی شده در برش مورد مطالعه

A- *Meandropsina iranica* (Sample AQ49); B- *Meandropsina anahensis* (Sample AQ49); C- *Tubucellaria* sp. (Sample AQ19); D- *Operculina complanata* (Sample AQ16); E- *Lithophyllum* sp. (Sample AQ7); F- Coral (Sample AQ30); G- Echinoid spine; H- Echinoid spine; Transversal section (Sample AQ36); Longitudinal section (Sample AQ15); I- Bivalve (Sample AQ37); J- Gastropod (Sample AQ36); K- Gastropod (Sample AQ49); Scale bar: 0.5 mm.

۲- فلوتستون تا رودستون حاوی جلبک قرمز و روزن‌داران کفزی: این ریزرخساره بخش اعظم سازند قم در منطقه مورد مطالعه را شامل می‌شود و در طول توالی این سازند

می‌دهد. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد SMF18 در نوشته Flügel (2010) بوده که محیط سکوی داخلی را برای شماره نمونه‌های ۴۴ تا ۵۲ نشان می‌دهد.

۴- باندستون مرجانی: این ریزرخساره در طول توالی مورد مطالعه و به ویژه در بخش‌های میانی و بالایی سازند قم قابل شناسایی است. مرجان‌ها آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند و در مواردی، فراوانی آنها به بیش از ۷۵ درصد سنگ و مقاطع نازک میکروسکوپی می‌رسد (شکل ۹ت). در کنار مرجان‌ها، فسیل‌های جلبک قرمز و بریوزوئر همراه با خرده‌های خارپوست نیز به میزان خیلی کم مشاهده می‌شود. این ریزرخساره عمدتاً در داخل سنگ آهک‌های سبتیرلایه سازند قم مشاهده می‌شود، اما در مواردی در نتیجه فرآیند دولومیتی شدن در داخل سنگ آهک‌های دولومیتی شده نیز قابل شناسایی است، به طوری که در نتیجه تأثیر فرآیند دیاژنزی دولومیتی شدن، بخش اعظم آلوکم‌های فسیلی و زمینه سنگ به طور کامل از بین رفته و تنها شبح‌هایی از فسیل‌های مرجان قابل مشاهده می‌باشد. در داخل حفرات و منافذ خالی این مرجان‌ها کانی سلسنتین نیز قابل شناسایی می‌باشد که بخشی از منافذ سنگ را پر کرده است. ریزرخساره مرجانی در بین ریزرخساره‌های شناسایی شده سازند قم در منطقه مورد مطالعه، بیشترین میزان تخلخل را دارد به طوری که در مواردی تا حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد از حجم سنگ را فضاهای خالی و حفرات تشکیل می‌دهند. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد SMF7 در نوشته Flugel (2010) بوده و محیط لبه شلف و ریف‌های مرجانی را مشخص می‌کند.

۵- وکستون حاوی ریزرخساره‌ها: این ریزرخساره با سبتیرای کم، تنها در بخش‌های میانی سازند قم شناسایی شده و در داخل سنگ آهک‌های نازک لایه و مارنی قرار گرفته است. آلوکم‌های غالب تشکیل دهنده این ریزرخساره را ریزرخساره‌ها شناور نظیر *Globigerina* تشکیل می‌دهند (شکل ۹ث). ریزرخساره‌ها شناور در این ریزرخساره به صورت نامتراکم با فراوانی در حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد، در

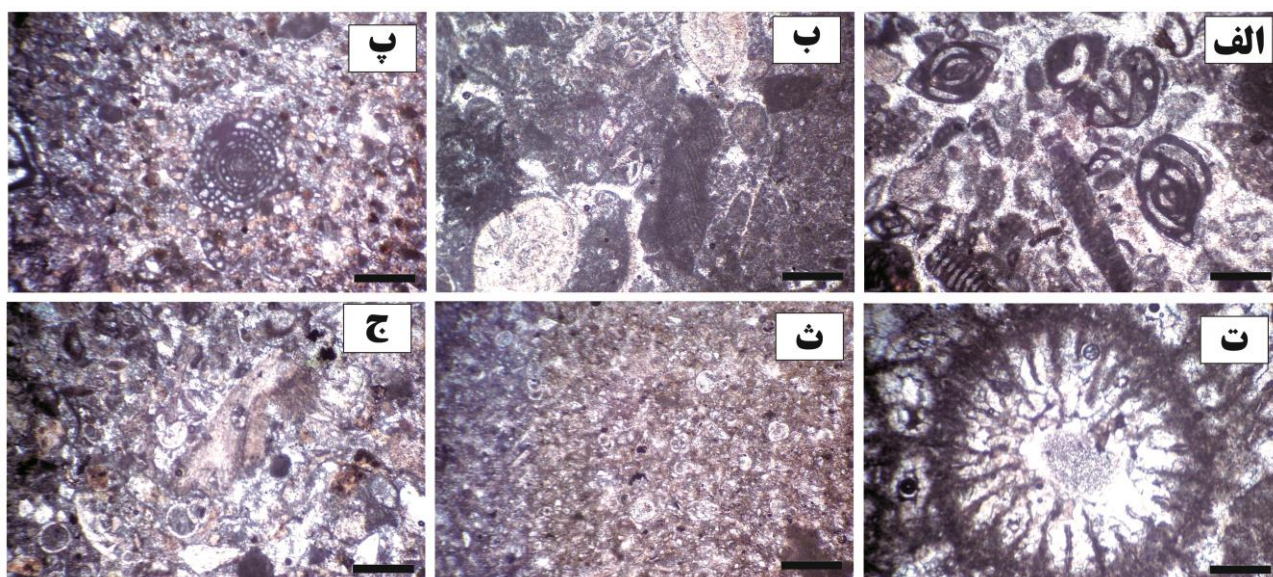
قابل شناسایی است. این ریزرخساره در داخل سنگ آهک‌های نازک تا سبتیرلایه فاقد ساختمان رسوبی قرار گرفته است. جلبک‌های قرمز و ریزرخساره‌ها کفزی بزرگ با پوسته‌های روشن اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند که صرفاً در یک زمینه گلی قرار گرفته‌اند (شکل ۹ب). از دیگر اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره می‌توان به خرده‌های خارپوست، مرجان و بریوزوئر همراه با قطعات شکسته دوکفه‌ای به میزان کمتر اشاره نمود. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد SMF18 در نوشته Flugel (2010) بوده و محیط رسوبی سکوی داخلی و جلوی ریف‌های مرجانی را نشان می‌دهد.

۳- وکستون تا پکستون حاوی پلوئید ریزرخساره‌ها: این ریزرخساره تنها در بخش‌های ابتدایی برش مورد مطالعه و در شماره نمونه‌های ۱ تا ۵ شناسایی شده است. اجزای فسیلی تشکیل دهنده این ریزرخساره را عمدتاً ریزرخساره‌ها کفزی کوچک با پوسته‌های پورسلانوز و تیره تشکیل می‌دهد (شکل ۹پ). از دیگر اجزای فسیلی تشکیل دهنده این ریزرخساره می‌توان به حضور جلبک قرمز، خارپوست، دوکفه‌ای و استراکد اشاره نمود. قطعات تخریبی این ریزرخساره که عمدتاً در اندازه ماسه درشت تا خیلی درشت می‌باشند را کوارتزهای تک کریستالی همراه با قطعات آتش‌فشانی و چرت‌ها تشکیل می‌دهند که با فراوانی در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد قابل مشاهده‌اند. در موارد محدودی، اندازه این قطعات تخریبی در حد گراول‌های ریز نیز مشاهده می‌گردد. بافت این ریزرخساره با توجه به فراوانی ذرات تشکیل دهنده و زمینه گلی آن به صورت وکستون تا پکستون در نظر گرفته شده است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد SMF16 در نوشته Flugel (2010) بوده و محیط سکوی داخلی را نشان می‌دهد.

یک زمینه کاملاً گلی با بافت و کستون قابل مشاهده می‌باشند. این رخساره در نمونه‌های شماره ۱۶ و ۱۷ سازند قم مشاهده می‌شود. این ریزرخساره معادل ریزرخساره استاندارد SMF5 در نوشته Flugel (2010) می‌باشد و محیط شیب قاره را نشان می‌دهد.

۶- پکستون حاوی روزن‌داران کم ژرفا و ژرف: در این ریزرخساره مخلوطی از فسیل‌های نواحی کم ژرفا و ژرف با جورشدگی ضعیف و خردشدگی بسیار زیاد قابل مشاهده می‌باشند. از مهمترین قطعات فسیلی تشکیل دهنده این ریزرخساره می‌توان به روزن‌داران شناور و کفزی، قطعات حمل شده مرجان، بریوزوئر و دوکفه‌ای همراه با جلبک قرمز اشاره نمود که شدیداً در طی حمل و نقل خرد شده‌اند (شکل ۹ج). همراه با تنوع بالای قطعات فسیلی در

این ریزرخساره با فراوانی کمتر (در حدود ۵ تا ۷ درصد)، ذرات تخریبی از نوع کوارتز تک کریستالی با خاموشی مستقیم نیز قابل مشاهده است. گلاکونیت و پیریت از دیگر اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره محسوب می‌شوند که در مجموع فراوانی در حدود ۳ درصد از حجم کل سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. ترکیب سنگ شناسی این ریزرخساره را سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه تشکیل می‌دهد. این ریزرخساره که در نمونه‌های شماره ۱۸ تا ۲۰ و نیز نمونه شماره ۲۵ و در مترهای ۵۴ تا ۶۰ متری سازند قم شناسایی شده است، معادل ریزرخساره استاندارد SMF3 در نوشته Flugel (2010) بوده و محیط انتهایی شیب قاره را مشخص می‌کند.

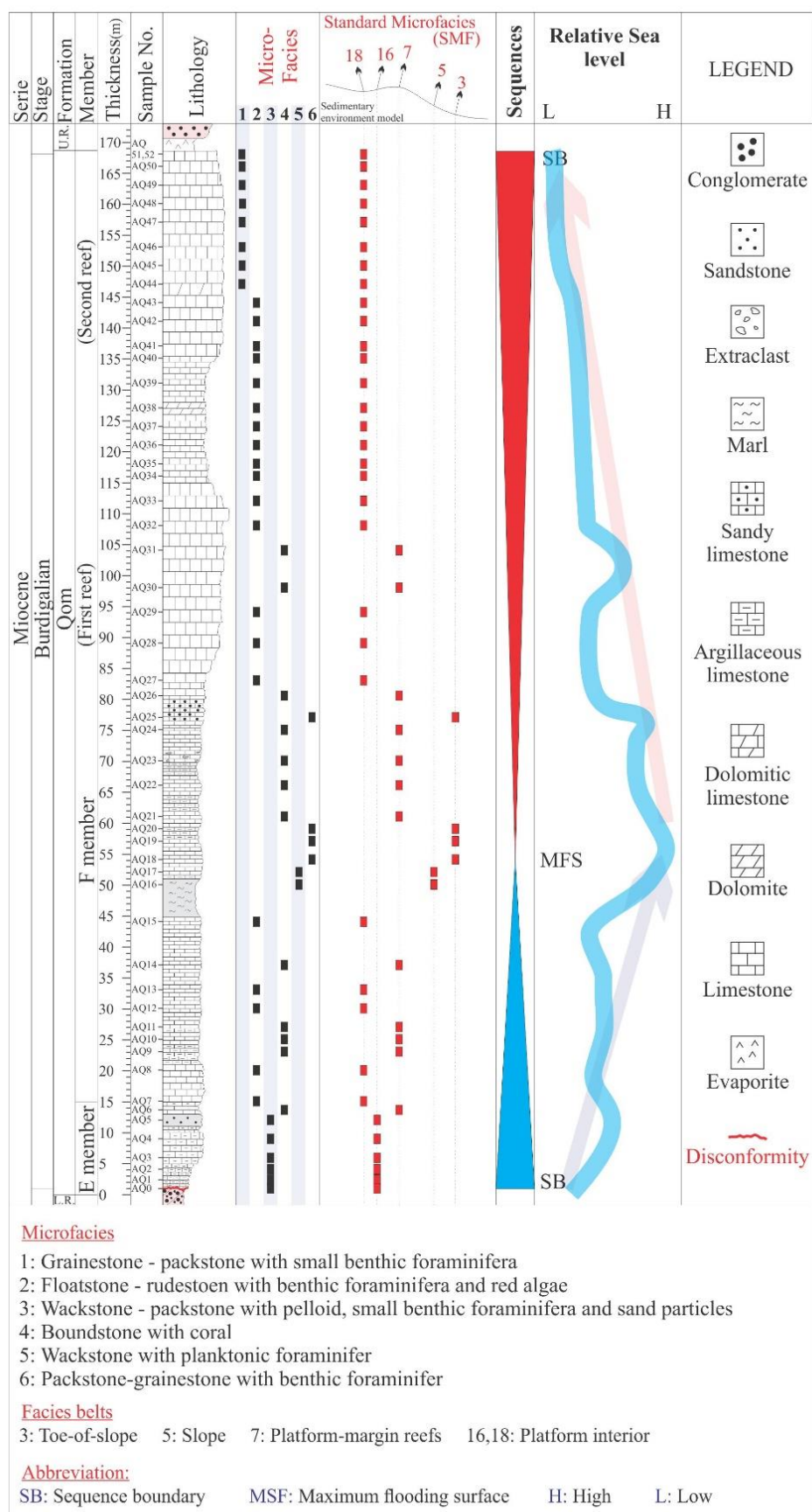


شکل ۹: ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه: الف) گریستون تا پکستون حاوی روزن‌داران کفزی کوچک؛ ب) فلوستون تا رودستون حاوی جلبک قرمز و روزن‌داران کفزی؛ پ) وکستون تا پکستون حاوی پلوتید روزن‌داران کفزی کوچک و ذرات ماسه؛ ت) باندستون مرجانی؛ ث) وکستون حاوی روزن‌داران پلانکتون؛ ج) پکستون حاوی روزن‌داران کم ژرفا و ژرف

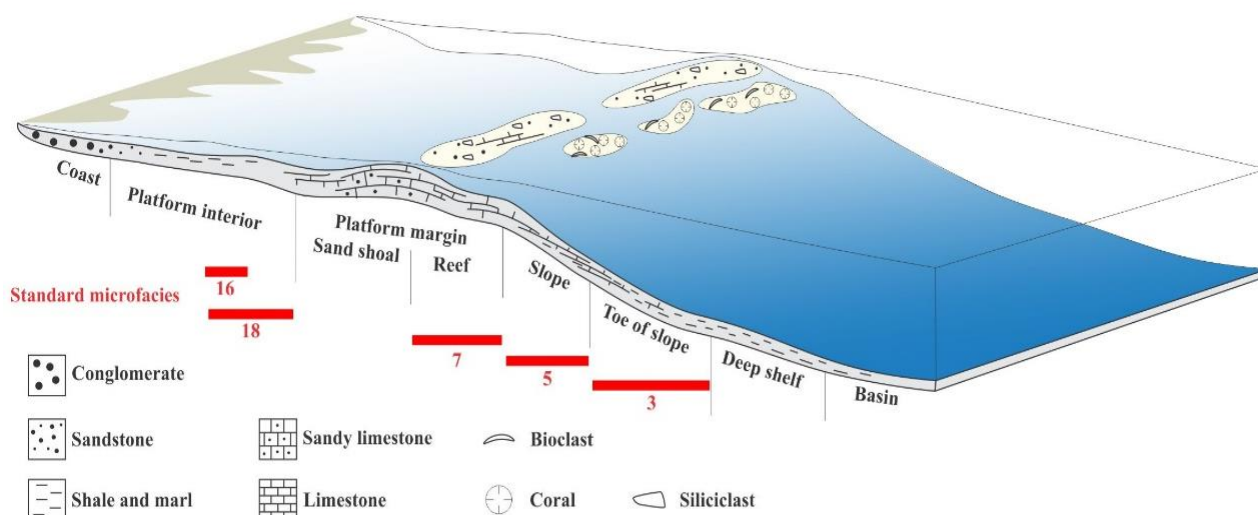
تفسیر محیط رسوبی

در شکل ۱۰ تغییرات رخساره‌های شناسایی شده و محیط رسوبی سازند قم در طول توالی مورد مطالعه ترسیم شده است. حضور قابل ملاحظه رخساره مرجانی و دیگر آلوکم‌های ریف‌ساز همانند جلبک‌های قرمز با ستبرای

قابل توجه و به صورت پیوسته در توالی سازند قم در منطقه شمال غرب زنجان، احتمالاً بیانگر تشکیل شدن این سازند در یک سکوی کربناته از نوع شلف لبه‌دار و عمدتاً در بخش‌های ریفی و مجاور آن می‌باشد (شکل ۱۱). علاوه بر رخساره ریفی گسترده، وجود توالی نابر جا و توربیدیتی نیز



شکل ۱۰: ستون چینه نگاری و نمودار روند تغییرات ریزرخساره‌ها در طول برش



شکل ۱۱: مدل رسوبی پیشنهادی برای توالی‌های سازند قم در برش مورد مطالعه

(جنوب غرب زنجان) با حضور رخساره‌های دریای باز و غنی از روزن‌داران کفزی با پوسته روشن و روزن‌داران شناور مشخص می‌شود (نوری و همکاران، ۱۳۹۹).

چینه نگاری سکانسی

مطالعات چینه‌نگاری سکانسی در منطقه و تفکیک واحدهای سکانسی بر مبنای تغییرات رخساره‌ای و مرزهای فرسایشی صورت گرفت. در این مطالعات به منظور تفکیک دسته رخساره‌ها و مرزهای سکانسی از روش (Van Wagoner *et al.*, 1988) استفاده شده است به طوری که در این روش، انتهای مرحله افت نسبی سطح آب دریا و ابتدای مرحله افزایش نسبی سطح آب دریا به عنوان مرز سکانسی در نظر گرفته می‌شود. شروع توالی‌های کربناته سازند قم در منطقه مورد مطالعه با یک ناپیوستگی فرسایشی از نوع دگرشیبی می‌باشد که می‌توان آن را به عنوان مرز سکانسی نوع اول (SB type I) در ابتدای این توالی‌ها در نظر گرفت (شکل ۴ب). در ادامه، نمودار تغییرات رخساره‌ای در مجاورت ستون چینه نگاری سازند قم نشان می‌دهد که بعد از ناپیوستگی فرسایشی بین سازندهای قرمز زیرین و قم، یک روند افزایشی در سطح آب دریا از ابتدای

می‌تواند بیانگر شیب زیاد در سکوی کربناته این سازند باشد که در نتیجه آن، بخشی از رسوبات مناطق کم ژرفاتر به مناطق ژرف و جلوی ریف‌های مرجانی جابه‌جا شده‌اند. حضور این ریف‌های عظیم مرجانی سبب تشکیل شدن یک محیط لاگونی محصور و غنی از روزن‌داران کفزی با پوسته تیره همراه با جلبک سبز و شکم‌پا در پشت ریف شده است. در این محیط لاگونی، قطعات و ذرات تخریبی نظیر کوارتز، خرده سنگ‌های آتش‌فشانی و چرت‌ها با فراوانی قابل توجه (در حدود ۱۰ درصد) شناسایی می‌شود. در بخش‌های جلوی ریف نیز رخساره‌های غنی از جلبک قرمز، بریوزوئتر و روزن‌داران شناور شکل گرفته است. نظیر چنین سکوی کربناته‌ای برای سازند قم، از دیگر توالی‌های مشابه در دیگر نقاط ایران (حوضه‌های رسوبی البرز و ایران مرکزی) نیز گزارش شده است که در آن مناطق نیز حضور ریف‌های مرجانی بزرگ و پیوسته سبب تشکیل سکوی کربناته شلف لبه‌دار در طی رسوب‌گذاری سازند قم شده است (برای مثال: محمدی و همکاران، ۱۳۹۳؛ عالیپور و همکاران، ۱۳۹۵).

لازم به ذکر است بخش‌های ژرف‌تر این سکوی کربناته در مناطق شرقی‌تر ناحیه مورد مطالعه و در نزدیکی شهر قیدار

(سکانس رسوبی شماره ۶) در نظر گرفته شده است که مشابه با سکانس رسوبی معرفی شده برای سازند قم در منطقه مورد مطالعه در این پژوهش می‌باشد.

نتیجه‌گیری

سازند قم در برش چینه‌شناسی جنوب روستای اندآباد علیای زنجان به سبترای ۱۶۸ متر متشکل از توالی‌های مارنی، سنگ آهک رسی و سنگ آهکهای متوسط تا سبتر لایه می‌باشد که به طور ناپیوسته و با دگرشیبی بر روی توالی‌های قاره‌ای قرمز رنگ سازند قرمز زیرین و به صورت ناگهانی در زیر توالی‌های تبخیری - تخریبی سازند قرمز بالایی قرار گرفته است. مطالعات دیرینه‌شناسی بر روی مقاطع نازک میکروسکوپی به شناسایی ۲۳ گونه از روزنداران منجر گردید که بر اساس گسترش فسیل شاخص *Borelis melo curdica* در طول سازند، سن این توالی‌ها بوردیگالین تعیین گردید. مطالعات ریزرخساره‌ای بر روی نمونه‌ها به تفکیک ۶ ریزرخساره منجر گردید که معادل ریزرخساره‌های استاندارد 3, 5, 7, 16, 18 SMF می‌باشند و در مجموع محیط رسوبی شلف کربناته را برای این سازند در برش مورد مطالعه مشخص می‌کنند. تغییرات ریزرخساره‌ها در طول ستون چینه‌نگاری نشان دهنده یک روند افزایش نسبی سطح آب دریا از ابتدا تا اواسط برش و روند کاهشی از اواسط تا انتهای برش می‌باشد که در مجموع مشخص کننده یک سکانس رسوبی رده سوم برای توالی‌های مورد مطالعه می‌باشد.

سازند قم تا ۵۴ متری (نمونه شماره ۱۸) مشاهده می‌شود که مجموعه توالی‌های این محدوده را می‌توان به عنوان دسته رخساره پیش‌رونده (TST) در نظر گرفت.

در این افق که با عنوان سطح پیشینه پیش‌روی آب دریا (MFS) در نظر گرفته شده است، روزنداران شناور به میزان قابل ملاحظه‌ای مشاهده می‌گردند به طوری که سبب تشکیل رخساره وکستون حاوی روزنداران شناور با چند متر سبتر شده‌اند. سطح آب از نمونه شماره ۲۰ (۵۹ متری) تا انتهای برش دوباره روند کاهشی از خود نشان می‌دهد که این محدوده را می‌توان به عنوان دسته رخساره تراز بالا (HST) در نظر گرفت. کم‌ژرفاترین رخساره در توالی مورد مطالعه که غنی از جلبک‌های سبز و روزنداران کف‌زی با پوسته تیره است، در بخش‌های انتهایی سازند قم و قبل از نهشته شدن سازند قرمز بالایی با سبتر قابل ملاحظه تشکیل شده است. مرز بین سازند قم و سازند قرمز بالایی را که رخساره‌های محیط کم ژرفای دریایی را از خود نشان می‌دهد می‌توان به عنوان مرز سکانسی نوع دوم (SB type II) در نظر گرفت (شکل ۴ت).

این افزایش و کاهش نسبی سطح آب دریا با توجه به سن سازند قم در توالی مورد مطالعه احتمالاً می‌تواند نشانگر یک سکانس رسوبی رده سوم در طول رسوب‌گذاری این سازند در بخش‌های شمال غرب زنجان باشد (شکل ۱۰). لازم به ذکر است در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی صورت گرفته توسط بر روی سازند قم در برش الگو واقع در کوه بیچاره (دانشیان و همکاران، ۱۳۸۷)، برای نهشته‌های بوردیگالین این سازند یک سکانس رسوبی رده سوم

منابع

آقامیرزایی، ا.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۲. آنالیز ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی سازند قم در منطقه مرق (جنوب غرب کاشان). هفتمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، ص ۲۱۷.

- بهرامی زاده سجادی، ح.، ۱۳۸۸. رخساره‌های زیستی میکروسکوپی حوضه رسوبی زاگرس پرمین - نئوژن. *اداره مطالعات و تحقیقات زمین شناسی و ژئوسیمی، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران*، ۶۲۲ ص.
- بخشی، ا.، لیاقت، م.، فیضی، ا.، ۱۳۹۴. ریزرخساره‌ها، مدل رسوب گذاری و لیتواستراتیگرافی سازند قم در ناحیه میانه - بستان آباد. *پژوهش‌های دانش زمین*، ۲۱: ۱۹-۳۹.
- بهورزی، ا.، صفری، ا. و وزیری مقدم، ح.، ۱۳۸۸. بررسی ریز رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی سازند قم در منطقه چنار (شمال غرب کاشان). *رخساره‌های رسوبی*، ۲: ۱۴۳-۱۵۲.
- جلالی، م.، صادقی، ع.، آدابی، م. ح.، ۱۳۹۵. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش سطحی شرق سیاه کوه (جنوب گرمسار). *فصلنامه زمین شناسی ایران*، ۳۹: ۸۳-۱۰۲.
- حسینی نژاد، س. م.، رامه، ح. اهری پور، ر.، ۱۳۹۵. زیست چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند قم در برش تلن کوه، جنوب باختری سمنان. *رسوب شناسی کاربردی*، ۷: ۱۰۱-۱۱۶.
- خاکسار، ک.، سهرابی ملایوسفی، م.، رحمانیان، س.، ۱۳۸۹. میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه خورآباد - ورجون. *فصلنامه علمی پژوهشی زمین شناسی و محیط زیست*، ۱۲: ۵۱-۶۱.
- دانشیان، ج.، اخلاقی، م.، ۱۳۹۲. تعیین محیط دیرینه نهشته‌های سازند قم بر اساس فرامینفرا پلانکتیک و بنتیک در برش کلتکه، جنوب غرب ماه‌نشان. *هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی*، صص ۱۵۱-۱۵۸.
- دانشیان، ج.، درخشانی، م.، ۱۳۸۷. پالئواکولوژی روزن بران سازند قم در برش قصر بهرام، دامنه‌های شمال غربی سیاه کوه، واقع در جنوب گرمسار. *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۳۰ (۱): ۱-۱۶.
- دانشیان، ج.، سعیدی مهر، ا.، ۱۳۸۴. گسترش چینه شناسی فرامینفرای بنتونیک سازند قم در جزیره قیون داغی دریاچه ارومیه. *نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران*، صص ۴۲۹-۴۲۰.
- دانشیان، ج.، یزدانی، ه.، ۱۳۸۴. مطالعه گسترش چینه‌شناسی فرامینفرای بنتونیک سازند قم در برش کهلو پایین، غرب ساوه. *نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران*، صص ۲۴۶-۲۵۰.
- دانشیان، ج.، اسدی مهماندوستی، ا.، رمضان‌دانا، ل.، ۱۳۹۶. ریزرخساره، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش ده نمک، شمال شرق گرمسار. *فصلنامه زمین شناسی ایران*، ۴۱: ۲۳-۴۳.
- دانشیان، ج.، باغبانی، د.، ایمن دوست، ع.، جلالی، م.، ۱۳۸۸. آنالیز رخساره‌های سنگی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در جنوب باختر سلطانیه. *سومین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد*، صص ۹۶-۱۰۰.
- دانشیان، ج.، شهرابی، م.، اخلاقی، م.، ۱۳۸۹. زیست چینه نگاری و محیط دیرینه نهشته‌های سازند قم در شمال خاور ماه‌نشان. *مجله علوم زمین*، ۷۶: ۴۵-۵۰.
- دانشیان، ج.، مصدق، ح.، خلج، ح.، قاسمی، ع.، ۱۳۸۷. چینه نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو (برش کوه بیچاره) در جنوب شرق قم، شمال ایران مرکزی. *مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان*، ۳۴: ۱۹-۵۴.
- دهقان، ر.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۸۹. بررسی ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی سازند قم در ناحیه قهرود (جنوب کاشان). *مجله پژوهش‌های دانش زمین*، ۳: ۶۰-۷۳.

- رحیم زاده، ف.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: الیگوسن، میوسن و پلیوسن. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۱۱ص.
- عالیپور، ش.، میرزایی عطاآبادی، م.، زهدی، ا.، رحمانی، ع.، ۱۳۹۵. چینه‌شناسی و ریزرخساره‌های سازند قم در منطقه قمچقay، جنوب زنجان. یازدهمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه پیام نور طبرس، ص ۱۹۰.
- عبداللهی، ن.، ۱۳۹۶. محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در منطقه جلبر (ارومیه). پایان نامه کارشناسی ارشد چینه‌شناسی و فسیل شناسی، دانشگاه ارومیه، ص ۸۰.
- کاروان، م.، محبوبی، ا.، وزیری مقدم، ح.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۳. رخساره‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در شمال خاوری دلیجان، شمال باختری ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین ۹۴: ۲۳۷-۲۴۸.
- کلاتری، ا.، ۱۳۷۱. سنگ چینه‌ای و رخساره‌های میکروسکپی زاگرس. آزمایشگاه‌های زمین‌شناسی، اکتشاف و تولید، شرکت ملی نفت ایران، ۴۲۱ص.
- لطفی، م.، ۱۳۸۰. نقشه زمین شناسی ماه نشان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ماهر، ح.، صفری، ا.، کنگازیان، ع.، ۱۳۹۴. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در منطقه کامو (جنوب غرب کاشان). نهمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۱۸۶.
- محمدی، ا.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، محمدی منفرد، م.، ۱۳۸۸. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه جزه (جنوب کاشان). رخساره‌های رسوبی، ۱: ۸۱-۹۴.
- محمدی، ا.، وزیری، م.، ر.، داستانپور، م.، ۱۳۹۳. بررسی ریزرخساره‌ها و بازسازی محیط رسوب گذاری سازند قم در ناحیه سیرجان، جنوب غرب کرمان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۵۵: ۳۵-۵۴.
- محمدی، ا.، عامری، ح.، ۱۳۹۵. ریزرخساره‌ها و مدل رسوب گذاری سازند قم در ناحیه خور آباد (جنوب شرقی قم). پژوهش‌های دانش زمین، ۲۸: ۳۷-۵۸.
- محمدی، ا.، عامری، ح.، قائدی، م.، وزیری، م.، ر.، داستانپور، م.، صادقی، ر.، ۱۳۹۴. زیست‌چینه نگاری، ریزرخساره‌ها و مدل رسوبی گذاری سازند قم در شمال شرق نطنز (جنوب شرقی حوضه پس کمان قم). دیرینه‌شناسی، ۳(۲): ۱۹۸-۲۱۹.
- محمدی، م.، یوسفی راد، م.، هدایت، ف.، قاسمی، م.، نیستانی، ع.، ۱۳۹۵. بررسی ریز رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی نهشته‌های الیگوسن - میوسن (سازند قم) در ناحیه فلوجرد. دهمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه فرهنگیان نیشابور، ص ۱۸۷.
- مهیاد، م.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، ۱۳۹۷. بازسازی شرایط محیط رسوبی دیرینه و شناسایی سکانس‌های رسوبی موجود در سازند قم بر اساس میکروفسیل‌ها در ناحیه کهک (جنوب غرب قم). زمین شناسی نفت ایران، ۱۵: ۳۲-۴۸.
- منصوری، پ.، صفری، ا.، ۱۳۹۲. میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه نراق (شمال شرق دلیجان). هفتمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، صص ۱۶۹-۱۷۳.
- نوری، م.، زهدی، ا.، کوهستانی، ح.، نباتیان، ق.، مختاری، م.، ع.، ا.، ۱۳۹۹. سنگ‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در برش کانسار سلسیتین مادآباد، جنوب زنجان. رخساره‌های رسوبی، ۱۱: ۲۸۸-۳۰۲.

- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies. *Geological and Exploration Division*, Report 1074: 1-37. (Unpublished)
- 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.
- Behforouzi, E., & Safari, A., 2011. Biostratigraphy and paleoecology of the Qom Formation in the Chenar area (northwestern Kashan), Iran. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28: 555-565.
- Berberian, M., & King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bozorgnia, F., 1966. Qom formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iran Petroleum Institute*, 24: 69-76.
- Daneshian, J., & Aftabi, A., 2010. Foraminiferal biostratigraphy of the Qom Formation on the basis of new investigation at Navab anticline, in southeast Kashan. *Journal of Science University of Tehran*, 35: 137-154.
- Daneshian, J., & Dana, L.R., 2019. Benthic foraminiferal events of the Qom Formation in the north Central Iran Zone. *Paleontological Research*, 23: 10-23.
- Dozy, J., 1944. Comments on geological report no. 1 by Thiebaud (on the Qum-Saveh area). *Geological report*, 308.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrawi, A.A. M., McArthur, J.M. & Thirlwall, M.F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene–Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30: 107–128.
- Furrer, M., & Soder, P., 1955. The Oligo–Miocene marine formation in the Qom region (Central Iran): *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress, Rome, Section I/A/5*: 267–277.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. *Springer Science & Business Media*, 1006 p.
- Holakouee, Z., Maghfouri Moghaddam, I., Yazdi, M., & Yousefi yeganeh, B., 2018. Biostratigraphy and Microfacies of Qom Formation in Urumieh-Dokhtar Zone, Iran. *International Journal of Engineering and Technology*, 10: 1052-1066.
- Jaafari, A., 1963. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran, 6th *World Petroleum Congress, Frankfurt am Main, Germany*.
- Karami-Movahed, F., Aleali, M., & Ghazanfari, P., 2016. Facies analysis, depositional environment and diagenetic features of the Qom Formation in the Saran Semnan, Central Iran. *Open Journal of Geology*, 6: 349-362.
- Khoshtinat, N., & Mehri, M., 2015. Stratigraphy facies and sedimentary environments of Qom Formation Sofiyan region, North West of Iran. *Indian Journal of Fundamental and Applied Life Science*, 5: 4621-4628.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.P., Moallemi, A., & Druillion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz, Iran*.
- Leoblich, A.R., & Tappan, J.H., 1988. Foraminiferal General and their Classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, 2: 869.
- Mohammadi, E., Vaziri, M.R., & Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the Nummulitids and Lepidocyclinids bearing Qom Formation based on Larger Benthic Foraminifera (Sanandaj-Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 403-423.
- Nouradini, M., Azami, S.H., Hamad, M., Yazdi, M., & Ashouri, A.R., 2015. Foraminiferal paleoecology and paleoenvironmental reconstructions of the lower Miocene deposits of the Qom Formation in Northeastern Isfahan, Central Iran. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67: 59-73.
- Reuter, M., Piller, W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M. P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.

- Sabouhi, M., Sheykh, M., Darvish, Z., & Naghavi Azad, M., 2010. Facies Analysis and Depositional environment of the Oligocene-Miocene Qom Formation in the Central Iran (Semnan area). *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 30 p.
- Van-Wagoner, J.C., W., Posamentier, Mitchum, H. R.M.Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., & Hardenbol, J., 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, Ch.A., & Kendall, Ch.G.St.C. (eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Special Publication*, 42: 39-45.
- Yazdi, M., Parvanenezhad Shirazi, M., Rahiminejad, A.H., & Motavalipoor, R., 2012. Paleobathymetry and paleoecology of colonial corals from the Oligocene–early Miocene (?) Qom Formation (Dizlu area, central Iran). *Carbonates and Evaporites*, 27: 395-405.
- Zhu, Y., Qi, Y., Zhang, B., Yang, H., He, C., Wang, S., Zhou W., Zhu, Q., & Li, Z., 2007. Revision of the age of the Qom Formation in the Central Iran Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 715-721.



رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند تیرگان در ناحیه بزنگان، شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ

محمود شرفی^{۱*}، مریم محمدی^۲، اسدالله محبوبی^۳، محمد خانه‌باد^۴

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

۲- کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

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

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

*پست الکترونیک: sharafi2262@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۹/۸/۱۵

تاریخ دریافت: ۹۹/۳/۱۱

چکیده

نهشته‌های سازند تیرگان که در گستره وسیعی از حوضه رسوبی کپه‌داغ رخنمون دارند، در ناحیه بزنگان از شیل‌های سبز تا خاکستری با میان لایه‌های سنگ آهک نازک لایه در بخش پایینی و تناوب سنگ آهک‌های نازک - متوسط لایه و سنگ آهک مارنی در بخش بالایی تشکیل شده است. بررسی مشخصات سنگ شناسی، فرم هندسی و محتوای فسیلی رسوبات مورد مطالعه در مطالعات صحرایی همراه با مشخصه‌های بافتی و محتوای میکروفسیلی در بررسی‌های آزمایشگاهی، امکان تفکیک ۱۶ رخساره کربناته و سیلیسی - آواری را میسر نموده است. این رخساره‌ها در پنج کمر بند رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون و پشته‌های ماسه‌ای متعلق به رمپ درونی، بخش کم ژرفای دریای باز متعلق به رمپ میانی و بخش عمیق دور از ساحل متعلق به رمپ بیرونی قرار می‌گیرند. الگوهای رخساره‌ای مشاهده شده از جمله نبود رخساره توریدایتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه و تغییرات تدریجی رخساره‌ها از شیل‌های سبز - خاکستری مربوط به رمپ بیرونی، فلوئستون - ردستون بیوکلاست و اینتراکلاست دار (رمپ میانی) و سپس گرینستون آئید و اینتراکلاست دار و پکستون - گرینستون آئیدی (رمپ درونی) نشانگر نهشته شدن این توالی کربناته بر روی یک پلتفرم کربناته نوع رمپ با شیب یکنواخت است. بخش میانی این سیستم کربناته تحت نفوذ امواج و بخش درونی (به ویژه پشته ماسه‌ای) تحت نفوذ جریان‌های کشندی است. عوامل اصلی در ایجاد تنوع زیستی و رخساره‌ای در رسوبات سازند تیرگان سطح و نوع انرژی (کشند و امواج)، میزان مواد غذایی، سطح اکسیژن، میزان گردش آب و آشفته‌گی بستر رسوبی بوده است.

واژه‌های کلیدی: سازند تیرگان؛ رخساره؛ رسوبات طوفانی؛ رمپ با شیب یکنواخت؛ مدل رسوبی.

مقدمه

تریاس میانی به وجود آمده است. رسوبات پیوسته‌ای از ژوراسیک تا میوسن در بخش شرقی حوضه در طی پنج ابرسکانس پیش‌رونده و پس‌رونده برجای گذاشته شده است (Moussavi-Harami & Berner 1992). فرونشینی تحت کنترل گسل‌ها از ژوراسیک تا ائوسن باعث ته‌نشینی

حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران و جنوب ترکمنستان بین عرض‌های جغرافیایی ۳۵°۳۰ تا ۳۸°۱۵ شمالی و ۵۴° تا ۶۱° طول شرقی قرار دارد. حوضه کپه‌داغ به عنوان یک حوضه درون قاره‌ای بعد از بسته شدن اقیانوس ساب هرسنین در اثر کوهزایی سیمیرین پیشین در

نهایت ارائه مدل رسوبی برای توالی‌های مورد مطالعه سازند تیرگان در ناحیه بزنگان است. نتایج به دست آمده در این پژوهش جهت ارزیابی عوامل بوم شناختی کنترل کننده فعالیت‌های زیستی و توزیع رخساره‌ها در سیستم‌های کربناته و همچنین بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی کپه‌داغ در بازه زمانی بارمین - آپتین کمک به سزایی خواهد نمود.

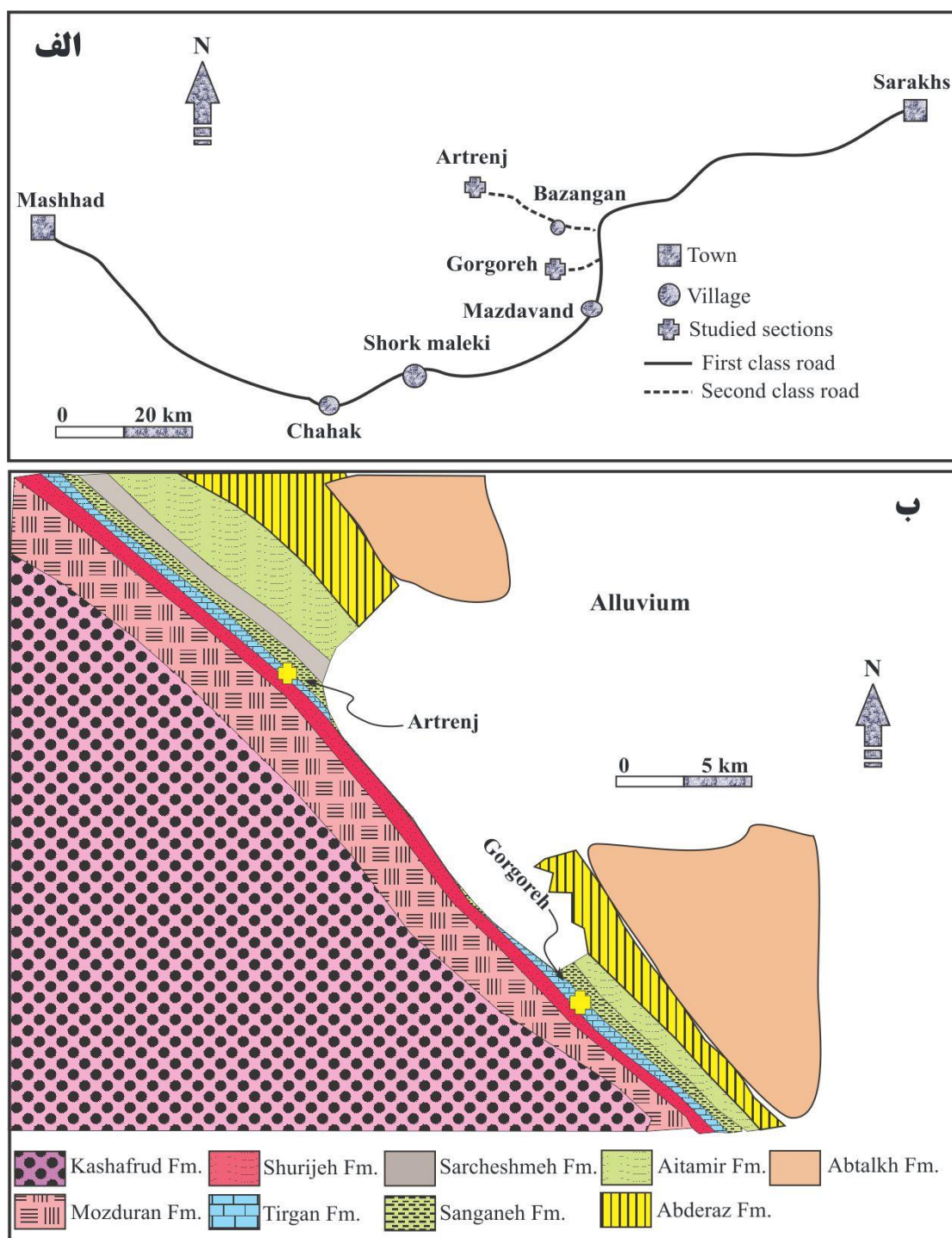
موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه

در این مطالعه دو برش قرقره و آرترنج در ناحیه بزنگان واقع در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ و در جنوب غرب سرخس مدنظر بوده است. برش قرقره با مختصات جغرافیایی $49^{\circ}27'60''$ طول شرقی و $14^{\circ}36'00''$ عرض شمالی در حد فاصل ۱۲۵ کیلومتری جنوب شرق مشهد و با فاصله ۲۵ کیلومتری از برش آرترنج قرار دارد که با طی مسافتی حدود ۱۵ کیلومتر از طریق جاده انحرافی خاکی از جاده اصلی مشهد - سرخس قابل دسترسی است. برش آرترنج با مختصات جغرافیایی $43^{\circ}21'60''$ طول شرقی و $44^{\circ}19'36''$ عرض شمالی در حد فاصل ۱۶۵ کیلومتری شمال شرق مشهد و از طریق جاده انحرافی خاکی به مسافت ۱۵ کیلومتر از جاده اصلی در نزدیکی روستای آرترنج قابل دسترسی است (شکل ۱).

روش مطالعه

پس از بررسی‌های کلی در منطقه، برش‌های آرترنج و قرقره در شرق کپه‌داغ به عنوان نمایانگر نهشته‌های کرتاسه پایینی در شرق کپه‌داغ انتخاب گردید. ماهیت سطوح طبقه بندی (واضح، فرسایشی، تدریجی، پیوسته یا ناپیوسته)، فرم هندسی، ساخت‌های رسوبی و ماکروفسیل‌های موجود در مطالعات صحرایی مورد بررسی دقیق قرار گرفتند. ستبرای واحدهای اصلی و کل برش اندازه‌گیری شد و تعداد ۹۱ نمونه برمبنای

ستبرای قابل توجهی از رسوبات تا ۱۰ کیلومتر در این حوضه شده به طوری که ستبرای این رسوبات در دشت سرخس به حدود ۶۰۰۰ متر می‌رسد (افشارحرب، ۱۳۷۳). Moussavi-Harami & Brenner (1992) معتقدند که علاوه بر فرونشینی تکتونیکی در طول گسل‌های طولی، فضای لازم جهت انباشتگی رسوب در حوضه به دلیل بار رسوبی و فشردگی مقادیر زیاد رسوب دانه ریز که در برخی موارد با بالاآمدگی سطح دریا در مقیاس جهانی همراه بوده است، ایجاد شده است. در طی ژوراسیک پسین به جز شرقی‌ترین بخش حوضه، موقعیت مناسبی برای رسوب‌گذاری کربنات فراهم شده است (Moussavi-Harami & Brenner, 1990) و رسوبات ستبر سازند مزدوران نهشته شده‌اند (Adabi & Rao, 1991). در ژوراسیک پسین و کرتاسه پیشین دریا به طرف شمال غربی پس‌روی کرده و توالی ستبری از رسوبات آواری قرمز رنگ در سیستم رودخانه‌ای و در طول بخش شرقی حوضه کپه‌داغ نهشته شده است (Moussavi-Harami & Brenner, 1992). با پیش‌روی دریا در بارمین آغازین، سازند تیرگان در محیطی پرانرژی و کم ژرفا بر جای گذاشته شده است. سازند سرچشمه پس از سازند تیرگان در یک محیط ژرف و کم انرژی‌تر تشکیل شده است (Raisossadat & Moussavi-Harami, 2000). با پیش‌روی مجدد دریا، شرایط تشکیل رسوب فراهم شده و این شرایط تا اواخر کرتاسه، به جز مدت کوتاهی در تورونین (Kalantari, 1987) ادامه داشته است. در برش‌های مورد مطالعه، سازند تیرگان با مرز ناپیوسته بر روی شیل و ماسه سنگ‌های قرمز سازند شوربجه قرار داشته و توسط شیل‌های سبز رنگ سازند سرچشمه با مرز مشخص پوشیده می‌شود. هدف از انجام این مطالعه شناسایی رخساره‌های سنگی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری آنها بر مبنای شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی و در



شکل ۱: الف) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به رخنمون سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه در شرق حوضه کپه‌داغ (نقشه راه‌های دسترسی بر گرفته از وبسایت Iranview.ir؛ ب) نقشه ساده شده زمین شناسی ناحیه بزنگان (برگرفته از Afshar-Harb, 1982).

جدول‌های مقایسه‌ای (Bacelle & Bosellini, 1965) استفاده شده است. رخساره‌های سنگی به روش Dunham (1962) و Embry & Klovan (1971) نام‌گذاری شده‌اند و تفکیک،

تغییرات ترکیب، ساخت و محتوای فسیلی برای بررسی‌های آزمایشگاهی و مطالعات پتروگرافی انتخاب گردید. جهت تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل دهنده سنگ از

دسته بندی و مطالعه روند تغییرات رخساره‌های کربناته به روش Flugel (2010) صورت گرفته است. تلفیق نتایج به دست آمده از بررسی‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی در برش مورد مطالعه، به شناسایی و توصیف رخساره‌های اصلی کربناته - سیلیسی آواری منجر شده است.

رخساره‌های رسوبی

نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی به شناسایی ۱۶ رخساره در قالب پنج مجموعه رخساره‌ای در توالی مورد مطالعه منجر شده است.

مجموعه رخساره‌ای دریای باز¹ (A)

این مجموعه رخساره‌ای که در ارتباط با مجموعه پشته ماسه‌ای و یا لاگون است (شکل ۲) شامل یک رخساره سیلیسی - آواری و پنج رخساره کربناته به شرح زیر است:

رخساره شیل متورق² (A1)

رخساره‌های شیلی سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه به صورت متورق سبز تا خاکستری رنگ در بخش پایینی سازند به صورت واحدهای ستر (۲ - ۵ متر) با میان‌لایه‌های ماسه آهکی و ماسه سنگ دانه ریز نازک لایه مشاهده می‌شود. پوسته‌های فسیلی بازوپایان و دوکفه‌ای‌ها در این شیل‌ها شناسایی شده‌اند. ذرات آواری در این رخساره عمدتاً از نوع کوارتز در اندازه سیلت ریز - ماسه خیلی دانه ریز است (شکل‌های ۲ و ۳ الف).

رخساره وکستون (ماسه‌ای) بیوکلاست‌دار (A2)

بازوپا با فراوانی ۸ درصد، کرم‌های حلقوی ۸ درصد و کرینوتید ۶ درصد آلوکم‌های اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند که در یک زمینه میکریتی شناور هستند (شکل

۳ ب). اجزای فرعی این رخساره بریوزوئر (۲ درصد)، کرینوتید (۲ درصد)، جلبک سبز (۲ - ۳ درصد)، روزن‌داران (۱ درصد)، کرم‌های حلقوی (۳ - ۶ درصد)، استراکود و دوکفه‌ای (۲ درصد)، پلوتید (۲ - ۳ درصد)، آئید (تا ۶ درصد) و ذرات سیلیسی - آواری در اندازه سیلت (عموماً ۲ درصد و بعضاً تا ۲۵ درصد) است. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره پایین بوده و فرآیند میکریتی شدن بر روی پوسته‌های فسیلی به خوبی مشهود است. در مواردی لامیناسیون مسطح ضعیفی نیز در این رخساره دیده می‌شود. این رخساره از فراوانی چندانی در رسوبات سازند تیرگان برخوردار نبوده و به صورت سنگ آهک‌های مارنی نازک لایه مشاهده می‌شود.

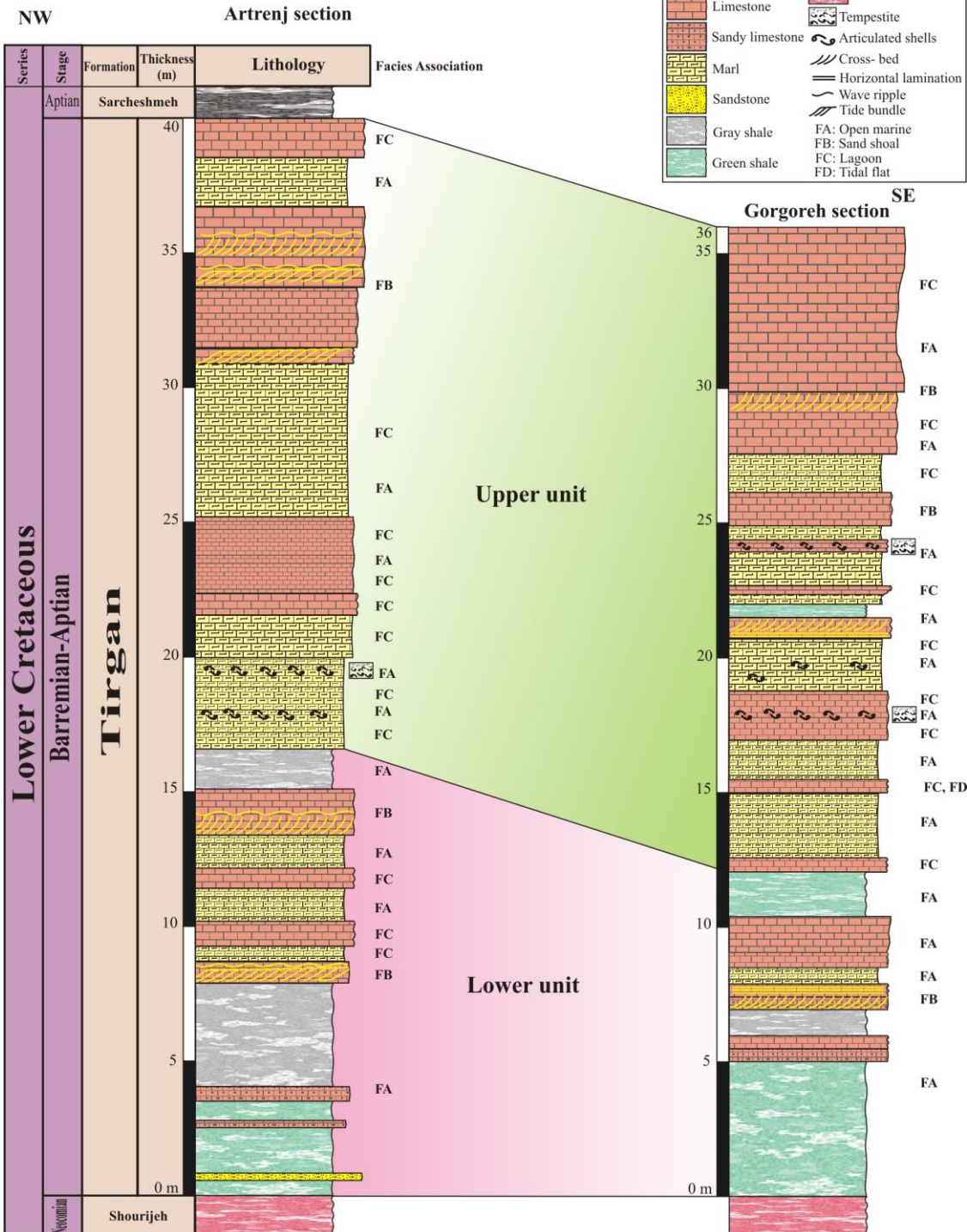
رخساره فلوئستون بیوکلاست و پلوتید دار/آئید‌دار (A3)

آلوکم‌های اصلی اسکلتی و غیراسکلتی اربیتولینیدهای کشیده تا بعضاً مخروطی با اندازه ۱/۳ - ۳ میلی‌متر (۱۵ درصد) و پلوتید با اندازه ۰/۱۵ - ۰/۴ میلی‌متر (۲۵ درصد) به همراه اجزای فرعی شامل بازوپا (۵ تا بعضاً ۳۵ درصد)، بریوزوئر (۵ - ۱۰ درصد)، کرم‌های حلقوی (۲ درصد)، دوکفه‌ای (۳ درصد)، کرینوتید (۵ درصد)، جلبک سبز و قرمز (۲ درصد)، شکم‌پا و روزن‌داران (جمعاً ۱ درصد)، اینتراکلاست با اندازه ۲ - ۴/۳ میلی‌متر و ضریب تخریبی³ ۳/۲ میلی‌متر (۴ - ۱۵ درصد) و آئید با ضریب تخریبی ۰/۵۷ - ۱/۴ میلی‌متر (۲ تا ۱۲ درصد) اجزای تشکیل دهنده این رخساره هستند (شکل ۳ پ). در بعضی موارد فراوانی دانه‌های آئید افزایش یافته (۲۵ درصد) به نحوی که می‌تواند به اسم رخساره اضافه شود. علاوه بر آئیدهای شعاعی، درصد بالایی از آئیدها از نوع کشیده شده با پوشش آئیدی سطحی با هسته پوسته‌های فسیلی مانند

1- Open marine

2- Fissile shale

3- Clasticity Index (CI)



شکل ۲: ستون چینه شناسی سازند تیرگان در برش‌های آرترنج و قرقره به همراه مجموعه‌های رخساره‌ای شناسایی شده در آنها

شدن از پوشش میکریته نازک⁴ تا اجزای تماماً میکریته شده و حفاری در پوسته‌های فسیلی در این رخساره قابل

بازوپا، کریئوئید و بریوزوئر است. میکریٹ و تا اندازه‌ای سیمان کلسیتی (۱۰ - ۱۵ درصد) فضای بین اجزای تشکیل دهنده را پر می‌کند. درجات مختلفی از میکریتی

مشاهده است (شکل ۳پ). در بعضی موارد پوسته‌های فسیلی و اینتراکلیست‌ها جهت‌گیری موازی با لایه‌بندی را نشان می‌دهند و الگوی دانه‌بندی تدریجی در آنها قابل مشاهده است (شکل ۳ت). این رخساره در صحرا به صورت تجمعات فسیلی محلی که به صورت جانبی امتداد نداشته و دارای قاعده فرسایشی هستند، مشاهده شده است (شکل ۳ث). به طور کلی جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره ضعیف است. این رخساره از فراوانی بالایی در رسوبات مورد مطالعه سازند تیرگان برخوردار است و در سنگ آهک تا سنگ آهک‌های مارنی متوسط لایه شناسایی شده است.

رخساره فلوئستون ماسه‌ای اینتراکلیست‌دار (A4)

اینتراکلیست‌های گلی با فراوانی ۲۵ درصد و در اندازه ۴/۷ - ۱۸ میلی‌متر و ماسه کوارتزی (۲۵ - ۳۰ درصد) در اندازه ماسه دانه ریز آلوکم اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ث). بازوپا (۴ درصد)، بریوزوئر (۳ درصد)، روزن‌داران (۱ درصد)، پلوئید (۲ درصد) و آئید با ضریب تخریبی ۰/۵۴ میلی‌متر (۳ درصد) اجزای فرعی این رخساره هستند. سیمان کلسیتی فضای بین اجزای تشکیل دهنده این رخساره را پر می‌کند. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده این رخساره ضعیف است. این رخساره به صورت بسیار نازک لایه در بین شیل‌های سبز رنگ بخش پایینی سازند تیرگان شناسایی شده است.

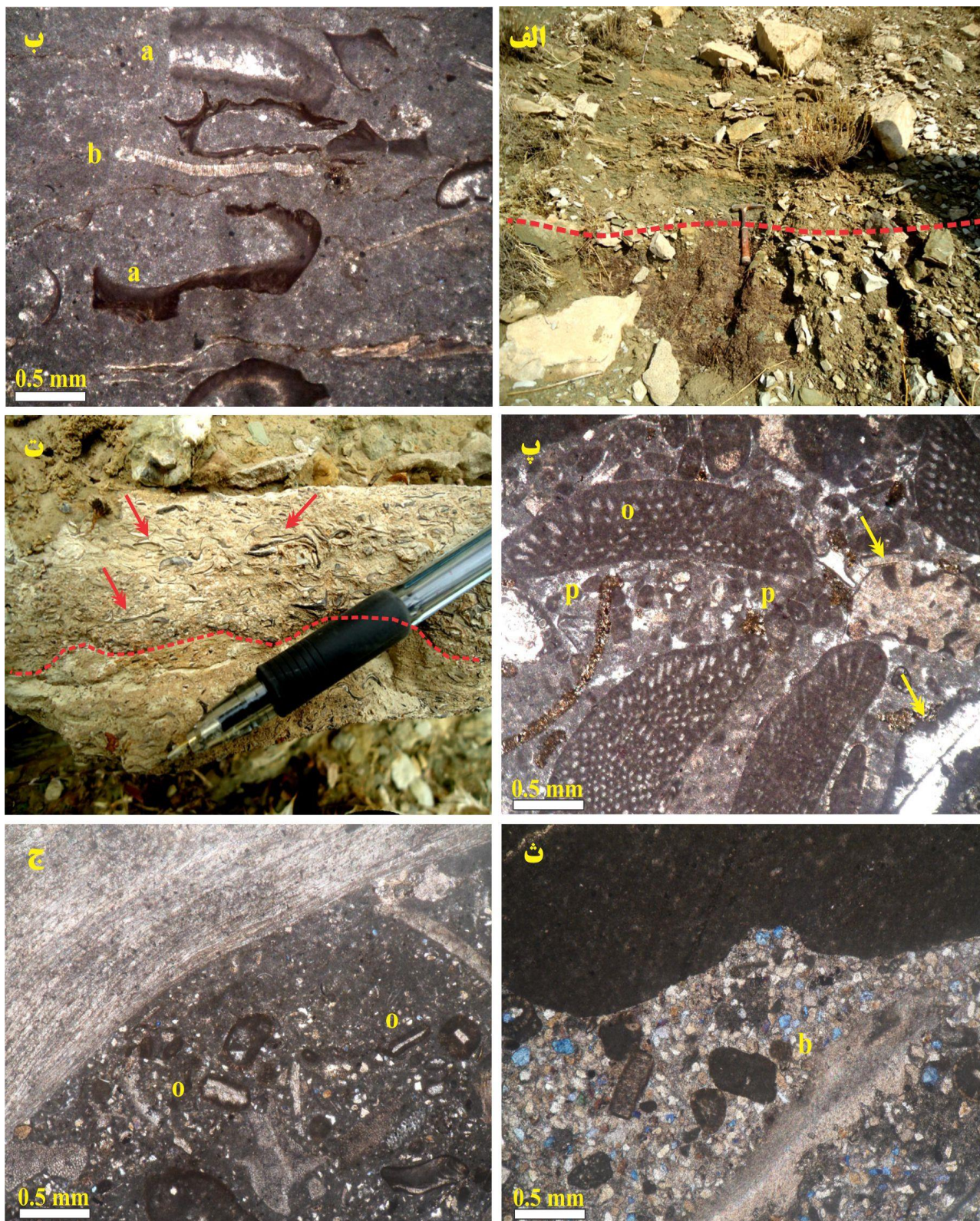
رخساره فلوئستون - ردستون آئید/ بازوپادار ماسه‌ای (A5)

تنوع بالایی از پوسته‌های فسیلی شامل بازوپایان پوسته نازک تا ستر (۱۵ - ۳۰ درصد)، شکم‌پا (۴ - ۵ درصد)، دوکفه‌ای (۵ درصد)، جلبک (۱ - ۲ درصد)، بریوزوئر (۱ - ۲ درصد)، کرینوئید (۲ - ۳ درصد)، کرم‌های حلقوی (۲ درصد) و روزن‌داران (۱ - ۲ درصد) در این رخساره

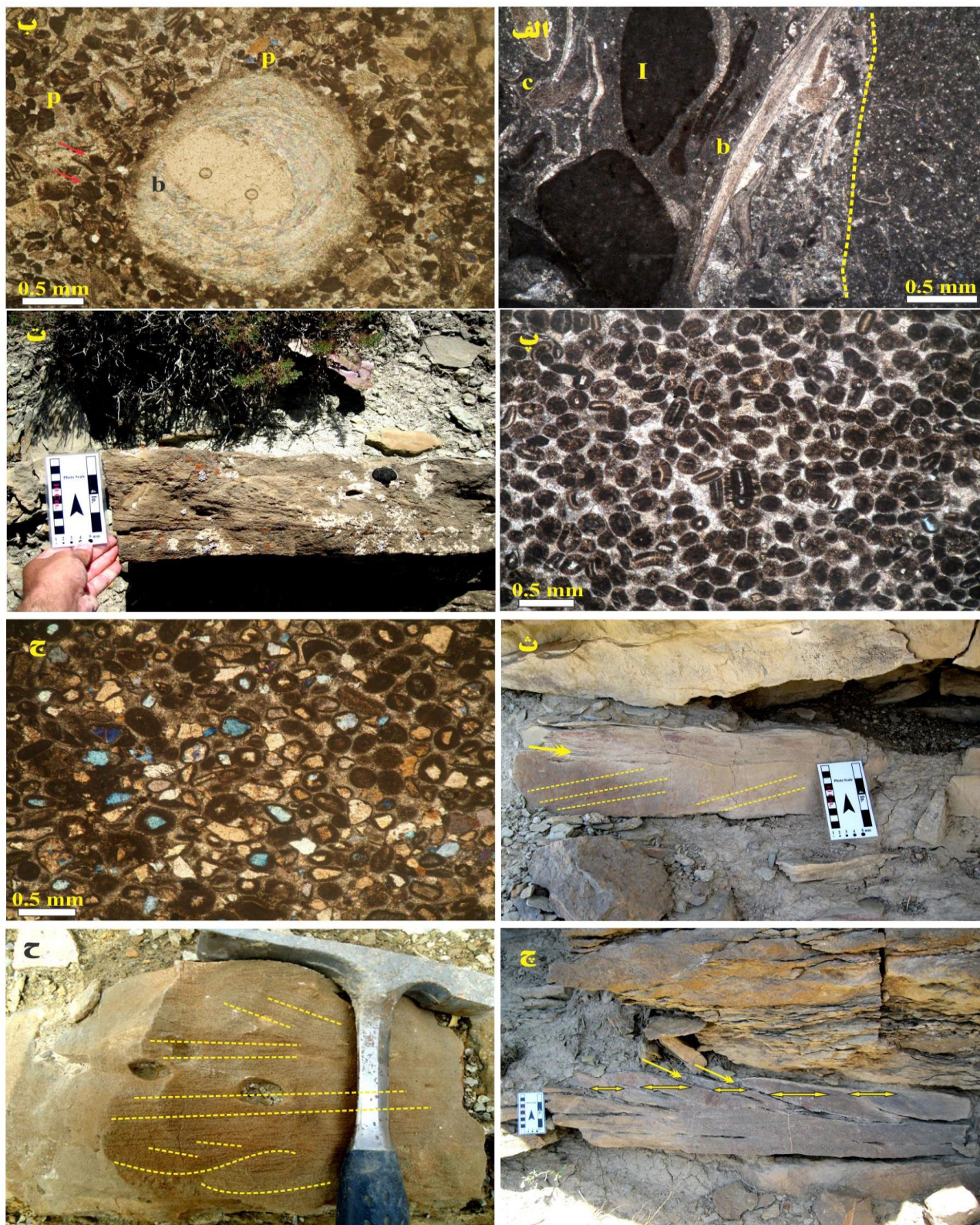
وجود دارد (شکل ۳ج). اجزای غیراسکلتی در این رخساره کوارتز در اندازه ۰/۰۰۵ - ۰/۰۷۲ (۱۰ - ۱۵ درصد)، آئید (۲ - ۶ درصد) اینتراکلیست‌های گلی (۱ - ۲ درصد) و پلوئید (۲ - ۴ درصد) است. در بعضی موارد میزان فراوانی اینتراکلیست به ۱۰ درصد و آئید به ۲۵ - ۳۰ درصد می‌رسد. به نحوی که می‌توان نام آن را به رخساره اضافه نمود. جهت‌گیری اینتراکلیست و پوسته‌های فسیلی (عمدتاً بازوپا) موازی با لایه‌بندی و تغییرات ناگهانی رخساره‌ای و کستون - مادستون ماسه‌ای - فلوئستون - ردستون ماسه‌ای - مادستون ماسه‌ای در این رخساره شناسایی شده است (شکل ۴الف). جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره بسیار پایین بوده و زمینه میکریتی و سیمان کلسیتی فضای بین آنها را پر می‌کند. فرآیند میکریتی شدن به فراوانی در این رخساره مشاهده می‌شود. این رخساره به صورت نازک لایه در بین شیل‌های سبز رنگ بخش پایینی سازند تیرگان شناسایی شده است.

رخساره گریستون ماسه‌ای پلوئید و بیوکلاست‌دار (A6)

اجزای اصلی این رخساره پلوئید (۱۲/۰ - ۶۵/۰ میلی‌متر) با فراوانی ۳۵ - ۴۰ درصد، بازوپا (تا ۳ سانتی‌متر) با فراوانی ۱۵ - ۱۸ درصد و ماسه کوارتزی (۱۰ درصد) در اندازه ماسه خیلی دانه ریز است (شکل ۴ب). اجزای فرعی شامل روزن‌داران (۷ درصد)، کرینوئید (۴ درصد)، کرم‌های حلقوی (۲ درصد)، استراکود (۱ درصد) و اینتراکلیست گلی (۱ درصد) است. درجات مختلفی از فرآیند میکریتی شدن پوسته‌های فسیلی در این رخساره قابل مشاهده است به طوری که در موارد زیادی تشخیصی نوع پوسته اولیه غیرممکن است (کرتوئید) (شکل ۴ب). جورشدگی اجزای تشکیل دهنده این رخساره ضعیف بوده و فضای بین اجزای تشکیل دهنده توسط سیمان کلسیتی پر شده است.



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی و صحرایی مجموعه رخساره‌ای دریای باز؛ الف) تصویر صحرایی مرز سازند شورجه (شیل‌های قرمز) و تیرگان (شیل سبز رنگ در بالا)؛ ب) رخساره وکستون بیوکلاستدار که عمدتاً از کرم‌های حلقوی (a) به همراه بازوپا (b) تشکیل شده است؛ پ) رخساره فلوتستون - ردستون بیوکلاست و پلوئیددار که میکریتی شدن شدید پوسته‌های فسیلی در آن مشخص است (پیکان زرد رنگ) (o: اریبتولینید، p: پلوئید)؛ ت) رخساره فلوتستون - ردستون بیوکلاستدار که دارای مرز زیرین واضح و جهت‌گیری مشخص در پوسته‌های فسیلی است (پیکان قرمز رنگ) و به عنوان رخساره طوفانی در نظر گرفته شده است. ث) رخساره فلوتستون - ردستون اینتراکلاستدار ماسه‌ای (b: بازوپا)؛ ج) رخساره فلوتستون - ردستون بیوکلاستدار ماسه‌ای (o: ائید).



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌ای دریای باز (الف - ب) و پشته ماسه‌ای (پ - ح؛ الف) رخساره فلوئستون - رستون بیوکلاستدار ماسه‌ای با مرز زیرین مشخص و جهت گیری ترجیحی پوسته‌های فسیلی در آن که به عنوان رخساره طوفانی در نظر گرفته شده است (ب: بازوپا، c: کریئوئید، I: اینتراکست؛ ب) رخساره گریستون بیوکلاست و پلوئیددار (b: بازوپا، d: پلوئید)، پیکان‌ها اشاره به میکریتی شدن کامل بیوکلاست‌ها دارند؛ پ) رخساره گریستون آئیدی با آئیدهای گرد و جورشده؛ ت) طبقه بندی مورب مسطح در رخساره گریستون آئیدی؛ ث) طبقه بندی مورب مسطح و رپیل متقارن (پیکان زرد رنگ) در رخساره گریستون آئیدی؛ ج) رخساره گریستون آئیدی ماسه‌دار؛ چ) طبقه بندی سیگموئید با مرزهای فرسایشی و مشخص (پیکان زرد رنگ) در رخساره گریستون آئیدی ماسه‌دار؛ ح) لامیناسیون مسطح و مورب در رخساره گریستون آئیدی ماسه‌دار.

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای دریای باز

در این مجموعه رخساره‌ای دانه‌های کربناته متنوع مانند بازوپا، اکینودرم، دوکفه‌ای، بریوزوئر و کرم‌های حلقوی مربوط به محیط دریایی باز به چشم می‌خورند. این موجودات عمدتاً حساس به شوری هستند و شرایط مساعد برای حفظ آنها یک محیط دریایی باز است (شرفی و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۰؛ Tucker & Wright, 1990؛ Bauer et al., 2002؛ Jank & Wilmsen et al., 2005؛ et al., 2006؛ Bachmann & Hirsch, 2006). بازوپایان موجودات دریایی بوده و در بسترهای نرم و سخت زندگی می‌کنند (Heckel, 1972). مخلوط شدگی اجزای نامتجانس با یکدیگر مانند بازوپا، بریوزوئر و اکینودرم که مربوط به محیط‌های دریایی نرمال و ژرف‌تر هستند با کوارتز، اینتراکلیست و آئید که از جورشدگی ضعیفی نیز برخوردارند بیانگر عملکرد امواج و جریان‌ات طوفانی در یک موقعیت با انرژی نسبتاً بالا بین حد اثر امواج آرام^۵ و طوفانی^۶ است (Arnal et al., 2009؛ Sharafi et al., 2012, 2013, 2014). در حقیقت آئیدها در رخساره‌های فلو‌تستون بیوکلاست پلئوئید/آئیددار و فلو‌تستون - ردستون آئید و بازوپادار ماسه‌ای از بخش‌های کم ژرفا و پر انرژی رمپ داخلی (پشته ماسه‌ای) به بخش دریای باز در موقعیت رمپ میانی حمل شده‌اند. آئیدهای سطحی نوع ۲ (Strasser, 1986) نیز که در این رخساره‌ها درصد بالایی را به خود اختصاص داده‌اند بیانگر دوره‌های کم انرژی و آرام‌تر در محیط رسوبی هستند (Palma et al., 2007). تجمعات فسیلی محلی با پوسته‌های فسیلی به شدت خرد شده و جهت‌گیری ترجیحی پوسته‌های فسیلی موازی با طبقه بندی و تغییرات ناگهانی رخساره‌ای از فلو‌تستون - ردستون به مادستون - وکستون (رخساره‌های فلو‌تستون -

ردستون آئید/ بازوپادار ماسه‌ای، A5) بیانگر تأثیر مستقیم امواج طوفانی در تشکیل این رخساره‌ها است (Fursich et al., 2009؛ Sharafi et al., 2010؛ Dashtgard et al., 2014). وجود گسترده پوشش‌های میکریتی و حفاری بر روی پوسته‌های فسیلی نشان دهنده فعالیت موجودات حفار در دوره‌های کاهش نرخ رسوب‌گذاری (قبل از عملکرد طوفان و مخلوط شدگی ذرات) و میزان مواد غذایی مناسب در محیط رسوب‌گذاری است (Arnal et al., 2009؛ Sharafi et al., 2013, 2014). حضور ذرات سیلیسی آواری دانه ریز که احتمالاً به همراه مواد غذایی فراوان وارد محیط رسوبی شده‌اند، باعث افزایش پتانسیل تولیدات آلی در محیط رسوبی گردیده است (Saller et al., 2010؛ Pomar et al., 2012) که با وجود فراوانی و تنوع بالای پوسته‌های فسیلی دریایی تأیید می‌شود. رخساره‌های شیل متورق سبز/ خاکستری (A1) با میان لایه‌های نازک آهک ماسه‌ای و ماسه سنگ که دارای پوسته‌های فسیلی بازوپا، کرینوئید و دوکفه‌ای هستند در بخش‌های ژرف‌تر حوضه در یک شرایط نسبتاً آرام زیر حد اثر امواج طوفانی تشکیل شده‌اند (Arnal et al., 2009؛ Moosavizadeh et al., 2014). اجزای تشکیل دهنده میان لایه‌های سنگ آهکی و ماسه‌ای در این رسوبات دانه ریز احتمالاً توسط امواج طوفانی به این محیط حمل شده‌اند.

مجموعه رخساره‌ای پشته‌های ماسه‌ای^۷ (B)

این مجموعه رخساره‌ای از دو رخساره شامل گرینستون آئیدی (B1) و گرینستون ماسه‌ای آئیددار (B2) تشکیل شده است.

رخساره گرینستون آئیدی (B1)

این رخساره از فراوانی بالایی در سنگ آهک‌های سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه برخوردار بوده و تقریباً به

5- Fair weather wave base, FWWB

6- Storm weather wave base, SWWB

7- Sand shoal

شدن در این رخساره مشاهده شده است. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده این رخساره متوسط - خوب است. ساختارهای رسوبی شامل طبقه بندی مورب مسطح با سطوح فرسایشی، طبقه بندی سیگموئید، ریل‌های موجی و لامیناسیون مورب در این رخساره شناسایی شده است (شکل‌های ۴ج - ۴ح). این رخساره در سنگ آهک‌های متوسط لایه و در ارتباط با مجموعه‌های رخساره‌ای FA و FC شناسایی شده است (شکل ۲).

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای پشته ماسه‌ای

اجزای اصلی این رخساره شامل آئید و ماسه کوارتزی با جورشدگی خوب و ساختارهای رسوبی همچون ریل‌های موجی، طبقه بندی سیگموئید و مورب صفحه‌ای با سطوح فرسایشی حاکمیت شرایط پرانرژی در یک موقعیت کم ژرفای دریایی مانند پشته‌های ماسه‌ای است (Bernaus et al., 2003; Bachmann & Hirsch, 2006). وجود ساختارهای رسوبی جریانی نشان دهنده تأثیر جریانات کششی در تشکیل این مجموعه رخساره‌ای است. درصد بالای رسوبات سیلیسی - آواری و ضریب تخریبی بالای آئیدها که عمدتاً دارای هسته کوارتزی نیز هستند بیانگر نزدیکی رخساره‌های این مجموعه به خط ساحلی است. تمامی این شواهد به علاوه نبود زمینه میکریتی و پوسته‌های فسیلی دریایی مانند اریتولینیدهای کشیده، بازوپا، کریئوئید و بریوزوئر نشان دهنده جریان پیوسته امواج و جریانات دریایی در یک موقعیت کم ژرفای بالای حد اثر امواج معمولی (FWWB) است (Bachmann & Hirsch, 2006; Arnal et al., 2009). آئیدهای خوب گرد شده و شعاعی بیانگر دوره‌های معمول آشفستگی در شرایط پرانرژی است در حالی که آئیدهای کشیده با پوشش لامینه‌ای نازک دوره‌های کم انرژی‌تر را نشان می‌دهند (Palma et al., 2007). افزایش میزان پوسته‌های فسیلی به

طور انحصاری از آئید (۷۰ - ۹۰ درصد) با ضریب تخریبی ۰/۳۶ - ۲/۲ میلی‌متر تشکیل شده است (شکل ۴پ). عمده آئیدها در این رخساره از نوع خوب گرد شده و شعاعی همچون آئیدهای نوع ۵ در نوشته Strasser (1986) هستند؛ اگرچه انواع کشیده و نامنظم با پوشش نازک همچون آئیدهای نوع ۲ در نوشته Strasser (1986) نیز وجود دارند. اجزای فرعی در این رخساره شامل بازوپا (۲ - ۳ درصد)، کریئوئید (۱ درصد)، بریوزوئر (۱ درصد)، اریتولینید (۱ - ۲ درصد)، جلبک سبز (۱ - ۲ درصد)، کوارتز در اندازه ماسه خیلی دانه ریز (۲ - ۵ درصد) و اینتراکلیست (۲ - ۳ درصد) است. تنها در یک نمونه میزان اریتولینید (۱/۵ - ۲/۹ میلی‌متر) به ۱۰ درصد نیز می‌رسد. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده عمدتاً خوب تا بسیار خوب بوده و سیمان کلسیتی زمینه سنگ را تشکیل می‌دهد. ساختارهای رسوبی شامل طبقه بندی مورب مسطح با سطوح فرسایشی و مشخص، لامیناسیون مورب و ریل‌های موجی در این رخساره شناسایی شده است (شکل‌های ۴ت - ۴ث). این رخساره عمدتاً در سنگ آهک‌های متوسط لایه و در ارتباط با مجموعه‌های رخساره‌ای FA و FC در برش‌های مورد مطالعه شناسایی شده است (شکل ۲).

رخساره گریستون ماسه‌ای آئیددار (B2)

آلوکم‌های غیراسکلتی شامل آئید با ضریب تخریبی ۰/۶۷ - ۰/۹۲ میلی‌متر (۶۵ - ۹۰ درصد) و کوارتز در اندازه ماسه خیلی دانه ریز تا ریز (۱۰ - ۲۵ درصد) اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۴ج). اریتولینیدهای کشیده و مخروطی شکل در اندازه ۱/۴۴ - ۲/۸۸ میلی‌متر (۶ - ۷ درصد)، بریوزوئر (۲ - ۳ درصد)، بازوپا (۱ - ۳ درصد)، کریئوئید، دوکفه‌ای، روزن‌داران و جلبک سبز (جمعاً ۳ درصد) اجزای فرعی این رخساره هستند که در یک زمینه از سیمان کلسیتی قرار گرفته‌اند. فرآیند میکریتی

ویژه اریتولینیدهای کشیده بیانگر نزدیکی بیشتر رخساره به دریای باز است (Arnal et al., 2009; Bachmann & Hirsch, 2006).
(Moosavizadeh et al., 2014).

مجموعه رخساره‌ای لاگون^۸ (C)

این مجموعه رخساره‌ای در ارتباط با مجموعه پشته ماسه‌ای و یا دریای باز است (شکل ۲) و از هفت رخساره شامل مادستون ماسه‌ای (C1)، و کستون - پکستون بیوکلست‌دار (C2)، و کستون ماسه‌ای آئیددار (C3)، پکستون ماسه‌ای پلوئیددار (C4)، فلوئستون - ردستون اینتراکلت و آئیددار (C5)، پکستون - گرینستون آئید/پلوئیددار (C6) و فلوئستون - ردستون آئید و بیوکلست‌دار (C7) به شرح زیر تشکیل شده است:

رخساره مادستون ماسه‌ای (C1)

این رخساره تقریباً به طور غالب از گل آهکی تشکیل شده است و خرده‌های فسیلی پراکنده شامل استراکود، دوکفه‌ای، بازوپا و کرینئید (جمعاً ۲ - ۵ درصد)، پلوئید در اندازه ۰/۱۲ - ۰/۲ میلی‌متر (۱ - ۲ درصد) و ذرات سیلیسی - آواری در اندازه سیلت تا ماسه خیلی دانه ریز (۱ - ۲ درصد) نیز در آن دیده می‌شود (شکل ۵الف). در موارد اندکی، میزان ماسه کوارتزی به ۱۰ - ۲۰ درصد می‌رسد. این رخساره در صحرا به صورت سنگ آهک مارنی سُست دیده می‌شود (شکل ۲).

رخساره و کستون - پکستون بیوکلست‌دار (C2)

بازوپا (۴ - ۸ درصد)، استراکود (۲ - ۳ درصد)، روزن‌داران میلیولیدی (۲ - ۴ درصد)، پلوئید با میانگین ۰/۱۲ - ۰/۳۵ میلی‌متر (۶ - ۸ درصد)، جلبک سبز (۲ - ۳ درصد)، شکم‌پا (۱ - ۲ درصد)، کرینئید (۱ - ۲ درصد) و ماسه کوارتزی در اندازه خیلی دانه ریز (۱ - ۲ درصد) آلوکم‌های اسکلتی

و غیراسکلتی تشکیل دهنده این رخساره هستند که در یک زمینه میکریتی به صورت شناور قرار دارند (شکل ۵ ب). جورشدگی اجزای تشکیل دهنده پایین بوده و شواهد میکریتی شدن در پوسته‌های فسیلی دیده می‌شود. این رخساره به صورت سنگ آهک مارنی سُست در بخش بالایی سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه شناسایی شده است.

رخساره و کستون ماسه‌ای آئیددار (C3)

اجزای اصلی این رخساره شامل آئید با ضریب تخریبی ۰/۷ میلی‌متر (۱۲ - ۱۵ درصد) و ماسه کوارتزی در اندازه سیلت تا ماسه خیلی دانه ریز (۱۰ - ۱۵ درصد) است (شکل ۵ پ). دوکفه‌ای (۲ - ۴ درصد)، روزن‌داران میلیولیدی (۲ درصد)، پلوئید (۳ - ۵ درصد)، اینتراکلت (۲ درصد) و اریتولینیدهای مخروطی و شکم‌پا (جمعاً ۱ درصد) سایر اجزای این رخساره را تشکیل می‌دهند که در یک زمینه میکریتی شناور هستند. این رخساره در صحرا به صورت سنگ آهک مارنی سُست دیده می‌شود.

رخساره پکستون ماسه‌ای پلوئید دار (C4)

پلوئید با اندازه میانگین ۰/۱۲ میلی‌متر (۴۰ - ۵۰ درصد) و ماسه کوارتزی دانه ریز (۲۵ درصد) اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۵ ت). اجزای فرعی این رخساره آئید با ضریب تخریبی ۰/۶ میلی‌متر (۳ درصد)، دوکفه‌ای (۲ - ۳ درصد) و کرینئید، بریوزوئر، بازوپا و کرم‌های حلقوی (جمعاً ۳ درصد) است. این رخساره از فراوانی کمی در رسوبات سازند تیرگان برخوردار بوده و در سنگ آهک‌های مارنی شناسایی شده است.

رخساره فلوئستون - ردستون اینتراکلت و آئیددار (C5)

آلوکم‌های غیراسکلتی اینتراکلت با اندازه متغیر ۱/۸ - ۶/۱ میلی‌متر و ضریب تخریبی ۲/۹ - ۳/۷ میلی‌متر (۲۵ - ۳۰

درصد) و آئید با ضریب تخریبی ۰/۹۷ - ۱/۶ میلی‌متر (۱۰-۲۵ درصد) اجزای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۵ ث). بازوپا (۲-۵ درصد)، دوکفه‌ای (۲-۳ درصد)، کرینوئید (۱-۳ درصد)، جلبک سبز (۱-۳ درصد)، کرم‌های حلقوی و شکم‌پا (جمعاً ۱ درصد) و اربیتولینیدهای مخروطی و کشیده (۱-۲ درصد) اجزای فرعی این رخساره هستند که در یک زمینه از گل آهکی و سیمان کلسیتی (۱۰-۱۵ درصد) قرار می‌گیرند. آئیدها عمدتاً از نوع خوب گرد شده و شعاعی همچون آئیدهای نوع ۵ در نوشته Strasser (1986) هستند؛ اگرچه آئیدهای کشیده با پوشش آئیدی سطحی نظیر آئیدهای نوع ۲ در نوشته Strasser (1986) نیز دیده می‌شوند. اینتراکلت‌ها از ترکیب پوسته‌های فسیلی و آئیدها تشکیل شده‌اند. شواهد میکریتی شدن بر روی پوسته‌های فسیلی دیده می‌شود و جورشدگی اجزای تشکیل دهنده این رخساره ضعیف است.

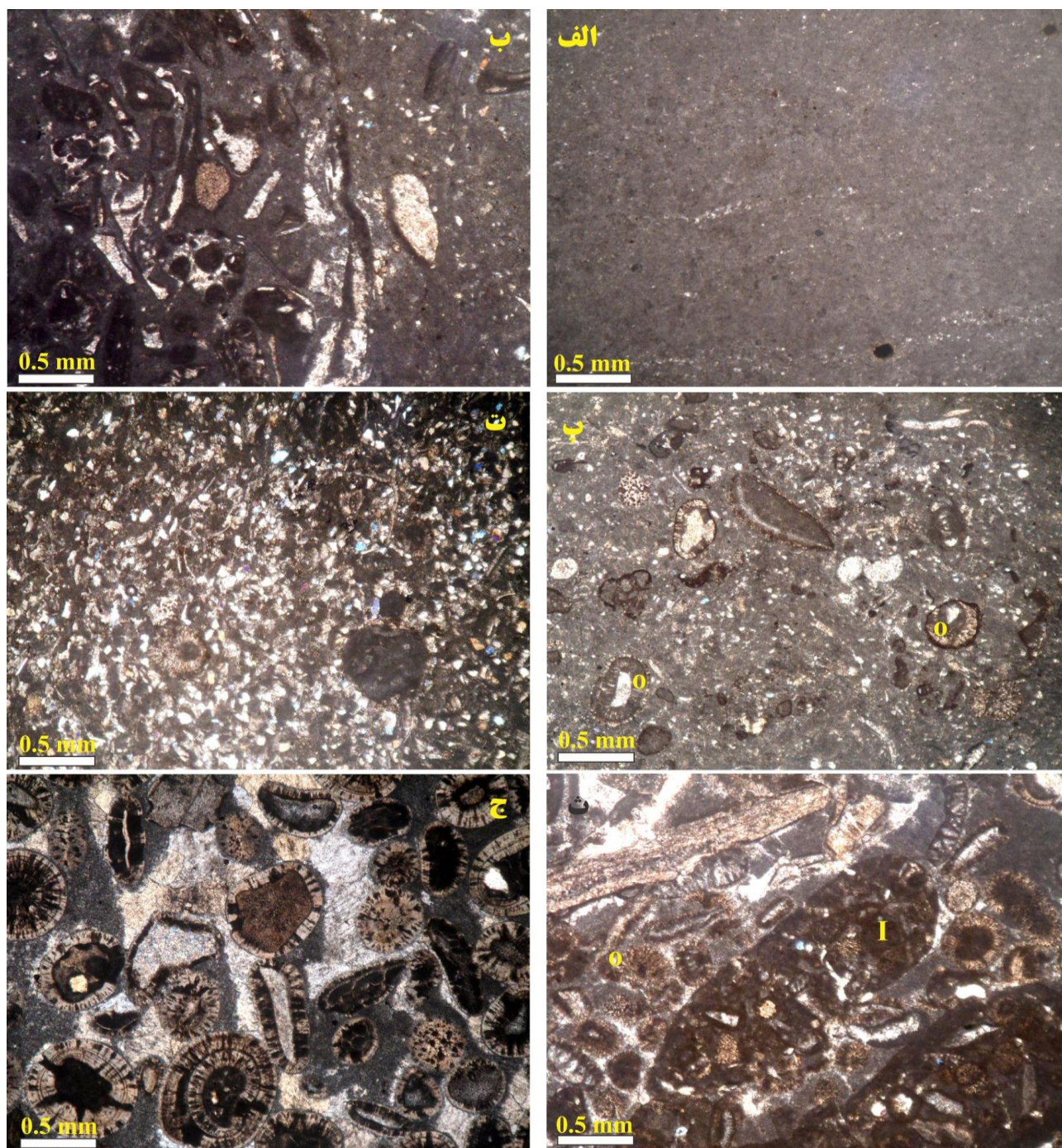
(۱-۲ درصد)، جلبک سبز (۲-۳ درصد)، دوکفه‌ای (۲-۳ درصد)، اربیتولینیدهای کشیده و مخروطی (۱-۲ درصد) و بریوزوئر (۱ درصد) است. تنها در یک مورد میزان ذرات سیلیسی آواری (۰/۶۲۵ میلی‌متر) به ۱۵-۲۰ درصد می‌رسد. زمینه میکریتی و سیمان کلسیتی بلوکی با درصد‌های متغیر فضای بین اجزای تشکیل دهنده را پر می‌کند که بعضاً میزان سیمان به ۳۵ درصد نیز می‌رسد. شواهد میکریتی شدن پوسته‌های فسیلی و آئیدها در این رخساره شناسایی شده است. به طور کلی جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره ضعیف است به طوری که اجزای در اندازه‌های کاملاً متفاوت (پلوئید با اندازه ۰/۱۲ میلی‌متر و آئید با اندازه میانگین ۱/۵ میلی‌متر) با یکدیگر مخلوط شده‌اند (شکل ۶ الف). این رخساره عمدتاً در صحرا همراه با رخساره‌های گرینستون آئیددار و گرینستون ماسه‌ای آئیددار به صورت سنگ آهک‌های متوسط لایه صخره ساز دیده می‌شود.

رخساره پکستون - گرینستون آئید / پلوئید دار (C6)

این رخساره از فراوانی بالایی در رسوبات سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه برخوردار است و عمدتاً از آئید (۴۰-۵۵ درصد) با ضریب تخریبی متغیر ۰/۶۲ - ۲/۱۶ میلی‌متر و پلوئید با اندازه ۰/۱۲ - ۰/۱۷ میلی‌متر (۱۰-۳۰ درصد) تشکیل شده است (شکل ۵ ج). انواع مختلفی از آئید از انواع شعاعی با گرد شدگی خوب همچون آئیدهای نوع ۵ در نوشته Strasser (1986)، آئیدهای سطحی با پوشش آئیدی نازک و سطحی با هسته پوسته‌های فسیلی مختلف همچون آئیدهای نوع ۲ در نوشته Strasser (1986)، آئیدهای میکریتی همچون آئیدهای نوع ۱ در نوشته Strasser (1986) تا بعضاً آئیدهای مرکب در این رخساره مشاهده می‌شوند. اجزای فرعی این رخساره شامل اینتراکلت با اندازه ۲ - ۲/۸۸ میلی‌متر (۲-۳ درصد)، بازوپا

رخساره فلوئستون - ردستون آئید و بیوکلاست دار (C7)

آئید (۳۵-۴۰ درصد) با ضریب تخریبی ۱/۹۵ میلی‌متر و بازوپا ۱۰ درصد آلوکم‌های اصلی این رخساره هستند (شکل ۶ ب). اجزای فرعی شامل اینتراکلت با اندازه ۲/۲ - ۳/۷ میلی‌متر (۴ درصد)، دوکفه‌ای (۵ درصد)، جلبک سبز (۲ درصد)، کرینوئید (۲ درصد)، بریوزوئر (۱-۲ درصد) و اربیتولینید و شکم‌پا (۱ درصد) است. آئیدها عمدتاً از نوع گرد شده و شعاعی هستند و درصد آئیدهای سطحی پایین است. اینتراکلت‌ها از ذرات پلوئید و آئید تشکیل شده‌اند. گل آهکی و سیمان کلسیتی (۳۰ درصد) زمینه رخساره را تشکیل می‌دهند. جورشدگی اجزای تشکیل دهنده در این رخساره ضعیف بوده و شواهد میکریتی شدن و حفاری پوسته‌های فسیلی در آن دیده می‌شود.



شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌های لاگون محصور (الف - ت) و نیمه محصور (ث - ج؛ الف) رخساره مادستون؛ ب) رخساره وکستون - پکستون با پوسته‌های فسیلی میکریتی شده؛ پ) رخساره وکستون آئیددار ماسه‌ای (O: آئید؛ ت) رخساره پکستون پلوئیددار ماسه‌ای؛ ث) رخساره فلوئستون - ردستون اینتراکست و آئیددار (I: اینتراکست، O: آئید؛ ج) رخساره پکستون - گرینستون آئیددار.

روزن‌داران میلیولیدی و مقادیر فراوان گل آهکی در آنها (رخساره‌های مادستون، مادستون ماسه‌ای و وکستون آئیددار ماسه‌ای) و حضور پلوئید به عنوان تشکیل دهنده اصلی در

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌های لاگون محصور و نیمه محصور

در این مجموعه رخساره‌ای شواهدی چون تنوع پایین پوسته‌های فسیلی، وجود استراکودهای پوسته ستر و

رخساره‌های پکستون پلوئیددار ماسه‌ای و پکستون - گریستون آئید و پلوئیددار حاکی از ته‌نشست این رخساره‌ها در یک محیط آرام، کم انرژی با گردش آب محدود است (Colombie & Strasser, 2005; Gallagher, 1998; Arnal et al., 2009; Wanas, 2008; Bachmann & Hirsch, 2006; Moosavizadeh, Bassi & Nebelsick, 2010; et al., 2014). پوسته‌های استراکود محیط زیست متنوعی دارند و در آب‌های شیرین، شور، لب‌شور و فوق‌العاده شور قادر به ادامه حیات می‌باشند (Friedman & Lundin, 2001; Hairapetian et al., 2011). لاگون‌های کربناته در پشت سدها به طور کلی محل ته‌نشست و تجمع رسوبات دانه‌ریز هستند و در بسیاری از حالات همراه با موجودات محیط‌های محدود می‌باشند. بسیاری از لاگون‌ها توسط سدهای کربناته از تأثیر امواج به دور مانده و رسوبات عمده آنها پکستون‌ها و گل‌سنگ‌های آهکی هستند. پلوئیدها در محیط‌های کم انرژی، آب‌های کم ژرفا نظیر خلیج‌ها و لاگون‌ها تشکیل می‌شوند (Burchette & Wright, 1992). در مناطقی که چرخش آب درون لاگون‌ها کم است تنوع گونه‌ها نیز کم است، هرچند برخی از گونه‌ها ممکن است به تعداد زیاد وجود داشته باشند. وجود بایو کلاست‌های متنوع تر و شاخصه دریای نرمال مانند اکینودرم، بازوپا به همراه مقادیر قابل توجه آئید با ضریب تخریبی عمدتاً بالا در رخساره‌هایی مانند پکستون - گریستون آئید / پلوئیددار (C6)، فلوئستون - ردستون اینتراکلاست و آئیددار (C7) و فلوئستون - ردستون آئید و بایو کلاست دار (C5) و اندازه درشت دانه‌های کربناته در آنها و همچنین وجود مقادیری سیمان اسپاری بین دانه‌های کربناته نشان دهنده شرایط پرانرژی تر نسبت به دیگر رخساره‌های لاگونی و ارتباط نسبی و دوره‌ای محیط ته‌نشینی این رخساره‌ها با آب‌های دریایی نرمال است (Bachmann, Colombie & Strasser, 2005; Moosavizadeh et al., 2014; & Hirsch, 2006). بنابراین

این رخساره‌ها در یک محیط لاگونی نزدیک به سد⁹ ته‌نشست یافته‌اند. وجود انواع مختلف آئید در این رخساره‌ها مانند آئیدهای گرد شده و شعاعی، آئیدهای کشیده و سطحی و آئیدهای میکریتی بیانگر شرایط گوناگون تشکیل آنها است به طوری که آئیدهای سطحی عمدتاً در شرایط آرام‌تر و آئیدهای میکریتی و گرد شده با فابریک شعاعی در یک شرایط پرانرژی و آشفته تشکیل می‌شوند (Palma et al., 2007). در حقیقت بیشتر اجزای تشکیل دهنده این رخساره‌ها همچون آئید، اینتراکلاست و پوسته‌های فسیلی از بخش پشته‌های ماسه‌ای و دریای باز به محل ته‌نشست نهایی در یک موقعیت لاگونی حمل شده‌اند. وجود پوشش‌های میکریتی و بعضاً حفاری در پوسته‌های فسیلی در رخساره‌های حاوی پوسته‌های فسیلی دریایی نیز بیانگر دوره‌های آرامش و کاهش نرخ رسوب گذاری است (Palma et al., 2007; 2009; Arnal et al., 2012, 2013; Sharafi et al., 2014). در مقابل رخساره‌های C1-C4 (مادستون ماسه‌ای، وکستون ماسه‌ای آئیددار، وکستون - پکستون بایو کلاست دار و پکستون ماسه‌ای پلوئیددار) در لاگون محصور ته نشین شده‌اند. این مجموعه رخساره‌ای به محیط لاگونی تعلق دارد و با توجه به این که میزان شوری آن با دریای معمولی متفاوت است بنابراین موجودات حساس به شوری در این محیط به میزان کمتری یافت می‌شوند. از محیط‌های عهد حاضر که این رخساره‌ها در آنها در حال تشکیل می‌باشند می‌توان به خلیج فارس و تختگاه باهما اشاره کرد (Alsharhan & Kendall, 2003).

مجموعه رخساره‌ای پهنه کشندی (D)^{۱۰}

این مجموعه تنها شامل رخساره پکستون پلوئیدی لامینه‌ای (D1) است.

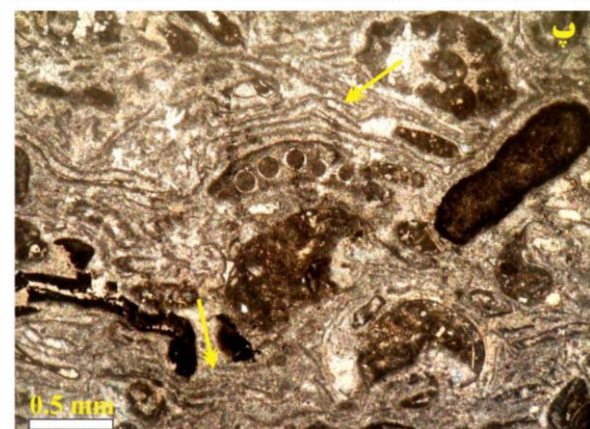
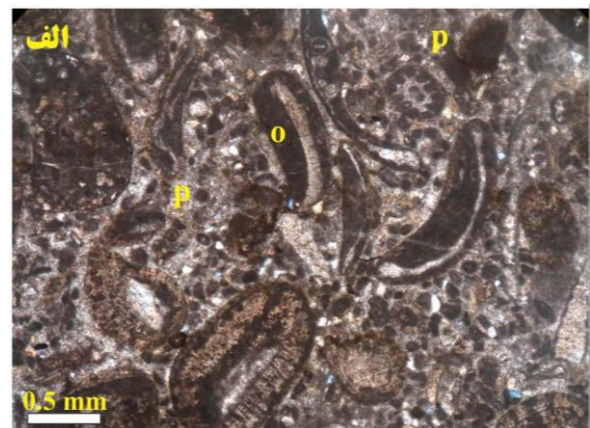
9- Semi-restricted Lagoon

10- Tidal flat

(۵ درصد)، بازوپا (۲ درصد)، روزن‌داران کف‌زی (۲ درصد)، استراکود (۱ - ۲ درصد) و شکم‌پا، کرینوتید، آئید و ایتراکلاست (جمعاً ۳ درصد) اجزای فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. لامینه‌های میکروبیال موازی تا انحنادار و گنبدی شکل بین اجزای تشکیل دهنده این رخساره قرار داشته به صورتی که ظاهراً در اطراف آنها کشیده شده‌اند (شکل ۶پ). شواهد فعالیت‌های میکروبیال به صورت ایجاد پوشش‌های میکربیتی در اطراف دانه‌ها نیز به خوبی مشهود است. زمینه این رخساره از گل آهکی است. این رخساره تنها در برش قرقره شناسایی شده و در ارتباط با رخساره لاگونی محصور (و کستون بیوکلاستی) است (شکل ۲).

محیط رسوبی مجموعه رخساره‌ای (D)

حضور پلوئید به عنوان تشکیل دهنده اصلی این رخساره بیانگر تشکیل آن در یک محیط آرام و کم انرژی با گردش اندک آب مانند محیط لاگونی است (Colombie & Strasser, 2005; Bachmann & Hirsch, 2006; Moosavizadeh et al., 2014). فعالیت‌های میکروبیال به صورت پوشش‌های میکربیتی بر روی پوسته‌های فسیلی ظاهر شده است، وجود این شرایط آرام و همچنین نرخ پایین رسوب‌گذاری در زمان ایجاد آنها را نشان می‌دهد (Palma et al., 2007; Arnal et al., 2009; Sharafi et al., 2012). پوشش‌های میکروبی موازی و گنبدی شکل که در اطراف دانه‌ها کشیده شده است احتمالاً به صورت اتصال دهنده رسوبات عمل کرده و نقش اصلی را در تشکیل این رخساره در یک موقعیت پهنه کشندی داشته‌اند. این نوع لامینه‌های موازی تا کمی انحنادار ساده‌ترین نوع پوشش‌های میکروبیال بوده که معمولاً در پهنه‌های کشندی و به طور مشخص در بخش بالایی آن در یک شرایط کم انرژی تشکیل می‌شوند (Bayet-Glunac & Walker, 2000; Goll et al., 2014).



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌ای لاگون نیمه‌محصور (الف - ب) و پهنه کشندی (پ); (الف) رخساره پکستون - گرینستون آئید و پلوئیددار (o: آئید، p: پلوئید); (ب) رخساره فلوستون - ردستون آئید و بیوکلاستدار (o: آئید، b: بازوپا); (پ) رخساره پکستون پلوئیددار با لامینه‌های میکروبی که در اطراف پلوئیدها به شکل مستقیم تا کمی انحنادار کشیده شده‌اند (پیکان زرد رنگ).

رخساره پکستون پلوئیدی لامینه‌ای (D1)

پلوئید با اندازه ۰/۱ - ۱/۲ میلی‌متر (۴۵ - ۵۰ درصد) تشکیل دهنده اصلی این رخساره است (شکل ۶پ). جلبک سبز

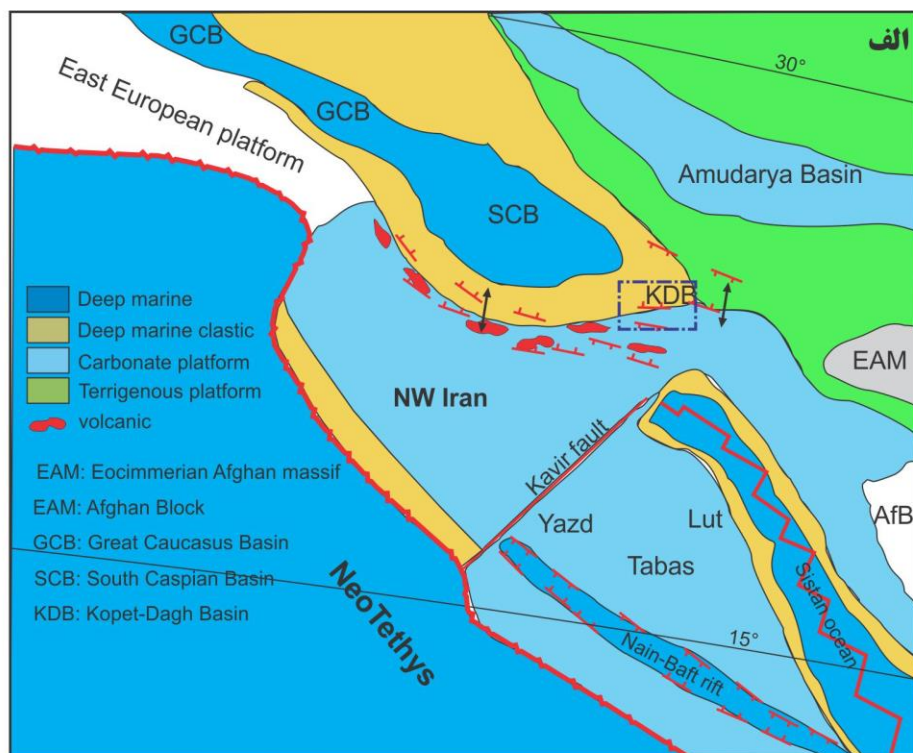
مدل رسوبی و عوامل کنترل کننده

در این قسمت با توجه به نوع و فراوانی دانه‌های کربناته و سایر ویژگی‌های بافتی و ساختی که با استفاده از مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی حاصل شده است و همچنین با مقایسه تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌های مختلف در توالی مطالعه شده، مدل رسوبی نهشته‌های ناحیه مورد مطالعه ارائه شده است. در توالی‌های مورد مطالعه سازند تیرگان، اختلاف اندکی در سبزی برای برش‌ها مشاهده می‌شود (بین ۴۰ و ۳۶ متر) و مجموعه‌های رخساره‌ای به طور جانبی قابل انطباق هستند (شکل ۲). همچنین مجموعه‌های رخساره‌ای در حالت عمودی به تدریج به یکدیگر تبدیل شده و تغییرات ناگهانی در الگوی انباشتگی آنها مشاهده نمی‌شود (شکل ۲). این شواهد همراه با نبود رخساره‌های توریدایتی مربوط به شکستگی در شیب حوضه، تغییرات تدریجی و عادی رخساره‌ها از بخش‌های ژرف‌تر دور از ساحل و رمپ میانی (مجموعه رخساره‌ای دریای باز، A) به بخش‌های کم ژرفا و پرانرژی‌تر مانند پشته‌های ماسه‌ای و لاگون در رمپ درونی (مجموعه‌های رخساره‌ای B و C) و پهنه کشندی (مجموعه رخساره‌ای D)، مدل رسوبی سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه را می‌توان از نوع رمپ با شیب یکنواخت در نظر گرفت (شکل ۷) (Read, 1982; Pomar et al., 2002; Bernaus et al., 2003; et al., 2010; Flugel, 2012; Pomar et al., 2012; Brandano et al., 2012). به طور کلی رمپ‌های کربناته دارای شیب آرام (کمتر از ۱ درجه) بوده و رخساره‌های کم ژرفای آب‌های آشفته در منطقه نزدیک به ساحل و به سمت آب‌های عمیق شکستگی مشخصی ندارد (Read, 1982) و از این جهت با توجه به مطالعات انجام شده بر روی سازند تیرگان می‌توان محیط رسوبی این سازند را نیز یک رمپ کربناته با شیب آرام در نظر گرفت. فراوانی رخساره‌های طوفانی در توالی‌های مورد مطالعه این تفسیر را تأیید می‌نماید به طوری که وجود یک

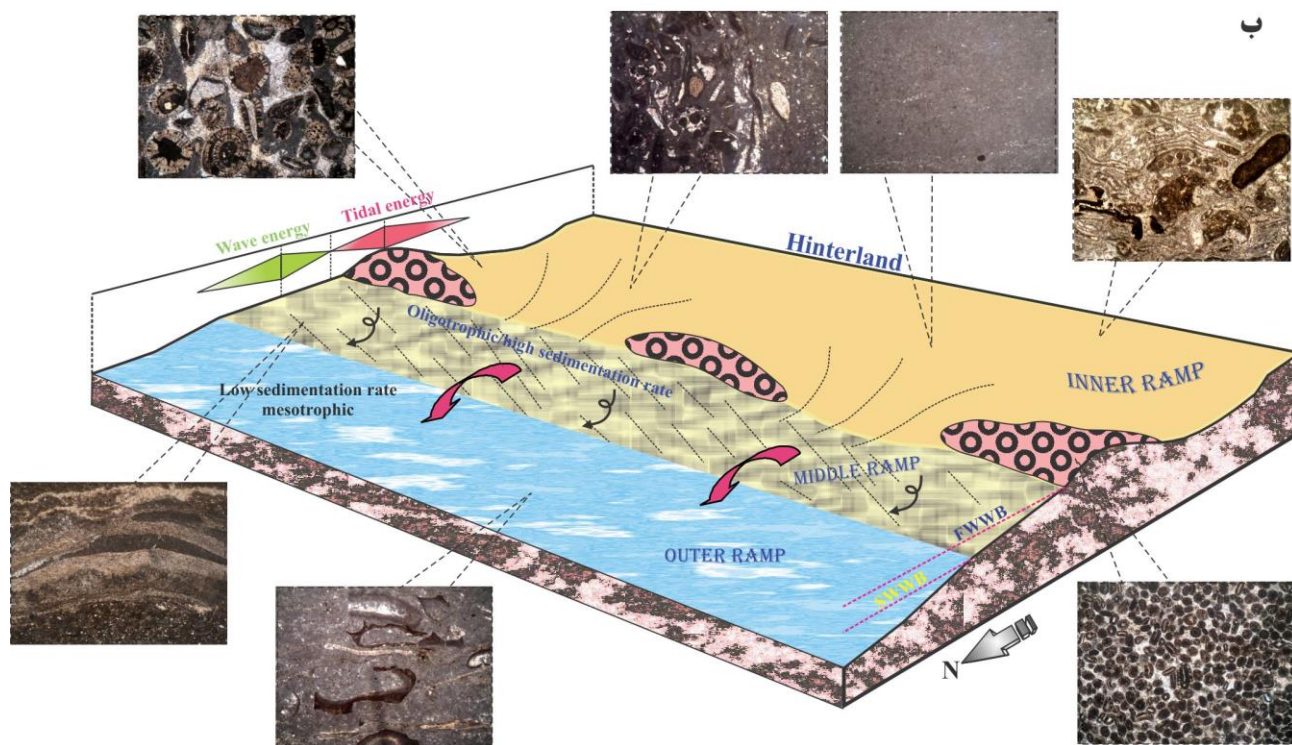
سد / ریف برجسته در لبه پلتفرم (نوع شلف لبه‌دار) باعث کاهش قابل توجه ورود جریان‌ات طوفانی به بخش‌های درونی پلتفرم می‌شود.

رمپ‌ها به سه قسمت رمپ داخلی، میانی و خارجی تقسیم می‌شوند. رخساره‌های موجود در برش‌های مورد مطالعه در هر سه بخش رمپ داخلی، رمپ میانی و خارجی وجود دارند. رمپ درونی بالاتر از حد اثر امواج معمولی قرار داشته و اجزای تشکیل دهنده رخساره‌های آن عمدتاً از نوع درجا‌زا هستند، هر چند که ممکن است مقداری حمل و نقل محلی به خصوص در بخش سدی را تحمل کرده باشند. تنوع بالای رخساره‌های لاگونی احتمالاً نشان دهنده وسعت نسبی زیرمحیط لاگون است که این خود از ویژگی‌های پلتفرم‌های کربناته نوع رمپ است، هر چند برای اثبات این موضوع نیاز به مطالعه تعداد قابل توجهی از برش‌های سازند تیرگان و بازسازی جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی کپه‌داغ در بازه زمانی بارمین - آپتین است. رمپ میانی از قاعده اثر امواج عادی تا قاعده امواج طوفانی گسترش دارد، هر چند ژرفای آب برای این مرزها متفاوت است (Burchette & Wright, 1992). رخساره‌های رمپ بیرونی نیز از اجزای درجا‌زا در شرایط هوازی تا نیمه هوازی در یک محیط آرام و کم انرژی که گاه توسط امواج و جریان‌ات تحت تأثیر قرار گرفته است، تشکیل یافته‌اند (شکل ۷). پهنه نوری در زیر حد امواج آرام با غلبه رخساره‌های دانه درشت فلوئستون - ردستون بیوکلاست، اینتراکلاست و آئیددار با تنوع بالای پوسته‌های فسیلی دریایی عادی مانند بازوپا، کرینئید، بریوزوئر و جلبک‌های سبز مشخص بوده و توسط امواج مکرراً جابه‌جا می‌شوند (که با وجود خرد شدگی شدید در پوسته‌های فسیلی به ویژه بازوپا و ایجاد رخساره‌های طوفانی¹¹ شناسایی می‌شود) (Bernaus; Madi et al., 1996)

شکل ۷: الف) نقشه جغرافیای دیرینه خاورمیانه (برگرفته از Barrier & Vrielynck, 2008); ب) مدل رسوبی سازند تیرگان در منطقه بزنگان از نوع رمپ با شیب یکنواخت؛ بخش پشته ماسه‌ای و تاحدی لاگون نیمه محصور عمدتاً تحت تأثیر جریانات کشندی بوده در حالی که فعالیت امواج طوفانی در بخش میانی رمپ غالب است که با وجود رخساره‌های طوفانی مشخص می‌شود.



ب



رخساره‌های کمریندهای رخساره‌ای مختلف مشخص می‌شود، موجب فعالیت شدید و تنوع زیستی بالای موجودات در این پلتفرم کربناته گردیده است. این عامل همراه با تغییرات انرژی و نوع فرآیند رسوبی (کشند و

Brandano et al., 2003; Pomar et al., 2012). تأمین پیوسته و فراوانی مواد غذایی از بخش بالادست (فرآیند خارج حوضه‌ای) به حوضه رسوبی سازند تیرگان که با وجود ذرات سیلیسی - آواری در بخش عمده

امواج) (عوامل درون حوضه‌ای) که تأثیر مستقیم بر روی گردش آب و میزان آشفته‌گی در بخش‌های مختلف سیستم رسوبی کربناته سازند تیرگان داشته است، از عوامل اصلی کنترل کننده توزیع رخساره‌ها و تنوع زیستی مشاهده شده است. بخش رمپ درونی که تحت نفوذ کشند بوده و در نتیجه تغییرات درجه شوری بالاتری را متحمل می‌شده است، از تنوع زیستی پایین‌تری برخوردار است در صورتی که در بخش رمپ میانی تحت نفوذ امواج تغییرات درجه شوری اندک موجب تنوع زیستی و فعالیت بالای موجودات و تولیدات آلی بالا¹² در این موقعیت رسوبی شده است. در عین حال دوره‌های افزایش فعالیت امواج (افزایش آشفته‌گی) منطبق با کاهش فعالیت موجودات و ایجاد رخساره‌های طوفانی متشکل از پوسته‌های فسیلی خرد شده هستند. در مراحل آرامش بین فعالیت امواج طوفانی، فعالیت موجودات افزایش یافته که موجب ظهور و توسعه شدید فابریک‌های پوشش میکربیتی و حفاری در پوسته‌های فسیلی گردیده است.

بررسی تغییرات ستبرای سازند تیرگان در گستره حوضه رسوبی کپه‌داغ نشان دهنده تغییرات شدید از شرق - جنوب شرق به شمال غرب این حوضه است، به طوری که برش‌های شرقی از ستبرای بسیار پایینی برخوردار بوده (برای مثال ۳۶ و ۴۰ متر در برش‌های مورد مطالعه و برش‌های شورآب به ستبرای ۲۰ متر و ناودیس خور در ناحیه کلات به ستبرای ۵۰ تا ۶۰ متر) و به طرف شمال غرب بر ستبرای سازند تیرگان افزوده می‌شود (برای مثال برش‌های مسی‌نو در شمال بجنورد و قزل‌تپه به ترتیب با ستبرای ۸۵۰ و ۱۰۰۵ متر). علاوه بر این، منطبق با این روند تغییرات رخساره‌ای نیز مشاهده می‌شود به نحوی که در بخش‌های شرقی این سازند عمدتاً متشکل از لایه‌های ستبر

سنگ آهک آلیتی و اربیتولینیدار با میان لایه‌های نازک مارن است و به طرف شمال غرب بر میزان لایه‌های مارنی و سنگ آهک مارنی افزوده می‌شود. این موضوع نشان دهنده روند کلی ژرف شونده‌گی حوضه رسوبی کپه‌داغ به طرف شمال غرب است که حتی بعد از زمان ته‌نشینی سازند تیرگان و تا انتهای کرتاسه مشاهده شده است (برای مثال سازند آیتامیر به سن آلبین - سنومانین) (Sharafi et al., 2012, 2013).

نتیجه‌گیری

سازند تیرگان در ناحیه بزنگان عمدتاً شامل شیل‌های سبز و خاکستری با میان لایه‌هایی از سنگ آهک‌های نازک لایه در بخش پایین و سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه با میان لایه‌های سنگ آهک مارنی در بخش بالایی بوده و به طور کلی از ۱۶ رخساره کربناته و سیلیسی - آواری تشکیل یافته است. این رخساره‌ها در پنج مجموعه رخساره‌ای پهنه کشندی، لاگون و پشته ماسه‌ای متعلق به رمپ درونی، و بخش دریای باز کم ژرفا تا دور از ساحل متعلق به رمپ میانی و بیرونی قرار می‌گیرند. مقایسه تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها در توالی‌های مطالعه شده بیانگر وجود تغییرات تدریجی و عادی رخساره‌ها از بخش‌های ژرف‌تر دور از ساحل با رخساره‌های غالباً دانه ریز شیلی به سنگ آهک و سنگ آهک‌های مارنی بخش میانی تا درونی رمپ متشکل از رخساره‌های عمدتاً بیوکلاستی دانه درشت (رمپ میانی) تا آئید و اینتراکلاست دار ماسه‌ای (پشته‌های ماسه‌ای) و پکستون - گرینستون تا مادستون آئید و بیوکلاست دار (موقعیت لاگونی) است که نشان دهنده تشکیل رسوبات سازند تیرگان در رمپ با شیب یکنواخت است. تنوع بالای پوسته‌های فسیلی در رخساره‌های رمپ میانی بیانگر وجود شرایط مطلوب از نظر وجود مواد غذایی، گردش آب، سطح اکسیژن و نور در محیط

رسوب گذاری آنها است که باعث افزایش تولیدات آلی در این بخش از حوضه رسوبی گردیده است. وجود جریانات پیوسته و پرانرژی در بخش رمپ درونی و ایجاد آشفستگی در بستر رسوبی به ویژه در بخش پشته ماسه‌ای به تشکیل رخساره‌های گریستونی آئیدی و اینتراکست‌دار با آئیده‌های عمدتاً گرد شده و شعاعی و میکریتی با ساخت‌های رسوبی طبقه بندی مورب سطح و بسته‌های رسوبی کشتی منجر شده است.

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: کپه‌داغ. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۲۷۵ ص.
- شرفی، م.، عاشوری، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م.، ۱۳۸۸. چینه نگاری سکانشی سازند آیتامیر (آلین - سنومانین) در ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ. *مجله علوم دانشگاه تهران*، ۳۵: ۲۰۱ - ۲۱۱.
- شرفی، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م.، ۱۳۹۰. کاربرد لایه‌های پرفسیل در تفسیر چینه نگاری سکانشی سازند آیتامیر در ناودیس‌های شیخ و بی‌بهره - باختر کپه‌داغ. *فصلنامه زمین شناسی ایران*، ۱۷: ۳۱ - ۴۷.
- Adabi, M.H., & Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Muzdiran formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72: 253-267.
- Afshar-Harb, A., 1982. Geological Map of Sarakhs Area 1:250,000. *National Iranian Oil Company (NIOC), Exploration and Production*, Tehran, 1 Sheet.
- Alsharhan, A.S., & Kendall, C.G.St.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews*, 61: 191-243.
- Bacelle, L., & Bosellini, A., 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. *Annali dell'Università di Ferrara, Sezione. IX, Scienze Geologiche e Paleontologiche*, 1 (3): 59-62.
- Bachmann, M., & Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Barrier, E., & Vrielynck, B., 2008. Map 6: Middle Aptian (121.0-115.0 Ma). In: Barrier, E., & Vrielynck, B. (eds.), Palaeotectonic maps of the Middle East e tectono-sedimentary-palinsspastic maps from the Late Norian to Pliocene. *Commission for the Geological Map of the World (CGMW / CCGM)*, Paris.
- Bassi, D., & Nebelsick, J.H., 2010. Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 258-280.
- Bauer, J., Bremen, J.K., & Bochum, T.S., 2002. Platform Environments, Microfacies and Systems Tracts of the Upper Cenomanian - Lower Santonian of Sinai, Egypt. *Facies*, 47: 1-26.
- Bayet-Goll, A., Geyer, G., Wilmsen, M., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014. Facies architecture, depositional environments, and sequence stratigraphy of the Middle Cambrian Fasham and Deh-Sufiyan Formations in the central Alborz, Iran. *Facies*, 60: 815-841.
- Bernaus, G. M., Arnaud-Vanneau, A., & Caus, E., 2003. Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian-Early Aptian of the Organya basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 159: 177-201.
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Moreno-Bedmar, J.A., & Bitzer, K., 2009. Sequence stratigraphy and architecture of a late Early-Middle Aptian carbonate platform succession from the western Maestrat Basin (Iberian Chain, Spain). *Sedimentary Geology*, 219: 280-301.
- Brandano, M., Lipparini, L., Campagnoni, V., & Tomassetti, L., 2012. Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 255-256: 29-41.

- Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Colombie, C., & Strasser, A., 2005. Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Sedimentology*, 52: 1207-1227.
- Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Frey, S.E., & Gingras, M.K., 2010. Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology*, 279: 42-61.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association Petroleum Geologists Memoire*, 1: 108-121.
- Embry, A.F.I., & Klovan, J.E., 1972. Absolute water depth limits of late devonian paleoecological zones. *Geology Rundsch*, 61: 672-686.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate rocks. *Springer-Verlag*, 976 p.
- Friedman, G.M., & Lundin, R.F., 2001. Ostracodes as indicators of brackish water environment in the Catskill Magnafacies (Devonian) of New York state: Discussion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171: 73-79.
- Fürsich, F.T., Werner, W., & Schneider, S., 2009. Autochthonous to parautochthonous bivalve concentrations within transgressive marginal marine strata of the Upper Jurassic of Portugal. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 89 (3): 161-190.
- Gallagher, S.J., 1998. Controls on the distribution of calcareous Foraminifera in the Lower Carboniferous of Ireland. *Marine Micropaleontology*, 34: 187-211.
- Glumac, B., & Walker, K.R., 2000. Carbonate deposition and sequence stratigraphy of the Terminal Cambrian Gr Cycle in the Southern Appalachians, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 952-963.
- Hairapetian, V., Mohibullah, M., Tilley, L.J., Williams, M., Miller, C.G., Afzal, J., Ghobadi Pour, M., & Hejazi, S.H., 2011. Early Silurian carbonate platform ostracods from Iran: A peri-Gondwanan fauna with strong Laurentian affinities. *Gondwana Research*, 20, 645-653
- Heckel, P.H., 1972. Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 7-18.
- Jank, M., Wetzel, A., & Meyer, C.A., 2006. Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethyan realm in Western Europe. *Facies*, 52: 487-519.
- Kalantary, A., 1987. Biofacies relationship of the Kopet-Dagh region. *National Iranian Oil Company, Exploration and Production Group*, Tehran, Sheet 1.
- Madi, A., Bourque, P.A., & Mamet, B.I., 1996. Depth-related ecological zonation of a carboniferous carbonate ramp: Upper Viséan of Béchar Basin, Western Algeria. *Facies*, 35: 59-80.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavoosi, M.A., & Schlagintweit, F., 2014. Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Plate, Zagros fold-thrust belt, Iran). *Bulletin of Geosciences*, 90 (1): 145 - 172.
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R.L., 1992. Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) Sandstones, Eastern Kopet-Dagh Basin, Northeastern Iran. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 76: 1200-1208.
- Palma, R.M., López-Gómez, J., & Piethé, R.D., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195: 113-134.
- Pomar, L., Bassant, Ph., Brandano, M., Ruchonnet, C., & Janson, X., 2012. Impact of carbonate producing biota on platform architecture: Insights from Miocene examples of the Mediterranean region. *Earth Science Reviews*, 113: 186-211.
- Pomar, L., Obrador, A., & Westphal, H., 2002. Sub-wave base cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, 49: 139-169.
- Raisossadat, N., & Moussavi-Harami, R., 2000. Lithostratigraphic and facies analysis of Sarcheshmeh Formation (Lower Cretaceous) in the eastern Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Cretaceous Research*, 21: 507-516.
- Read, J.F., 1982. Carbonate margins of passive (extensional) continental margins types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-212.

- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 69: 1-21.
- Reolid, M., Tovar, F.J.R., Nagy, J., & Olóriz, F., 2008. Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, southern Spain): Characterization of biofacies and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261: 280-299.
- Saller, A., Reksalegora, S.W., & Bassant, P., 2010. Sequence Stratigraphy and Growth of Shelfal Carbonates in a Deltaic Province, Kutai Basin, Offshore East Kalimantan, Indonesia. In: Morgan, W.A., George, A., Harris, P.M., Kupecz J.A., & Sarg, F.J., (eds.), *Cenozoic Carbonate Systems of Australasia. SEPM Special Publication*, Tulsa, 95: 147-174.
- Sharafi, M., Mahboubia, A., Moussavi-Haramia, R., Mosaddegh, H., & Mahmudy Gharaie, M.H., 2014. Trace fossils analysis of fluvial to open marine transitional sediments: Example from the Upper Devonian (Geirud Formation), Central Alborz, Iran. *Palaeoworld*, 23: 50-68.
- Sharafi, M., Ashuri, M., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2012. Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld*, 21: 202-216.
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ashuri, M., & Rahimi, B., 2013. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Aitamir Formation (Albian-Cenomanian), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67-68: 171-186.
- Strasser, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1991, Carbonate Sedimentology. *Blackwell*, Oxford, 482 p.
- Wanas, H.A., 2008. Cenomanian rocks in the Sinai Peninsula, Northeast Egypt: Facies analysis and sequence stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 52: 125-138.
- Wilmsen, M., Niebuhr, B., & Hiss, M., 2005. The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system. *Facies*, 51: 242-263.



مقایسه ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها در مطالعه شاخص‌های آب و هوایی: مثالی از سازند شورجه

مهناز کشمیری^۱، محمد حسین محمودی قرائی^{۲*}، سید رضا موسوی حرمی^۳، اسداله محبوبی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: mhmgharaie@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۷/۱۷

تاریخ دریافت: ۹۹/۴/۶

چکیده

تحلیل ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی یکی از ابزارهای مهم در تعیین ویژگی‌های مختلف خاستگاه است. در این پژوهش ۱۳ نمونه سیلیسی - آواری از سازند شورجه شامل ۷ نمونه ماسه‌سنگی و ۶ نمونه شیلی جهت بررسی و تحلیل ژئوشیمیایی عناصر اصلی، انتخاب شد. مطالعات خاستگاه معمولاً شامل هوازگی ناحیه منشأ، شرایط آب و هوایی دیرینه، تکتونیک منطقه، و سنگ شناسی سنگ منشأ می‌باشد. در این پژوهش، رفتار متفاوت ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌هایی که دارای کانی‌های رسی هستند، در مطالعات هوازگی ناحیه منشأ و شرایط آب و هوایی قدیمه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند. نمودارهای دوتایی و مثلثی A-CN-K برای تفسیر شرایط آب‌وهوایی دیرینه رسوبات سیلیسی - آواری شامل ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها استفاده می‌شود. مطالعات انجام شده نشان داد استفاده از نمودار دوتایی برای نمونه‌های شیلی دربردارنده کانی‌های رسی نتایج درستی را ارائه نمی‌دهد و برای این منظور، بهتر است از نمودار مثلثی A-CN-K استفاده شود تا از بروز خطا در تجزیه و تحلیل داده‌ها جلوگیری شود. در مورد نمونه‌های ماسه‌سنگی نیز بهتر است با مطالعه دقیق پتروگرافی و همچنین استفاده از تصاویر میکروسکپ الکترونی، نمونه‌هایی انتخاب شوند که کمترین تأثیرپذیری را از فرآیندهای دیاژنزی داشته باشند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی؛ کانی رسی؛ آب و هوای قدیمه؛ سازند شورجه.

مقدمه

پتروگرافی و ژئوشیمی می‌توان شرایط آب و هوای دیرینه در سنگ‌های سیلیسی - آواری به ویژه ماسه‌سنگ‌ها را تعیین نمود. تعیین شرایط آب و هوای دیرینه، در بازسازی جغرافیای دیرینه تأثیر به سزایی دارد (Garzanti & Resentini, 2016). مطالعات دقیق میکروسکپی پلاریزان و کاتدولومینسانس بر روی دانه‌های کوارتز (Basu et al., 1975)، انواع فلدسپات (Pettijohn et al., 1987) و خرده‌سنگ‌ها (Pitman, 1970)

ارتباط بین ترکیب رسوبات سیلیسی - آواری، موقعیت تکتونیک و خاستگاه رسوبات توسط محققین زیادی بررسی شده است (Khazaei et al.; Shadan & Hosseini-Barzi, 2013; Popeko et al., 2020; al., 2018). این رسوبات همواره تحت تأثیر عواملی مانند ترکیب سنگ منشأ، هوازگی شیمیایی، مسافت حمل و نقل و تغییرات دیاژنزی پس از رسوب گذاری هستند. با استفاده از روش‌های متفاوتی نظیر

از جمله روش‌های متداول هستند. از روش‌های دیگر می‌توان به استفاده از میکروسکپ الکترونی و نیز تعیین ترکیب شیمیایی ذرات با استفاده از EDX اشاره کرد (Asiedu *et al.*, 2000). اگرچه فرآیندهای دیاژنزی از جمله تبلور مجدد، آلیتی شدن فلدسپات‌ها و دگرسانی کانی‌های فرعی می‌توانند اختلالاتی در تفسیر خاستگاه ماسه‌سنگ‌ها ایجاد کنند، اما با وجود این، از ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌ها به عنوان یک ابزار قوی در مطالعات خاستگاه استفاده می‌شود (Zimmermann & Bahlburg, 2003). همچنین رسوبات شیلی به واسطه دانه ریز بودن و نفوذپذیری اندک، توانایی حفظ ترکیب کانی‌های سنگ منشأ در خود را دارند و از این رو در مطالعات خاستگاهی بسیار مورد توجه هستند (Khanehbad *et al.*, 2012). در این مطالعه، پراکندگی عناصر اصلی در ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند شوریه با مقادیر تعریف شده استاندارد مقایسه شده و اطلاعاتی در خصوص شرایط آب و هوایی دیرینه با تأکید بر هوازگی شیمیایی این سنگ‌ها ارائه شده است. نتایج حاصل از آنالیز ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های مورد مطالعه، تفاوت‌های عمده‌ای دارد که در این پژوهش به بررسی این تفاوت‌ها پرداخته شده و امید است تا بتواند این نوع مقایسه‌ها در سایر نقاط مورد استفاده قرار گیرد.

زمین شناسی و چینه شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از حوضه رسوبی کپه‌داغ است که در شمال شرقی ایران و در حاشیه جنوبی صفحه توران قرار دارد (افشارحرب، ۱۳۷۳). این حوضه رسوبی درون قاره‌ای بوده که از بسته شدن اقیانوس هرسی‌نین و پس از کوه‌زایی تریاس میانی شکل گرفته است (Ramazani Oomali *et al.*, 2008). گسترش سازند شوریه به سن کرتاسه پیشین از شرق تا غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ را دربرمی‌گیرد. مطالعه رخساره‌های سنگی و تفسیر محیط رسوبی سازند شوریه به ویژه در

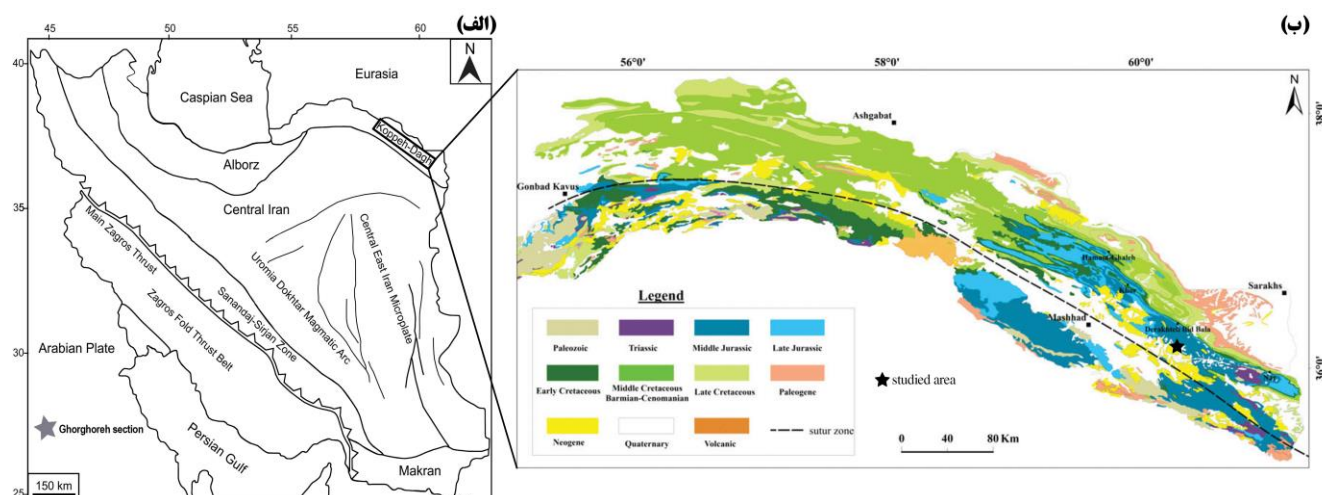
قسمت‌های شرقی و جنوب شرقی حوضه کپه‌داغ نشان دهنده این است که رسوبات این سازند در نواحی شرقی و جنوب شرقی حوضه، بیشتر در سیستم رودخانه‌ای بریده بریده با بستر گراولی نهشته شده‌اند، در حالی که به سمت نواحی مرکزی و غربی حوضه، تنوعی از سیستم‌های رودخانه‌ای مئاندری، دشت ساحلی، دریاچه‌های شور و محیط دلتایی را برای رسوبات این سازند پیشنهاد می‌کنند (Moussavi-Harami *et al.*, 2009).

برش قرقره در عرض جغرافیایی $36^{\circ} 13' 56''$ شمالی و طول جغرافیایی $60^{\circ} 27' 43''$ شرقی و در فاصله ۱۲۰۰ متری جنوب شرقی روستای قرقره واقع شده و ستبرای سازند شوریه در این برش ۲۸۶ متر است (شکل‌های ۱ و ۲). نهشته‌های سازند شوریه بیشتر ماسه‌سنگی و کنگلومرایی است که در یک محیط قاره‌ای رسوب‌گذاری کرده است (مرتضوی، ۱۳۹۲). این سازند بر روی سازند کربناته مزدوران با یک مرز فرسایشی و در زیر سازند کربناته تیرگان با تغییر رخساره تدریجی قرار گرفته است.

توالی چینه شناسی سازند شوریه در این مطالعه بر مبنای تغییرات سنگ شناختی به سه واحد تقسیم شده است (شکل ۳الف) که شامل واحد شیل و ماسه‌سنگ زیرین، واحد کنگلومرای میانی و واحد شیل و ماسه‌سنگ بالایی به شرح زیر می‌باشند:

واحد شیل و ماسه‌سنگ زیرین: این بخش حدود ۷۰ متر ستبرای دارد (شکل ۳ب) و شامل طبقات قرمز رنگ شیلی و ماسه‌ای است. طبقات نازک لایه شیلی، توده‌ای تا لامینه‌ای بوده و آثار لایه بندی افقی و طبقه بندی مورب مسطح در ماسه‌سنگ‌های متوسط لایه این بخش مشاهده می‌شود.

واحد کنگلومرای میانی: ستبرای این واحد حدود ۱۳۵ متر است (شکل ۳ج). این واحد در پایه یک واحد غنی از قطعات سنگ آهکی دارد که شامل کنگلومراهای نازک تا



شکل ۱: الف) نقشه ساختاری که منطقه مورد مطالعه و موقعیت مکانی برش چینه‌شناسی مورد مطالعه در آن نشان داده شده است (برگرفته از Agard et al., 2011؛ باندکی تغییرات). ب) موقعیت برش مورد مطالعه بر روی نقشه زمین‌شناسی کپه‌داغ، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ (برگرفته از سهندی و سهیلی، ۱۳۹۳؛ با تغییرات).

انجام گرفت و پس از مطالعات دقیق پتروگرافی بر روی مقاطع نازک تهیه شده از ماسه‌سنگ‌ها، تعداد هفت نمونه متوسط دانه، با جورشدگی خوب و کمترین مقدار کربنات کلسیم و حداقل میزان هوازدگی انتخاب شد. همچنین تعداد شش نمونه شیلی با کمترین محتوای کربنات کلسیم انتخاب گردید. نمونه‌ها پس از پودر شدن و انجام مراحل اولیه آماده سازی، جهت انجام آنالیز عناصر اصلی به روش XRF به آزمایشگاه تابان گستر تهران ارسال شد و با استفاده از دستگاه فیلیپس مدل Panalytical مورد آنالیز قرار گرفت. دقت این دستگاه برای اکسیدهای اصلی شامل Al_2O_3 ، SiO_2 ، Fe_2O_3 ، CaO ، K_2O ، MgO ، P_2O_5 در صد و برای سه اکسید اصلی دیگر شامل MnO و TiO_2 در حدود ۰/۰۱ درصد است. به منظور شناسایی ترکیب کانی شناسی و شناسایی کانی‌های رسی، بر روی یک نمونه شیلی از برش مورد مطالعه آنالیز XRD در آزمایشگاه دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. همچنین، دو نمونه ماسه‌سنگ در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد ابتدا در ابعاد کوچک شکسته و با روکش طلا پوشانیده شد و سپس با میکروسکپ الکترونی روبشی مدل LEO 1450 Vp مجهز به تجزیه گر

متوسط لایه غنی از پیل‌های سنگ آهکی (شکل ۳د) و کوارتز است، به طوری که در قسمت‌های بالایی این واحد به تدریج از فراوانی خرده‌های سنگ آهکی کاسته شده است.

واحد شیل و ماسه‌سنگ بالایی: این واحد حدود ۸۱ متر ستبراً دارد (شکل ۳ه) و از ماسه‌سنگ، شیل و انواع کالکریت‌های پودری و ندولی تشکیل شده است. ماسه‌سنگ‌های این واحد اغلب توده‌ای هستند. طبقات نازک لایه و قرمز رنگ شیلی دارای طبقه بندی توده‌ای و لامینه‌ای بوده و آثار فعالیت‌های زیستی در ماسه‌سنگ‌های این بخش دیده می‌شود. تبدیل این واحد به شیل‌های سازند تیرگان با تغییر رخساره‌ای مشخص همراه است.

روش مطالعه

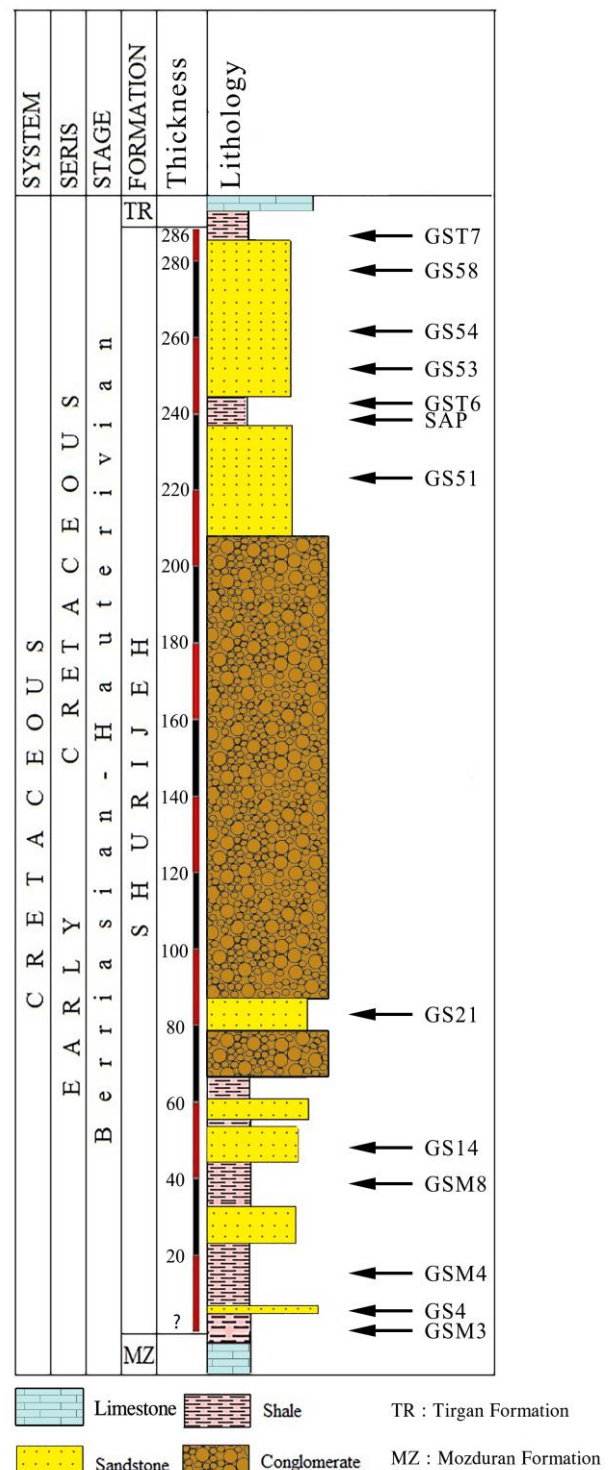
یکی از بهترین روش‌های اندازه‌گیری غلظت عناصر اصلی در رسوبات سیلیسی - آواری، استفاده از روش تجزیه XRF است (Rollinson, 1993). مطالعات میکروسکوپی توسط میکروسکپ پلاریزان انجام شد و ویژگی‌های بافتی و دیارنزی بر مبنای روش Pettijohn et al. (1987) و نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها بر مبنای مطالعات Folk (1980)

پتروگرافی

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، ماسه‌سنگ‌های سازند شوربجه در برش قرقره بیشتر متوسط تا ریز دانه بوده و از جورشدگی خوبی برخوردارند. به لحاظ ترکیبی، ذرات تشکیل دهنده این ماسه‌سنگ‌ها شامل کوارتز، مونو کریستالین، کوارتز پلی کریستالین (شکل ۴الف)، و خرده‌سنگ‌هایی از نوع چرتی (شکل ۴ب) و دگرگونی (شکل ۴ج) هستند. فلدسپات‌ها شامل ارتوکلاز و پلاژیوکلاز هستند، که ارتوکلاز فراوان‌تر بوده و بیشتر آنها نیز دگرسان شده‌اند. کانی‌های سنگین در نمونه‌های مورد مطالعه کمیاب است، اما زیرکن و تورمالین با فراوانی کمتر از ۱ درصد مشاهده شده است. تماس بین دانه‌ها عمدتاً از نوع محدب - مقعر (شکل ۴ه) و خطی (۴ه) است. ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه بر طبق طبقه بندی Folk (1980) شامل کوارتز آرنایت (۱۵ درصد) (شکل ۴د)، ساب‌لایت آرنایت (۷۵ درصد) (شکل ۴ه) و ساب‌آرکوز (۱۰ درصد) (شکل ۴و) هستند. بیشتر ماسه‌سنگ‌های سازند شوربجه در این برش، نیمه بالغ (جورشدگی خوب تا متوسط و نیمه زاویه‌دار، با زمینه رسی کمتر از ۵ درصد) همراه با سیمان سیلیسی و کلسیتی هستند.

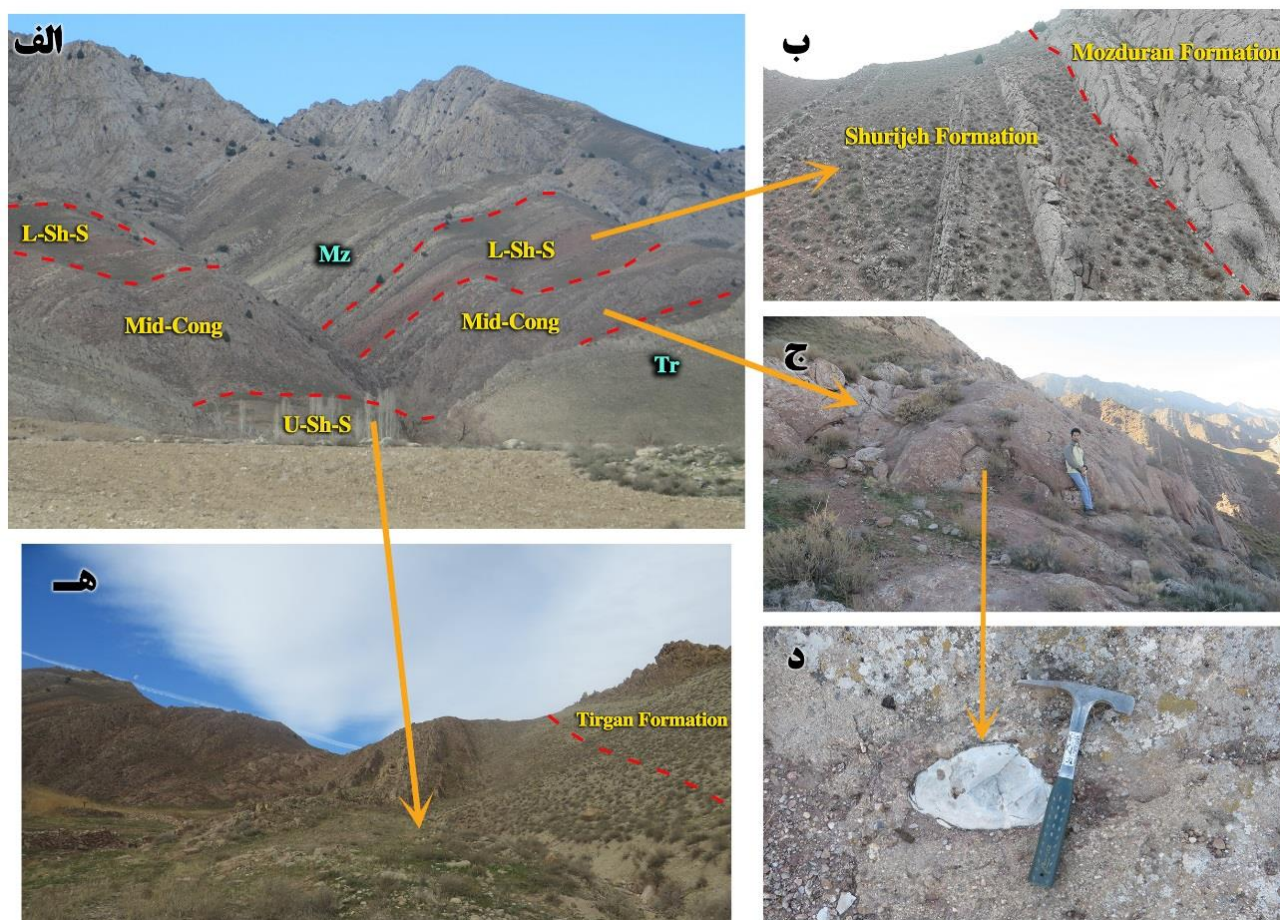
ژئوشیمی

نتایج حاصل از آنالیز XRF برای اکسیدهای اصلی در ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. مقدار اکسید سیلیسیوم در ماسه‌سنگ‌ها از ۷۹/۹۷ تا ۹۲/۴۵ (میانگین ۸۶/۰۸) و در شیل‌ها از ۴۲/۱۴ تا ۷۵/۹۸ (میانگین ۵۸/۹۵) در تغییر است. میزان اکسید آلومینیوم از ۳/۱۵ تا ۷/۲۳ (میانگین ۵/۳۸) در ماسه‌سنگ‌ها و از ۷/۴۲ تا ۱۷/۵۳ (میانگین ۱۲/۵۳) در شیل‌ها، اکسید کلسیم از ۰/۱۹ تا ۰/۷۹ (میانگین ۰/۰۹) در ماسه‌سنگ‌ها و از ۰/۹۴ تا ۰/۴۸ (میانگین ۰/۳۶) در شیل‌ها، اکسید سدیم از ۰/۱ تا ۱/۴۸



شکل ۲: ستون چینة شناسی سازند شوربجه (برش قرقره) که محل نمونه‌های مورد برداشت شده در آن نشان داده شده است.

EDX تصویربرداری شد. سپس این نمونه‌ها به منظور تحلیل و بررسی نمودارهای آب و هوایی (Suttner & Dutta, 1986) و نمودار A-CN-K مورد مطالعه قرار گرفتند.



شکل ۳: الف) واحدهای سنگ شناسی سازند شوربجه در برش قرقره (جهت دید به سمت شمال غرب); ب) واحد شیل و ماسه‌سنگ پایینی (جهت دید به سمت جنوب شرق); ج) واحد کنگلومرای میانی (جهت دید به سمت شمال); د) برخی دانه‌های پبلی واحد کنگلومرای میانی; ه) واحد شیل و ماسه‌سنگ بالایی (جهت دید به سمت شمال).

مهمی در تفسیر شرایط آب و هوایی دارد (Dinis *et al.*, 2020). میزان هوازدگی سنگ‌های سیلیسی - آواری در منطقه منشأ به شرح زیر مورد بررسی قرار گرفته است:

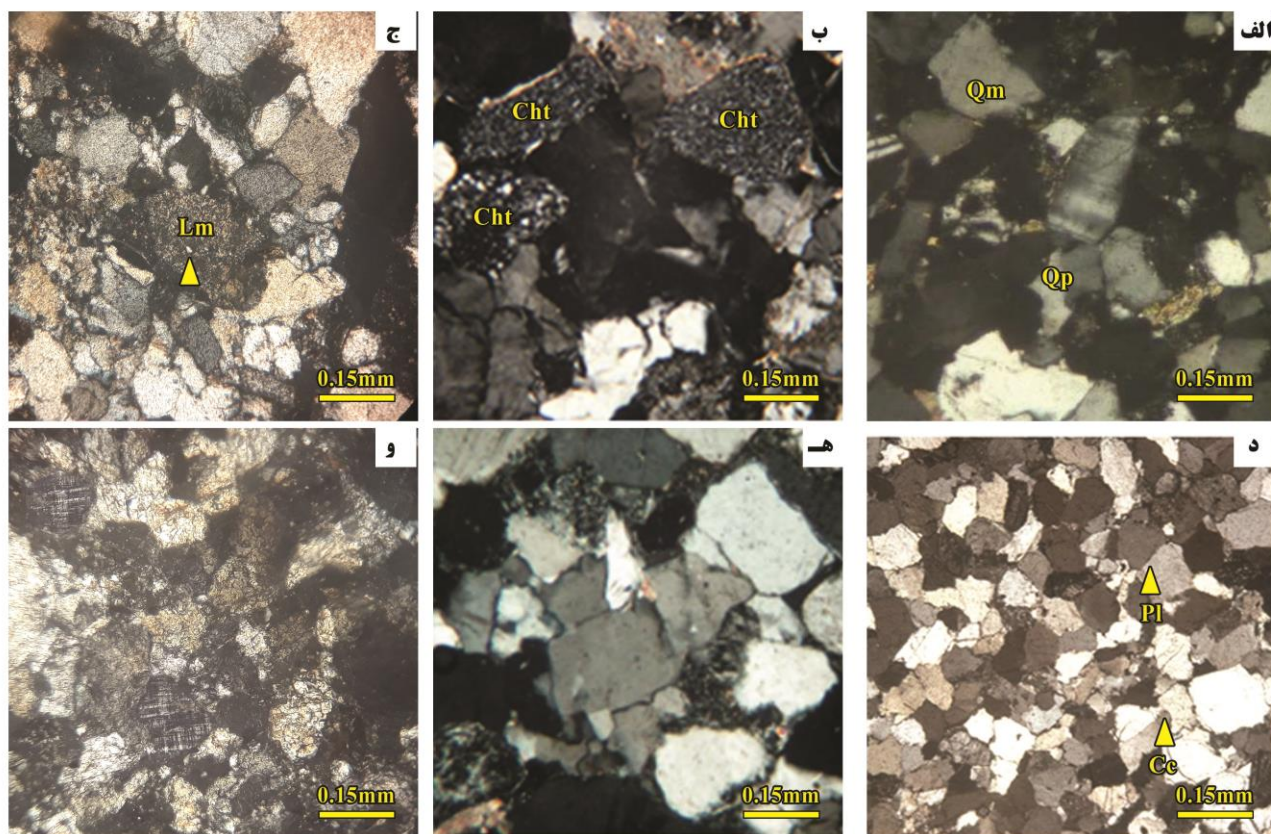
شاخص آب و هوای دیرینه

یکی از موضوعات مهم در تعیین شرایط آب و هوای دیرینه بررسی میزان دگرسانی ناشی از هوازدگی رسوبات است (McLennan *et al.*, 1993). بنابراین بررسی دقیق نقش هوازدگی ضروری است. در طول دوره هوازدگی، دگرسانی سنگ‌ها سبب تخلیه عناصر قلیایی و خاکی شده و از طرف دیگر سبب افزایش نسبی Al_2O_3 به ویژه در شیل‌ها می‌گردد (Garcia *et al.*, 2004). معمولاً میزان

(میانگین ۰/۹۲) در ماسه‌سنگ‌ها و از ۰/۱۶ تا ۰/۷۹ (میانگین ۰/۹۲) در شیل‌ها و مقدار اکسید پتاسیم از ۰/۶۸ تا ۱/۶ (میانگین ۱/۱۲) در ماسه‌سنگ‌ها و از ۱/۹۶۹ تا ۴/۰۴۵ (میانگین ۱/۱۲) در تغییر هستند.

بحث

ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های رسوبی تابع پیچیده‌ای از شدت هوازدگی، چرخه‌های رسوبی مجدد، جورشدگی، طبیعت سنگ مادر و دیاژنز است (Jin *et al.*, 2006). آب و هوای منطقه از طریق فرآیندهای هوازدگی بر ترکیب نهایی سنگ‌های سیلیسی - آواری تأثیر می‌گذارد (Cavazza & Ingersoll, 2005). نرخ هوازدگی نقش



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی (XPL) ماسه‌سنگ‌های سازند شورجه: الف) کوارتز مونوکریستالین (Qm) با خاموشی مستقیم و کوارتز پلی کریستالین (Qp) با خاموشی موجی؛ ب) چرت (Chl)؛ ج) خرده سنگ دگرگونی (Lm)؛ د) پتروفاسیس کوارتز آرنایت که تماس محدب مقعر (Cc) و تماس خطی (Pl) در آن نشان داده شده است. ه) پتروفاسیس ساب‌لایت آرنایت؛ و) پتروفاسیس ساب‌آرکوز

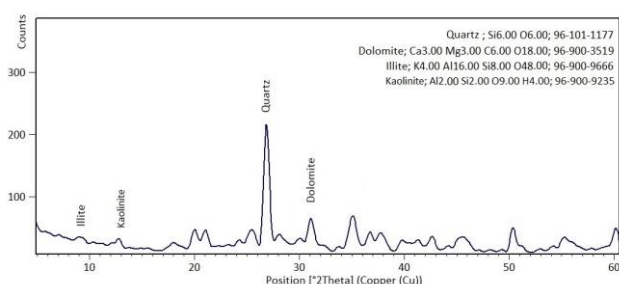
جدول ۱: درصد اکسیدهای اصلی در ماسه سنگ‌ها و LOI و مقدار CIA محاسبه شده

S.N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	Total	CIA
GS4	86.67	4.66	2.2	0.19	0.19	1.18	0.9	0.6	0.021	0.063	1.68	96.7	74.68
GS14	88.04	4.96	2.04	0.11	0.1	1.5	0.91	0.4	0.019	0.039	1.38	98.12	74.18
GS21	84.45	7.23	1.77	0.08	1.32	1.6	0.86	0.2	0.019	0.03	1.23	97.62	70.59
GS51	92.45	3.15	0.83	0.05	0.64	0.79	0.39	0.2	0.015	0.015	0.58	98.51	67.77
GS53	79.97	6.98	2.98	0.06	1.5	1.21	1.41	0.5	0.021	0.036	4.05	94.72	71.44
GS54	91.05	3.74	1.3	0.03	1.27	0.68	0.39	0.4	0.017	0.024	N	98.89	65.22
GS58	79.99	6.94	1.99	0.17	1.48	0.93	1.28	0.5	0.021	0.078	2.68	93.39	72.82

جدول ۲: درصد اکسیدهای اصلی موجود در شیل‌ها و LOI و مقدار CIA محاسبه شده.

S.N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	Total	CIA
GSM3	75.98	10.7	2.73	0.106	0.16	1.969	1.61	0.528	0.019	0.022	5.16	98.99	82.72
GSM4	74.32	12.38	2.69	0.107	0.271	2.571	2.326	0.688	0.021	0.024	2.87	98.27	80.76
GSM8	52.99	11.27	3.77	0.094	0.778	2.649	1.846	0.718	0.02	0.026	19.39	93.55	76.19
SAP	51.2	17.53	5.73	0.79	0.452	4.045	4.719	0.731	0.038	0.033	10.66	95.93	76.83
GST6	42.14	7.42	1.31	0.642	0.554	1.986	1.262	0.506	0.018	0.022	32.18	90.04	58.88
GST7	57.1	15.91	5.43	0.462	0.614	3.832	4.108	0.778	0.033	0.035	8.11	96.41	76.43

دلایل مختلفی را می‌توان برای این مغایرت در نظر گرفت. معمولاً نمونه‌های شیلی به دلیل حضور مقدار بیشتر کانی‌های رسی، دارای مقادیر K_2O و Al_2O_3 بیشتری نسبت به SiO_2 هستند. آنالیز XRD بر روی یک نمونه شیلی از برش مورد مطالعه، مؤید وجود کانی رسی ایلیت و کائولینیت در شیل‌های مورد مطالعه است (شکل ۷). در مقابل، ماسه‌سنگ‌ها به دلیل حضور کانی‌های کوارتز و چرت، میزان سیلیس بیشتری در مقایسه با نمونه‌های شیلی دارند (Gateneh, 2000).

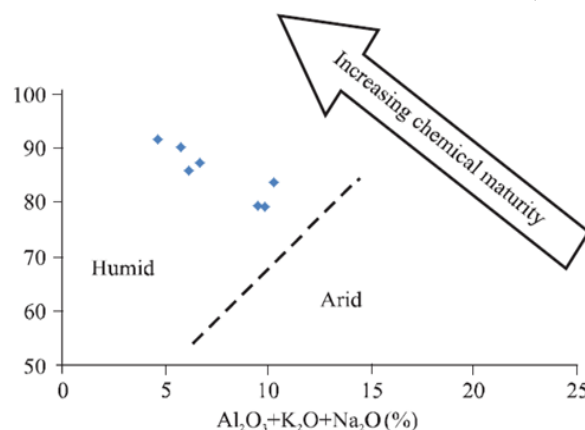


شکل ۷: آنالیز XRD نمونه شیلی برش مورد مطالعه که دربردارنده کانی‌های رسی کائولینیت و ایلیت است.

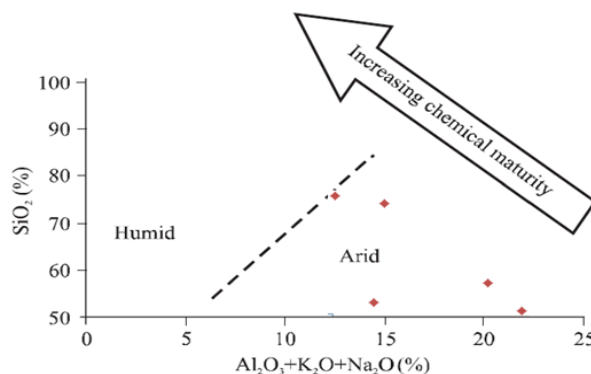
این تفاوت‌ها در مقادیر SiO_2 ، Al_2O_3 و K_2O سبب انحراف موقعیت ترسیمی نقاط مربوط به نمونه‌های شیلی در نمودار دوتایی (Suttner & Dutta, 1986) می‌گردد، بدین صورت که موقعیت نقاط به سمت محور افقی کشیده شده و از محور عمودی دور می‌شوند که خود سبب قرارگیری نقاط حاصل از ترسیم نمونه‌های شیلی در منطقه شرایط آب و هوایی نیمه خشک شده و تفاوت معناداری را موجب شده و در نهایت باعث ایجاد خطا در تفسیر داده‌ها می‌گردد. بنابراین استفاده از نمودار دوتایی برای هر دو گروه داده‌های ماسه‌سنگی و شیلی با شرایط سنی مشابه در یک سازند، نتایج یکسانی نداشته و قابل قبول نمی‌باشد. از مقایسه نتایج حاصل از این نمودار با نمودار سه‌تایی A-CN-K می‌توان به نتایج بهتری دست یافت (شکل ۸). نمودار A-CN-K به منظور مطالعه شرایط آب و هوایی ناحیه منشأ و میزان هوازدگی به کار می‌رود که در آن از

هوازدگی سنگ‌ها از طریق محاسبه درصد اکسید غیرمتحرک Al_2O_3 نسبت به اکسیدهای متحرک Na_2O ، CaO و K_2O تخمین زده می‌شود.

جهت تعیین شرایط آب و هوایی دیرینه و هوازدگی ناحیه منشأ می‌توان از نمودار دوتایی (Suttner & Dutta, 1986) بر حسب درصد SiO_2 به عنوان مؤلفه عمودی در مقابل مجموع درصد Na_2O ، K_2O ، Al_2O_3 به عنوان مؤلفه افقی استفاده کرد. ترسیم مقادیر مربوط به نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند شوربجه در این نمودار، آب و هوای نیمه مرطوب را نشان می‌دهد (شکل ۵)، در حالی که ترسیم نمونه‌های شیلی در این نمودار نتایج متفاوتی را نشان داده و بیانگر شرایط آب و هوایی نیمه خشک است و لذا با نتایج حاصل از ترسیم نمونه‌های ماسه‌سنگی کاملاً متفاوت است (شکل ۶).



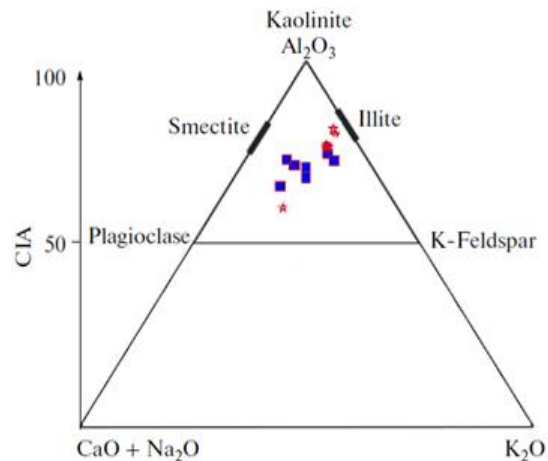
شکل ۵: جانمایی داده‌های ماسه‌سنگی بر روی نمودار دوتایی (Suttner and Dutta, 1986) نشان دهنده آب و هوای نیمه مرطوب برای منطقه منشأ ماسه‌سنگ‌های سازند شوربجه است.



شکل ۶: جانمایی داده‌های شیلی بر روی نمودار (Suttner and Dutta, 1986) برای شیل‌های سازند شوربجه که نشان دهنده شرایط آب و هوایی نیمه خشک است و با داده‌های ماسه‌سنگی مغایرت دارد.

ماسه‌سنگی و شیلی به ترتیب ۷۵/۳ و ۷۰/۹۶ می‌باشد. بالاتر بودن مقدار CIA در نمونه‌های شیلی در مقایسه با ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهد که تمرکز محصولات هوازدگی به شکل کانی‌های رسی در شیل‌ها نسبت به ماسه‌سنگ‌ها بیشتر است (Paikaray et al., 2008). با محاسبه نسبت‌های مولی عناصر و با استفاده از مثلث A-CN-K می‌توان روندهای هوازدگی را به دست آورد (Fedo et al., 1995). در این نمودار مراحل اولیه هوازدگی، با یک روند موازی ضلع A-CN دیده می‌شود، زیرا در حین مراحل ابتدایی هوازدگی بر اثر دگرسانی فلدسپات‌ها (پلاژیوکلازها)، یون‌های سدیم و کلسیم از آن خارج شده و با پیشرفت مراحل هوازدگی و تجزیه فلدسپات پتاسیم‌دار به تدریج یون‌های پتاسیم نیز خارج شده و این روند به سمت افزایش نسبی Al_2O_3 تغییر جهت پیدا می‌کند (Paikaray et al., 2008). بنابراین در هوازدگی پیشرفته، مقدار K_2O نیز افت زیادی پیدا کرده و تغییر ترکیب این عناصر به سوی رأس A دیده می‌شود (Nesbitt & Young, 1984). در شکل ۸ روند هوازدگی نمونه‌های مورد مطالعه نمایش داده شده است.

نقش کانی‌های رسی در میزان شاخص‌های آب و هوایی
در نمودار A-CN-K بیشتر نمونه‌های ماسه‌سنگی، در میانه مثلث بالایی جای گرفته‌اند که نشان دهنده میزان قابل توجه دگرسانی در این ماسه‌سنگ‌ها است. نمونه‌های شیلی قدری بالاتر و نزدیک به ترکیب ایلیت قرار گرفته‌اند. این امر نشان می‌دهد این نمونه‌ها در محدوده هوازدگی پیشرفته و خروج بیشتر Ca و Na در مقایسه با K قرار دارند. به طور کلی این شواهد نشان دهنده آب و هوای نیمه مرطوب است که تأییدکننده نتایج حاصل از نمودار Suttner & Dutta (1986) برای نمونه‌های (فقط) ماسه‌سنگی است. نمونه‌های شیلی و ماسه‌سنگی بر روی نمودار A-CN-K



شکل ۸: محل قرارگیری نمونه‌ها در نمودار مثلثی A-CN-K (Paikaray et al., 2008)؛ نمونه‌های شیلی در محدوده هوازدگی شدید (نزدیک‌تر به رأس مثلث) قرار گرفته‌اند، اما نمونه‌های ماسه‌سنگی محدوده هوازدگی کمتری را نشان می‌دهند و از قطب Al_2O_3 فاصله زیادتری داشته و به خط واصل فلدسپات‌ها نزدیک‌تر هستند (رنگ قرمز: نمونه‌های شیلی و رنگ آبی: نمونه‌های ماسه‌سنگی).

شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) نیز استفاده می‌شود (Nesbitt & Young, 1982). این شاخص از طریق معادله $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$ به دست می‌آید که اکسیدها در آن به صورت نسبت مولی بیان می‌شوند. در فرمول فوق، مقدار CaO نشانگر کلسیم موجود در بخش‌های سیلیکاتی سنگ است. مقدار CIA می‌تواند پایین، متوسط یا بالا و در محدوده ۵۰ تا ۱۰۰ باشد. تغییرات میزان CIA با درجه دگرسانی شیمیایی ارتباط دارد. به طوری که پایین بودن این مقدار بدین معناست که دگرسانی وجود نداشته، یا در صورت وجود خیلی کم بوده و لذا نشانه شرایط آب و هوایی سرد و خشک است. مقدار متوسط یا بالای CIA نشان دهنده انتقال عناصر کاتیونی متحرک همچون K^+ ، Na^+ و Ca^{2+} در شرایط هوازدگی بیشتر و باقی ماندن یون‌های Al^{3+} و Ti^{4+} است که از تحرک کمتری برخوردارند (Nesbitt & Young, 1984). مقدار محاسبه شده CIA برای نمونه‌های ماسه‌سنگی مورد بررسی از ۶۵/۲۲ تا ۷۴/۶۸ و برای شیل‌های مورد مطالعه بین ۵۸/۱۸ تا ۸۲/۷۲ بوده و میانگین آن در واحدهای

قدری پراکنده‌اند که نشانه هوازدهی به میزان متفاوت در رسوبات آواری سازند شورپیجه است. در آب و هوای گرم و مرطوب، دانه‌های کوارتز نسبت به دیگر اجزا همچون فلدسپات‌ها و خرده‌های سنگی پایدارتر بوده و افزایش نسبی نشان می‌دهند. لذا از نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ می‌توان برای نشان دادن بلوغ ترکیبی رسوبات استفاده کرد. مقدار بالای این نسبت در رسوبات سازند شورپیجه حاکی از بلوغ ترکیبی بالا در ماسه‌سنگ‌ها و حمل و نقل طولانی و شرایط آب و هوایی مرطوب است. با توجه به میانگین محاسبه شده CIA برای نمونه‌های مورد مطالعه، شیل‌های این سازند هوازدهی بیشتری را نسبت به ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهند. شرایط آب و هوایی مرطوب به انتقال کاتیون‌های متحرک Na^+ ، Ca^{2+} و K^+ و باقی ماندن کاتیون‌های غیرمتحرک Al^{3+} و Ti^{4+} می‌انجامد که این موضوع سبب افزایش کانی‌های رسی در نتیجه هوازدهی فلدسپات‌ها می‌شود (Nesbitt & Young, 1982). میزان فلدسپات‌ها و کانی‌های رسی توسط اکسیدهای اصلی CaO ، Na_2O و K_2O (فازهای متحرک) کنترل می‌شوند. علاوه بر شرایط آب و هوایی منطقه منشأ که باعث دگرسانی فلدسپات‌ها و تشکیل کانی‌های ثانویه از جمله رس‌ها می‌شود، شرایط پس از رسوب‌گذاری طی دیاژنز ماسه‌سنگ‌ها نیز می‌تواند به کاهش تمرکز عناصر متحرک از قبیل Na ، Ca و K در نمونه‌های مورد مطالعه و تفسیر اشتباه در تحلیل داده‌های ماسه‌سنگ‌ها منجر شود.

معمولاً از Al_2O_3 به عنوان معیاری جهت مقایسه بین داده‌های مختلف سنگ شناسی استفاده می‌شود، زیرا طی دیاژنز و دگرسانی، مقدار Al_2O_3 تغییر چندانی نمی‌کند، در حالی که Na_2O ، CaO ، K_2O و SiO_2 از بیشترین اکسیدهای متغیر در ماسه‌سنگ‌ها به شمار می‌روند (Gateneh, 2000). داده‌های حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها چنانچه تحت تأثیر شرایط دیاژنز هم قرار گرفته باشند در داخل

مثلاً بالایی نمودار A-CN-K جای می‌گیرند به طوری که بین رأس مثلاً (Al_2O_3) که تغییرات اندکی دارد و قاعده مثلاً در دو طرف، گاه دچار تغییرات معناداری می‌شوند. این موضوع می‌تواند خطای زیادی در تحلیل داده‌ها ایجاد کند چرا که الزاماً مربوط به شرایط رسوب‌گذاری و هوازدهی قبل از آن نبوده بلکه می‌تواند به شرایط دیاژنزی از جمله دگرسانی کانی‌های فلدسپاتی و فرآیند رس‌زایی پس از رسوب‌گذاری و در طی دیاژنز مرتبط باشد. عواملی مانند تبلور مجدد، دگرسانی فلدسپات‌ها و آب‌شویی کانی‌های فرعی می‌تواند بر روی داده‌های ژئوشیمیایی اثر بگذارد (Zimmerman & Bahlburg, 2003). ترکیب کانی‌های رسی به میزان هوازدهی و همچنین ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی رسوبات وابسته است (Ehrman et al., 2005). دما و عمق تنها عوامل تشکیل دهنده رس در رسوبات تدفین شده نیستند بلکه فضاهای خالی موجود در ماسه‌سنگ‌ها و ترکیب سیالات وارده، از عوامل مهم در تشکیل کانی‌های رسی هستند. تکامل دیاژنزی رس‌ها در ماسه‌سنگ‌های سیمانی شده و سیمانی نشده نیز متفاوت است. سیمان کلسیتی در ماسه‌سنگ‌ها از ورود سیالات جلوگیری می‌کند. بنابراین تخلخل و نفوذپذیری از عوامل مهم تشکیل کانی‌های رسی محسوب می‌شوند. در برش مورد مطالعه، کائولینیت و ایلیت اصلی‌ترین کانی‌های رسی حاصل از فرآیندهای دیاژنزی در نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند شورپیجه به شمار می‌آیند.

کائولینیت ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) از لایه‌هایی تشکیل شده که هر کدام از یک ورقه اکتائدری و یک ورقه تترائدری همراه با یک لایه مشترک از اتم‌های اکسیژن ساخته شده‌اند. این لایه‌ها توسط پیوندهای هیدروژنی به یکدیگر متصل شده‌اند، به گونه‌ای که مانع آبگیری بین لایه‌ای شده و ساختار بلوری زودوهرگزاگونال دارند (امجدی و همکاران، ۱۳۹۰). کائولینیت عمدتاً در عرض‌های

جغرافیایی پایین و در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب تشکیل می‌شود و به عبارتی حاصل هوازدگی کانی‌های آلومینوسیلیکاته، به ویژه فلدسپات‌ها هستند. همچنین رسوباتی که تحت تأثیر بالاآمدگی و چرخه‌های مجدد رسوب‌گذاری قرار گرفته‌اند و متأثر از آب‌های جوی یا حتی دریایی هستند در تشکیل کانی رسی کائولینیت مؤثرند (امجدی و همکاران، ۱۳۹۰؛ Schnyder *et al.*, 2005). با وجود این و علاوه بر شرایط سطحی، شرایط تدفینی و دیاژنز نیز می‌توانند در تشکیل کانی‌های رسی نقش داشته باشند. بعد از تشکیل کائولینیت در مراحل اولیه دیاژنز، چنانچه سیمانی شدن کلسیتی اتفاق افتد، این سیمان باعث حفظ شدگی کائولینیت می‌شود، اما در ماسه‌سنگ‌های سیمانی نشده کائولینیت ممکن است با افزایش عملکرد دیاژنز به کانی رسی ایلیت تبدیل شود (Hassouta *et al.*, 1999). در شکل ۹ الف تصویر میکروسکپ الکترونی کانی کائولینیت در یک نمونه ماسه‌سنگی (GS21) از برش مورد مطالعه نشان داده شده است که به شکل ورقه‌هایی از صفحات بر روی هم قرار گرفته‌اند. دگرسانی انواع فلدسپات‌های کلسیک، سدیک و پتاسیک می‌تواند به تشکیل کائولینیت در سنگ‌های آواری بی‌انجامد. کائولینیت موجود در ماسه‌سنگ‌های برش مورد مطالعه از دگرسانی فلدسپات‌های پتاسیک تشکیل شده است. معادله شیمیایی فرآیند تشکیل کائولینیت بر اثر دگرسانی فلدسپات‌های پتاسیک، در نمونه‌های مورد مطالعه، نشان داده شده است (Worden & Morad, 2003). معادلات شیمیایی فرآیندهای تشکیل ایلیت در بخش بعدی توضیح داده خواهد شد.

$$(K\text{-Feldspar}) \quad 2KAlSi_3O_8 + 2H^+_{(aq)} + 9H_2O = 2K^+_{(aq)} + 4H_4SiO_{4(aq)} + Al_2Si_2O_5(OH)_4 \text{ (Kaolinite)}$$
 لازم به توضیح است که واکنش فوق عموماً در محیط دیاژنتیک باز از جمله مراحل اولیه تدفین (ائوژنز) یا مراحل

نهایی که با بالا آمدگی و به صورت نسبی با انحلال سنگ (تلوژنز) همراه است صورت می‌پذیرد.

ایلیت $K(Al_4Si_9(OH)_3)$ دارای ساختار لایه‌ای سه ورقه‌ای شامل یک ورقه اکتاندری آلومینیم است که بین دو ورقه تتراندری سیلیسیم قرار گرفته است (امجدی و همکاران، ۱۳۹۰؛ Galan & Ferrell, 2013). ایلیت معمولاً از هوازدگی سنگ‌های آذرین حاوی فلدسپات پتاسیم‌دار به وجود می‌آید (Nelson, 2006).

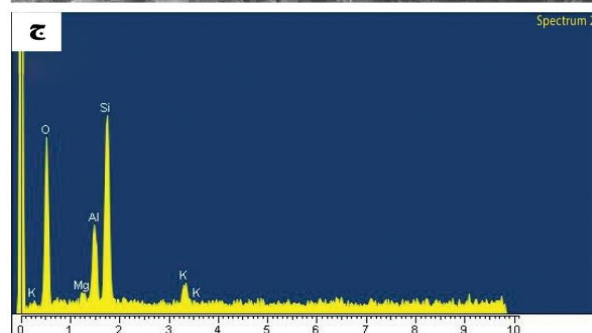
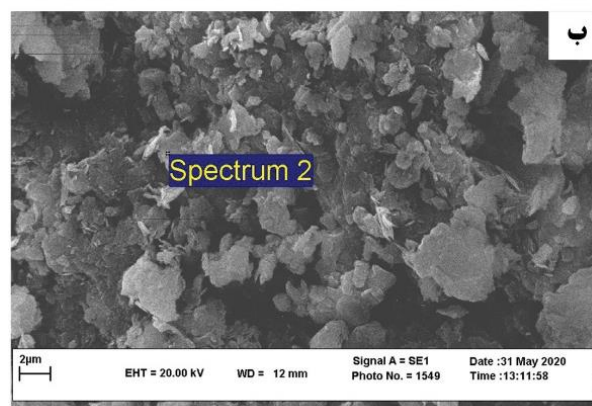
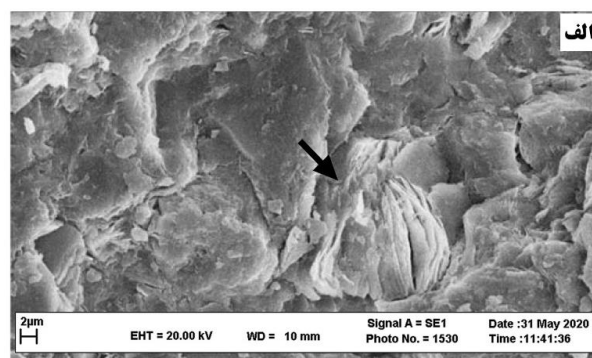
$$(K\text{-Feldspar}) \quad 3KAlSi_3O_8 + H_2O + H_2 = 6SiO_2 + 2K^+ + KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 \text{ (Illite)}$$
 در شکل ۹ ب تصویر میکروسکپ الکترونی کانی ایلیت در نمونه ماسه‌سنگی برش مورد مطالعه نشان داده شده است که به صورت پولک‌های ظریف و گاه تبدیل شده به رشته‌های نازک سوزنی مشاهده می‌شود. شکل ۹ ج نتیجه آنالیز EDX را نشان می‌دهد که به ترکیب کانی رسی ایلیت اشاره دارد. چرخه رسوب‌گذاری مجدد همراه با هوازدگی شیمیایی هم به تشکیل ایلیت منجر می‌گردد (Worden & Barclay, 2003). در مطالعه خاستگاهی سازند شورجه چرخه‌های رسوب‌گذاری مجدد همراه با هوازدگی شیمیایی بالا عنوان شده است (Mortazavi *et al.*, 2013a). مطالعات نشان می‌دهد تأثیر همزمان این دو عامل باعث تشکیل کانی رسی ایلیت در برش مورد مطالعه شده است. از طرفی ایلیت دیاژنزی در اثر دگرسانی کائولینیت در محیط دریایی با نرخ رسوب‌گذاری پایین و تحت تأثیر برهم‌کنش طولانی مدت با آب دریا، یا در محیط تدفینی در حضور شورابه منفذی پتاسیم‌دار تشکیل می‌شود (Ehrenberg *et al.*, 1993؛ Lanson *et al.*, 1996). از دیگر فرآیندهای تشکیل کانی رسی ایلیت در نمونه‌های مورد مطالعه، می‌توان به دگرسانی کائولینیت در حضور ارتوکلاز اشاره کرد که در رابطه زیر نشان داده شده است (Worden & Morad, 2003):

که تحت تأثیر و نفوذ آب‌های جوی قرار گرفته‌اند (Mortazavi *et al.*, 2013b)، خروج SiO_2 به صورت محلول اسید سیلیسیک (H_4SiO_4) باعث تغییر در محتوای SiO_2 ماسه‌سنگ شده و این مسأله سبب بروز خطا در تجزیه و تحلیل داده‌های مربوط به شاخص آب و هوایی می‌شود. اسید سیلیسیک آزاد شده در سیستم باز ممکن است سبب آب‌شویی برخی کانی‌ها شده و بر دیگر داده‌های ژئوشیمیایی از جمله مقادیر سدیم و پتاسیم اثر بگذارد. طرز تشکیل کانی رسی ایلیت در سیستم باز در رابطه زیر نشان داده شده است:

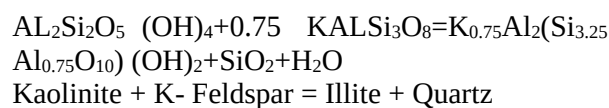
$(\text{Orthoclase}) \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{KAl}_3\text{SiO}_{10}(\text{OH})_2$ (Illite) (Worden & Morad, 2003)

مجموعه این عوامل می‌تواند در مورد ماسه‌سنگ‌هایی که حاوی کانی‌های رسی دیاژنتیک باشند، نمودار دوتایی (Suttner & Dutta, 1986) را با خطا همراه کند چرا که مقادیر عناصر فوق در داده‌های آنالیز ژئوشیمیایی پایین‌تر از مقادیر اصلی و اولیه بوده و تفسیر داده‌ها را دچار خطای تحلیلی می‌کند.

در مورد شیل موضوع کاملاً متفاوت است. از آن جا که کائولینیت و ایلیت از کانی‌های اصلی شیل‌ها و گل‌سنگ‌ها محسوب می‌شوند (Worden & Barclay, 2003) و این گروه از سنگ‌ها به دلیل ریزدانه بودن معمولاً کمتر تحت تأثیر تغییرات دیاژنتیکی قرار می‌گیرند، طبعاً با تغییرات زیاد دیاژنتیکی مشابه ماسه‌سنگ‌ها مواجه نیستند، اما باید توجه داشت که جورشدگی در شیل‌ها مرتبط با کاهش انرژی محیط است که به انباشت مقادیر زیاد کانی‌های رسی به فرم ماتریکس رسی انجامیده است. تفسیر شرایط آب و هوایی بر اساس داده‌های شیلی، یک روش ساده نبوده، چرا که ژئوشیمی ترکیبات رسی توسط عوامل بسیاری کنترل می‌شود و در طول زمان حمل و نقل، متأثر از شرایط هوازگی نیز هست (Dinis *et al.*, 2020). مقادیر اکسید



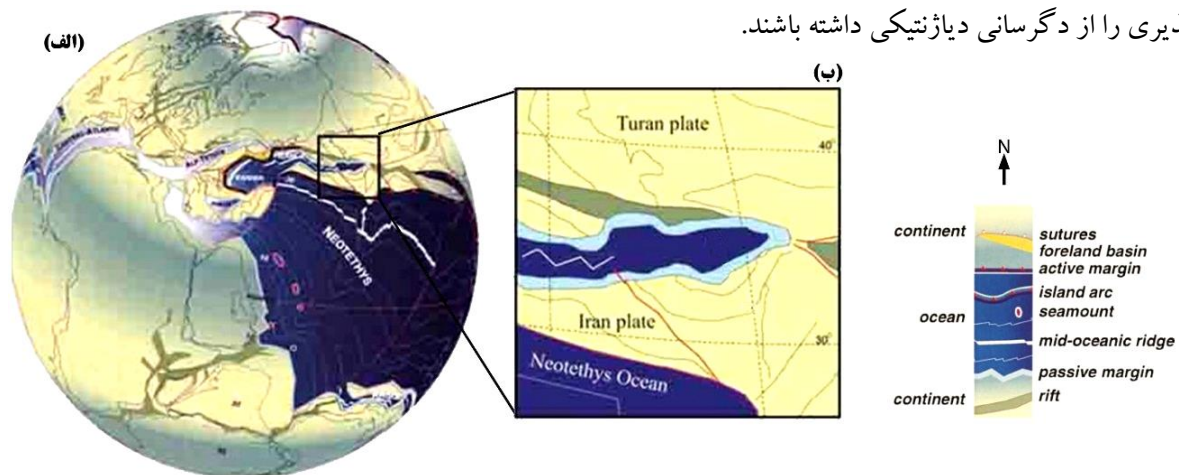
شکل ۹: الف) تصویر میکروسکپی الکترونی کانی کائولینیت در ماسه‌سنگ‌های برش مورد مطالعه؛ ب-ج) تصویر آنالیز EDX در قسمت مشخص شده که ترکیب کانی رسی کائولینیت را نشان می‌دهد.



کانی رسی ایلیت در برش مورد مطالعه، در اثر دگرسانی کائولینیت و برهم‌کنش این کانی با ارتوکلاز تشکیل شده است. در معادلات فوق SiO_2 در اثر انحلال پتاسیم فلدسپات و همچنین کائولینیت، تولید شده است و پتاسیم موجود در ایلیت نیز در اثر انحلال پتاسیم فلدسپات به دست آمده است. در سیستم باز دیاژنزی نمونه‌های مورد مطالعه

مقایسه نتایج ژئوشیمیایی به دست آمده با جغرافیای دیرینه حوضه کپه‌داغ

در بازه زمانی ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین، پس‌روی گسترده‌ای در صفحه توران (حاشیه جنوبی حوضه رسوبی کپه‌داغ) رخ داده است. این پس‌روی آب دریا که با کوه‌زایی نئوسیمیرین هم‌زمان بوده است، به دلیل بالا آمدگی‌هایی در منطقه رخ داده که خود در اثر برخورد بلوک هلمند در افغانستان با حاشیه جنوبی اوراسیا اتفاق افتاده‌اند. این حرکات تکتونیکی، حوضه کپه‌داغ را تحت تأثیر قرار داده و باعث پس‌روی آب دریا از بخش شرقی و مرکزی حوضه به سمت بخش‌های شمال غربی این حوضه شده است. سازند شوريجه نیز در همین زمان نهشته شده است. حوضه رسوبی کپه‌داغ در طول کرتاسه پیشین در عرض جغرافیایی دیرینه ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی قرار داشته است (Stampfli & Borel, 2002) (شکل ۱۰) که این امر نشان دهنده شرایط آب و هوایی نیمه مرطوب در این عرض جغرافیایی است.



شکل ۱۰: (الف) مدل ژئودینامیکی کرتاسه (برگرفته از Stampfli & Borel, 2002)؛ (ب) عرض جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی کپه‌داغ در زمان ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین که بین عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی قرار گرفته است و با داده‌های به دست آمده از ماسه‌سنگها جهت تفسیر شرایط آب و هوایی دیرینه مطابقت داشته، اما با داده‌های ژئوشیمیایی به دست آمده از شیل‌ها تطابق زیادی نشان نمی‌دهد.

ناحیه سنگ منشأ با شرایط آب و هوای دیرینه نیمه مرطوب رخ داده است. استفاده از نمودار دوتایی برای نمونه‌های ماسه‌سنگی تأییدکننده این موضوع است. همچنین این نتایج

سیلیسیوم در نتایج آنالیز ژئوشیمیایی شیل‌ها پایین بوده و نتایج حاصل از مکان‌یابی داده‌ها بر روی نمودار شاخص آب و هوایی (Suttner & Dutta, 1986) همان‌طور که قبلاً اشاره شد کاملاً با داده‌های ماسه‌سنگی متفاوت بوده و قابل قبول نمی‌باشد. داده‌های شیلی نمایه شده بر روی نمودار A-CN-K با فاصله معنی‌داری نسبت به داده‌های ماسه‌سنگی قرار می‌گیرند که هر دو حاصل از یک سازند و هم سن بوده، اما نمونه‌های شیل مقادیر CIA بیشتری را نسبت به ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهند که نمی‌تواند قابل قبول باشد. باید توجه داشت که نمودارهای شاخص آب و هوایی براساس نمونه‌های ماسه‌سنگی تعیین و معرفی شده‌اند (Paikaray et al., 2008; Suttner & Dutta, 1986). بنابراین استفاده از داده‌های نمونه‌های شیلی در این نمودارها غیرواقعی بوده و می‌تواند همراه با خطا باشد. با توجه به توضیحات فوق، در مطالعه شاخص‌های آب و هوایی می‌باید از نمونه‌های ماسه‌سنگی استفاده کرد؛ البته با مطالعه پتروگرافی دقیق، باید نمونه‌هایی انتخاب شوند که کمترین تأثیرپذیری را از دگرسانی دیاژنتیکی داشته باشند.

نتیجه‌گیری

محاسبه مقادیر شاخص CIA در نمونه‌های ماسه‌سنگی و شیلی مورد مطالعه، نشان می‌دهد که هوازدگی شدید در

با نتایج حاصل از بررسی نمودار مثلثی A-CN-K در نمونه‌های ماسه‌سنگی مطابقت دارد، اما در مورد نمونه‌های شیلی حاوی کانی‌های رسی، نمودار دوتایی نتایج کاملاً متفاوتی را نشان می‌دهد که به شرایط آب و هوایی سرد و خشک اشاره می‌نماید. از دلایل اصلی این اختلاف افزایش نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در نمونه‌های شیلی است. بنابراین استفاده از نمودار دوتایی برای شیل‌های دارای کانی‌های رسی توصیه نمی‌شود و به جای آن بهتر است که فقط از نمودار سه تایی A-CN-K استفاده شود. این نمودار، نشان دهنده شرایط آب و هوایی نیمه مرطوب با هوازدگی شدید در ناحیه منشأ بوده و با مطالعات مربوط به نمونه‌های ماسه‌سنگی نیز مطابقت دارد. تغییرات اندک مقدار Al_2O_3 در اثر دیاژنز از یک سو و تغییرات عمده مقادیر Na_2O ،

CaO، K_2O و SiO_2 در شرایط دیاژنزی از سوی دیگر حتی می‌تواند خطای استفاده از نمودار مثلثی A-CN-K را تشدید کند، چرا که مقادیر این عناصر در داده‌های آنالیز ژئوشیمیایی از مقادیر اصلی و اولیه کمتر بوده و باعث بروز خطای تحلیلی در تفسیر داده‌ها می‌شود. به همین دلیل پیشنهاد می‌گردد با انجام مطالعات دقیق پتروگرافی، نمونه‌های ماسه‌سنگی برای انجام آنالیز عنصری به گونه‌ای انتخاب شوند که کمترین تأثیرپذیری از فرآیندهای دیاژنزی را داشته باشند. همچنین، از آن جا که تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر نمونه‌های مورد بررسی توسط میکروسکپ الکترونی هم قابل مشاهده است، از این طریق نیز می‌توان نمونه‌هایی با اثرپذیری کمتر از فرآیندهای مذکور را انتخاب نمود.

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: زمین شناسی کپه‌داغ. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ ص.
- امجدی، ص.، موسوی حرمی، ر.، محمودی قرائی، م. ح.، محبوبی، ا.، علیزاده کتک لاهیجانی، ح.، ۱۳۹۰. کانی شناسی رس‌های موجود در رسوبات فلات قاره دریای عمان - ناحیه چابهار و ارتباط آن با خاستگاه رسوبات. اقیانوس شناسی، ۸: ۱-۱۰.
- سهندی، س.، سهیلی، م.، ۱۳۹۳. نقشه زمین شناسی ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مرتضوی، م.، ۱۳۹۲. بررسی رخساره‌های سنگی، تاریخچه رسوب گذاری و پس از رسوب گذاری و چینه نگاری سکانشی سازند شوربجه (کرتاسه تحتانی) در بخش مرکزی و غربی حوضه رسوبی کپه‌داغ. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۴۳۳ ص.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., & Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148: 692-725.
- Asiedu, D. K., Suzui, S., & Shibata, T., 2000. Provenance of sandstones from the Lower Cretaceous Sasayama Group, inner zone of southwest Japan. *Sedimentary Geology*, 131: 9-24.
- Basu, A., Young, S., Suttner, L., James, W., & Mack, G., 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and crystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Sedimentary Petrology*, 45: 873-882.
- Cavazza, W., & Ingersoll, R., 2005. Detrital modes of the Ionian forearc basin fill (Oligocene-Quaternary) reflects the tectonic evolution of the Calabria-Peloritani terrane (southern Italy). *Sedimentary Research*, 75: 268-279.
- Dinis, P.A., Garzanti, E., Hahn, A., Vermeesch, P., & Cabral-Pinto, M., 2020. Weathering indices as climate proxies: A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Science Reviews*, 201: 103-139.

- Ehrenberg, S.N., Aagaard, P., Wilson, M. J., Fraser, A.R., & Duthie, D. M.L., 1993. Depth-dependent transformation of Kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, 28: 325-352.
- Ehrmann, W., Setti, M., & Marinoni, L., 2005. Clay minerals in Cenozoic sediments off Cape Roberts (McMurdo Sound, Antarctica) reveal the paleoclimatic history. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 229: 187-211.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Press*, Austin, Texas, 182p.
- Galan, E., & Ferrell, R.E., 2013. Genesis of Clay Minerals. *Developments in Clay Science*, 5: 83-126.
- Garcia, D., Ravenne, C., Marechal, B., & Moutte, J., 2004. Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 171: 128-131.
- Garzanti, E., & Resentini, A., 2016. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336: 81-95.
- Gateneh, W., 2000. Geochemistry provenance and depositional tectonic setting of the Adigrat Sandstone northern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 185-198.
- Hassouta, L., Buatier, M., Luc Potdevin, J., & Liewig, N., 1999. Clay Diagenesis in the Sandstone Reservoir of the Ellon Field (Alwyn, North Sea). *Clay and Clay Minerals*, 47: 269- 285.
- Jin, Z., Li, F., Cao, J., Wang, S., & Yu, J., 2006. Geochemistry of Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, north China: Implications for provenance, sedimentary sorting and catchment weathering. *Geomorphology*, 80: 147-163.
- Khanehbad, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., & Nadjafi, A., 2012. Geochemistry of Carboniferous Shales of the Sardar Formation, East Central Iran: Implication for Provenance, Paleoclimate and Paleooxygenation Conditions at a passive Continental Margin. *Geochemistry International*, 50: 777- 790.
- Khazaei, E., Mahmudy Gharaie, M.H., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., & Taheri, J., 2018. Petrography, Major and Trace Elemental Geochemistry of the Ordovician-Silurian Siliciclastics in North of Tabas Block, Central Iran: Implications for Provenance and Paleogeography. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 29: 129-142.
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Baradat, J., & Lacharpagne, J.C., 1996. Illitization of diagenetic kaolinite to dickite conversion series: late-stage diagenesis of the lower Permian Rotliegend sandstone reservoir, Offshore of the Netherlands. *Sedimentary Research*, 66: 501-518.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., & Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnson, M.J. & Basu, A., (eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America, Special Papers*, 284: 21–40.
- Mortazavi, M., Moussavi-Harami, R., & Mahboubi, A., 2013a. Detrital Mode and Geochemistry of the Shurijeh Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous) in the Central and Western Parts of the Intracontinental Kopet-Dagh Basin, NE Iran: Implications for Provenance, Tectonic Setting and Weathering Processes. *Acta Geologica Sinica*, 89: 1058-1080.
- Mortazavi, M., Moussavi-Harami, R., Brenner, R.L., & Mahboubi, A., 2013b. Stable isotope record in pedogenic carbonates in northeast Iran: Implications for Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) paleovegetation and paleoatmospheric P (CO₂) levels. *Geoderma*, 212: 85-97.
- Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Nadjafi, M., Brenner, R.L., & Mortazavi, M., 2009. Mechanism of calcrete formation in the Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits northeastern Iran based on petrographic, geochemical data. *Cretaceous Research*, 305: 1146-1156.
- Nelson, S.A., 2006. Clay minerals. *Earth Materials*, 211pp.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1984. Predictions of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1523-1534.
- Paikaray, S., Banerjee, S., Mukherji, S., 2008. Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: Implications on provenance, tectonic and paleoweathering. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 34-48.

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R., 1987. Sand and Sandstone. *Springer-Verlag*, New York, 533 p.
- Pittman, E. D., 1970. Plagioclase as an indicator of provenance in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 591-598.
- Popeko, L.I., Smirnova, Y.N., Zaika, V.A., Sorokin, A.A., & Dril, S.I., 2020. Provenance and Tectonic Implications of sedimentary rocks of the Paleozoic Chiron Basin, Eastern Transbaikalia, Russia, Based on whole- Rock Geochemistry and Detrital Zircon U- Pb Age and Hf Isotopic Data. *Minerals*, 279: 1-27.
- Ramazani Oomali, R., Shahriari, S., Hafezi Moghadas, N., Omid, P., & Efrkharnejhad, J., 2008. A model for Active tectonics in Kopet Dag (North- East Iran). *World Applied Sciences Journal*, 3: 312-316.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical DATA: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Longman Scientific and Technical*, New York. 352pp.
- Schnyder, J., Gorin, G., Soussi, M., Baudin, F., & Decinck, J.F., 2005. Enregistrement de la variation climatique au passage Jurassique/Cretace sur la marge sud de la Tethys: mineralogy des argies et palynofacies dr la coupe du Jebal Meloussi (Tunisie Central, Formation Sidi Karlif). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 176: 171-182.
- Shadan, M., & Hosseini-Barzi, M., 2013. Petrography and geochemistry of the Ab-e-Haji Formation in central Iran: implications for provenance and tectonic setting in the southern part of the Tabasblock. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 30:80-95.
- Stampfli, G., & Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Palentary science Letters*, 196: 17-33.
- Suttner, L.J., & Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329-345.
- Worden, R.H., & Barclay, S.A., 2003. The effect of oil emplacement on diagenetic clay mineralogy: the Upper Jurassic Magnus Sandstone Member, North Sea. In: Worden, R.H., & Morad, S., (ed.), Clay Mineral Cements in Sandstones. *International Association of Sedimentologists Special Publication 34*: 453-469.
- Worden, R.H., & Morad, S., 2003. Clay Minerals cements in sandstones. *Blackwell Publishing*, 508 p.
- Zimmermann, U., & Bahlburg, H., 2003. Provenance analysis and tectonic setting of Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, 50: 1079- 1104.



ماکروفسیل‌های گیاهی سازند نایبند (تریاس پسین)، شمال شرق اصفهان، ایران مرکزی

مریم منانی^{۱*}، جواد سعادت نژاد^۲، محسن علامه^۳

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲- دانشجوی دکتری چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی و مهندسی نفت، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: mannani@pnu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۱۲/۱۴

تاریخ دریافت: ۹۹/۴/۲۱

چکیده

سازند نایبند در شمال شرق اصفهان از پایین به بالا به پاره‌سازندهای گلکان (ماسه‌سنگ و مارن)، بیدستان (ماسه‌سنگ و سنگ آهک ریفی)، حوض شیخ (ماسه‌سنگ و مارن)، حوض خان (سنگ آهک ریفی با میان لایه‌هایی از مارن) و قدیر (ماسه‌سنگ، شیل و مارن) قابل تفکیک است. در پاره‌سازند قدیر یک لایه کلیدی ماسه‌سنگ خاکستری دارای فسیل گیاهی وجود دارد که در این پژوهش دو جنس و چهار گونه از فسیل‌های گیاهی شامل *Clathropteris meniscoides*، *Clathropteris obovata*، *Nilssonson pseudobrevis* و *Nilssonson sp.* از این واحد سنگی شناسایی گردیدند. براساس سن این گونه‌ها و موقعیت چینه‌شناسی این طبقات، این رسوبات در طی زمان رتین ته‌نشین شده‌اند. با توجه به حضور فراوان جنس *Clathropteris* می‌توان به رطوبت بالا و هوای گرم منطقه شمال اصفهان در رتین اشاره داشت.

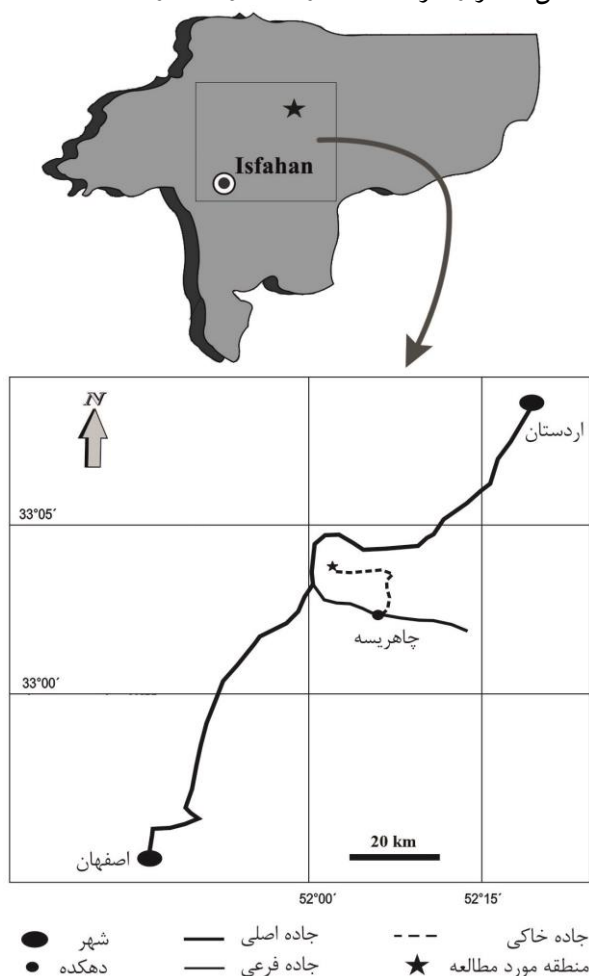
واژه‌های کلیدی: فسیل گیاهی؛ سازند نایبند؛ تریاس پسین؛ اصفهان.

مقدمه

۲۲۰ کیلومتری جنوب شهر طبس می‌باشد (Douglas, 1929) سبترای سازند نایبند در برش الگو به ۳۰۰۰ متر می‌رسد (Kluyver et al., 1983؛ Seyed-Emami, 2003؛ Fürsich et al., 2005). رسوبات تریاس بالایی واقع در ۲۰ کیلومتری غرب دهکده نایبند توسط Bronnimann et al. (1971) مطالعه گردید و این سازند را به چهار پاره‌سازند (گلکان، بیدستان، حوض شیخ و حوض خان) تقسیم نمودند و به مجموع آنها سازند نایبند نام دادند که این پیشنهاد، مورد تصویب و تأیید کمیته ملی چینه‌شناسی ایران (۱۳۵۵) قرار گرفت. تا سال ۱۹۸۳، پاره‌سازند حوض خان پایان سازند نایبند در نظر گرفته می‌شد. Kluyver et al. (1983) به هنگام تهیه

محدوده گسترش گروه شمشک با سن تریاس پسین - ژوراسیک میانی در ایران را می‌توان به دو ناحیه ساختمانی - رخصاره‌ای ایران و زاگرس تقسیم نمود به طوری که مرز این دو ناحیه گسل زاگرس در نظر گرفته می‌شود. ناحیه ساختمانی - رخصاره‌ای ایران نیز به نوبه خود به دو منطقه ساختمانی - رخصاره‌ای البرز و ایران مرکزی تقسیم می‌شود (معین‌السادات و زاده‌کبیر، ۱۳۷۰). با پیش‌روی دریای تریاس پسین و پس از رویداد خشکی‌زایی سیمین‌پشین، توالی رسوبی متشکل از مارن، ماسه‌سنگ و سنگ آهک ریفی در ایران مرکزی نهشته شده است که به سازند نایبند موسوم است. برش الگوی سازند نایبند در ایران مرکزی، نزدیک دهکده نایبند در

ماکروفسیل‌های گیاهی در شمال شرق اصفهان گزارش می‌گردد. رخنمون مورد مطالعه در ۷۴ کیلومتری شمال شرق اصفهان و ۱۵ کیلومتری دهکده چاهریسه با مختصات جغرافیایی $33^{\circ}04'10''$ عرض شمالی و $52^{\circ}01'40''$ طول شرقی واقع شده است (شکل ۱). منطقه شمال - شمال شرق اصفهان از نظر جایگاه زمین شناسی در حاشیه باختری پهنه ایران مرکزی و خاور پهنه سهندج - سیرجان و در حاشیه جنوبی نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (شکل ۲) قرار گرفته است (زاهدی و همکاران، ۱۳۷۰).



روش مطالعه

رسوبات تریاس پسین در شمال شرق اصفهان (برش چاهریسه) با استفاده از نقشه زمین شناسی کاشان (زاهدی و

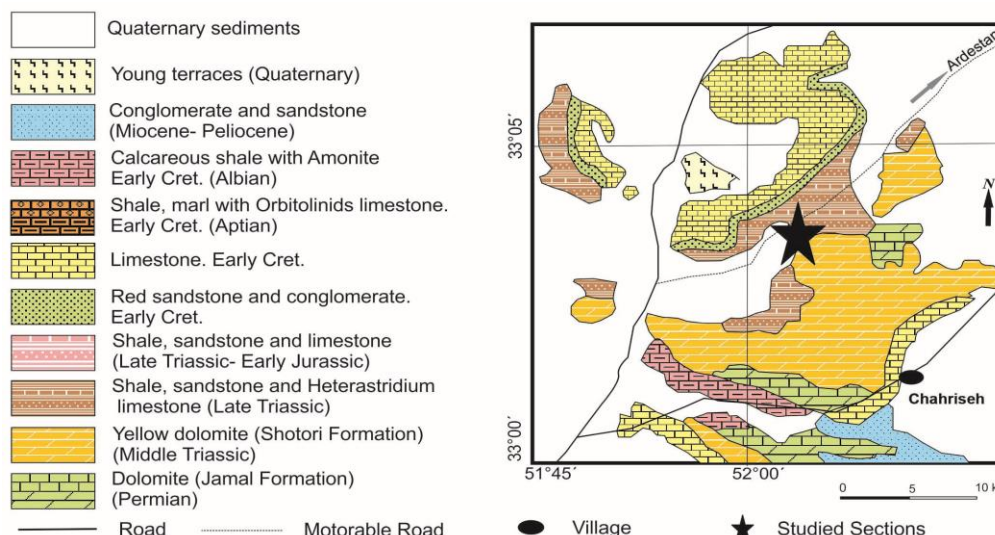
نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰ نایبندان به این واقعیت پی بردند که ردیف‌های نهشته شده بر روی پاره‌سازند حوض خان همچنان حاوی فسیل‌های تریاس (پاره سازند قدیر) است که از نگاه سنگ شناسی درخور تقسیم به سه پاره‌سازند جدید از نوع شیل زغال‌دار و ماسه‌سنگ در پایین، سنگ‌آهک مرجانی در وسط و ماسه‌سنگ سرخ در بالا است.

ستبرای سازند نایبند در شمال و شمال خاوری اصفهان (برش دیزلو) حداکثر به ۶۶۰ متر می‌رسد. در این منطقه سکانشی از رسوبات آواری و کربناته برجای گذاشته شده که مانند آن چه در بیشتر نقاط ایران مرکزی به عنوان سازند نایبند شناخته شده است، قابل تفکیک به پاره‌سازندهای پنج‌گانه می‌باشد. در این مجموعه، پاره‌سازند سیلیسی - آواری گلکان در گذر به واحد بیدستان تخریبی - کربناته می‌باشد و در نهایت به واحدهای تخریبی حوض شیخ، سنگ‌آهک ریفی حوض خان و سیلیسی - آواری قدیر تبدیل می‌شود (Mannani and Yazdi, 2009).

شکم‌پایان پاره‌سازند حوض خان سازند نایبند در شمال اصفهان توسط Nützel et al. (2010) تشریح گردید. روزن‌داران سازند نایبند در شمال خاوری اصفهان توسط Senowbari- Daryan et al. (2010) مورد شناسایی قرار گرفتند. دیرینه بوم شناسی مرجان‌های اسکلاکتینای سازند نایبند در شمال اصفهان توسط منانی و یزدی (۱۳۹۴) مطالعه گردید و مرجان‌های اسکلاکتینای سازند نایبند در جنوب غرب اردستان توسط Mannani (2020) شناسایی و توصیف گردیدند.

در ماسه‌سنگ‌های پاره‌سازند قدیر یک افق کلیدی از ماکروفسیل‌های گیاهی وجود دارد که مدنظر پژوهش حاضر بوده است. مطالعات گذشته بر روی ماکروفسیل‌های گیاهی در ایران مرکزی، محدود به دو منطقه طبس و کرمان بوده است و در این پژوهش، برای نخستین بار

گردیدند. ۲۲ نمونه از ماکروفسیل‌های گیاهی سازند نایند (پاره‌سازند قدیر) جمع‌آوری گردید. ماکروفسیل‌های گیاهی در کاغذ پیچیده و در داخل پلاستیک‌های کوچک بسته‌بندی و کدگذاری شدند و پس از انتقال به آزمایشگاه، عکس‌برداری و نامگذاری شدند.



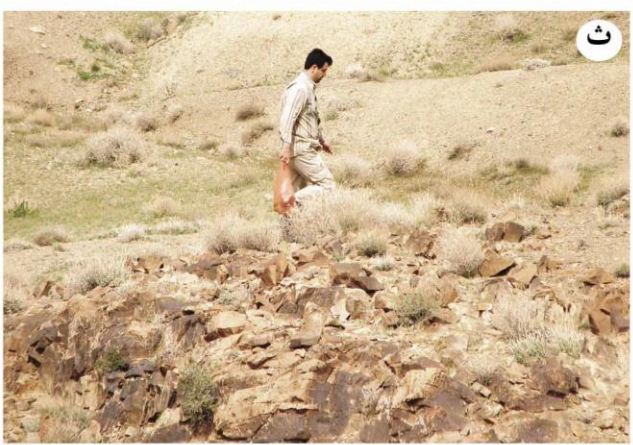
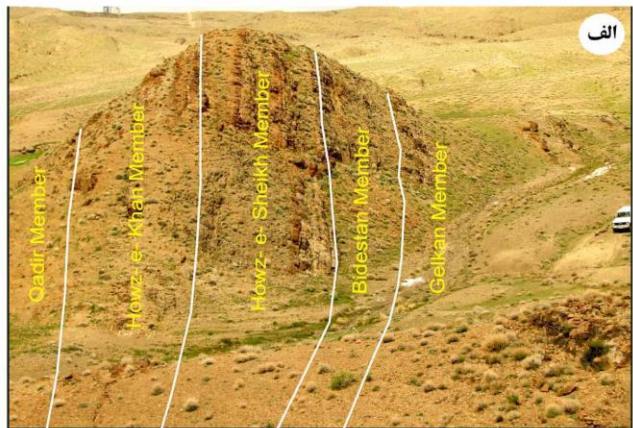
شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال شرق اصفهان

بحث

پاره‌سازندهای پنج‌گانه سازند نایند در برش چاهریسه (شمال شرق اصفهان) قابل تفکیک می‌باشند (شکل ۳الف)، قاعده برش مورد مطالعه شامل تناوب مارن و ماسه‌سنگ قهوه‌ای است که متعلق به پاره‌سازند گلکان (ستبرای حدود ۴۰۰ متر) می‌باشد (شکل ۳ب). قاعده پاره‌سازند بیدستان به وسیله سنگ آهک آلئیتی مشخص می‌شود که در تمام ایران مرکزی با این رخساره مشخص می‌گردد. در این پاره‌سازند علاوه بر لایه‌های ماسه‌سنگی، لایه‌های سنگ آهک ریفی مرجانی - اسفنجی (با ستبرای ۱۹ متر) را می‌توان مشاهده نمود (شکل ۳پ-۳ت). در این پاره‌سازند علاوه بر ماکروفسیل‌های ریف‌ساز (اسفنج و مرجان)، زیستمدان ریف‌زی (دوکفه‌ای و *Heterastridium*) نیز مشاهده می‌گردد. فسیل‌های *Heterastridium* دارای قطر ۲ میلی‌متر تا ۴ سانتی‌متر می‌باشند که قابل مقایسه با انواع آلپی هستند. مرجان‌های اسکلاکتینایی که در این پاره‌سازند شناسایی و تشریح

گردیده است، شامل *Astraeomorpha crassisepta*، *Distichophyllia* cf. *norica*، *Crassistella juvavica*، *Margarophyllia capitata*؟، *Pamirophyllum*، *Margarophyllia* sp. *renata*؟، *Retiophyllia*، *Procyclolites triadicus iranica* و *Stylophylloids rudis* هستند.

پس از سنگ آهک‌های ریفی پاره‌سازند بیدستان، ماسه‌سنگ‌های نازک لایه با میان لایه‌هایی از مارن در پاره‌سازند حوض شیخ دیده می‌شوند که بر اثر فرسایش، شیب زمین بسیار ملایم گردیده است و رنگ ماسه‌سنگ‌ها به صورت قهوه‌ای تا نارنجی درآمده‌اند (شکل ۳ث). ستبرای این پاره‌سازند ۴۴ متر می‌باشد. پاره‌سازند حوض خان با کربنات‌های ریفی خاکستری رنگ ستبرالایه (با ستبرای ۱۳/۶ متر) مشخص می‌شود (شکل ۳ج). گونه‌های مرجانی شناسایی شده در پاره‌سازند حوض خان شامل *Chondrocoenia*، *Astraeomorpha confuse*



← شکل ۳: الف) نمای کلی از پاره‌سازند های مختلف سازند نایبند در برش چاهریسه (شمال شرق اصفهان)؛ ب) تناوب مارن و ماسه‌سنگ قهوه‌ای سوخته در پاره‌سازند گلکان سازند نایبند؛ پ) کلنی مرجان در سنگ‌آهک ریفی مرجانی - اسفنجی در پاره‌سازند بیدستان سازند نایبند؛ ت) *Pamiroseris rectilamellosa* از مرجان‌های کلنی اسکراکتینا در پاره‌سازند بیدستان سازند نایبند؛ ث) ماسه‌سنگ قهوه‌ای تا نارنجی در پاره‌سازند حوض‌شیخ سازند نایبند؛ ج) سنگ‌آهک ریفی مرجانی - اسفنجی در پاره‌سازند حوض‌خان سازند نایبند؛ چ) لایه کلیدی حاوی فسیل دوکفه‌ای *Indopecten glabra* در پاره‌سازند قدیر سازند نایبند؛ ح) لایه کلیدی دارای فسیل گیاهی در پاره‌سازند قدیر سازند نایبند.

است. همچنین پوسته کیتینی روزن‌داران که نشان دهنده اکسیژن در زمان رسوب‌گذاری می‌باشد و اسپور گیاهانی مانند *Annulispora folliculosa* در این پاره‌سازند شناسایی شده است (شکل ۵).

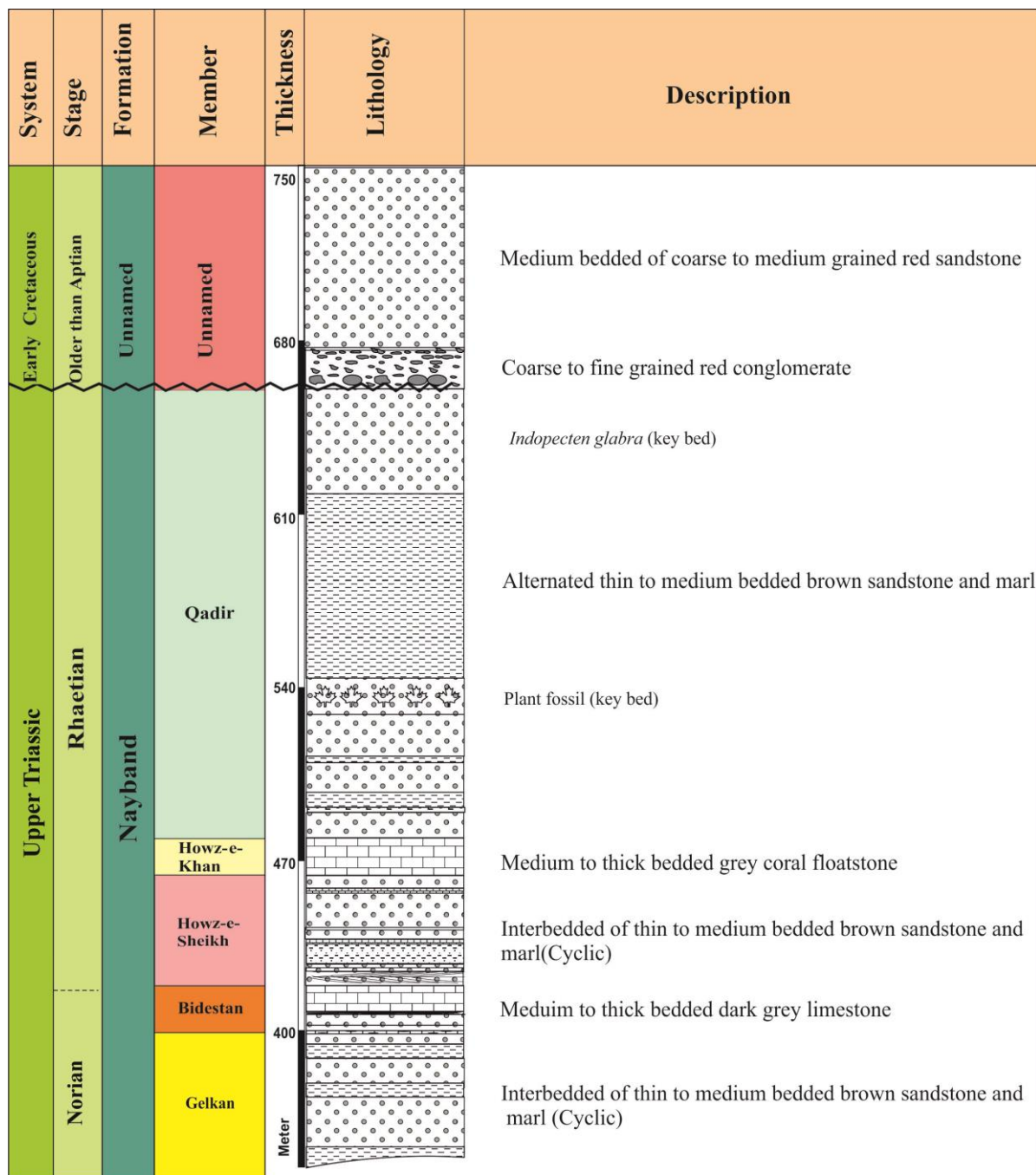
با توجه به این که آخرین لایه کلیدی دارای *Indopecten glabra* در حدود ۱۰ متری دگرشیمی قاعده کرتاسه می‌باشد و همچنین با توجه به حضور داینوفلاژله *Heibergella* sp. در آخرین لایه‌های شیلی متعلق به پاره‌سازند قدیر (دقیقاً زیر کنگلومرای قاعده کرتاسه) و این حقیقت که هر دوی این فسیل‌ها شاخص تریاس پسین هستند، بنابراین رسوبات تخریبی کرتاسه پیشین بر روی رسوبات قدیمی‌تر تریاس پسین با دگرشیمی زاویه‌دار نهشته شده‌اند. قاعده رسوبات کرتاسه پیشین در ایران مرکزی به وسیله کنگلومرای قرمز مشخص می‌شود. حدود ۹۵ درصد از قطعات تخریبی قاعده کرتاسه در منطقه مورد مطالعه متعلق به رسوبات قدیمی‌تر از تریاس (پرمین و پالئوزوئیک) می‌باشند و هیچ قلوه‌سنگی که دارای فسیل ژوراسیک در این نهشته‌ها باشد، دیده نشده است. بر اساس حضور دگرشیمی زاویه‌دار بین نهشته‌های تریاس پسین و نئوکومین (کرتاسه آغازین) که با کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های تخریبی در منطقه شمال - شمال شرق اصفهان مشخص می‌شود، می‌توان پیشنهاد نمود که پس از اواخر تریاس تا کرتاسه آغازین این منطقه از آب خارج شده است. بنابراین به احتمال قوی یک نبود کلی از نهشته‌های ژوراسیک در حوضه شمال - شمال شرق اصفهان وجود دارد. واحد تخریبی قرمز رنگ (کنگلومرا و ماسه‌سنگ) پیش‌روی

Cuifia *Crassistella* *juvavica schafhaeutli*
Cuifia elliptica, *Cuifia columnaris*, *columnaris*
Distichophyllia cf. *norica*, *Cuifia gigantella*
Margarophyllia cf. *Kompsasteria oligocystis*
Pamiroseris meriani, *Oedalmia norica*, *capitata*
Pamiroseris *Pamiroseris* *multiseptata*
Retiophyllia *norica*, *rectilamellosa*
Stylophylloopsis *Stylophylloopsis* cf. *lindstroemi*
Stylophylloopsis rudis و *polyactis* هستند.

در ادامه رسوبات تریاس پسین، تناوب ماسه‌سنگ قهوه‌ای با مارن با ستبرای ۱۵۰ متر مشاهده می‌شود که این واحد به پاره‌سازند قدیر نسبت داده می‌شود. در این پاره‌سازند سه لایه کلیدی حاوی فسیل دوکفه‌ای *Indopecten glabra* که از پایین به بالا به ترتیب ستبرای ۲۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ سانتی‌متر دارند، دیده می‌شود (شکل ۳).

علاوه بر این، یک لایه کلیدی ماسه‌سنگ خاکستری دارای فسیل گیاهی (شکل ۳ ح) به ستبرای ۱۵ متر قابل تشخیص است. ستون سنگ چینه نگاری نهشته‌های تریاس پسین تا کرتاسه پیشین در برش چاهریسه (شمال شرق اصفهان)، در (شکل ۴) نمایش داده شده است.

همچنین داینوفلاژله *Heibergella* sp. در آخرین لایه‌های شیلی متعلق به پاره‌سازند قدیر (دقیقاً زیر کنگلومرای قاعده کرتاسه) شناسایی گردید. گونه‌های مختلفی از این جنس در نیمکره جنوبی از نورین تا رتین گزارش شده‌اند (Bucefalo Palliani & Buratti, 2006). ضمناً جنس cf. *Rhaetogonyaulax* sp. در این پاره‌سازند قابل مشاهده



Legend

	Conglomerate		Marl
	Sandstone (Medium to coarse grained)		Sandstone with <i>Indopecten glabra</i>
	Sandstone (Fine grained)		Dolomite (Shotory Formation)
	Limestone (Medium to thick bedded)		Sandy limestone
	Limestone (Thin bedded)		Plant fossil
	Interbedded of marl and sandstone		

شکل ۴: ستون سنگ چینه نگاری نهشته‌های تریاس بالایی - کرتاسه زیرین در برش چاهریسه (شمال شرق اصفهان)

← شکل ۵: داینوفلاژله‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه؛
A: *Annulispora folliculosa* B: cf. *Rhaetogonyaulax* sp. C:
Foraminiferal test lining D: *Heibergella* sp.

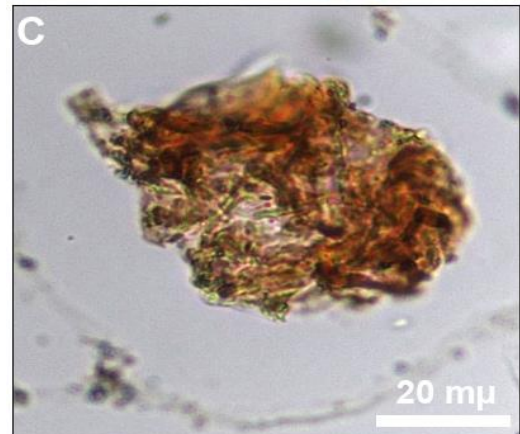
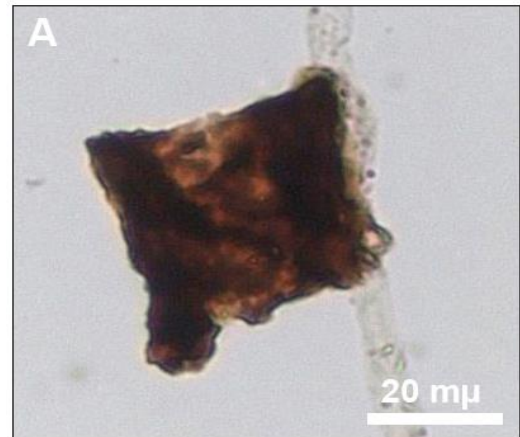
دریای کرتاسه پیشین را در حوضه شمال اصفهان نشان می‌دهد. فقدان رسوبات لیا، دوگر، مالم و نئوکومین به عملکرد فاز کوه‌زایی سیمین پسین مرتبط می‌باشد (Mannani & Yazdi, 2009).

رده‌بندی ماکروفسیل‌های گیاهی

دو گونه از جنس *Clathropteris* از گروه سرخس‌ها و راسته فلیکال‌ها شامل *Clathropteris meniscoides* و *Clathropteris obovata* و دو گونه از گروه بازدانگان شامل گونه *Nilssonia pseudobrevis* و *Nilssonia* sp. از راسته سیکادال‌ها برای نخستین بار از منطقه اصفهان در این مقاله معرفی و مطالعه شده است. لازم به ذکر است که در این مطالعه جنس *Clathropteris* برای نخستین بار در پهنه ساختاری - رسوبی ایران مرکزی در محدوده‌ای خارج از منطقه کرمان گزارش می‌شود. رده‌بندی این ماکروفسیل‌ها بر اساس نوشته Benton (1993) صورت گرفته است و در فهرست مترادف‌ها (به غیر از معرف اصلی گونه)، جهت جلوگیری از طولانی شدن متن، فقط به نمونه‌های معرفی شده از ایران اکتفا شده است.

Division Pteridophyta
Class Filicopsida Pichi-Sermolli 1958
Order Filicales Engler & Prantl 1902
Family Dipteridaceae Seward & Dale 1901
Genus *Clathropteris* Brongniart 1828
***Clathropteris meniscoides* (Brongniart 1825)**
Brongniart 1828
(Figs. 6A-6F)

1825 *Filicites meniscoides* Brongniart, p. 218, pl. 11
1828 *Clathropteris meniscoides* Brongniart, p. 62, 187
1964 *Clathropteris meniscoides*; Kilpper, p. 37; Text-figs. 15, 16
1968 *Clathropteris meniscoides*; Assereto et al., table 1a



***Clathropteris obovata* Oishi 1932, emend. Harris 1961**
(Figs. 7A-7B)

- 1932 *Clathropteris obovata* Oishi, p. 291, pl. 30, fig. 2; pl. 32, fig. 1
1961 *Clathropteris obovata*; Harris, p. 123; Text-fig. 42
1976 *Clathropteris obovate*; Sadovnikov, p. 291, pl. 7, fig. 5
2009 *Clathropteris obovata*; Schweitzer et al., p. 57, pl. 23, figs. 2,3; pl. 24, figs. 1,2; Text-fig. 18-20

توصیف: هر دو نمونه به صورت پن‌های ناقص، راشیس پن ساده و با پهنای حدود ۱ میلی‌متر، در یکی از نمونه‌ها حداکثر پهنای پن در بخش حفظ شده ۶۰ میلی‌متر و بلندای آن ۹۰ میلی‌متر و نمونه دوم پهنای پن ۲۸ میلی‌متر و بلندای آن ۶۵ میلی‌متر، پینول‌ها متقابل تا نیمه متناوب، کمی داسی شکل، رأس پینول‌ها و میزان بریدگی‌ها نامشخص، حاوی رگبرگ میانی مشخص و کمی موج‌دار، زاویه خروج رگبرگ میانی از راشیس ۷۰-۵۵ درجه، رگبرگ‌های جانبی تا حدودی مشخص و تشکیل شبکه‌های چهار ضلعی با دیواره‌های ظریف را تشکیل داده است. رگبرگ‌های فرعی تر نامشخص، بدون اندام زایا.

انتشار جغرافیایی در ایران: این گونه تاکنون از دو حوضه البرز شامل طزره (Sadovnikov 1976) و حوضه کرمان شامل اشکلی (Schweitzer et al., 2009) و با عنوان *Clathropteris* cf. *obovata* از منطقه شمشک (البرز) (Barnard 1976a) گزارش شده است.

سن: این گونه تاکنون در ایران از رسوباتی با سن لیاس پسین - دو گر پیشین و در سایر نقاط دنیا از قییل چین، ژاپن، کره، انگلستان، آرژانتین و غیره از نورین تا اواخر ژوراسیک میانی نیز گزارش شده است.

Division Cycadophyta
Class Cycadopsida Barnard & Long 1975
Order Cycadales Engler 1892
Family unknown
Genus *Nilssonia* Brongniart 1825
Nilssonia pseudobrevis (Barnard 1967b) Corsin & Stampfli 1977
(Fig. 7C)

- 1976 *Clathropteris meniscoides*; Sadovnikov, p. 291, pl. 2, fig. 8
1977 *Clathropteris meniscoides*; Fakhr, p. 75, pl. 22, figs. 1-3; Text-fig. 8G
1977 *Clathropteris meniscoides*; Corsin & Stampfli, p. 523, pl. 1, figs. 3-9
2009 *Clathropteris meniscoides*; Schweitzer et al., p. 54, pl. 21, fig. 2; pl. 22, figs. 1-3; pl. 23, fig. 1; Text-figs. 16,17

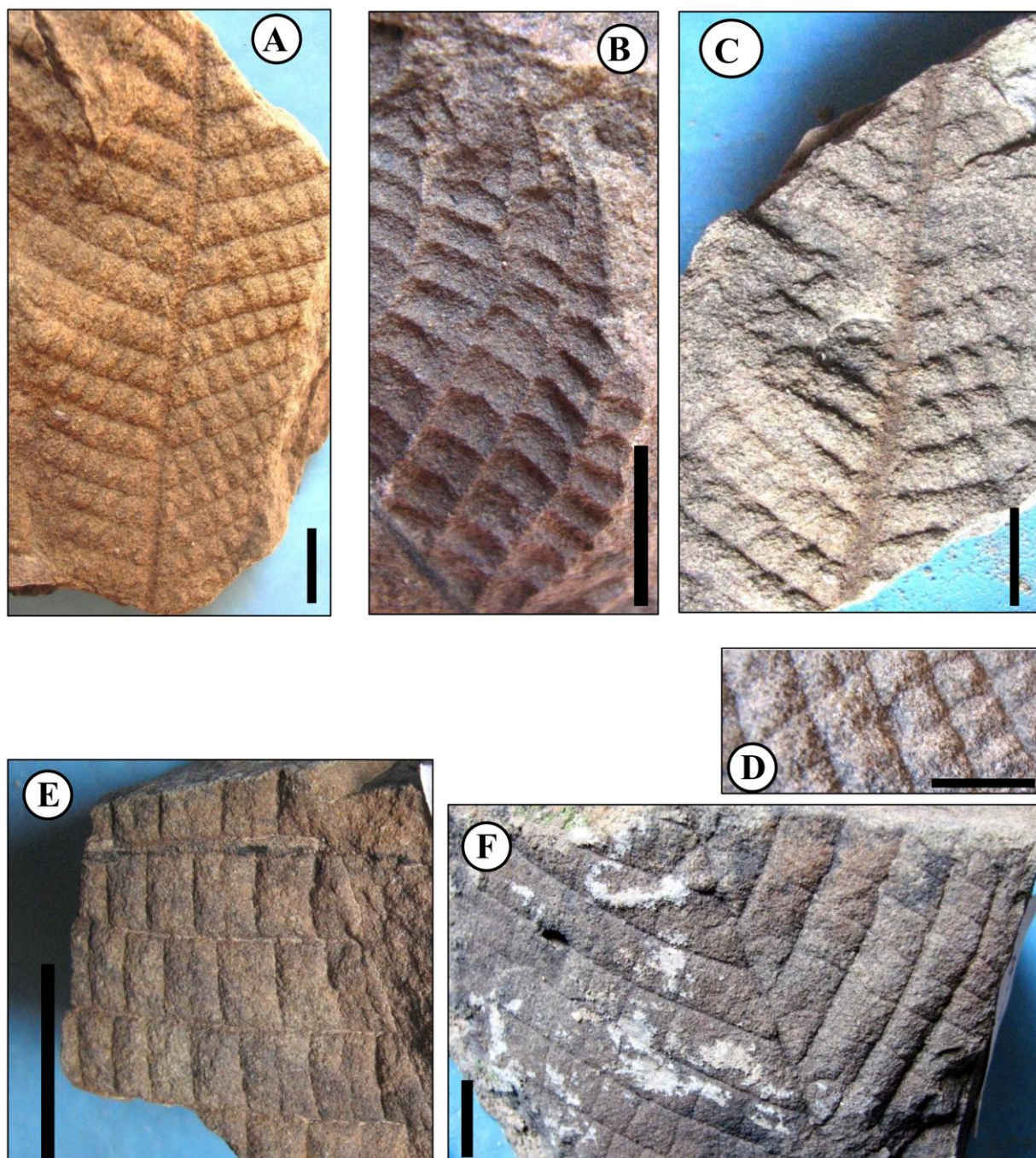
توصیف: نمونه‌ها همگی به صورت پن‌های ناقص، راشیس پن ساده و با پهنای ۲-۱ میلی‌متر، حداکثر پهنای پن در بخش حفظ شده ۸۰ میلی‌متر و بلندترین پن ۱۱۵ میلی‌متر، پینول‌ها متقابل تا نیمه متقابل، کمی داسی شکل، رأس پینول‌ها نوک ساییده، بریدگی‌ها کم ژرفا و در حدود یک ششم، حاوی رگبرگ میانی مشخص تا رأس پینول، زاویه خروج رگبرگ میانی از راشیس ۷۰ درجه و خمیده به سمت رأس پینول و در نهایت با زاویه ۴۰ درجه از راشیس قرار می‌گیرد. رگبرگ‌های جانبی کاملاً مشخص، شبکه‌های اولیه چهار ضلعی منظم (مستطیلی شکل)، هریک از این شبکه‌های مستطیلی توسط رگبرگ‌های فرعی و ظریف تر به چهارضلعی مربع شکل تقسیم می‌شود. بدون اندام زایا.

انتشار جغرافیایی در ایران: این گونه تاکنون از دو حوضه البرز و حوضه کرمان طبق جدول ۱ توسط افراد مختلف گزارش شده است.

جدول ۱: منابع و پخش جغرافیایی گونه *Clathropteris meniscoides* در ایران

منابع	مناطق گزارش شده
Kilpper 1964, Assreto et al., 1968, Sadovnikov 1976, Fakhr 1977, Corsin & Stampfli 1977, Vaez-Javadi & Ghavidel-Syooki 2002, Schweizer et al., 2009 نجفی حاجی پور ۱۳۸۸، واعظ جوادی و پرواسیده ۱۳۹۳	البرز: زیراب، شمال شرق شاهرود، طزره، نج، شمشک، آبیگ، واسک گاه، جاجرم، غزنوی - فارس، تخت کرمان: داربید خون و دهرود

سن: این گونه تاکنون در ایران از رسوباتی با سن نورین پسین - رتین پسین و در سایر نقاط دنیا از قییل چین، ژاپن، کره، تایلند، برونتی، سوئد، گرینلند، پرتقال، فرانسه، آلمان و روسیه از کارنین تا لیاس پیشین نیز گزارش شده است.

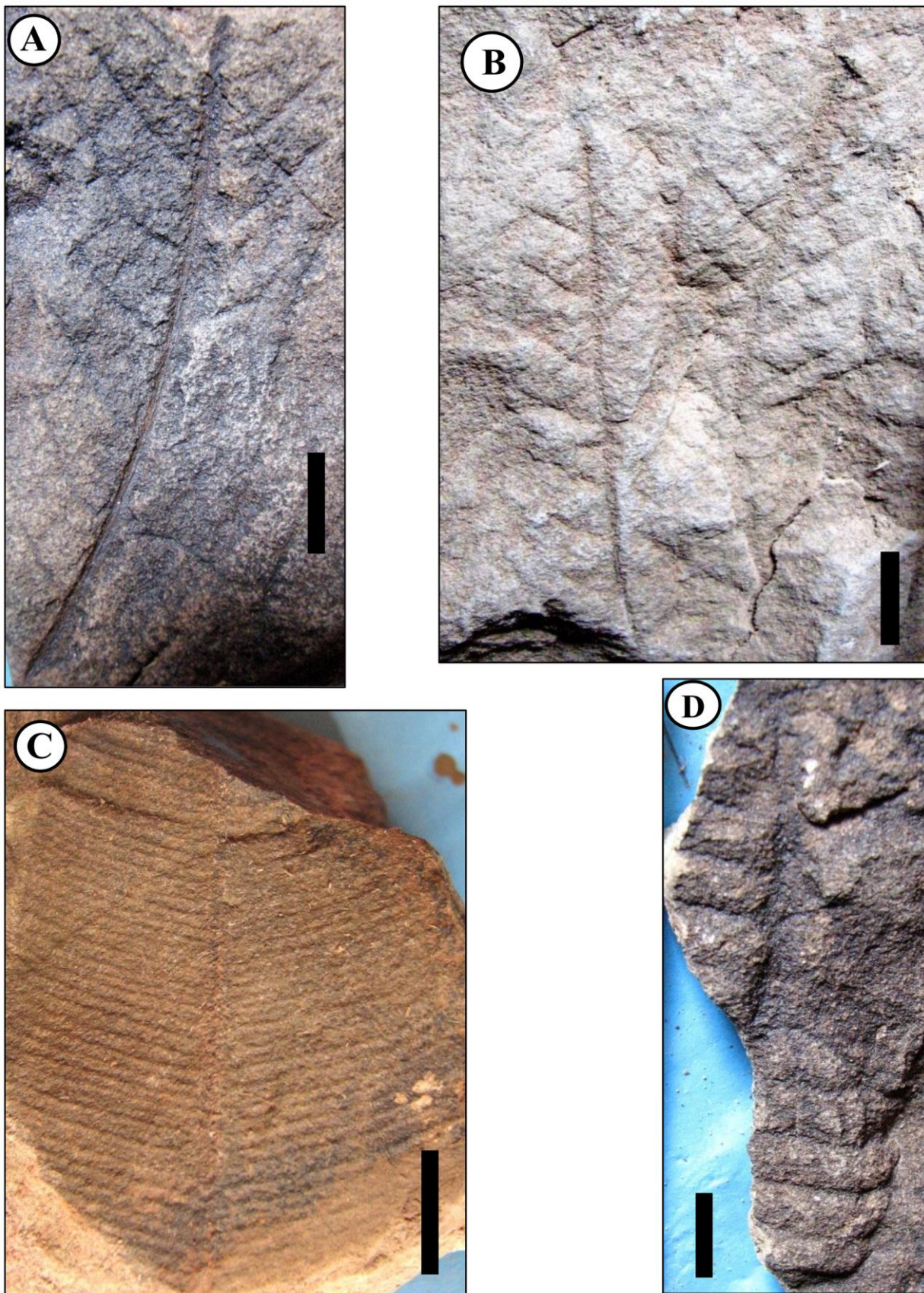


شکل ۶: ماکروفسیل‌های گیاهی شناسایی شده در این مطالعه

A-F: *Clathropteris meniscoides* (Brongniart 1825) Brongniart 1828; (All scale bar = 1 cm)

توصیف: شکل کلی پهنک (پن) با توجه به ناقص بودن نمونه نامشخص، پهنای پهنک ۳۰ میلی‌متر و طول بخش حفظ شده ۴۴ میلی‌متر، پهنای راشیس ۱/۵ میلی‌متر، پینول‌ها متقابل تا نیمه متقابل و در اغلب قسمت‌ها روی راشیس را کاملاً پوشانده، اتصال به راشیس با زاویه ۷۵ درجه در نمونه

- 1967b *Taeniopteris pseudobrevis* Barnard, p. 725, pl. 61, figs. 1-4
 1977 *Nilssonia pseudobrevis*; Corsin & Stampfli, p. 529, pl. 7, figs. 4-6
 2000 *Nilssonia pseudobrevis*; Schweitzer *et al.*, p. 37, pl. 13, figs. 1-6; Text-fig. 12
 2012 *Nilssonia pseudobrevis*; Vaez-Javadi, p. 121, pl. 8, fig. 1 (In Persian)
 2017 *Nilssonia pseudobrevis*; Saadat-Nejad, p. 192, pl. 1, figs. 2-4 (In Persian)



شکل ۷: ماکروفسیل‌های گیاهی شناسایی شده در این مطالعه

A, B: *Clathropteris obovata* Oishi 1932, emend. Harris 1961; C: *Nilssonia pseudobrevis* (Barnard 1967b) Corsin & Stampfli 1977; D: *Nilssonia* sp. (All scale bar = 1 cm)

ترتیب ۱۸ و ۴ میلی متر، رگبرگ‌ها بد حفظ شده و غیرقابل بررسی.

نتیجه‌گیری

بر اساس حضور سه گونه *Clathropteris meniscoides*، *Clathropteris obovata* و *Nilssonia pseudobrevis* در پاره‌سازند قدیر سازند نایبند و موقعیت چینه شناسی طبقات با توجه به قرارگیری بر روی سنگ آهک‌های پاره‌سازند حوض خان، در مجموع سن رتین برای طبقات مورد مطالعه در نظر گرفته می‌شود. گونه *Clathropteris obovata* در ایران تاکنون فقط از ژوراسیک (لیاس پسین - دوگر پیشین) گزارش شده است، اما از آن جا که این گونه در سایر نقاط دنیا از طبقات تریاس پسین تا اواخر دوگر هم گزارش شده لذا حضور این گونه در سازند نایبند (تریاس پسین) دور از انتظار نیست. لذا در این مطالعه، این گونه برای نخستین بار از رسوبات تریاس پسین در ایران گزارش می‌شود. در این مطالعه ماکروفسیل‌های گیاهی محدوده شمال شرق اصفهان برای نخستین بار مطالعه و گزارش می‌شوند. جنس *Clathropteris* برای نخستین بار در پهنه ساختاری - رسوبی ایران مرکزی در محدوده‌ای خارج از ناحیه کرمان گزارش می‌شود. با توجه به حضور کم ماکروفسیل‌های گیاهی در منطقه، در ارتباط با نوع پوشش گیاهی و آب و هوای رتین در محدوده شمال حوضه اصفهان نمی‌توان به طور قطع نتیجه‌گیری کرد، اما تاحدی با توجه به حضور فراوان *Clathropteris* از فلیکال‌ها (سرخس‌ها) می‌توان به رطوبت بالا و هوای گرم منطقه اشاره داشت.

اول و ۶۵ درجه در نمونه دوم، کناره پینول‌ها در تمام طول خود کاملاً موازی و کامل و به جز در ۰/۵ میلی متر انتهایی در تمام طول خود به طور کامل به پینول‌های کناری چسبیده و در مجاورت هم بوده به طوری که به نظر می‌رسد پهنک تقسیم شده نمی‌باشد. طول پینول‌ها ۱۷ میلی متر و پهنای آنها حدود ۲ میلی متر، شیار میانی در بخش میانی پینول‌ها پهنای آن را به دو بخش کاملاً یکسان تقسیم می‌کنند. رگبرگ‌ها ظریف و بسیار بد حفظ شده.

انتشار جغرافیایی در ایران: این گونه تاکنون از سه حوضه البرز شامل شمال شرق شاهرود بین وطن و رحیم‌آباد (Corsin & Stampfli, 1977) و معادن زغال سنگ کناررود در جنوب باختری چابکسر (سعادت نژاد، ۱۳۹۵)، حوضه کرمان شامل داربیدخون (Schweitzer et al., 2000) و حوضه طبس شامل منطقه پروده (واعظ جواد، ۱۳۹۱) گزارش شده است.

سن: نورین - رتین

Nilssonia sp. (Figs. 7D)

توصیف: شکل کلی پن با توجه به ناقص بودن نمونه نامشخص، پهنای پهنک ۳۶ میلی متر و طول بخش حفظ شده در حدود ۶۰ میلی متر، پهنای راشیس ۱/۵ میلی متر، پینول‌ها متقابل، اتصال به راشیس با زاویه نزدیک به ۹۰ درجه، کناره پینول‌ها در تمام طول خود کاملاً موازی و کامل و در ۴ میلی متر انتهایی خمیده به طرف بخش دیستال پن، پینول‌ها در مجاورت هم، طول و پهنای پینول‌ها به

منابع

- زاهدی، م.، عمیدی، م.؛ امامی، م. ه. و زهره‌بخش، م.، ۱۳۷۰. نقشه زمین شناسی کاشان، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سعادت نژاد، ج.، ۱۳۹۵. ماکروفسیل‌های گیاهی سازند کلاریز (رتین) از معادن زغال سنگ کناررود (جنوب باختری چابکسر)، تعیین سن و مقایسه آن با سایر مناطق در حوضه زغال خیز البرز غربی. *دیرینه‌شناسی*، ۴ (۲): ۱۸۹-۲۰۸.

نجفی حاجی پور، د.، ۱۳۸۸. مطالعه ماکروفسیل‌های گیاهی سازند شمشک در ناحیه غزنوی - فارسین، در مسیر جاده شاهرود - آزادشهر (البرز شرقی)، شمال ایران: کاربرد چینه شناسی ناحیه‌ای و آب و هوای دیرینه. *رخساره‌های رسوبی*، ۲ (۱): ۱۰۶-۱۱۴.

معین السادات، س.ح.، زاده کبیر، ا.ا.، ۱۳۷۰. زمین‌شناسی و رسوبات زغال‌دار ایران (جلد اول - البرز). *وزارت معادن و فلزات، شرکت ملی فولاد ایران*، ۵۶۶ ص. (منتشر نشده).

واعظ جوادی، ف.، ۱۳۹۱. بیوستراتیگرافی سازند نایبند در منطقه معادن زغال‌سنگ پروده طبس بر مبنای ماکروفسیل‌های گیاهی. *پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۴۶ (۱): ۱۱۳-۱۴۳.

واعظ جوادی، ف.، پرواسیده، ا.، ۱۳۹۳. ماکروفسیل‌های گیاهی معدن زغال سنگ مینودشت، تعیین سن و بررسی فراوانی نسبی و اندکس سورنسون فلور آن و مقایسه با سایر فلوریزون‌های ایران و اوراسیا. *پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب شناسی*، ۵۷ (۴): ۵۹-۶۸.

Assereto, R., Barnard, P.D.W., & Fantini-Sestini, N., 1968. Jurassic Stratigraphy of the Central Elburz. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 74 (1): 3-21.

Barnard, P.D.W., 1967a. Flora of the Shemshak Formation. Part 2: Liassic Plants from Shemshak and Ashtar. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 73 (2): 539-589.

Barnard, P.D.W., 1967b. Two new Plants from the Upper Triassic of North East Afghanistan. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 73 (3): 723-728.

Benton, M.J., 1993. The Fossil Record 2. *Chapman & Hall*, London, 846 p.

Brönnimann, P., Zadinetti., L., Bozorghnia., F., Dashti, G.R., & Moshthaghan, A., 1971. Lithostratigraphy and foraminifera of the Upper Triassic Nayband Formation, Iran. *Revue de Micropaléontologie*, 14: 7-16.

Brongniart, A., 1824/25. Observations sur les végétaux fossiles renfermés dans les grès de Hoer en Scanie. *Annales des Sciences Naturelles*, 4: 200-219. (In French)

Brongniart, A., 1828. Prodrome d'une histoire des végétaux fossiles. *Dictionnaire Sciences Naturelles*, 56: 16-212. (In French)

Brongniart, A., 1828-1837. Histoire des Vegetaux fossiles, ou Recherches botaniques et geologiques sur les Vegetaux renfermes dans les divers couches du globe. *A Paris et a Amsterdam: Chez G. Dufour et Ed. d'Ocagne*, 488 pp.

Bucefalo Palliani, R., & Buratti, N., 2006. High diversity dinoflagellate cyst assemblages from the Late Triassic of southern England: new information on early dinoflagellate evolution and palaeogeography. *Lethaia*, 39: 305-312.

Corsin, P., & Stampfli, G., 1977. La formation de Shemshak dans l'Elburz oriental (Iran): flore-stratigraphie-paleogeographie. *Geobios*, 10: 509-571.

Douglas, J.A., 1929. A marine Triassic fauna from Eastern Persia. *The Quaterly Journal of the Geological Society of London*, 85: 624-648.

Fakhr, M.S., 1977. Contribution a l'etude de la flore Rheto-Liasique de la formation de Shemshak de l'Elburz (Iran). *Memoire de Section de Science*, 5: 1-178 (In French)

Fürsich, F., Hautmann, M., Senowbari-Daryan, B., & Seyed-Emami, K., 2005. The Upper Triassic Nayband and Darkuh Formations of east-central Iran: Stratigraphy, facies patterns and biota of extensional basins on an accreted terrane, *Beringeria*, 35: 53-133.

Harris, T.M., 1961. The Yorkshire Jurassic flora, I. Thalophyta & Pteridophyta. *British Museum Natural History*, London, 212 p.

Kilpper, K., 1964. Über eine Rhät/Lias-Flora aus dem nördlichen Abfall des Alburz-Gebirges in Nordiran. Teil 1: Bryophyta und Pteridophyta. *Palaeontographica*, Abt. B, 114 (1-3): 1-78.

Kluyver, H.M., Tirrul, R., & Chance, P.N., 1983. Explanatory text of the Naybandan Quadrangle maps, scale 1:250000. *Geological Survey of Iran*, 143 p.

- Mannani, M., & Yazdi, M., 2009. Late Triassic and Early Cretaceous sedimentary sequences of the northern Isfahan Province (Central Iran), stratigraphy and paleoenvironments. *Boletin de la Societed Geologica*. 61 (3): 367-374.
- Mannani, M., 2020. Late Triassic scleractinian corals from Nayband Formation, southwest Ardestan, Central Iran. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72 (2): A090619.
- Nützel, A., Mannani, M., Senowbari-Daryan, B., & Yazdi, M., 2010. Gastropods from the Late Triassic Nayband Formation (Iran), their relationships to other Tethyan faunas and remarks on the Triassic gastropods body size problem. *Neus Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*. 256 (2): 213- 228.
- Oishi, S., 1932. The Rhaetic Plants from the Nariwa District. *Provance Bitchû*, 1 (3,4): 257-379.
- Sadovnikov, G., 1976. The Mesozoic flora of Alborz and Central Iran and its stratigraphic importance. *National Iranian Steel Compani*, 118 pp, 13 table. (unpublished)
- Schweitzer, H.J., Kirchner, M., & van Konijnenburg-van Citteret, J.H.A., 2000. The Rhaeto-Jurassic flora of Iran and Afghanistans. 12. Cycadophyta. II. Nilssoniales. *Palaeontographica, B.*, 254 (1-3): 1-63.
- Schweitzer, H.J., Schweitzer, U., Kirchner, M., Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A., Van der Burg, J., & Ashraf, R.A., 2009. The Rhaeto-Jurassic flora of Iran and Afghanistan. 14. Pterophyta - Leptosporangiateae. *Palaeontographica, B.*, 279: 1-108.
- Senowbari-Daryan, B., Rashidi, K., & Torabi, H., 2010. Foraminifera and their associations of a possibly Rhaetian section of the Nayband Formation in central Iran, Northeast of Esfahan. *Facies*, 56: 567-596.
- Seyed-Emami, K., 2003. Triassic in Iran. *Facies*, 48: 91-106.
- Vaez-Javadi, F., & Ghavidel-Syooki, M., 2002. Plant megafossil remains from Shemshak Formation at Jajarm Area, NE Alborz, Iran. *Palaeobotanist*, 51: 57-72.



زیست چینه نگاری سازند آسماری در میدان نفتی گچساران، جنوب غرب ایران

نرگس منجری^{۱*}، بهزاد سعیدی رضوی^۲

۱- استادیار، گروه سنجش از دور، واحد دزفول، دانشگاه آزاد اسلامی، دزفول، ایران

۲- استادیار پژوهشی پژوهشگاه استاندارد، پژوهشکده فناوری و مهندسی، گروه پژوهشی ساختمانی و معدنی، کرج، ایران

*پست الکترونیک: nmonjezi@iaud.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۱۱/۹

تاریخ دریافت: ۹۹/۱/۶

چکیده

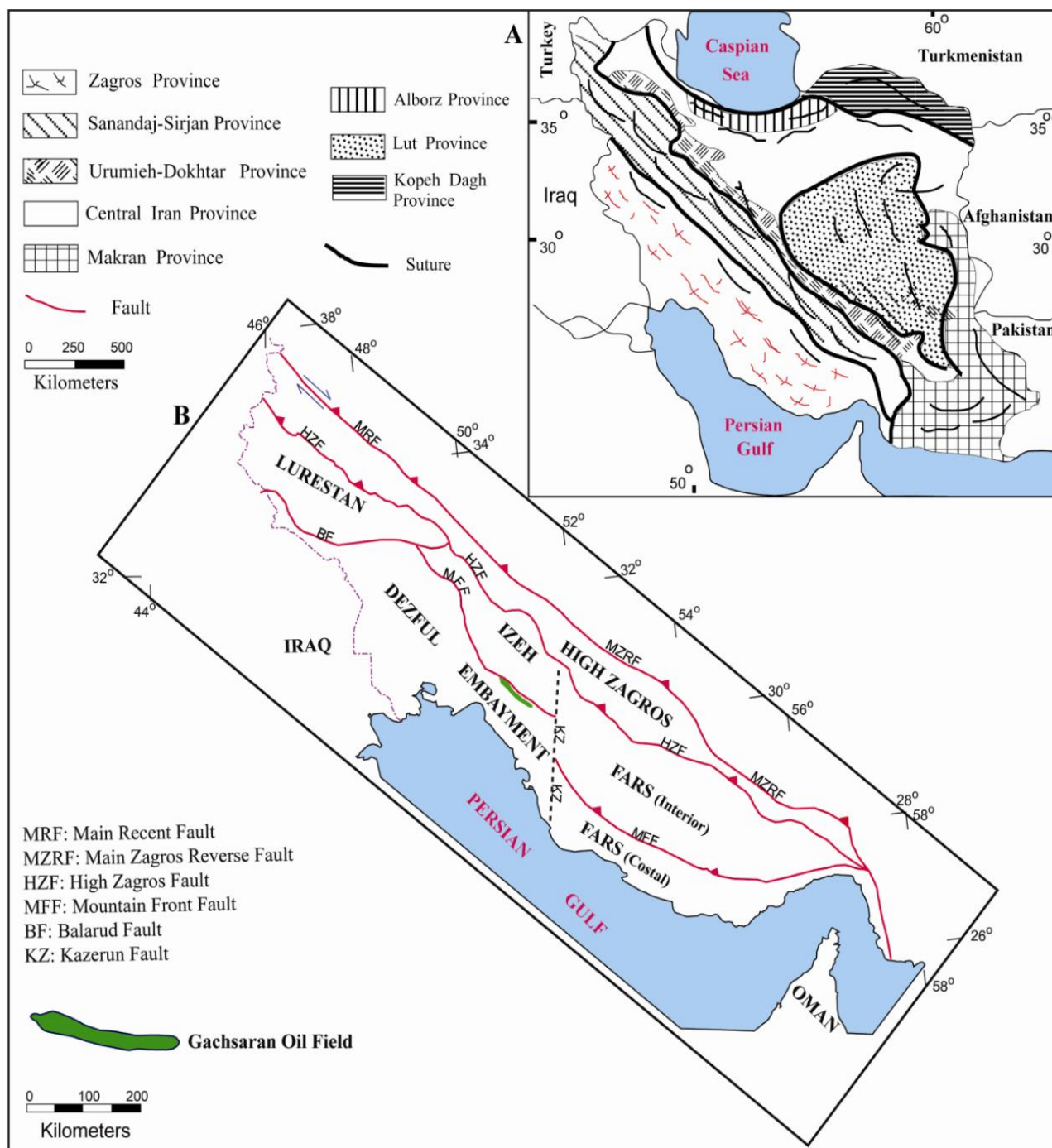
در این پژوهش سازند آسماری در میدان نفتی گچساران در ۳ چاه A، B و C از دیدگاه زیست چینه نگاری مورد مطالعه قرار گرفت. ستبرای توالی مورد مطالعه در چاه‌های یاد شده به ترتیب ۵۹۰، ۳۳۶ و ۳۸۲ متر و سنگ شناسی عمده در این چاه‌ها سنگ آهک، دولومیت و دولومیت آهکی با میان‌لایه‌های شیل و انیدریت است. بر اساس توزیع و گسترش روزن‌داران کفزی، چهار تجمع فسیلی معادل زیست‌زون‌های Laursen et al. (2009) به ترتیب مشتمل بر *Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni*-*Miogyopsinoides*، *Nummulites vascus*-*Nummulites fichteli* Assemblage zone، *Borelis melo curdica*-*Borelis* و *Miogyopsina*-*Elphidium* sp.14-*Peneroplis farsensis* Assemblage Zone، *complanatus* Assemblage zone و *melo melo* Assemblage Zone شناسایی شده است. سن سازند آسماری در چاه‌های مورد مطالعه الیگوسن (روپلین - شاتین) تا میوسن پیشین (آکیتانین - بوردیگالین) می‌باشد. نهشته‌های روپلین، شاتین و آکیتانین در هر سه چاه وجود داشته و بیشترین ستبرای چاه A می‌باشد. نهشته‌های بوردیگالین فقط در چاه‌های A و C وجود دارد و نبود زمانی بوردیگالین در چاه B مشاهده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: زیست چینه نگاری؛ سازند آسماری؛ الیگوسن؛ میوسن؛ میدان نفتی گچساران.

مقدمه

ساختاری-رسوبی زاگرس محسوب می‌شود. رسوبات سازند آسماری که سکوی کربناتی تشکیل می‌دهند، از بزرگترین ذخایر نفتی در دنیا می‌باشند (Alavi, 2004). وجود روزن‌داران کفزی بزرگ به عنوان مهمترین گروه فسیلی در سازند آسماری، ابزاری مناسب برای زیست چینه نگاری در این سازند است. شناسایی و بررسی دقیق‌تر این سازند بر اساس فونای فسیلی اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و کارهای مطالعات و عملیات اکتشافی در حوضه فورلندی زاگرس ایجاد می‌نماید.

منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری-رسوبی زاگرس واقع شده است. زاگرس در محدوده کشور ایران بر اساس تاریخچه رسوبی و شکل ساختاری به پنج بخش لرستان، فارس، زاگرس مرتفع، فروافتادگی دزفول و ایذه تقسیم شده است (Heydari et al., 2003؛ Farzipour-Saein et al., 2009). این پهنه به دلیل دارا بودن ذخایر هیدروکربوری عظیم و فعالیت‌های تکتونیکی جوان، معروف است (Berberian & King, 1981؛ Heydari, 2008). سازند آسماری، توالی ستبری از سنگ‌های الیگومیوسن است که سنگ مخزن اصلی نفت خام در پهنه



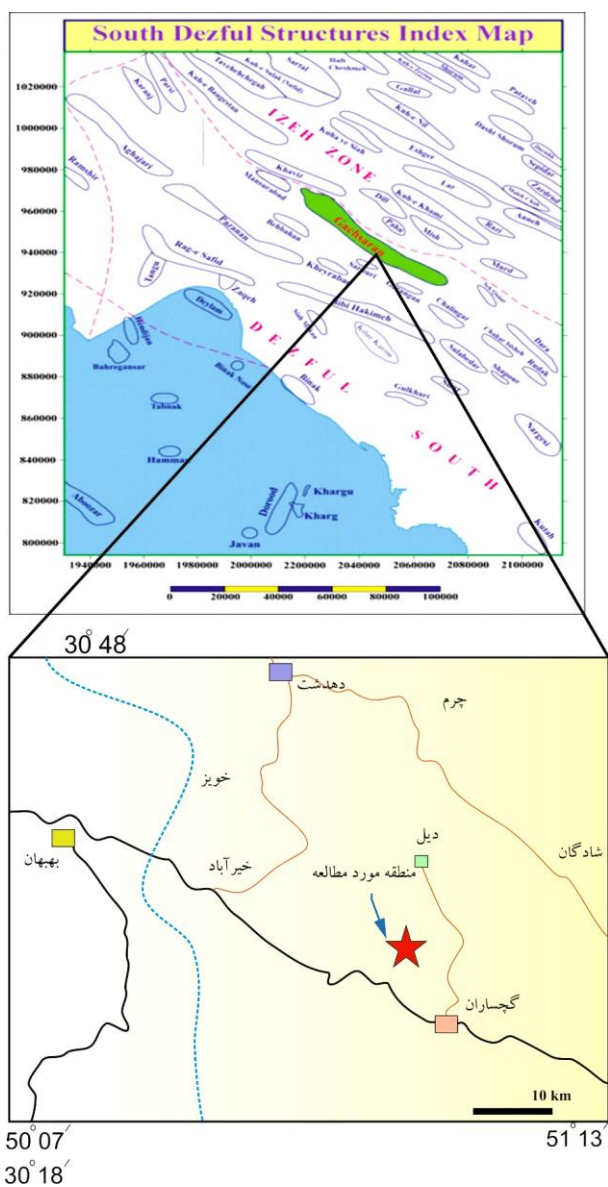
شکل ۱: موقعیت زمین شناسی منطقه مورد مطالعه: الف) تقسیمات پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران (Heydari *et al.*, 2003); ب) تقسیمات ساختمانی زاگرس (Farzipour-Saein *et al.*, 2009)

آسماری معرفی کرده است. Adams & Bourgeois (1967) سه زیست‌زون تجمعی و دو زیرزون تجمعی را برای سازند آسماری معرفی کرده‌اند. Laursen *et al.* (2009) و Van Bochem *et al.* (2010) نیز شش زیست‌زون و یک زون مبهم را با استفاده از اطلاعات به

زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری از دیرباز مورد توجه محققان مختلف بوده است. اولین مطالعات زیست‌چینه‌نگاری بر روی این سازند توسط Thomas (1948) انجام شده است. پس از وی، Wynd (1965) زیست‌زون‌های تجمعی شماره ۵۶ تا ۶۱ را برای سازند

موقعیت میدان گچساران و چینه شناسی عمومی

میدان نفتی گچساران در ۶ کیلومتری جنوب شهر گچساران و ۲۰۰ کیلومتری جنوب شرق شهر اهواز قرار گرفته است. ساختمان میدان بر روی افق آسماری تاقدیسی کشیده و نامتقارن با محوری در جهت شمال غرب - جنوب شرق به طول میدان حدود ۶۵ کیلومتر و عرضی بین ۷ تا ۱۵ کیلومتر متغیر می باشد. راه دسترسی و موقعیت چاه های مورد مطالعه در این میدان بر روی نقشه UGC مشخص شده است (شکل ۲ و ۳).



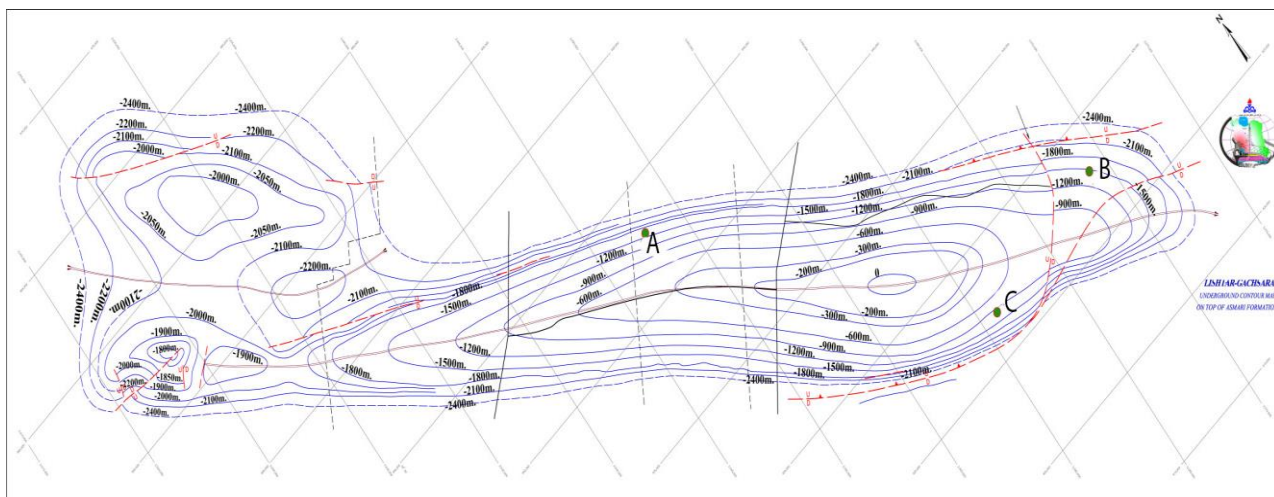
شکل ۲: موقعیت جغرافیایی میدان گچساران نسبت به میادین نفتی همجوار و راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

دست آمده از روش ایزوتوپ استرانسیوم برای سازند آسماری معرفی و سن روپلین - میوسن پیشین را برای آن در نظر گرفته اند. علاوه بر این، زیست چینه نگاری سازند آسماری در سال های اخیر توسط افراد مختلف دیگری نیز مورد توجه قرار گرفته است (برای مثال: Hakimzadeh & Seyrafian, 2008, 2012; Rahmani et al., 2009, 2010; Sadeghi et al., 2009; Amirshahkarami et al., 2010; Sooltanian et al., 2011; Seyrafian et al., 2011; Roozpeykar, 2015, 2016).

هدف پژوهش حاضر، مطالعه سازند آسماری در میدان نفتی گچساران در جنوب غرب ایران در فاصله ۲۰۰ کیلومتری جنوب شرق شهر اهواز می باشد. برای شناسایی بهتر تغییرات سنگ شناسی و مطالعه زیست چینه نگاری این سازند، سه چاه در میدان نفتی گچساران انتخاب شدند که شامل چاه های A، B و C می باشند.

روش مطالعه

ردیف رسوبات سازند آسماری در میدان نفتی گچساران در ۳ چاه مختلف به ترتیب با سبترای ۵۹۰ متر در چاه A، ۳۳۶ متر در چاه B و ۳۸۲ متر در چاه C مورد مطالعه زیست چینه نگاری قرار گرفت. در این مطالعه تعداد ۳۲۳۵ مقطع نازک میکروسکپی تهیه شده توسط شرکت ملی مناطق نفت خیز که مشتمل بر ۱۵۷۲ مقطع نازک از چاه A، ۸۰۹ مقطع نازک از چاه B و ۸۵۴ مقطع نازک میکروسکپی از چاه C متعلق به سازند آسماری بودند، مورد بررسی قرار گرفتند. شناسایی میکروفسیل ها بر اساس منابعی نظیر Loblish & Tappan, (1967) Adams & Bourgeois (1988) و Hottinger (1997) صورت گرفته است (شکل ۴). زیست پهنه بندی و تعیین سن نسبی نیز بر اساس منابعی همچون Laursen et al. (2009) و Van Bochem et al. (2010) انجام شده است.



شکل ۳: نقشه UGC سازند آسماری در میدان گچساران و موقعیت چاه‌های مورد مطالعه (اداره زمین شناسی گسترشی شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب)

ستبرا و سن سازند آسماری در نواحی مختلف حوضه فورلندی زاگرس متفاوت است. به دلیل نبود اطلاعات کافی از وضعیت سنگ شناسی لایه‌ها در چاه‌های مورد نظر، سنگ چینه نگاری سازند آسماری تنها بر اساس اطلاعات به دست آمده از مطالعه مقاطع نازک صورت گرفته است. سازند آسماری در چاه A میدان نفتی گچساران ۵۹۰ متر ستبرا دارد و عمدتاً شامل سنگ آهک و دولومیت آهکی است. این سازند در چاه B، حدود ۳۳۶ متر ستبرا دارد و عمدتاً شامل سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و دولومیت آهکی است. ستبرا این سازند در چاه C هم برابر با ۳۸۲ متر است و عمدتاً شامل سنگ آهک و دولومیت آهکی است.

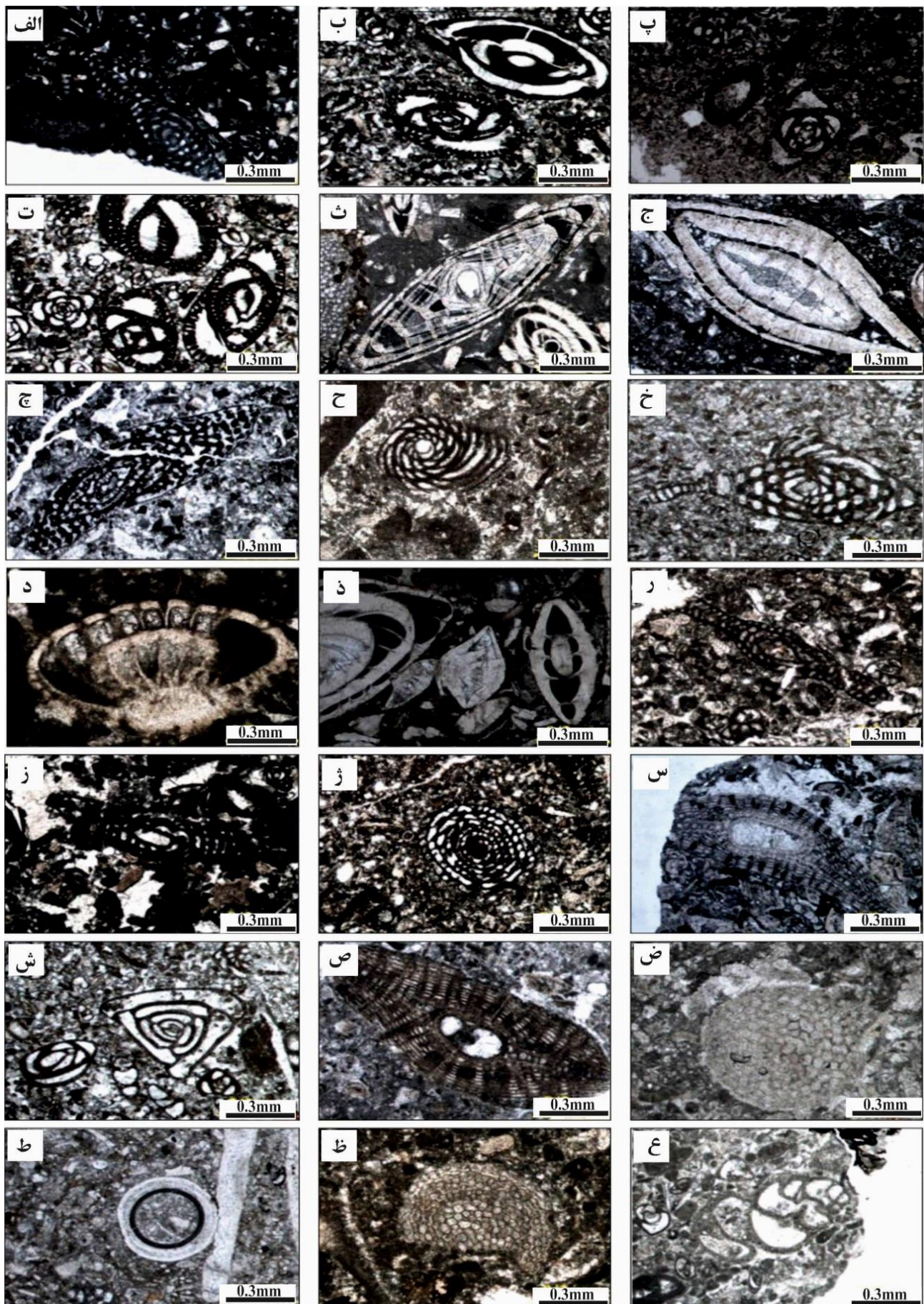
زیست چینه نگاری

در این پژوهش زیست چینه نگاری چاه‌های مورد مطالعه بر پایه زیست‌زون‌های معرفی شده توسط Laursen et al. (2009) انجام گرفته که به شرح زیر است (شکل‌های ۵ تا ۷):

تجمع فسیلی ۱

این تجمع در چاه A با ستبرا ۱۴۶ متر (۲۸۴۴-۲۹۹۰ متر)، در چاه B با ستبرا ۱۱۵ متر (۲۵۴۶-۲۴۳۱ متر) و در چاه

C با ستبرا ۱۱۹ متر (۱۹۸۴-۱۸۶۵ متر) گسترش دارد. تجمع فسیلی مورد سخن شامل فسیل‌های *Amphistegina*, *Archaias* sp., *Archaias operculinoformis* sp., *Ditrupa* sp., *Dendritina rangi*, *Austrotrillina* sp., *Globigerina*, *Eulepidina dilatata*, *Elphidium* sp. 1, *Miogypsina* sp., *Heterostegina* sp., spp., *Neorotalia viennotie*, *Miogypsinoidea* sp., *Nummulites fichteli*, *Nephrolepidina* sp., *Operculina*, *Nummulites vascus*, *Nummulites* sp., *Sphaerogypsina*, *Operculina* sp., *complanata* Red, *Miliolids*, *Bryozoa*, *Valvulinia* sp., *globules* و *algae* است. این تجمع فونی از نظر فسیلی و سنی معادل زیست‌زون شماره ۲ با عنوان *Nummulites vascus*-*Nummulites fichteli* Assemblage zone در نوشته Laursen et al. (2009) و Van Bochem et al. (2010) در نظر گرفته شده و دارای فسیل‌های شاخصی نظیر *Nummulites intermedius*, *Nummulites fichteli* و *Nummulites vascus* (شاخص روپلین) می‌باشد. این زیست‌زون در هر ۳ چاه A، B و C دیده شده و با توجه به دلایل ذکر شده سن روپلین را نشان می‌دهد.



← شکل ۴: مجموعه میکروفسیل‌های شناسایی شده در سازند آسماری در چاه‌های مورد مطالعه: الف) *Archaias asmaricus*, Axial Section, well no.A, 2835m (ب) *Austrotrillina howchini*, Transverse Section, well no.B, 2288m (پ) *Austrotrillina asmariensis*, Axial & Transverse Section, well no.B, 2288m (ت) *Nummulites fichteli*, Axial & equatorial Section, well no.C, 1915m (ث) *Austrotrillina* sp., Transverse Section, well no.A, 2490m (ج) *Nummulites vascus*, Axial Section, well no.A, 2862m (چ) *Archaias operculiniformis*, Axial Section, well no.B, 2456m (ح) *Peneroplis evolutus*, Transverse Section, well no.B, 2772m (خ) *Peneroplis thomasi*, Transverse Section, well no.C, 1748m (د) *Elphidium* sp.14, Axial Section, well no.B, 2220m (ذ) *Amphistegina* sp., Axial Section, well no.A, 2710m (ر) *Archaias hensoni*, Axial Section, well no.B, 2765m (ز) *Archaias kirkukensis*, Axial Section, well no.A, 2658m (ژ) *Borelis melo curdica*, Axial Section, well no.C, 1626m (س) *Eulepidina dilatata*, Axial Section, well no.A, 2768m (ش) *Triloculina tricarinata*, subaxial Section, well no.C, 1610m (ص) *Nephrolepidina* sp., Axial Section, well no.A, 2753m (ض) *Sphaerogypsina globules*, Transverse Section, well no.B, 2254m (ط) *Ditrupea* sp., Transverse Section, well no.A, 2960m (ظ) *Planorbulina* sp., Horizontal Section, well no.B, 2358m (ع) *Valvulina* sp., Longitude Section, well no.C, 1913m

تجمع فسیلی ۲

این تجمع فونی در چاه A با ستبرای ۳۲۹ متر (۲۸۴۴-۲۵۱۵ متر)، در چاه B با ستبرای ۱۷۸ متر (۲۴۳۱-۲۲۵۳ متر) و در چاه C با ستبرای ۲۱۵ متر (۱۸۶۵-۱۶۵۰ متر) گسترش دارد و مشتمل بر فسیل‌های *Archaias*, *Amphistegina* sp., *Archaias asmaricus*, *Archaias hensoni*, *Austrotrillina* sp., *Archaias kirkukensis*, *Borelis* sp., *Dendritina rangi*, *Elphidium* sp., *Heterostegina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Meandropsina iranica*, *Miogygypsina* sp., *Miogygypsina complanatus*, *Miogygypsinoidea complanatus*, *Nephrolepidina* sp., *Neorotalia viennotie*, *Peneroplis evolutus*, *Operculina complanate*, *Peneroplis thomasi*, *Peneroplis* sp., *Valvulina* sp., *Sphaerogypsina globules* و Red algae, Miliolids, Bryozoa و Coral می‌باشد.

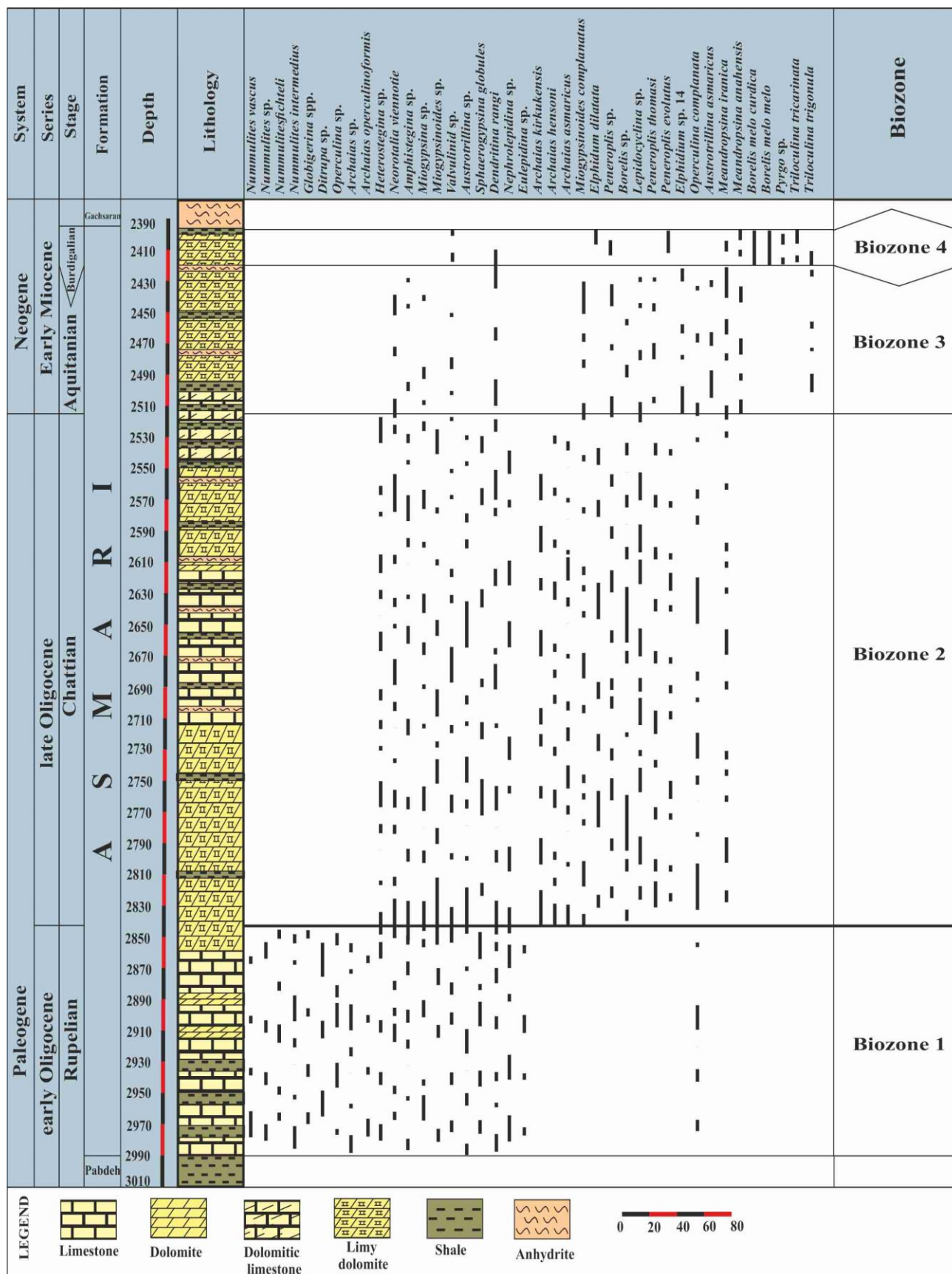
این تجمع فونی از نظر فسیلی و سنی معادل زیست‌زون شماره ۴ در نوشته Laursen et al. (2009) و Van Bochem et al. (2010) با عنوان *Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni*-*Miogygypsinoidea complanatus* Assemblage zone در نظر گرفته شده و دارای فسیل‌های شاخصی همچون *Archaias*, *Archaias hensoni*, *kirkukensis* و *Miogygypsinoidea complanatus* می‌باشد. به دلیل نبود جنس *Nummulites* و انقراض این جنس

شاخص مرز روبلین و شاتین و همچنین ظهور و فراوانی گونه‌های مختلف جنس *Archaias* و انقراض آنها در انتهای شاتین، سن این زیست‌زون شاتین در نظر گرفته شده است. این زیست‌زون در هر ۳ چاه A، B و C حضور دارد.

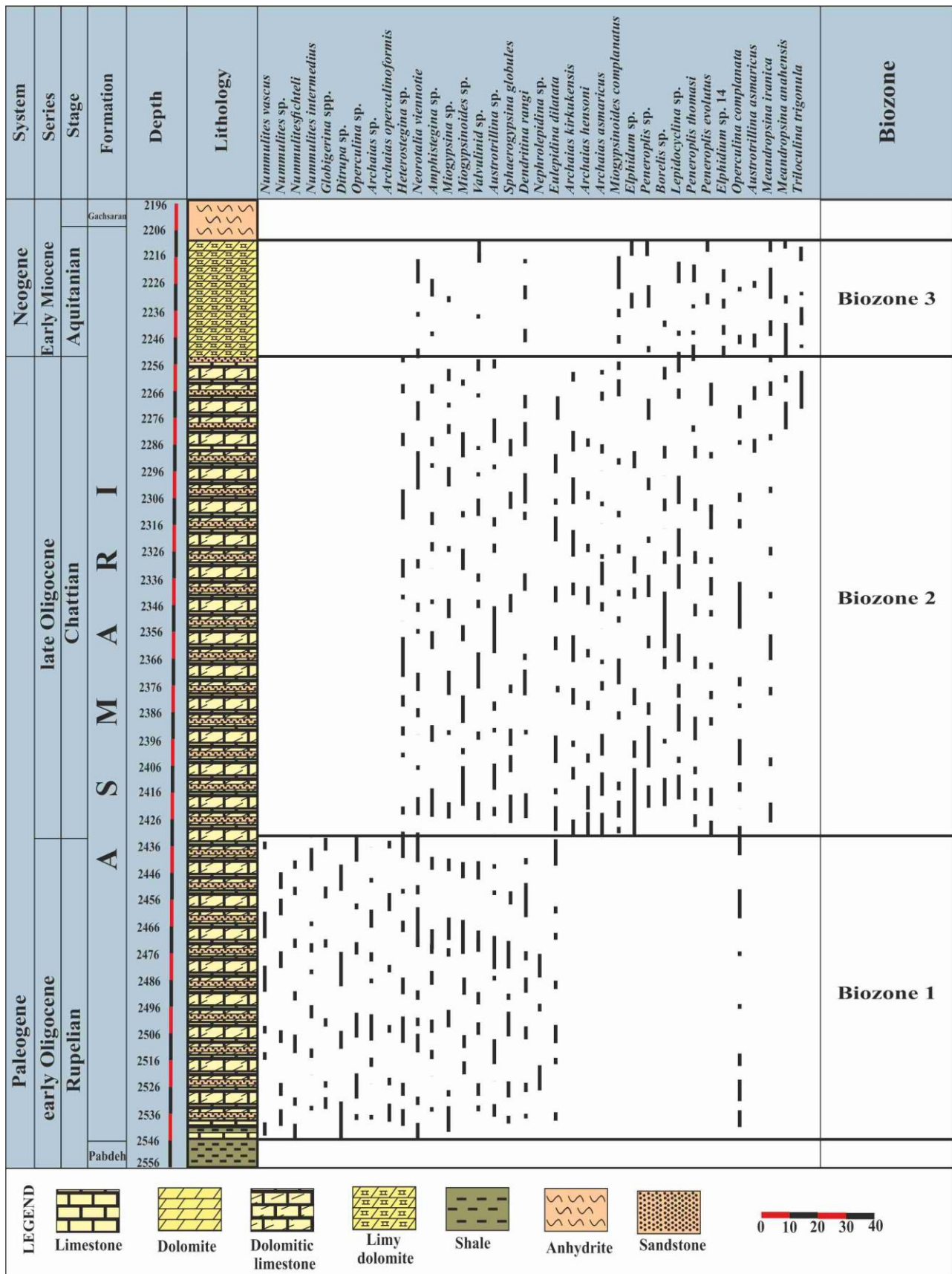
تجمع فسیلی ۳

این تجمع فونی در چاه A با ستبرای ۹۵ متر (۲۵۱۵-۲۴۲۰ متر)، در چاه B با ستبرای ۴۳ متر (۲۲۵۳-۲۲۱۰ متر) و در چاه C با ستبرای ۲۲ متر (۱۶۵۰-۱۶۲۸ متر) گسترش دارد. فسیل‌های *Austrotrillina*, *Amphistegina* sp., *Austrotrillina howchini*, *asmariensis*, *Dendritina rangi*, *Borelis* sp., *Austrotrillina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Elphidium* sp.14, *Discorbis* sp., *Meandropsina iranica*, *Meandropsina anahensis*, *Neorotalia*, *Miogygypsinoidea* sp., *Miogygypsina* sp., *Peneroplis* sp., *Operculina complanate*, *viennoti*, *Triloculina trigonula*, *Peneroplis thomasi* و Miliolids مهمترین فسیل‌های این تجمع را تشکیل می‌دهند.

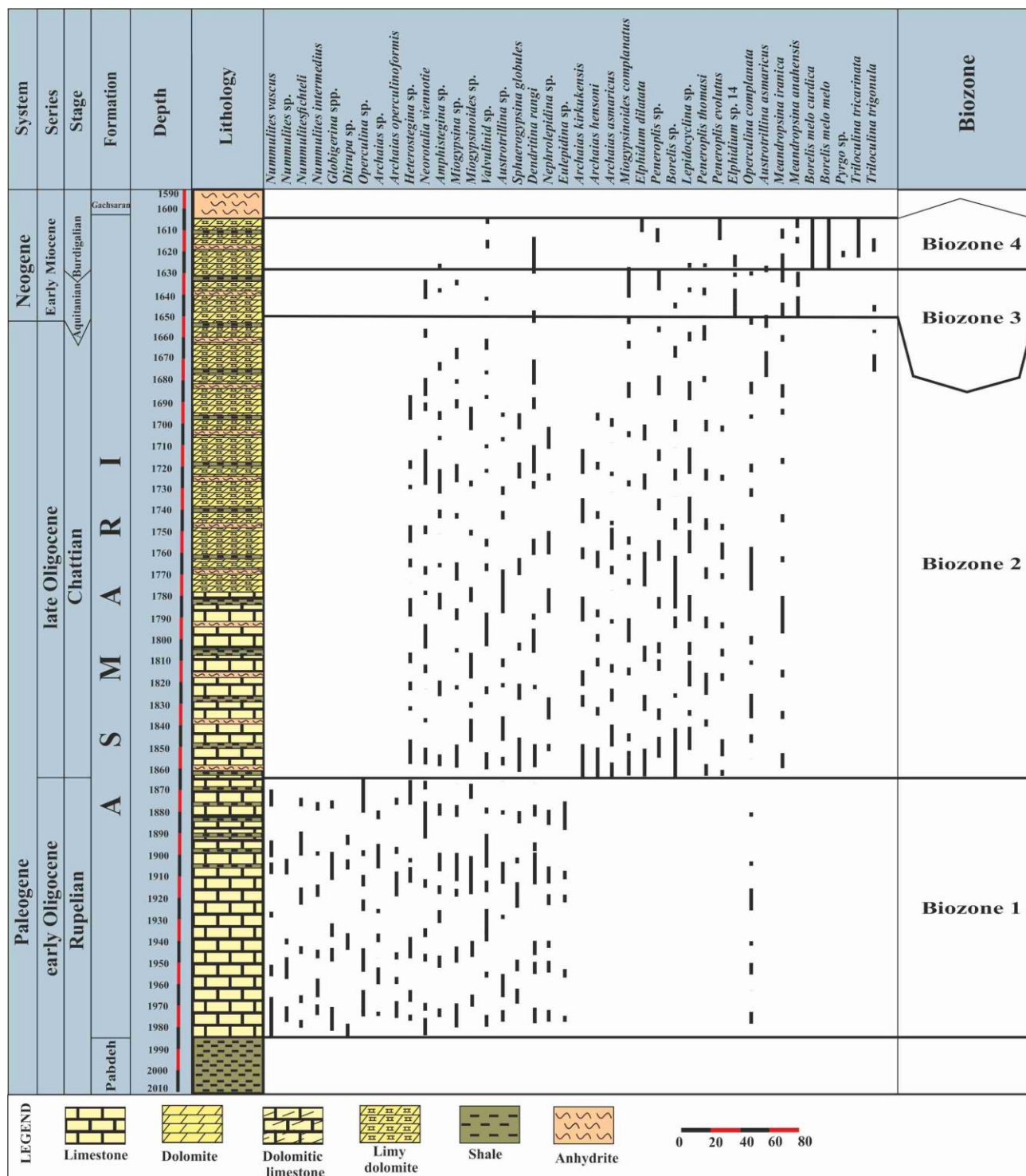
این تجمع فونی از نظر فسیلی و سنی معادل زیست‌زون شماره ۵ در نوشته Laursen et al. (2009) و Van Bochem et al. (2010) با عنوان *Miogygypsina*-*Elphidium* sp.14-*Peneroplis farsensis* Assemblage Zone در نظر گرفته



شکل ۵: ستون زیست چینه نگاری و انتشار قائم فسیل‌های شناسایی شده در سازند آسماری در چاه A میدان گچساران



شکل ۱: ستون زیست چینه نگاری و انتشار قائم فسیل‌های شناسایی شده در سازند آسماری در چاه B میدان گچساران



شکل ۷: ستون زیست چینه نگاری و انتشار قائم فسیل‌های شناسایی شده در سازند آسماری در چاه C میدان گچساران

گونه *Borelis melo curdica* (شاخص بوردیگالین)، این بخش از توالی متعلق به آکیتانین می‌باشد. این تجمع فونی در هر ۳ چاه A، B و C با سن آکیتانین تشخیص داده شده است.

شده و دارای فسیل‌های شاخصی از قبیل *Elphidium sp. 14*، *Peneroplis farsensis* و *Miogyssina* می‌باشد. به دلیل حضور این فسیل‌های شاخص و همچنین نبود جنس *Archaias* (ناپدید شدن این جنس در انتهای شاتین) و نبود

تجمع فسیلی ۴

این تجمع فونی در چاه A با ستبرای ۲۰ متر (۲۴۰۰-۲۴۲۰ متر) و در چاه C با ستبرای ۲۶ متر (۱۶۲۸-۱۶۰۲ متر) گسترش دارد و شامل فسیل‌های *Bigenerina* sp., *Borelis Borelis melo melo*, *Borelis melo curdica*, *Elphidium*, *Discorbis* sp., *Dendritina rangi* sp., *Meandropsina*, *Meandropsina anahensis* sp., *Peneroplis evolutus*, *Meandropsina* sp., *iranica*, *Triloculina tricarinata*, *Pyrgo* sp., *Peneroplis* sp., *Tubucellaria* sp., *Triloculina trigonula* و *Valvulina* sp. می‌باشد.

این تجمع فونی از نظر فسیلی و سنی معادل زیست‌زون شماره ۷ در نوشته Laursen et al. (2009) و Van Bochem et al. (2010) با عنوان *Borelis melo curdica- Borelis melo melo Assemblage Zone* در نظر گرفته شده است. به دلیل حضور گونه شاخص *Borelis melo curdica* این بخش از توالی متعلق به میوسن پیشین (بوردیگالین) می‌باشد. این زیست‌زون در ۲ چاه A و C با سن بوردیگالین تشخیص داده شده است.

تطابق زیست‌چینه‌ای

تطابق زیست‌چینه‌ای چاه‌های مورد مطالعه با در نظر گرفتن مقیاس مناسب برای نهشته‌های الیگوسن و میوسن پیشین در ناحیه مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۸). کامل‌ترین توالی زیست‌چینه‌ای نهشته‌های الیگوسن و میوسن پیشین در این مطالعه را در چاه A و C میدان نفتی گچساران می‌توان دید. نهشته‌های روپلین (زیست‌زون شماره ۱)، شاتین (زیست‌زون شماره ۲) و آکیتانین (زیست‌زون شماره ۳) در هر سه چاه در منطقه مورد مطالعه گسترش داشته، اما نهشته‌های بوردیگالین (زیست‌زون شماره ۴) فقط در چاه‌های A و C دیده می‌شوند. لذا در چاه C نبود رسوبات

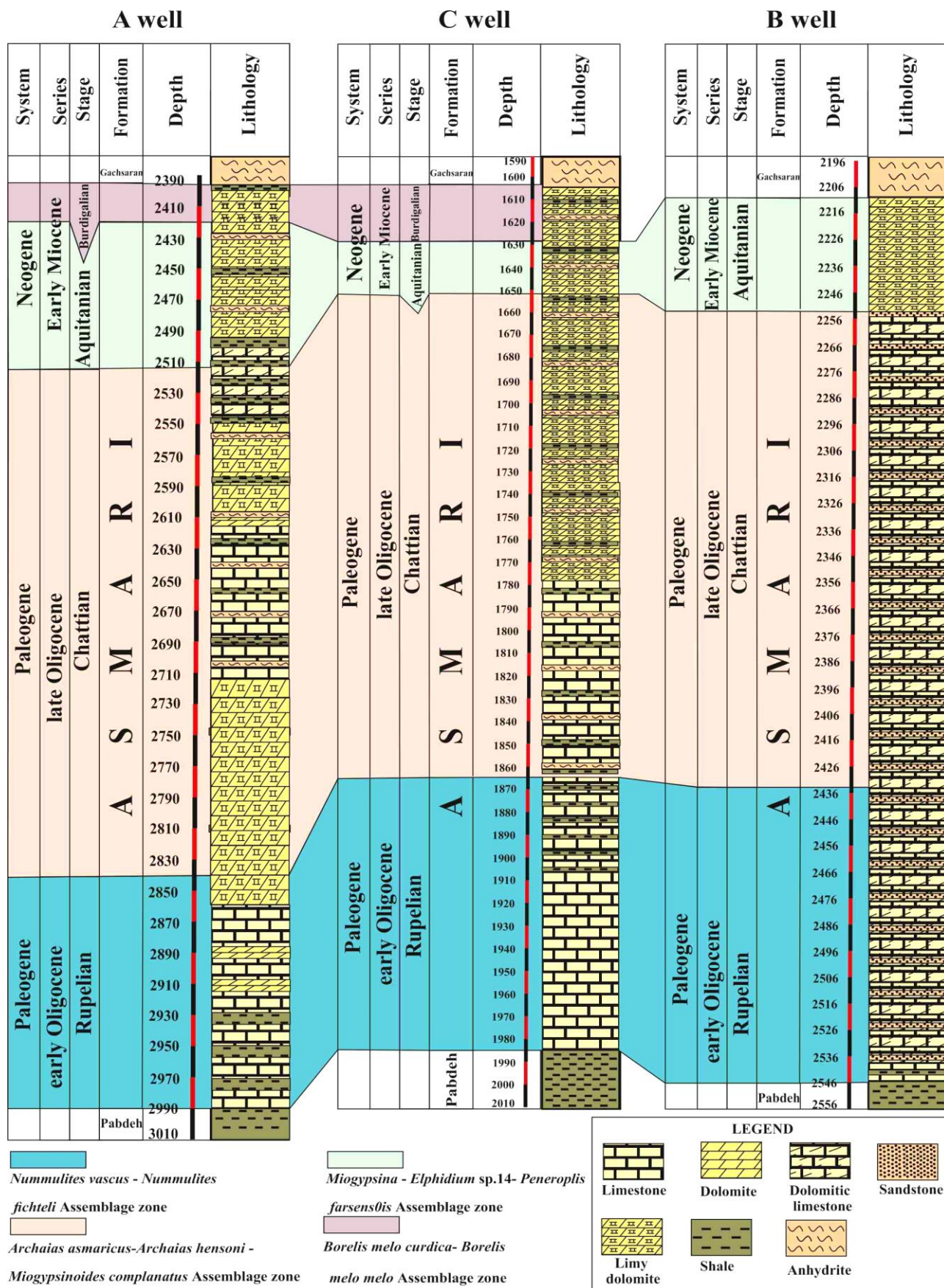
بوردیگالین به وضوح دیده می‌شود که می‌تواند دلایل مختلفی داشته باشد و بررسی آن نیازمند مطالعات بیشتری در آینده است.

نتیجه‌گیری

مطالعه حاضر به بررسی سازند آسماری در چاه‌های A، B و C میدان نفتی گچساران پرداخته است. چاه A این میدان ۵۹۰ متر ستبرای داشته و از دیدگاه سنگ‌شناسی و با استفاده از مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی، به ۶ واحد از پایین به بالا تقسیم شده است. چاه B دارای ۳۳۶ متر ستبرای بوده و از پایین به بالا به ۳ واحد تقسیم شده است و چاه C نیز ۳۸۲ متر ستبرای داشته و از پایین به بالا به ۳ واحد تقسیم شده است. سنگ‌شناسی عمده سازند آسماری در این چاه‌ها سنگ آهک، دولومیت و دولومیت آهکی با میان‌لایه‌های شیل، انیدریت و دولومیت می‌باشد.

بر اساس پراکندگی روزن‌داران کفزی در چاه‌های مورد مطالعه چهار تجمع سنگواره‌ای شناسایی شد که معادل زیست‌زون‌های *Nummulites vascus-Nummulites* Assemblage zone، *Archaias asmaricus-fichteli* Assemblage zone، *Archaias hensoni-Miogypsinoidea complanatus* Assemblage zone، *Miogypsina-Elphidium* sp.14، *Borelis* و *Peneroplis farsensis* Assemblage Zone *melo curdica-Borelis melo melo* Assemblage Zone در نوشته Laursen et al. (2009) و Van Bochem et al. (2010) می‌باشند.

بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی سازند آسماری در چاه‌های فوق، سن این سازند در چاه‌های A و C الیگوسن (روپلین - شاتین) تا میوسن پیشین (آکیتانین - بوردیگالین) می‌باشد. نهشته‌های بوردیگالین در چاه B وجود ندارد و سن این سازند در این چاه الیگوسن (روپلین - شاتین) تا میوسن پیشین (آکیتانین) می‌باشد.



شکل ۸: تطابق زیست چینه‌ای رسوبات الیگوسن و میوسن زیرین در چاه‌های مورد مطالعه

نگارندگان بر خود لازم می‌دانند که از حمایت‌های همه
جانبه دانشگاه آزاد واحد علوم و تحقیقات تهران و نیز
شرکت نفت مناطق نفت خیز جنوب تشکر نمایند.

سپاس‌گزاری

References

- 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.
- 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, south west Iran. *Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 40: 63-84.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S., & Koyi, H., 2009. Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 32: 5-19.
- Hakimzadeh, S., & Seyrafian, A., 2008. Late Oligocene-Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Asmari Formation, south Yasuj, north-central Zagros basin, Iran. *Carbonate and Evaporites*, 23: 1-10.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J., & Ghazi, A.M., 2003. Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction. Part 1. Sedimentology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 405-423.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Societ Geologique de France*, 168: 491-505.
- 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, 1-5.
- Loeblich, A.R.Jr., & Tappan, E., 1988. Foraminiferal genera & their classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 1-970.
- Rahmani, A., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., & Ghabeshavi, A., 2012. Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khaviz and Bangestan Anticlines, Zagros Basin, SW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 263: 1-16.
- Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeshavi, A., 2009. A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran. *Historical Biology*, 21: 215-227.
- Roospeykar, A., & Moghaddam, I.M., 2015. Biostratigraphy, facies analysis and paleoecology of the Asmari Formation in the northwest of Behbahan, south-western Iran. *Carbonates and Evaporites*, 30: 387-400.
- Roospeykar, A., & Moghaddam, I.M., 2016. Benthic foraminifera as biostratigraphical and paleoecological indicators: An example from Oligocene-Miocene deposits in the SW of the Zagros basin, Iran. *Geoscience Frontiers*, 7: 125-140.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2009. Biostratigraphy and palaeoecology of the Oligo-Miocene succession in Fars and Khuzestan areas (Zagros Basin, SW Iran). *Historical Biology*, 21: 17-31.

- Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H., Arzani, N., & Taheri, A., 2011. Facies analysis of the Asmari Formation in central and north-central Zagros basin, southwest Iran: Biostratigraphy, paleoecology and diagenesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28: 439-458.
- Sooltanian, N., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2011. Biostratigraphy and paleo ecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin), Iran. *Carbonates and Evaporites*, 26: 167-180.
- Thomas, A.N., 1948. The Asmari limestone of southwest Iran. *Anglo-Iranian Oil Company Report*, 706 p., Unpublished.
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., & Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations), SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 329 (1): 219-263.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Report 1082. (Unpublished).



زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین پسین - کربنیفر پیشین (فامنین پسین - تورنیزین) در برش زو (شمال شرق ایران) بر اساس فونای کنودونتی

محمد تقی نجارزاده^۱، علیرضا عاشوری^{۲*}، مهدی یزدی^۳

۱- دانشجوی دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی - واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

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

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

*پست الکترونیک: ashouri@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۴/۲۳

تاریخ دریافت: ۹۷/۹/۲۸

چکیده

بررسی فونای کنودونتی نهشته‌های دونین پسین - کربنیفر سازندهای خوش ییلاق و مبارک در برش زو (شمال شرقی شهر جاجرم) به شناسایی ۱۰ جنس، ۲۳ گونه و ۸ زیرگونه منجر شده است. زیای کنودونتی به دست آمده در این مطالعه، مؤید زیست‌زون *Bispathodus ultimus* (فامنین پسین) و گستره‌های زیستی معادل *Pseudopolygnathus multistriatus* و *base of Siphonodella duplicata* to within *Siphonodella crenulata* (تورنیزین) (ویزین) می‌باشد. این امر نشان می‌دهد که گذر فامنین - تورنیزین در انتهای سازند خوش ییلاق و ۶ متر بالاتر از لایه دیاباز قرار دارد. زیای کنودونتی مزبور، نشانگر غلبه زیست‌رخساره *Polygnathid* می‌باشد. زیست‌رخساره‌های کنودونتی پیش‌روی سطح آب در کربنیفر را تأیید می‌کند. برش مذکور هم از دیدگاه رخساره سنگی و هم از دیدگاه رخساره زیستی، با دیگر برش‌های البرز شرقی مشابه است. شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در عناصر کنودونتی کربنیفر نسبت به دونین پسین افزایش نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: کنودونت؛ دونین؛ کربنیفر؛ سازند خوش ییلاق؛ مبارک؛ فامنین؛ تورنیزین.

مقدمه

بررسی مرزهای زیستی، تعیین جایگاه و شناخت حوادث رخ داده در آن‌ها یکی از مباحثی است که از دیرباز توجه بسیاری از پژوهشگران علم چینه شناسی را در سراسر جهان به خود جلب نموده است. مرز دونین - کربنیفر که در این پژوهش نیز به آن پرداخته شده است، به سبب تنوع در محیط‌های رسوب‌گذاری و تنوع در نهشته‌ها، تغییرات آب و هوایی و همزمانی نسبی با حادثه زیستی هنگبرگ در نقاط مختلف دنیا مورد بررسی قرار گرفته است (Caplan & Bustin, 1999; Mc.Ghee, 1998; Kaiser et al., 2006, 2011; Sandberg et al., 2002; Königshof et al., 2011, 2019; Bahrani et al., 2011, 2019; Sattari et al., 2021, 2021). حادثه انقراضی هنگبرگ، بر بخش عمده‌ای از موجودات دریایی از جمله کنودونت‌ها و حتی زیست‌مندان خشکی‌زی تأثیر گذار بوده است (Kaiser et al., 2006, 2011). برش الگوی مرز دونین - کربنیفر در محل برش La Serre E در جنوب فرانسه قرار دارد (Paproth et al., 1991) که در بین سنگ آهک‌های ورقه‌ای، نودولار و حاوی پاپرسران لایه ۸۸ و

بررسی مرزهای زیستی، تعیین جایگاه و شناخت حوادث رخ داده در آن‌ها یکی از مباحثی است که از دیرباز توجه بسیاری از پژوهشگران علم چینه شناسی را در سراسر جهان به خود جلب نموده است. مرز دونین - کربنیفر که در این پژوهش نیز به آن پرداخته شده است، به سبب تنوع در محیط‌های رسوب‌گذاری و تنوع در نهشته‌ها، تغییرات آب و هوایی و همزمانی نسبی با حادثه زیستی هنگبرگ در نقاط مختلف دنیا مورد بررسی قرار گرفته است (Caplan & Bustin, 1999; Mc.Ghee, 1998; Kaiser et al., 2006, 2011; Sandberg et al., 2002; Königshof et al., 2011, 2019; Bahrani et al., 2011, 2019; Sattari et al., 2021, 2021). حادثه انقراضی هنگبرگ، بر بخش عمده‌ای از موجودات دریایی از جمله کنودونت‌ها و حتی زیست‌مندان خشکی‌زی تأثیر گذار بوده است (Kaiser et al., 2006, 2011). برش الگوی مرز دونین - کربنیفر در محل برش La Serre E در جنوب فرانسه قرار دارد (Paproth et al., 1991) که در بین سنگ آهک‌های ورقه‌ای، نودولار و حاوی پاپرسران لایه ۸۸ و

سنگ آهک‌های اووئیدی لایه ۸۹ برش مذکور واقع شده و حدود ۲۰ سانتی‌متر بالاتر از لایه شیلی هنگنبرگ با سترای ۲۵ سانتی‌متر قرار دارد (Feist, 1990). انقراض کنودونت‌ها، تریلویت‌ها، پابرسان، بازوپایان و مرجان‌ها پیرامون این مرز، به سمت آخرین لایه‌های سنگ آهک حاوی پابرسان اتفاق افتاده است، اما در نخستین لایه‌های بالای مرز، بازیابی و شکوفایی تمامی این گونه‌ها از سر گرفته شده است (Feist, 1990). برخی از پژوهشگران، مرز دونین - کربنیفر را منطبق بر نخستین حضور گونه کنودونتی *Siphonodella sulcata* از نیای خود، گونه *Siphonodella praesulcata* دانسته‌اند (Flajs & 1988 Feist, به دلیل به دلیل حضور افرادی از گونه *Siphonodella sulcata* در لایه ۸۸ برش الگوی La Serre E پیش از مرز دونین - کربنیفر، نبود گونه *Siphonodella sulcata* در برخی از برش‌های مشابه و حضور این گونه در همراهی با تاکسای خاص فامنین پسین، تعیین مرز دونین - کربنیفر بر اساس دو گونه *Siphonodella sulcata* و *Siphonodella praesulcata* را با مشکلاتی همراه کرده است (Corradini, 2003, 2008; Kaiser, 2009). به همین دلیل، کمیته بین‌المللی چینه‌شناسی مطالعاتی را جهت بررسی مجدد برش الگو با هدف رفع موارد ابهام و یا کشف برش جایگزین، به عنوان برش مرجع آغاز نمود. گونه *Protognathodus kockeli* که در اطراف مرز چینه‌شناسی یاد شده ظهور یافته است (Corradini et al., 2003؛ 2013, 2015 Mossoni et al.) و همچنین اولین حضور گونه *Siphonodella bransoni* به دلیل گسترش جغرافیایی زیاد و تشخیص آسان آن نسبت به دو گونه *Siphonodella sulcata* و *Siphonodella praesulcata*، نیز به عنوان شاخصی برای تعیین مرز مذکور توسط Corradini et al. (2016) پیشنهاد شده است.

مطالعات انجام شده در برخی از نواحی البرز شرقی به ویژه در اطراف شهر دامغان و ناحیه کلاریز، نشان دهنده تشکیل نهشته‌های پیرامون مرز دونین - کربنیفر در آب‌های کم ژرفا و در رمپ‌های کربناته است (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۵، ۱۳۸۶). شدت تغییرات در مرز گاهی آن چنان بوده که سبب وقفه در رسوب‌گذاری و ایجاد ناپیوستگی شده است. این تغییرات در حوالی مرز، گاهی با بروز حوادثی همانند فعالیت‌های آتش‌فشانی زیردریایی و حضور لایه‌های دیاباز زیردریایی در نواحی تویه - دروار و جاجرم همراه بوده است (شوشتری زاده، ۱۳۸۴). گاهی نرخ سرعت تغییرات، آهسته‌تر بوده و تنها به ایجاد محیط‌های کم ژرفای ساحلی منجر شده است (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۵).

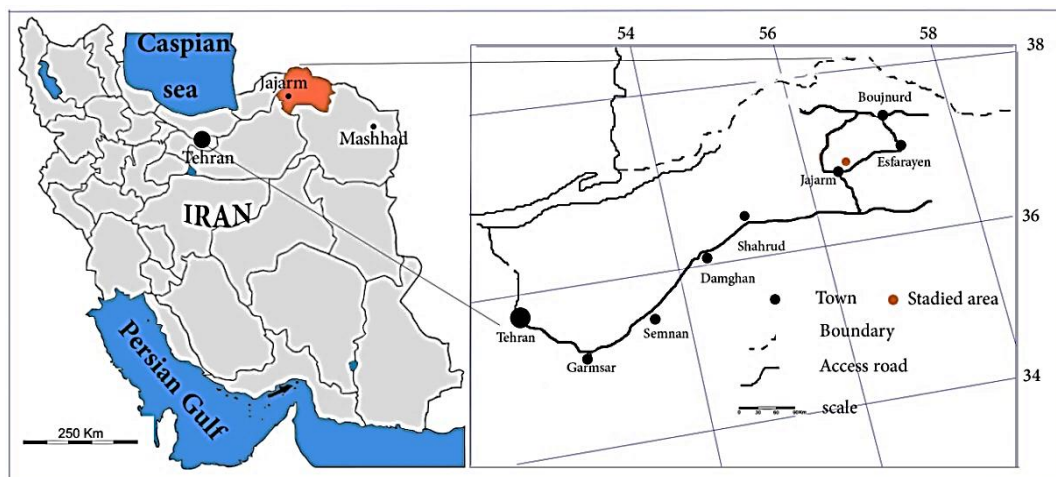
با توجه به آن چه بیان شد، انجام پژوهش‌های مشابه و بررسی برش‌های جدید در سایر نواحی دنیا، از جمله در ایران، می‌تواند ارائه دهنده اطلاعات جدید، در راستای تکمیل یافته‌های ارزشمند پیشین باشد. به همین جهت، این پژوهش بر شناسایی و بازیابی مرز دونین - کربنیفر در بخشی از پهنه البرز شرقی و بررسی زیست چینه نگاری نهشته‌های حوالی مرز، براساس فونای کنودونتی در برش زو متمرکز شده است.

موقعیت جغرافیایی

برش زو در تقادیس کوه زو با مختصات $54^{\circ} 21' 46.32''$ عرض شمالی و $54^{\circ} 18' 15.23''$ طول شرقی در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال شرقی شهر جاجرم، در دامنه‌های جنوبی رشته کوه‌های البرز شرقی واقع شده است (شکل ۱). نهشته‌های دوران پالئوزوئیک تا سنوزوئیک در این ناحیه با امتداد شرقی - غربی، رخنمون یافته‌اند. این رخنمون نخستین بار هنگام انجام مطالعات مربوط به تهیه نقشه زمین شناسی کورخود با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ به صورت تفکیک نشده در قالب یک واحد چینه‌شناسی یکپارچه تحت عنوان سازند

منجر شده است (نجارزاده، ۱۳۷۶). سازند خوش ییلاق در برش زو مشکل از نهشته‌های دریایی کم ژرفا، متناسب به بازه زمانی دونین پسین (فرازنین - فامنین) است (نجارزاده، ۱۳۷۶).

خوش ییلاق معرفی شده است (افشارحرب و همکاران، ۱۳۴۹). بررسی‌های زیست چینه نگاری، به شناسایی و تفکیک ردیف‌های دونین و کرینفر در قالب دو سازند پادها و خوش ییلاق (دونین) و سازند مبارک (کرینفر)



شکل ۱: موقعیت شهر جاجرم در استان خراسان شمالی و نمایش راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

روش مطالعه

نمونه‌های غیر کربناته انجام شد. در مرحله اسیدشویی از محلول اسید استیک ۱۰٪ و در مواردی اسید فرمیک ۱۰٪ (در شرایط خاص با غلظت ۲/۵ برابر حد استاندارد) استفاده گردید. رسوب باقی‌مانده از فرآیند اسیدشویی هر نمونه، با استفاده از جریان ملایم آب و به آرامی از الک‌های با مش‌های متفاوت عبور داده شد. پس از شماره‌گذاری و خشک کردن رسوب باقی‌مانده بر روی هر یک از الک‌ها، نسبت به جداسازی فیل‌ها، در زیر میکروسکپ دوچشمی اقدام شد. بعد از بررسی و شناسایی مقدماتی کنودونت‌ها و تثبیت آنها بر روی پایه آلومینیومی مخصوص تصویربرداری و پوشش نمونه‌ها با غبار طلا در داخل دستگاه Spatter coater و در شرایط خلأ، تصویربرداری از کنودونت‌ها به کمک میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) در گروه فیزیک دانشگاه ملی یزد انجام گرفت. شناسایی نهایی کنودونت‌ها، با استفاده از منابع رایج همچون Branson & Mehl (1934)، Sandberg et al. (1988) و ... صورت گرفت و بر همین اساس زیست‌پهنه‌بندی توالی

پس از بررسی اولیه و مشاهدات صحرایی و شناسایی موقعیت تقریبی مرز دونین - کرینفر، با توجه به بررسی‌ها و مطالعات پژوهشگران پیشین (برای مثال: نجارزاده، ۱۳۷۶؛ Wendt et al., 2005) در برش مورد مطالعه، نسبت به نمونه برداری، ترسیم ستون چینه نگاری، ثبت اطلاعات سنگ شناسی و اندازه‌گیری‌های میدانی اقدام شد. نمونه‌برداری به صورت متراکم و لایه‌به‌لایه با وزن تقریبی ۳ تا ۴ کیلوگرم برای هر نمونه انجام گرفت. در این میان، ۵۸ نمونه سخت (شامل سنگ آهک، دولومیت، ماسه‌سنگ‌های آهکی و سیلت‌های آهکی) و ۱۱ نمونه شیلی - مارنی از ستبرای برش مورد مطالعه برداشت شد. این نمونه‌ها جهت آماده سازی به آزمایشگاه دیرینه‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران منتقل گردید. پس از خرد کردن نمونه‌ها به قطعاتی با ابعاد ۲ تا ۳ سانتی‌متر، بازیابی عناصر کنودونتی با تکنیک اسیدشویی و در مواردی تکنیک‌های انجماد و فراوری در نفت برای

سازند دورود پوشیده می‌شود و یک افق بوکسیتی در رأس آن قابل مشاهده است (افشار حرب و همکاران، ۱۳۴۹؛ علوی نائینی، ۱۳۷۲) (شکل‌های ۲ و ۳).



شکل ۲: نمایی از تاقدیس کوه ازوم و توالی دونین - کربونیفر در برش زو (دید به سمت شمال)

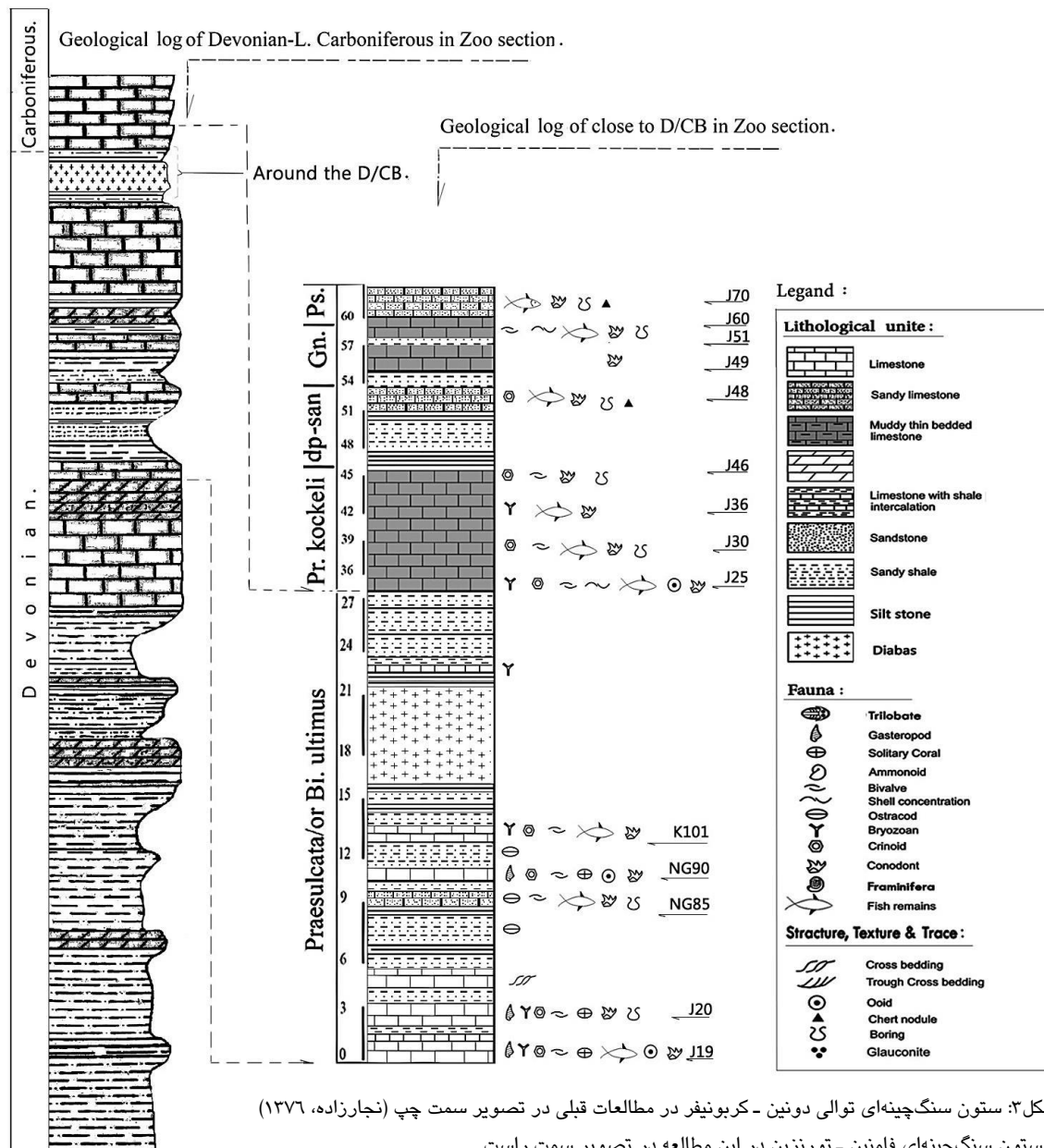
زیست چینه نگاری

از مجموع ۶۹ نمونه کربناته و غیر کربناته برداشت شده از برش مورد مطالعه، تنها ۱۴ نمونه حاوی ۱۰۳ عدد عنصر کنودونتی (۱۰ جنس، ۲۳ گونه و ۸ زیر گونه) بوده‌اند (شکل‌های ۴ تا ۷). به طور میانگین، تعداد عناصر کنودونتی در هر کیلوگرم سنگ، معادل $1/4$ (el/kg) است. بیشینه تعداد (با میزان $14/5$ el/kg)، مربوط به نمونه J46 می‌باشد. بنابراین، میزان بازیافت عناصر کنودونتی در برش مذکور بسیار اندک بوده است. بیشتر لایه‌های سنگی علاوه بر فشردگی بالا (ناشی از نیروهای تکتونیکی)، دارای درصد بالایی از ترکیبات سیلیسی هستند. به همین سبب، در حین عملیات اسیدشویی نمونه‌ها، گاهی به ناچار از محلول اسید فرمیک ۲۵٪ با دوره انحلال ۱۰ ساعت استفاده شده است. نمونه‌های به دست آمده دارای حفظ شدگی متوسط بوده و گاهی شکسته و فرسوده می‌باشند. با هدف زیست پهنه‌بندی کنودونت‌ها در برش مورد مطالعه در محدوده فامنین پسین، از الگوی استاندارد جهانی معرفی شده توسط *Spalletta et al.* (2017) و برای محدوده تورنژین تا ویزئن از زیست پهنه‌بندی معرفی شده توسط *Poty et al.* (2006)

مورد مطالعه به کمک الگوهای استاندارد جهانی *Zeigler Poty et al.* (1990) & *Sandberg* (2008)، *al.* (2006)، *Spalletta et al.* (2017) و نیز برخی از الگوهای زیست پهنه‌بندی تجمعی - محلی تعیین شده است. تمامی کنودونت‌های به دست آمده با پیشوند AUIC کدگذاری شده و در آزمایشگاه دیرینه‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران نگهداری می‌شوند.

سنگ چینه نگاری برش مورد مطالعه

بخش دونین در برش زو با ستبرای ۵۵۸ متر، عمدتاً شامل نهشته‌های دریایی کم ژرفا با ترکیب شیل‌های رنگین، سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ و سنگ آهک است. توالی کربنیفر منطقه نیز شامل تناوبی از سنگ آهک‌های آلیتی، دولومیت، شیل و سیلت‌سنگ می‌باشد. ستبرای لایه‌های فامنین در برش زو در حدود ۲۲۰ متر برآورد شده است و محتوای سنگ‌شناسی غالب آن را سنگ آهک و دولومیت، در تناوب تکرار شونده‌ای با لایه‌های آواری همانند، سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ و شیل تشکیل می‌دهد. توالی دونین در برش ز» با حضور سه بخش از سازند پادها در هسته تاقدیس ازوم آغاز گردیده که بخش زیرین آن پوشیده شده است و در بخش بالایی به گونه‌ای همشیب و تدریجی به سنگ آهک‌های سازند خوش‌خیلاق ختم می‌شود (نجازاده، ۱۳۷۶). ردیف‌های کربنیفر در برش زو به ستبرای ۲۷۲ متر، مشتمل بر تناوبی از سنگ آهک‌های خاکستری تیره و شیل‌های سیاه رنگ می‌باشند. بخش زیرین سازند مبارک در این برش با ستبرای ۲۶/۷ متر از تناوب سنگ آهک‌های آلیتی متوسط لایه با رنگ خاکستری مایل به آبی کبود تشکیل شده است و تمامی ستبرای سازند مبارک در حدود ۲۷۲ متر، به ویزئن پیشین - میانی منتسب است. مرز بالایی کربنیفر در برش زو با یک ناپوستگی فرسایشی و به وسیله لایه‌های ماسه‌سنگی قاعده



نخستین حضور گونه *Bispathodus ultimus* مشخص می‌گردد. این زیست‌زون معادل با *Siphonodella praesulcata* Zone از زیست‌زون‌های معرفی شده توسط Ziegler & Sandberg (1990) است و مرز بالایی آن منطبق بر مرز زیرین محدوده زیستی بعدی است (شکل ۹). گونه‌های همراه در این زیست‌زون شامل *Bispathodus*، *Bispathodus costatus*، *Bispathodus aculeatus*، *Mehlina strigose*، *Bispathodus ultimus*، *stabilis*، *Neopolygnathus*، *Neopolygnathus communis*

و Sommerville (2008) استفاده شده است. بر این اساس یک زیست‌زون و دو محدوده زیستی شناسایی و تعیین شد که به شرح ذیل است (شکل‌های ۸ و ۹):

Bispathodus ultimus Zone (J19 تا J24)

این زیست‌زون مربوط به فامنین پسین است و نهشته‌های بخش پایه تا افق ۲۷/۵ متری برش مورد مطالعه در رأس سازند خوش‌یلاق را دربرمی‌گیرد. براساس مطالعات Spalletta et al. (2017)، مرز زیرین این زیست‌زون با

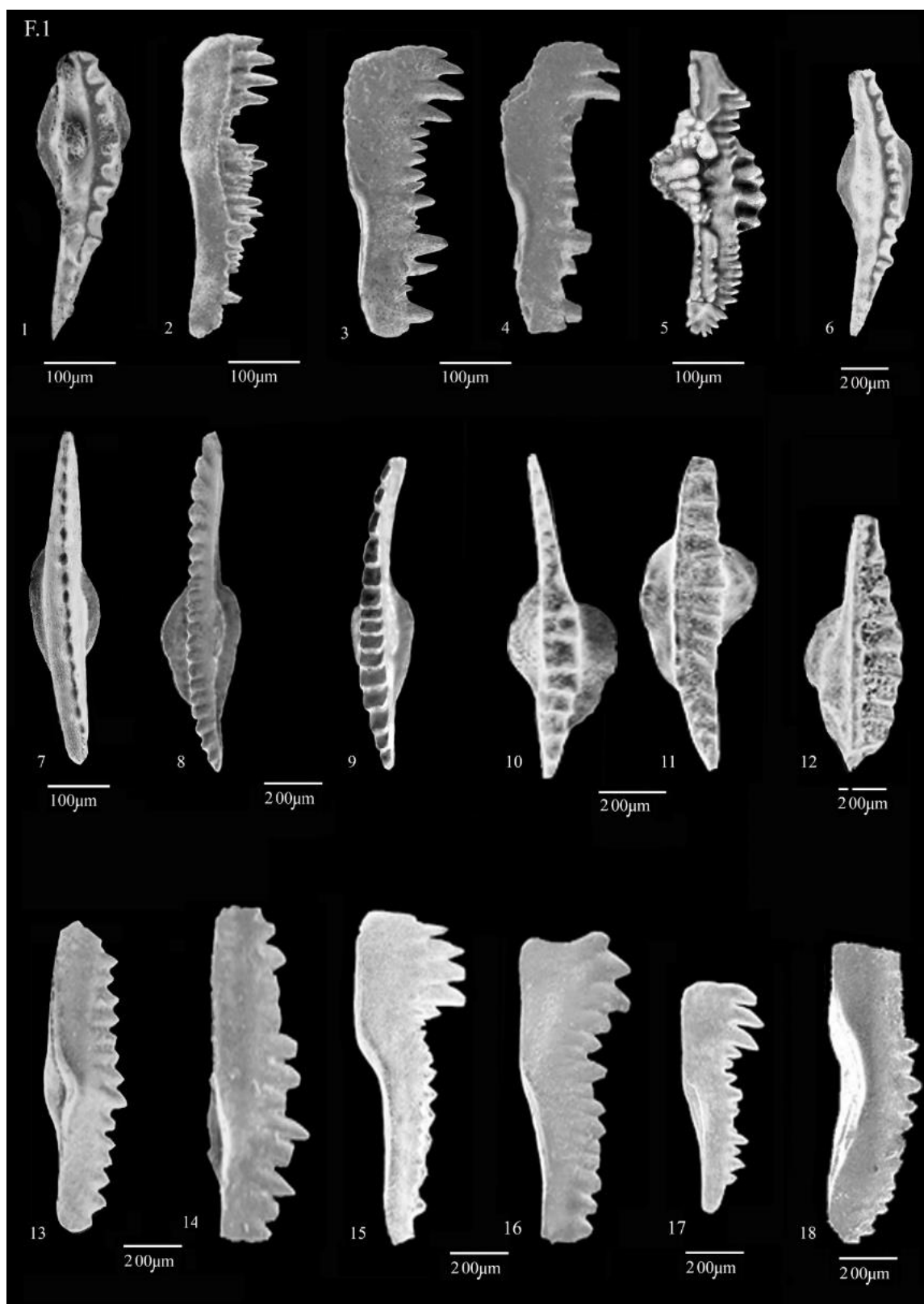
شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در زیست‌زون
Bispathodus ultimus Zone عمدتاً به رنگ‌های قهوه‌ای
 تیره (CAI = ۳/۵-۴) می‌باشد.

Tournaisian interval (J25 تا J46): From *Siphonodella duplicata* Zone to within *Siphonodella isostacha* and *Siphonodella crenulata* interval

این گستره با سن کربنیفر پیشین (اشکوب تورنایزین) است و نهشته‌های فاصله ۲۷/۵ تا ۶۰ متری سازند مبارک در برش مورد مطالعه را دربرمی‌گیرد. مرز زیرین این محدوده به عنوان زیست‌زون آغازین کربنیفر، با نخستین ظهور گونه *Prothognathodus kockeli* و گونه *Prothognathodus meischneri* (که کمی پایین‌تر از مرز حضور می‌یابد)، مشخص می‌گردد (Alberti et al., 1974؛ Spalletta et al., 2017) و مرز بالایی آن منطبق بر مرز زیرین محدوده زیستی بعدی و نخستین حضور گونه *Siphonodella bransoni* (بنابر نوشته Spalletta et al., 2017) و ظهور گونه *Siphonodella duplicata* و یازیرگونه *Polygnathus inornatus* (بنابر نوشته Ziegler & Sandberg, 1984) است. در شرایط نبود نمونه‌های شاخص در این افق، حضور گونه *Prothognathodus meischneri* در نمونه J25، رفاصله ۲۷/۵ متری از قاعده برش جاجریم و در همراهی با گونه‌هایی همانند *Gnathodus* sp، *Neopolygnathus communis*، *Neopolygnathus purus*، *Polygnathus inornatus*، *Polygnathus longiposticus*، *Pseudopolygnathus pinnatus* (equal to *symmetricus* *Polygnathus symmetricus* and to upper *duplicata* *Siphonodella praesulcata* (equal to Zone) و *Prothognathodus kockeli*+*Siphonodella duplicata* to *Siphonodella isostacha* Zones) مشاهده شده است و بدین سبب بر مبنای الگوی زیست‌پهنه‌بندی Poty et al. (2006) و (2008) Sommerville در امریکای شمالی و

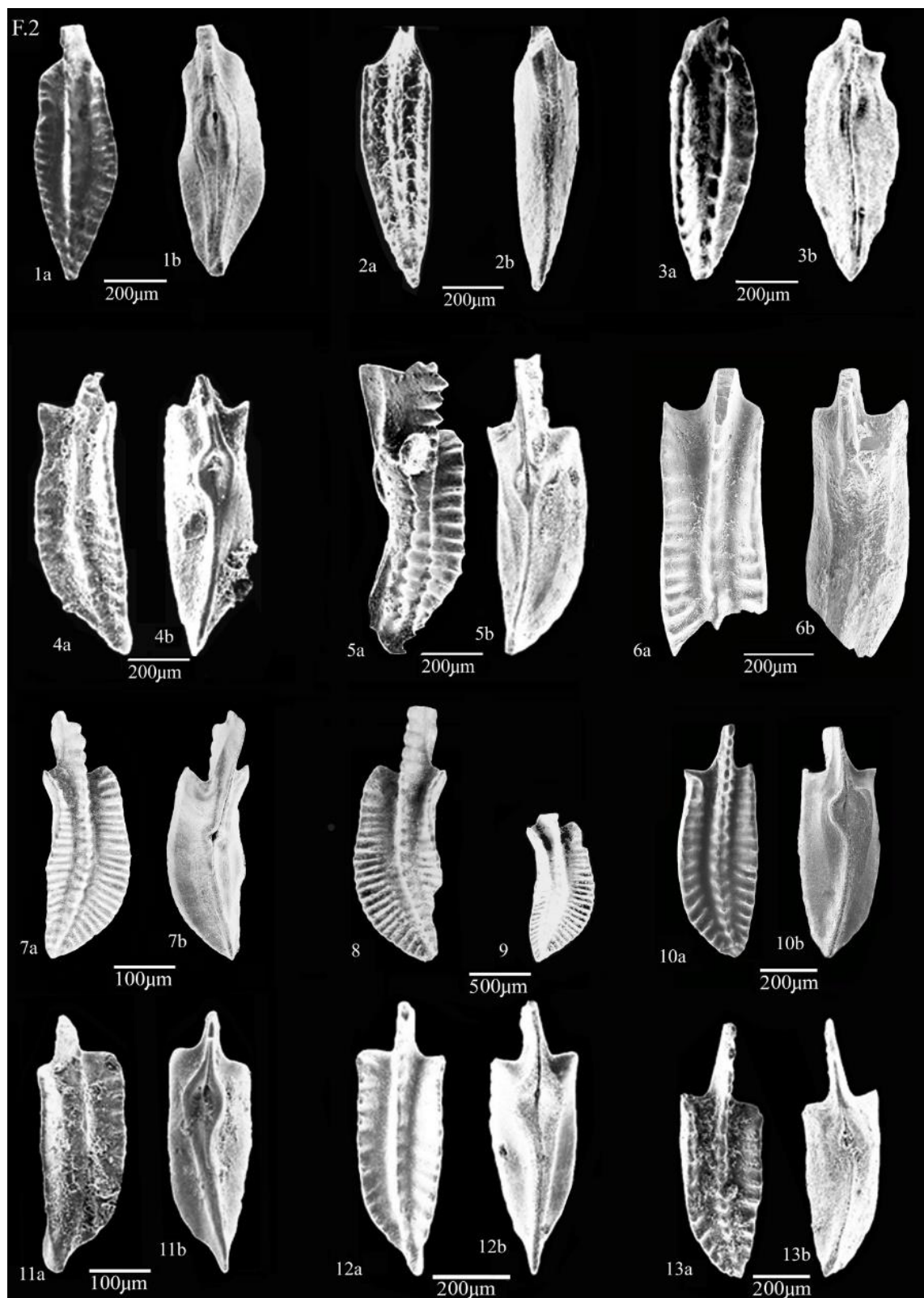
Neopolygnathus communis، *communis collinsoni*، *Neopolygnathus communis dentatus*، *communis Polygnathus*، *Pelekysgnathus inclinatus*، *Polygnathus brevilaminus*، *Polygnathus inornatus*، *Polygnathus lenticularis*، *lanceolus planarius* و *Polygnathus semicostatus* هستند. بر اساس فونای کنودونتی به دست آمده، محدوده سنی این نهشته‌ها جواتر از زیست‌زون *expansa* می‌باشد (به‌جز نمونه J19 که با حضور گونه‌های *Neopolygnathus brevilaminus* و *Polygnathus semicostatus* محدوده *upper expansa* را نشان می‌دهد).

این زیست‌زون، از دیدگاه سنگ چینه نگاری، عمدتاً متشکل از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه با رنگ‌های خاکستری تا نخودی، دارای فسیل شکم پایان، بازوپایان، روزن‌داران، بقایای ماهیان و کنودونت‌ها می‌باشد. کربنات‌های این بخش در تناوب با سیلت‌سنگ و شیل‌های خاکستری تیره و مارن‌های آهکی هستند. در بخش بالایی زیست‌زون مذکور، لایه‌ای از دیاباز زیردریایی با رنگ سبز تیره و ستبرای متغیر ۱۰ تا ۱۵ متر به شکل همشیب در بین لایه‌های سیلتی آبی کمرنگ تا کبود وجود دارد. سیلت‌سنگ‌هایی که در بخش زیرین و بالایی لایه دیاباز هستند، بر اساس بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی، شرایط یکسان محیط رسوبی در اواخر فامنین را نشان می‌دهند (نجارزاده، ۱۳۷۶؛ Dobrestov et al., 2003). از این رو با توجه به بررسی‌های سنگ شناسی و تطابق نهشته‌ها و دیابازهای همراه در برش مورد مطالعه با سایر مقاطع البرز شرقی (تویه - دروار، خوش‌یلاق، میغان، کیاسر و شیرویه) و نیز دیابازهای مشابه در ارمنستان، قزاقستان و سایر نقاط در روسیه (Dobrestov et al., 2003)، می‌توان گذر دونین - کربنیفر را منطبق بر رأس سیلت‌سنگ‌های مذکور دانست (شرح کامل در محدوده زیستی تورنیزین).



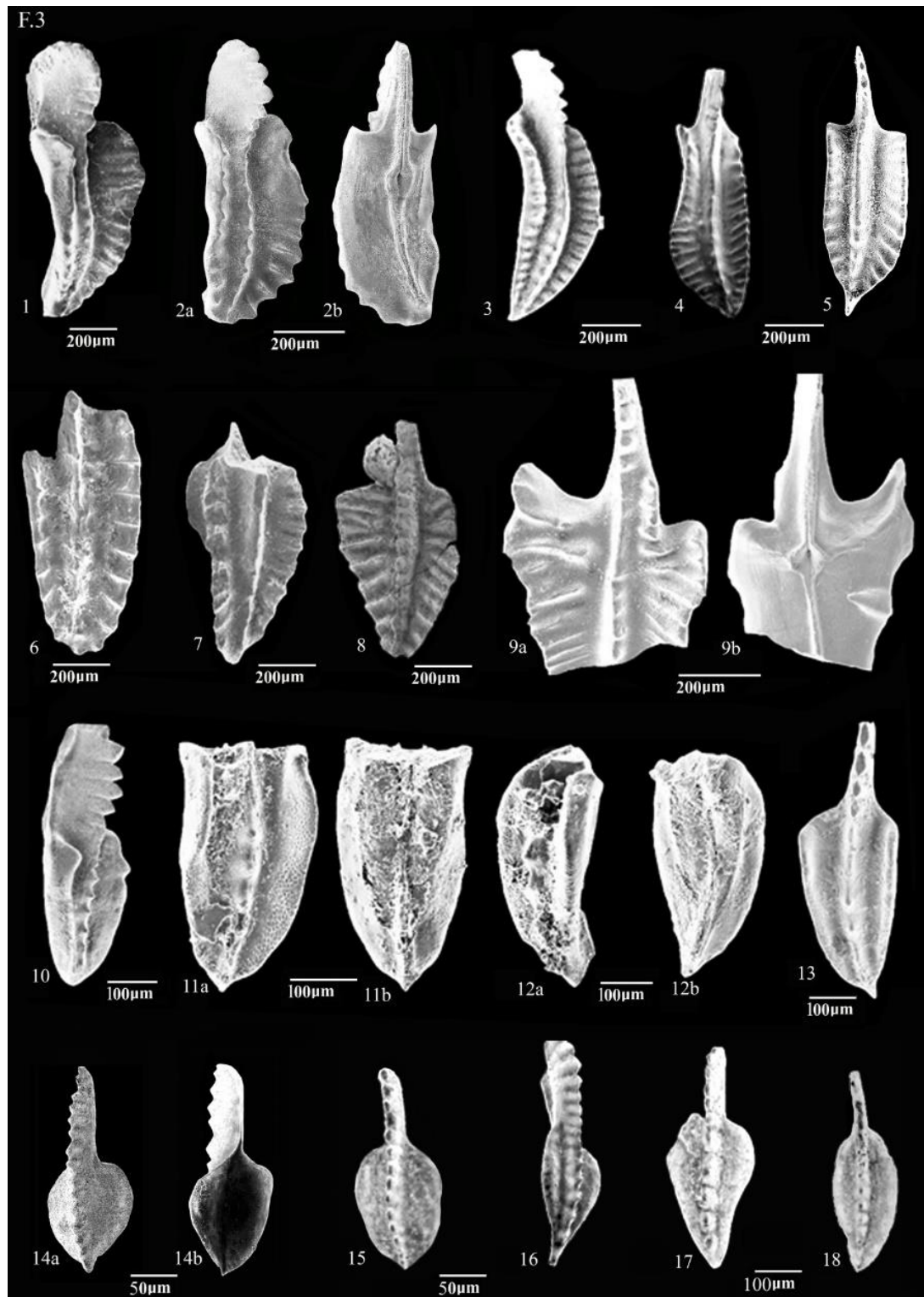
شکل ۴: برخی از کنودونت‌های برش زو

1, 6. *Bispathodus spinulicostatus* Branson & Mehl 1934, upper view, AUIC155226, sample J20; 2. *Mehlina* sp., lateral view, AUIC155241, sample J19; 3, 4. *Bispathodus bispathodus* Ziegler, Sandberg & Austin 1974, AUIC155076, sample J49; 5. *Bispathodus aculeatus* Branson & Mehl 1934, lateral view, AUIC155235, sample NG90; 7, 8. *Bispathodus stabilis* Branson & Mehl 1934, oblique upper view, AUIC155307, sample NG90; 9, 10. *Bispathodus jugosus stabilis* Branson & Mehl 1934, upper view, AUIC155308, sample NG90; 11, 12. *Bispathodus ultimus* Branson & Mehl 1934, upper view, AUIC155310, sample J20; 13, 14. *Branmehla bohlenana* Branson & Mehl 1934, upper view, AUIC155312, Sample J20; 15-17. *Mehlina strigosa* Branson & Mehl 1934, upper view, AUIC155311, Sample J20; 18. *Spathognathodus crossidentatus* Zhuravlev 1991, lateral view, AUIC155231, Sample J46.



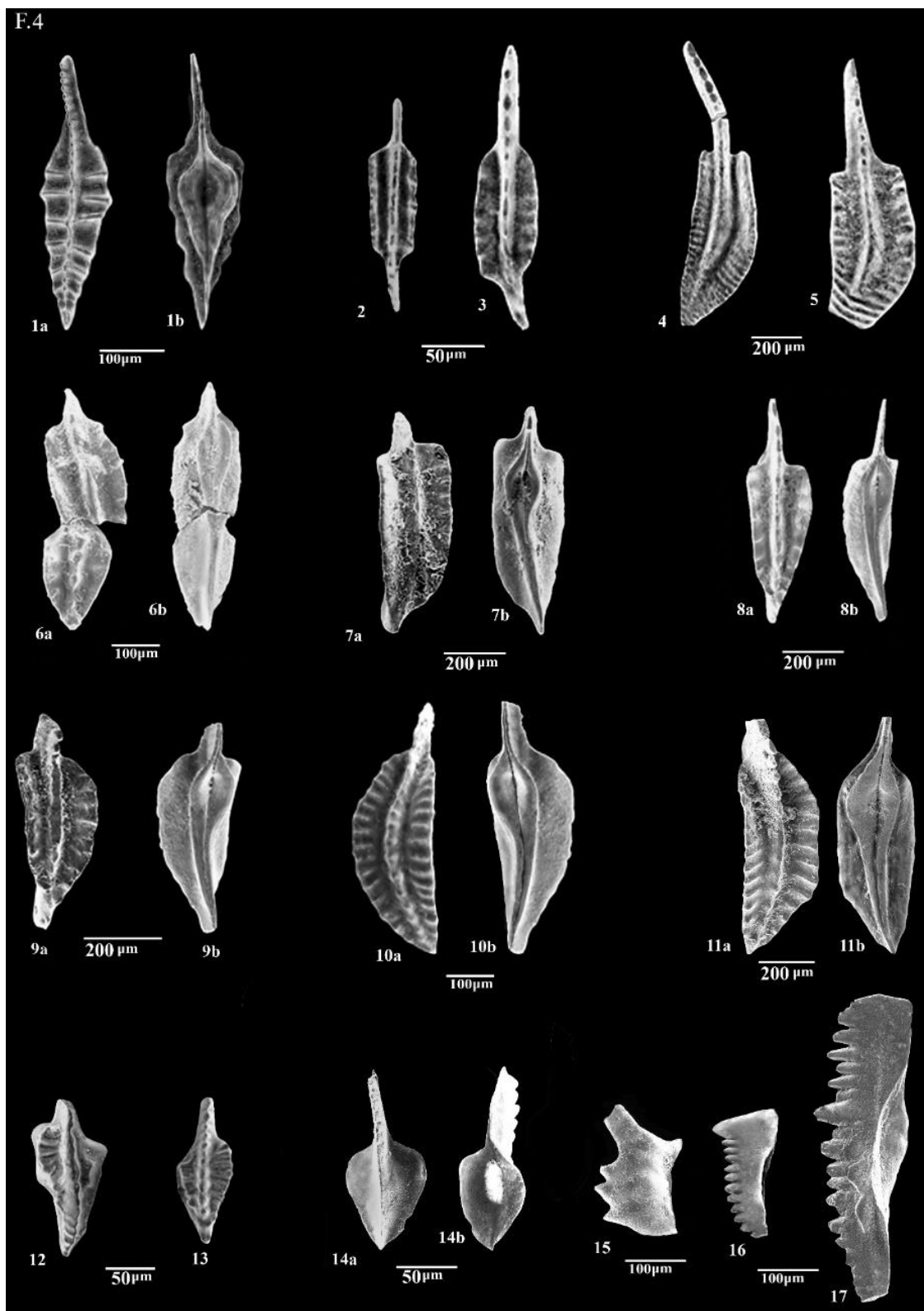
شکل ۵: برخی از کنودونت‌های برش زو

1. *Polygnathus* sp., upper (a) and lower (b) views, EUIC155257, sample J20; 2. *Polygnathus lenticularis* Branson & Mehl 1934, upper (a) and lower (b) views, EUIC155257, sample J20; 3. *Polygnathus planarius* Branson & Mehl 1934, upper (a) and lower (b) views, AUIC155058, sample NG90; 4-6. *Polygnathus longiposticus* Branson & Mehl 1934, 4a. upper and 4b. lower views of AUIC155115, sample J46., 5a. upper oblique and 5b. lower oblique views of AUIC155053, sample J45, 6a. upper and 6b. lower views of AUIC155058, sample J46; 7-10. *Polygnathus inornatus* Branson 1934, 7a. upper and 7b. lower views of AUIC155302, sample J46, 8. upper view of AUIC155248, sample J46., 9. upper view of AUIC155248, sample J47, 10a. upper and 10b. lower views of AUIC155249, sample J4658; 11-13. *Polygnathus symmetricus* Branson 1934, 11a. upper and 11b. lower views of AUIC155053, sample J25, 12a. upper and lower 12b view of AUIC155053, sample J49, 13a. upper and 13b. lower views of AUIC155054, sample J51.



شکل ۶: برخی از کندونتهای برش زو

1, 2. *Polygnathus parapetus* Hass 1962, 1. upper oblique view, AUC155159, sample J46; 2a. upper and 2b. lower views of AUC155159, sample J46; 3. *Polygnathus bischoffi* Bischoff 1973, 3a. upper and 3b. lower views of AUC155301, sample NG85; 4. *Polygnathus inornatus* Branson 1934, upper oblique views, AUC155302, sample J46; 5. *Polygnathus symmetricus* Branson 1934, upper view, AUC155053, sample J25; 6. *Pseudopolygnathus multistriatus* Branson & Mehl 1934, upper views, AUC155253, sample J75; 7. *Pseudopolygnathus primus* Branson & Mehl 1934, upper oblique views, AUC155237, sample J25; 8. *Pseudopolygnathus triangulus* Voges 1959, upper view, AUC155309, sample J49; 9. *Pseudopolygnathus pinnatus* M2 Branson & Mehl 1934, 9a. upper and 9b. lower views of AUC155217, sample J60; 10. *Neopolygnathus communis dentatus* Branson & Mehl 1934, upper oblique view, AUC155159, sample J49; 11, 12. *Neopolygnathus communis communis* Branson & Mehl 1934, 11a. oblique upper and 11b. lower views of AUC155225, sample J46; 12a. oblique upper and 12b. lower views of AUC155225, sample J46; 13. *Neopolygnathus communis collinsoni* Branson & Mehl 1934, upper view, AUC155166, sample J20; 14, 15. *Protognathus* aff. *meischneri* Ziegler 1969, 14a. oblique upper and 14b. lower views of EUC155304, sample J25; 15. upper view, EUC155308, sample J25; 16. *Neopolygnathus purus purus* Voges 1959, upper view, AUC155305, sample J46; 17, 18. *Neopolygnathus purus subplaneus* Rhodes et al. 1969, 17. oblique upper view of AUC155306, sample J51; 18. upper views of AUC155309, sample J51.



شکل ۷: برخی از کنودونت‌های برش زو

1. *Pseudopolygnathus multistriatus* Branson & Mehl, 1934, 1a. upper and 1b. lower views, specimen AUIC155309, Sample J49; 2, 3. *Neopolygnathus brevilaminus* Branson & Mehl 1934, 2. upper view, AUIC155300, Sample J19, 3. upper view, AUIC155301, Sample J19; 4. *Polygnathus costatus* Branson 1934, upper oblique view, AUIC155302, Sample J46; 5. *Polygnathus semicostatus* Branson & Mehl 1934, 5a. upper and 5b. lower views of AUIC155303, Sample J19; 6-8. *Siphonodella praesulcata* Sandberg *et al.* 1972, 6a. upper and 6b. lower views of AUIC155097, Sample J51, 7a. upper and 7b. lower views of AUIC155067, Sample J25, 8a. upper and 8b. lower views of AUIC155045, Sample J60; 9-11. *Siphonodella* aff. *sulcata* Huddle 1934, 9a. upper and 9b. lower views of AUIC155300, Sample J30, 10a. upper and 10b. lower views of AUIC155300, Sample J30, 11a. upper and 11b. lower views of AUIC155300, Sample J30; 12, 13. *Gnathodus* sp., 12. upper view, AUIC155331, 13. upper view, AUIC155332, Sample J56; 14. *Protognathodus* aff. *meischneri* Ziegler 1969, 14a. upper and 14b. lower views of EUIC155304, Sample J25; 15. *Pelekysgnathus inclinatus* Thomas 1949, lateral view, AUIC155234, Sample J21; 16. *Spathognathodus minivascus* Zhuravlev 1991, lateral, AUIC155231, Sample J46; 17. *Spathognathodus crossidentatus* Zhuravlev 1991, lateral view, AUIC155231, Sample J46.

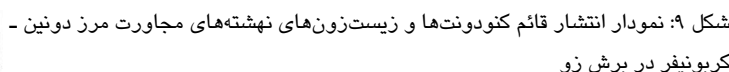
Conodont samples		Conodont Zone According to Spalletta et al., 2017
		P. semicostatus Br. bohlenana Bi. bispathodus Bi. jugosus Bi. costatus M1 Bi. costatus M2 Neo. com. collinsoni Bi. ultimus Pe. inclinator Neo. purus purus P. symetricus Pr. meischneri Si. praesulcata P. longiposticus Pr. kockeli Si. sulcata Neo. purus subplanus Ps. pinnatus P. bischoffi P. fornicatus Ps. triangulus Br. inornata Neo. com. communis P. inornatus Bi. acu. aculeatus Bi. acu. antiposicrinus Cly. pulumulus M. strigosa Ps. primus Ps. multistriatus Sp. crossidentatus Hindeodus Sp. P. brevilineus P. inor. rostratus
	multistriatus	
	S. isostacha & S. crenulata	
Si. duplicata	UP. duplicata	Si. hassi
	L. duplicata	Si. bransonii
Si. sulcata	.U	Pr. kockelli
	.L	Bi. ultimus
Si. praesulcata	U	
	M	
	L	
	UP. expansa	
	Bi. costatus	

شکل ۸: زیست‌زون‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه بر اساس نوشته Spalletta et al. (2017)

زیردریایی در این بخش باشد. در این ناحیه، وجود اختلاف در ژرفای حوضه رسوبی در نواحی مختلف البرز شرقی، به احتمال زیاد ناشی از بروز عملکرد مجموعه گسل‌های جنوب البرز به‌ویژه گسل شاهرود می‌باشد که باعث ایجاد بلوک‌هایی به شکل فراپوم و فروپوم و در نتیجه تغییرات ژرفای حوضه رسوبی گردیده است (نجارزاده، ۱۳۷۶). مشابهت سنگ‌شناسی زیادی بین لایه‌های سیلت‌سنگ ورقه‌ای کبود رنگ، در سطح زیرین و سطح بالایی لایه دیاباز وجود دارد. دیاباز مزبور با سنگ‌های آتشفشانی معرفی شده در مجاورت مرز دونین - کربنیفر در سایر نواحی البرز شرقی (Stampfli, 1978)، البرز مرکزی (لاسمی، ۱۳۷۹)، میغان (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۵)، تویه - دروار (شوشتری‌زاده، ۱۳۸۴؛ ستاری، ۱۳۹۹) و کیاسر (کبریایی‌زاده، ۱۳۸۸) قابل تطابق می‌باشد. چنین سنگ‌های آتشفشانی در محدوده مرز دونین - کربنیفر در نواحی

اروپا (شکل ۴)، این افق منطبق بر قاعده تورنرین در نظر گرفته شد. نبود *Polygnathus longiposticus* و *Neopolygnathus purus*، در این بخش که براساس مطالعات Branson & Mehl (1934)، آخرین حضورشان در Lower *Siphonodella crenulata* Zone می‌باشد نیز دلیلی دیگر بر نهشته شدن J25 در Upper *Siphonodella duplicata* است. بر اساس پیدایش گونه *Prothognathodus meischneri* در لایه J25 و در فاصله ۶ متر بالاتر از لایه دیاباز به همراه نمونه *Siphonodella aff. Sulcata*، به احتمال زیاد گذر فامنین پسین - تورنرین در زیر این لایه منطبق بر رأس لایه‌های آواری شیلی - سیلت‌سنگی بر روی لایه دیاباز و منطبق بر مرز دو سازند خوش‌یلاق و مبارک بوده است.

لایه دیاباز زیردریایی در این ناحیه می‌تواند حاکی از بروز وقفه رسوبی کوچک، فعالیت‌های تکتونیکی و آتشفشانی



Pseudopolygnathus نمونه 60، با حضور زیر گونه
Neopolygnathus purus M1 در همراهی با
Neopolygnathus purus و *subplanus* زیست زون

مختلف کشور روسیه و قزاقستان (Dobretsov, 2003)؛ (Satnova, 2012) نیز قابل تطابق با دیاباز موجود در برش مورد مطالعه می‌باشد. وجود این دیاباز نشانگر وقوع یک وقفه کوتاه مدت (در حدود ۱ تا ۲ میلیون سال) مقارن با محدوده Middle *Siphonodella praesulcata* to Upper *Siphonodella praesulcata* Interval or Upper *Bispathodus ultimus* Zone در مجاورت مرز دونین - کربنفر در این ناحیه و سایر نواحی یاد شده در شمال گندوانا است. به عقیده Stampfli (1978) و لاسمی (۱۳۷۹)، نفوذ این گدازه‌های بازالتی و دیابازهای زیر دریایی در بین نهشته‌های فامنین پسین، ناشی از تسلط شرایط ریفتی و کششی حاشه سکوهای کربناته در دونین - تریاس می‌باشد.

می‌باشد که قبلاً توسط سایر محققین در البرز شرقی و ایران مرکزی و در مناطق و کشورهای مجاور نظیر ترکیه، قزاقستان، سیری و اروپا نیز گزارش شده است (Poty et al., 2006؛ Sommerville, 2008). از این رو به دلیل نبود نمونه‌های شاخص، برای گستره بین نمونه‌های J25 تا J59 به عنوان یک محدوده زیستی معادل تورنیزین پیشنهاد می‌گردد. این گستره از دیدگاه سنگ‌شناسی عمدتاً شامل سنگ آهک‌های ماسه‌ای و آلیتی، گل سنگ‌های نازک لایه با محتوای فسیلی اندک همانند بریوزوئر، قطعات کرینئید، پوسته‌های استراکد، روزن‌داران، بقایای ماهی و گونه‌های کنودونتی آب‌های ژرف‌تر است. حضور گونه‌هایی از جنس‌های *Gnathodus*، *Neopolygnathus*، *Pseudopolygnathus*، *Polygnathus symmetricus* و *pinnatus* در این لایه‌ها، مؤید افزایش ژرفای حوضه رسوبی در ابتدای تورنیزین می‌باشد. شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در این گستره تیره رنگ (CAI=۵) است.

Visean interval (J60 تا J75): *Pseudopolygnathus multistriatus* interval

این گستره مربوط به کرینفر پیشین (اشکوب ویزئن) است و نهشته‌های افق ۶۰ متری تا انتهای برش مورد مطالعه را دربرمی‌گیرد. در شرایط نبود گونه‌های شاخصی نظیر *Siphonodella isostacha* که مشخص‌کننده قاعده ویزئن می‌باشد، حضور گونه *Polygnathus inornatus* در همراهی با جنس *Gnathodus* از یک سو و نیز حضور گونه *Pseudopolygnathus multistriatus* در J60 تا J75 با همراهی فونای کنودونتی *Bispathodus stabilis*، *Neopolygnathus communis*، *Neopolygnathus purus purus*، *Polygnathus bischoffi*، *purus* و *subplanus*

را *Siphonodella isostacha-Siphonodella crenulata* نشان می‌دهد. زیست‌زون *Siphonodella duplicata* در این برش از نمونه J46 که شامل سنگ آهک آلیتی خاکستری تیره و نازک لایه می‌باشد، آغاز شده است. این لایه بر روی لایه‌های نازک شیل خاکستری تیره و سیلت سنگ‌های ورقه‌ای خاکستری تا کبود به سبزی ۶ متر قرار گرفته است. لایه‌های سیلیسی - آواری موجود احتمالاً نمایانگر وقوع یک مرحله پس‌روی دریا در پایان زیست‌زون *Siphonodella sulcata* می‌باشند. پس از لایه J47 در فاصله ۴۷ تا ۵۲ متری برش، تناوبی از گل سنگ‌های آهکی نخودی آلیتی نازک تا متوسط لایه، حاوی فسیل‌های بازوپایان، بریوزوئر، کرینئید، استراکد، بقایای میکروسکپی ماهی‌ها و نیز اثر فسیل‌هایی مانند *Zoophycus* وجود دارند. حضور گونه *Pseudopolygnathus pinnatus* M1 بر اساس مطالعات Voges (1959)، مرز زیرین زیست‌زون *Siphonodella crenulata* را نشان می‌دهد. نبود گونه‌های کنودونتی شاخص همانند *Siphonodella quadruplicata* که معرف مرز زیرین *Lower Siphonodella duplicata* Zone می‌باشد و نیز کمبود سایر فونای کنودونتی شاخص، سبب شده تفکیک زیست‌زون‌ها مقدور نباشد و لذا همانند سایر نقاط ایران در البرز شرقی و ایران مرکزی (کوه‌های شتری و طبس)، محدوده زیستی *From Siphonodella duplicata to within Siphonodella isostacha-Siphonodella crenulata* biointerval برای این بخش پیشنهاد شود. از سوی دیگر حضور فونایی همچون *Gnathodus* sp.، *Neopolygnathus purus*، *Polygnathus longiposticus*، *Pseudopolygnathus symmetricus*، *Pseudopolygnathus multistriatus* و *pinnatus* در نمونه‌های J49 تا J59 حاکی از حضور تفکیک نشده زیست‌زون‌های کنودونتی محدوده *From within Siphonodella duplicata to within Siphonodella isostacha and Siphonodella crenulata* interval

کنودونتی منجر شده است. این تاکسای کنودونتی معرف زیست‌زون *Bispathodus ultimus* Zone در فامنین پسین و دو محدوده زیستی در کرینفر (تورنژین - ویزین) شامل *Siphonodella duplicata* Zone to within *Siphonodella isostacha* and *Siphonodella crenulata* interval *Pseudopolygnathus multistriatus* interval می‌باشند. مرز دونین - کرینفر در این برش منطبق بر رأس لایه‌های آواری شیلی - سیلت‌سنگی بر روی لایه دیاباز در افق J25 است که با نخستین ظهور گونه *Prothognathus kockeli* و گونه *Prothognathus meischneri* مشخص می‌شود. شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در نهشته‌های کرینفر (CAI=5) نسبت به نهشته‌های دونین پسین (CAI=۳/۵-۴) افزایش یافته است که علت آن را می‌توان به وجود دیاباز و فعالیت‌های گسل‌ها در منطقه نسبت داد. رخساره غالب کنودونتی در برش مورد مطالعه رخساره *Polygnathid* است که ته‌نشست در قسمت شلف داخلی را نشان می‌دهد. رخساره‌های زیستی در کرینفر با دارا بودن کنودونت‌های شاخص آب‌های ژرف، بیانگر ژرفای بیشتر محیط رسوبی دیرینه هستند.

سپاس‌گزاری

این مقاله برگرفته از رساله دکتری نگارنده نخست مقاله (محمد تقی نجارزاده) می‌باشد که با حمایت گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، به انجام رسیده است. نگارندگان لازم می‌دانند از حمایت‌های معنوی مسئولان محترم آن دانشگاه محترم سپاس‌گزاری نمایند. همچنین، قدردان حمایت‌های علمی و معنوی جناب آقای دکتر محمد داستانیپور از دانشگاه کرمان، جناب آقای دکتر علی بهرامی از دانشگاه اصفهان، جناب آقای دکتر محمود حسینی‌نژاد از دانشگاه دامغان و جناب آقای دکتر عباس قادری از دانشگاه فردوسی مشهد هستند. از داوران ارجمندی که با نظرات ارزشمند خویش بر غنای این مطلب افزودند نیز صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

Polygnathus longiposticus, *Polygnathus inornatus*, *Polygnathus symmetricus*, *Polygnathus parapetus*, *Siphonodella* aff. *Pseudopolygnathus triangulus* و *Sulcata* *Siphonodella* praesulcata نشانگر محدوده *Pseudognathus* تا *Upper Siphonodella duplicata* Poty et al., (2006؛ 2008, Sommerville). شاخص تغییر رنگ کنودونت‌ها در این محدوده نیز تیره رنگ (CAI=۵) است.

رخساره کنودونتی برش مورد مطالعه

درصد فراوانی عناصر کنودونتی به دست آمده از برش زو شامل (6%) *Bispathodus*، (2%) *Branmehla*، (2%) *Gnathodus*، (2%) *Mehlina*، (1.5%) *Polygnathus+Neopolygnathus*، (7%) *Pseudopolygnathus*، (18%) *Siphonodella* و (1.5%) *Spatognathodus* است (جدول ۱) که در این میان بیشترین فراوانی مربوط به دو جنس *Polygnathus+Neopolygnathus* با میزان ۶۰٪ می‌باشد. بنابراین، زیست‌رخساره غالب در برش زو رخساره *Polygnathid* متعلق به قسمت شلف داخلی می‌باشد (Sandberg & Dreeseen, 1984). با شروع کرینفر، سطح آب دریا افزایش یافته و تا بخش‌های بالایی شیب قاره و کمی ژرف‌تر را دربرمی‌گیرد. ژرف‌ترین رخساره‌های کنودونتی با افزایش درصد فراوانی تاکسایمانند *Bispathodus*، *Branmehla* و *Neopolygnathus communis* در بخش شلف خارجی مشخص می‌شود (Sandberg & Gutschick, 1984).

نتیجه‌گیری

مطالعات دیرینه شناختی نهشته‌های پیرامون گذر دونین - کرینفر (سازندهای خوش‌یلاق و مبارک) در ناحیه زو براساس کنودونت‌ها به شناسایی ۱۰ جنس، ۲۳ گونه و ۸ زیرگونه

جدول ۱: فراوانی و توزیع جنس و گونه‌های کنودونتی به‌دست آمده از نهشته‌های مجاور گذر دونین - کربنیفر در برش چینه‌شناسی زو که در آن نمونه‌های فاقد کنودونت و برخی عناصر کم اهمیت حذف شده‌اند.

Conodont taxa (Zone)	Bispathodus ultimus (Upper Famennian)					Tournaisian							Veasian		Total
Sample number	J19	J20	NG85	NG90	K101	J25	J30	J36	J46	J48	J49	J51	J60	J75	14
Meters above base of section	0.1	5.8	13	16	18.5	37.5	38.5	42.5	47.5	52.5	55	57.1	58.5	61.5	63 (m)
<i>Branmehla bohlenana</i>		1			1										2
<i>Bispathodus stabilis</i> M1				1					2	1			1		5
<i>Bispathodus aculeatus</i>				1			1								2
<i>Bispathodus costatus</i>		1													1
<i>Bispathodus ultimus</i>		1	1												2
<i>Mehlina strigosa</i>	1							1							2
<i>Pelekysgnathus inclinatus</i>		1													1
<i>Polygnathus semicostatus</i>	1														1
<i>Neo.brevilaminus</i>	4	1													5
<i>Neo. communis</i>	1	2	2				1	1	4		1		2		14
<i>Polygnathus lanceolus</i>			1						1						2
<i>Polygnathus lenticularis</i>		1							1						2
<i>Polygnathus planarius</i>				1											1
<i>Polygnathus inornatus</i>	1	1	3	1	2	2		1	2		3	3			19
<i>Polygnathus longiposticus</i>						1		1	1						3
<i>Prothognathodus</i> aff. <i>meischneri</i>						1									1
<i>Polygnathus bischoffi</i>						4	1	1	1	1		1	1	1	11
<i>Siphonodella praesulcata</i>	1		1	1	2		2	1		1		1	2	2	14
<i>Siphonodella</i> aff. <i>sulcata</i> .		1	2												3
<i>Pseudopolygnathus primus</i>									2		1				3
<i>Pseudopolygnathus pinnatus</i>													1	1	2
<i>Pseudopolygnathus triangulus</i>															
<i>Gnathodus multistriatus</i>														2	2
<i>Gnathodus</i> sp.												1			1
<i>Spathognathus crossidentatus</i>									2	1			1		4
TOTAL	9	10	10	5	5	8	5	6	16	4	5	6	8	6	103

منابع

- افشارحرب، ع.، سهیلی، م.، واله، م.، ۱۳۴۹. نقشه زمین‌شناسی کورخود، مقیاس ۱/۲۵۰،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بهرامی، ع.، ۱۳۹۰. زیست چینه‌نگاری نهشته‌های دونین پایانی - کربنیفر آغازین در شرق ایران براساس کنودونت‌ها. رساله دکتری، دانشگاه اصفهان. ۱۵۳ص.
- حسینی‌نژاد، م.، ۱۳۸۵. بررسی بیواستراتیگرافی برش کلاریز (دامغان). رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، ۴۵۰ص.
- حسینی‌نژاد، م.، یزدی، م.، قبادی‌پور، م.، غلامعلیان، ح.، ۱۳۸۶. چینه‌نگاری سنگ‌های دونین بالایی در برش کلاریز. فصل‌نامه علوم زمین، ۶۳: ۷۸-۸۵.

ستاری، ا.، ۱۳۹۹، زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین پایانی - کربنیفر آغازین در البرز شرقی (تویه دروار، جنوب غربی دامغان) و ایران مرکزی (کوه بند عبدالحسین، جنوب شرق انارک) بر اساس فونای کنودونتی. رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، ۳۰۸ص.
شوشتری زاده، پ.، ۱۳۸۴. زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین بالایی در البرز شرقی (تویه دروار، دامغان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان. ۱۰۸ص.

علوی نایینی، م.، ۱۳۷۲. چینه شناسی پالئوزویک ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۹۲ص.
کبریایی زاده، م.ر.، ۱۳۸۸. زیست زون بندی سازند جیرود در البرز خاوری (منطقه دامغان) بر اساس بازوپایان. فصلنامه علوم زمین، ۷۱: ۱۹-۳۰.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزویک ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ص.

نجم‌زاده، م.ت.، ۱۳۷۶. بررسی بیواستراتیگرافی نهشته‌های دونین در منطقه جاجرم بر اساس فسیل‌های کنودونتی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۹۸ص.

- Alavi, M., 1994. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 983-992.
- Alberti, H., Groos-Uffenorde, H., Streel, M., Uffenorde, H., & Walliser, O.H., 1974. The stratigraphical significance of the *Protognathodus* fauna from Stockum (Devonian/Carboniferous boundary, Rhenish Schiefergebirge). *Newsletters on Stratigraphy*, 3: 263-276.
- Bahrami A., Corradini C., Jeffrey Over, D., & Yazdi, M., 2011. Conodont Biostratigraphy of the Upper Frasnian-Lower Famennian transitional deposits in the Sotori Range, Tabas area, Central-East Iran Microplate. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 50: 35-53.
- Bahrami, A., Königshof, P., Vaziri-Moghaddam, H., Shakeri, B., & Boncheva, I., 2019. Conodont stratigraphy and conodont biofacies of the shallow-water Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section (SE Anarak, Central Iran), *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 99: 477-494.
- Bischoff, G.C.O., 1973. On the nature of conodont animal. *Geology and Paleontology*, 7: 147-174.
- Branson, E.R., 1934. Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri. *Missouri University Studies*, 8: 301-343.
- Branson. E.B., & Mehl M.G., 1934. Conodonts from the Bushberg sandstone and equivalent formations of Missouri. *University of Missouri Studies*, 8(1-4): 1-350.
- Caplan M.L., & Bustin, R.M., 1999. Devonian-Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mud rock, and anoxia: causes and consequences. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 148: 187-207.
- Corradini, C., 2003. Famennian (Late Devonian) conodonts from the Corona Mizzi sections (SE Sardinia, Italy). *Palaeontographia Italica*, 89: 63-114.
- Corradini, C., 2008. Revision of Famennian-Tournaisian (Late Devonian-Early Carboniferous) Conodont biostratigraphy of Sardinia. Italy. *Revue de Micropaleontologie*, 51: 123-132.
- Corradini, C., Kaiser, S.I., Perri, M.C., & Spalletta, C., 2011. *Protognathodus* (Conodonta) and its potential as a tool for defining the Devonian/Carboniferous Boundary. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 117 (1): 15-28.
- Corradini, C., Spalletta, C., Mossoni, A., Matyja, H., & Over, D.J., 2016. Conodonts across the Devonian/Carboniferous boundary: a review and implication for the redefinition of the boundary and a proposal for an updated conodont zonation. *Geological Magazine*, 154 (4): 888-902.
- Dobrestov, M.L., 2003. Evolution of structures of the Urals, Kazakhstan, Tianshan and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian fold belt (Paleoasian ocean)-*Russian Geology and Geophysics*, 44: 3-26.
- Feist, R., 1990. Guide book of the field meeting, Montagne Noire 1990. Montpellier, *International Union Geological Science Subcommission Devonian Stratigraphy*, 69 p.

- Flajs, G., & Feist, R., 1988. Index conodont, trilobite and environment of Devonian Carboniferous Boundary Beds at La Serre (Montaigne NORI, France). In: Flajs, G., Feist, R., & Zeigler, W., (eds.), Devonian-Carboniferous Boundary results of resent studies. *Courier Forschungs institut Senckenberg*, 100: 50-107.
- Hass, W.H., 1962, Conodonts. In: Moore, M., (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology. *Geological Society of America and University of Kansas*, 3-89.
- Huddle, J.W., 1934. Conodonts from the New Albany Shale of Indiana. *Bulletins of American Paleontology*. 21 (72): 137.
- Kaiser, S., & Corradini, C., 2011. The early Siphonodellids (Conodonta), Late Devonian-Early Carboniferous: overview and taxonomic state. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie Abhandlungen*, 26: 19-35.
- Kaiser, S.I., 2009. The Devonian/Carboniferous stratotype section La Serre (Montagne Noire) revisited. *Newsletters on Stratigraphy*, 43 (2): 195-205.
- Kaiser, S.I., Becker, R.T., Spalletta, C., & Steuber, T., 2009. High-resolution conodont stratigraphy, biofacies and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy and France. *Palaeontographica Americana*, 63: 97-139.
- Konigshof, P., Bahrami, A., & Kaiser, S.I., 2021. Devonian-Carboniferous boundary sections in Iran. *Palaeobiodiversity and Paleoenvironments*, 101: 613-632.
- Mc.Ghee, G.r.J.r., 1996. The Late Devonian Mass Extinction: The Frasnian-Famennian Crisis. *Columbia University Press*, New York, 303 p.
- Mossoni, A., Carta, N., Corradini, C., & Spalletta, C., 2015. Conodonts across the Devonian/Carboniferous boundary in SE Sardinia (Italy). *Bulletin of Geosciences*, 90: 371-88.
- Mossoni, A., Corradini, C., & Spalletta, C., 2013. Conodonts from the Monte Taccu section (Famennian-Tournaisian, Sardinia, Italy), *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación especial*, 13: 85-90.
- Paproth, E., Feist, R., & Flajs, G., 1991. Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. *Episodes*, 14 (4): 331-336.
- Poty, E., Devuyt, F.X., Hance, L., 2006. Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and northern France: a tool for Eurasian correlations. *Geological Magazine*, 143 (6): 829-857.
- Rhodes, F.H.T., Austin, R.L., & Druce, E.C., 1969. British Avonian (Carboniferous) conodont faunas, and their value in local and intercontinental correlation. London: *Bulletin of the British Museum (Natural History). Geology Supplement*, 5: 1-313.
- 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., & Gutschick, R.C., 1984. Distribution, microfauna and source-rock potential of Mississippian Delle Phosphatic Member of Woodman Formation and equivalents, Utah and adjacent States. In: Woodward, J., Meissner, F.F., & Clayton, J.L., (eds.), Hydrocarbon source rocks of the Greater Rocky Mountain region, Denver Colorado, Rocky Mountain. *Association of Geologists*, 135-178.
- Sandberg, C.A., & Ziegler, W., 1979. Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian styriacus Zone, United State and Germany. *Geologica et palaeontologica*, 13: 173-212.
- Sandberg, C.A., Morrow, J.R., & Ziegler, W., 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Geological Society of America Special Paper*, 356: 473-487.
- Sandberg, C.A., Poole, F.G., & Johnsonm, J.G., 1988. Upper Devonian of Western United States. In: McMillan, N.J., Embery, A.F., & Glas, D.J., (eds.), Devonian of the World. *Proceedings of the Canadian Society of Petroleum Geologists International Symposium, Devonian System*. 183-220.
- Sandberg, C.A., Streel, M., & Scott, R.A., 1972. Comparison between conodont zonation and spore assemblages in the Devonian-Carboniferous boundary in the western and central United State and in Europe. *7e Congres International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere, Krefeld*, 23-28 August 1971, *Compte Rendu* 1: 179-203.

- Sandberg, C.A., Ziegler, W., Leuteritz, K., & Brill, S.M., 1978. Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphnodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). *Newsletter on Stratigraphy*, 7: 102-120.
- Satnova, I.Y., 2012. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by char suture-shear Zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting. *Journal of Asian Earth sciences*, 40: 20-39.
- Sattari, E., Bahrami, A., Königshof, P., & Vaziri-Moghaddam, H., 2021. Late Devonian (Famennian) to Carboniferous (Mississippian-Pennsylvanian) conodonts from the Anarak section, Central Iran. *Palaeobiodiversity and Paleoenvironments*, 101: 781-802.
- Sommerville, I.D., 2008. Biostratigraphic zonation and correlation of Mississippian rocks in Western Europe: some case studies in the late Viséan/Serpukhovian. *Geological Journal*, 43: 209-40.
- Spalletta, C., Perri, M.C., Over, D.J., & Corradini, C., 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bulletin of Geosciences*, 92: 31-57.
- Stampfli, G.M., 1978. Étude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus, Iran NE. *These présentée la Faculté des Sciences de l'Université de Geneve*, 329 p.
- Thomas, L.A., 1949. Devonian-Mississippian Formations of southeast Iowa. *Bulletin of the Geological Society of America*, 60: 403-138.
- Voges, A., 1959. Conodonten aus dem Untercarbon I und II (Gattendorfia-und Pericyclus-Stufe) de Sauerlandes. *Paläontologische Zeitschrift*, 33 (4): 266-314.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimi Bavandpur, A., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Norther and Central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55: 31-97.
- Yazdi, M., 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105: 160-200.
- Zhuravlev, A.V., 1991. A new *Polygnathus* species (Conodonta) from the Lower Carboniferous of the North Urals. *Paleontologicheskii Zhurnal*, 1: 129-130 (in Russian).
- Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1984. *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodonts zonation. *Geological Society of America, Special Paper*, 196: 179-194.
- Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, 121: 1-115
- Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1996. Reflexions on Frasnian and Famennian Stage boundary decisions as a guide to future deliberations. *Newsletters on Stratigraphy*, 33: 157-180.
- Ziegler, W., 1969. Eine neue Conodonten fauna aus dem höchsten Oberdevon. *Fortschritte Geologie von Rheinland und Westfalen*, 17: 179-191.
- Ziegler, W., Sandberg, C.A., & Austin, R.L., 1974. Revision of Bispathodus group (conodonta) in the Upper Devonian and Lower Carboniferous. *Geologica et Palaeontologica*, 8: 97-112.



ریزرخساره‌ها و چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش گویلر، جنوب باختر استان زنجان

حمیده نوروزپور*

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، ساوه، ایران

*پست الکترونیک: hamideh.noroozpour@pnu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۱۲/۲۳

تاریخ دریافت: ۹۹/۱/۱۶

چکیده

برش چینه شناسی گویلر به سبترای ۱۵۵ متر با هدف تعیین محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته‌های قم در جنوب باختری استان زنجان، شمال باختر ناحیه ساختاری ایران مرکزی، انتخاب شده است. بر اساس مطالعات دیرینه شناسی و گسترش چینه شناسی روزن‌داران، یک زیست‌زون تجمعی به نام *Borelis melocurdica- Borelis melo melo Assemblage Zone* به سن بوردیگالین (میوسن پیشین) با قطعیت برای سازند قم تشخیص داده شده است. آنالیز رخصاره‌ای شامل ویژگی‌های فونا، هندسه رخصاره و بافت رسوبی به شناسایی هفت ریزرخساره مرتبط با چهار کمربند رخصاره‌ای لاگون، ریف، شیب قاره و دریای باز منجر شده است. با توجه به عدم شناسایی رسوبات ثقیلی، رخصاره‌های توریدایتی و حضور رخصاره‌های ریفی (۲۵ درصد نهشته‌های قم) از جمله باندستون حاوی مرجان، جلبک و بریوزوئر، مدل رسوبی سازند قم احتمالاً یک شلف باز باشد. نمودار ریزرخساره‌ها نشان می‌دهد که بدون در نظر گرفتن پدیده فرسایش احتمالی، آغاز و پایان رسوب گذاری سازند قم در محیط شیب قاره رخ داده است. بر مبنای مطالعات چینه نگاری سکانسی، پنج سکانس رسوبی رده سوم و شش مرز سکانسی تفکیک شده است که سطوح سکانسی شماره یک و شش از نوع اول می‌باشند. مقایسه سطوح سکانسی این مطالعه با سکانس‌های شناسایی شده در دیگر نواحی حوضه ایران مرکزی و حوضه اروپا، مطابقت قابل قبولی را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: سازند قم؛ ریزرخساره؛ سکانس رسوبی؛ بوردیگالین؛ گویلر.

مقدمه

صفحه ایران بوده و این فرآیند از دوران مزوزوئیک آغاز شده است (Stoklin, 1991). سازند دریایی قم در امتداد سواحل راه آبی تتیس (Reuter et al., 2009) در زمان الیگومیوسن، در سه حوضه سهند - سیرجان (حوضه جلو کمانی)، کمان ماگمایی ارومیه دختر (حوضه درون کمانی) و ایران مرکزی (حوضه پشت کمانی) با روند شمال باختری - جنوب خاوری (با طول بیش از ۱۷۰۰ کیلومتر) رسوب گذاری کرده است (Mohammadi et al., 2020). زمان رسوب گذاری سازند قم در نواحی مذکور متفاوت

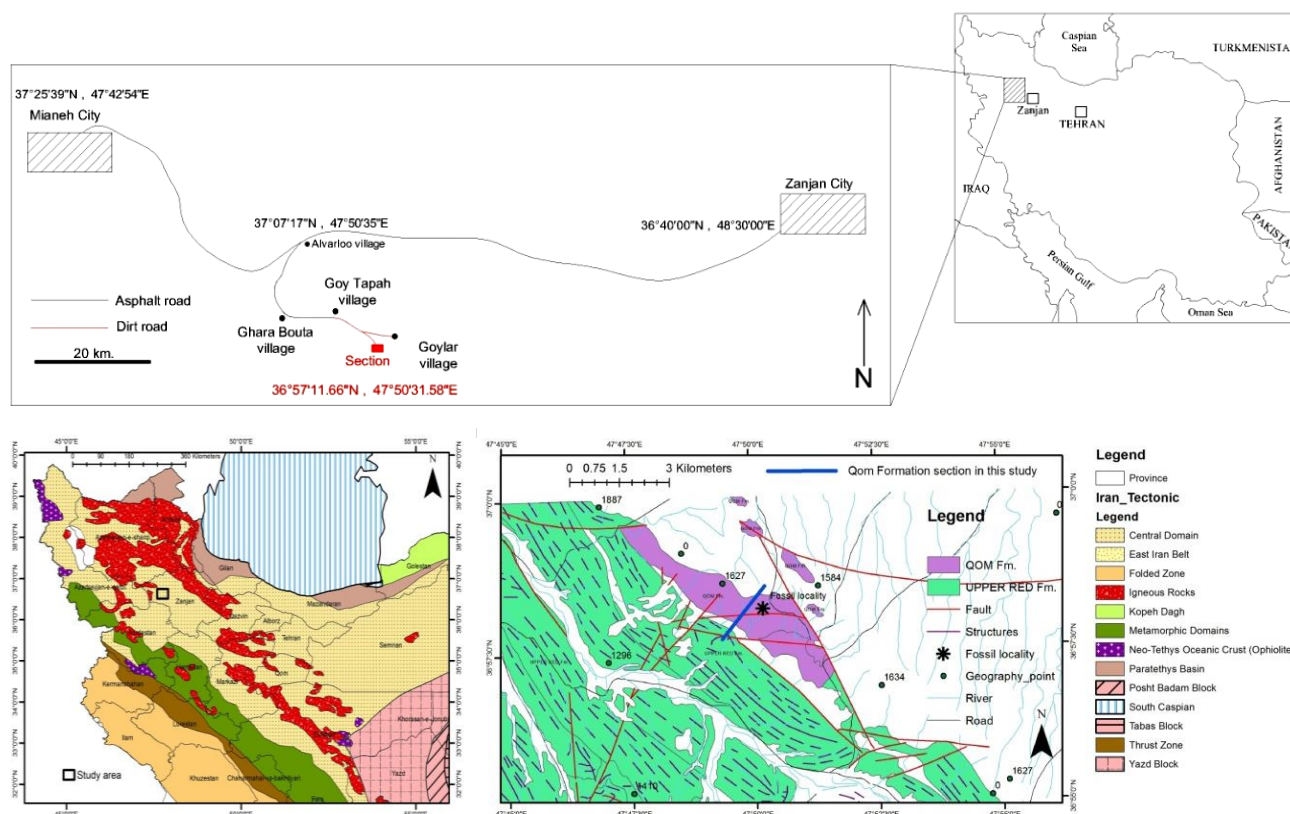
بررسی محیط رسوبی و مطالعات چینه نگاری سکانسی سازند قم به عنوان یک سازند مخزنی و با توجه به پتانسیل وجود منابع هیدروکربوری، از اهمیت بالایی برخوردار است (آقانباتی، ۱۳۸۳). برش چینه شناسی گویلر از سازند قم، در شمال باختری ناحیه ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). میادین نفتی متعددی از جمله البرز، سراج و زواره در این ناحیه ساختاری واقع شده است (جلالی و همکاران، ۱۳۹۶). ناحیه ساختاری ایران مرکزی تحت تأثیر فرآیند فرورانش صفحه آفریقایی / عربی به زیر

(f, e) به سن روپلین تا بوردیگالین تقسیم بندی کرد که توسط کمیته ملی چینه شناسی ایران نیز پذیرفته شد.

موقعیت جغرافیایی

برش چینه شناسی گویلر در جنوب باختری استان زنجان قرار گرفته است. جهت دسترسی به برش چینه شناسی گویلر، می توان پس از طی نمودن ۷۰ کیلومتر از مسیر جاده آسفالت زنجان - میانه، به سمت جنوب و به طرف روستاهای قره‌بوتا و گوی تپه تغییر مسیر داده و سپس از طریق راه خاکی به طرف روستای گویلر و برش مورد مطالعه رسید (شکل ۱).

بوده است به طوری که در مناطقی از جمله سبزواران و قم، این پیش‌روی در الیگوسن پیشین و در آذربایجان در میوسن پیشین بوده است (آقاباتی، ۱۳۸۳). آغاز مطالعات مربوط به سازند قم توسط Loftus (1855) صورت گرفت. در سال ۱۹۵۵ میلادی، Furrer & Soder (1955) سازند قم را به شش عضو a تا f تقسیم کردند (a: سنگ آهک قاعده‌ای، b: مارن‌های ماسه‌ای، c: تناوب مارن و سنگ آهک، d: تبخیری‌ها، e: مارن‌های سبز، f: سنگ آهک). *Abaie et al.* (1964)، سازند قم را در منطقه الگو به ده عضو به سن شاتین تا بوردیگالین تقسیم کردند. سرانجام *Bozorgnia* (1966) سازند قم را به ۹ عضو (a, b, c1, c2, c3, c4, d,



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و جایگاه زمین شناسی برش چینه شناسی گویلر در ناحیه باختر ایران مرکزی؛ نقشه پایه زمین شناسی ایران برگرفته از آقاباتی (۱۳۸۳) و نقشه زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه برگرفته از لطفی (۱۳۸۰)

تعیین سن نهشته‌های سازند قم در برش گویلر از الگوی زیست پهنه‌بندی Wynd (1965) و Adams & Bourgeois (1967) و *Laursen et al.* (2009) استفاده شده است. با توجه به ماهیت این مطالعه، از نهشته‌های مارنی سازند قم

روش مطالعه

در این مطالعه تعداد ۶۴ مقطع نازک از نمونه‌های سخت سازند قم در برش گویلر تهیه شده است. به دلیل شباهت فونای سازند قم با سازند آسماری در ناحیه زاگرس، جهت

به دلیل عدم لزوم تعیین دقیق جنس و گونه‌های فونای شناور، نمونه‌برداری نشده است، اگرچه شناسایی دقیق جنس و گونه‌های روزن‌داران شناور در تعیین ویژگی‌های دیرینه بوم شناختی آنها از جمله ژرفای زیست دیرینه کمک به سزایی می‌کند و در نتیجه آن، می‌توان رخساره‌ها و حداکثر سطوح غرقابی (mfs) در مطالعات چینه نگاری سکansı را بهتر تفکیک کرد. با این حال، در پژوهش حاضر شناسایی فونای شناور صرفاً با مطالعه مقاطع نازک انجام گرفته است. برای تعیین ریزرخساره‌ها و مدل رسوب گذاری سازند قم، از مطالعات Read (1995) و Flugel (2010) الگو برداری و جهت شناسایی سکانس‌های رسوبی از روش چینه نگاری سکansı Hunt & Tucker (1992, 1993) استفاده شده است.

سنگ چینه نگاری

نهشته‌های سازند قم در برش گویلر به سبزی ۱۵۵ متر به لحاظ سنگ چینه نگاری بر روی سنگ‌های آتش فشانی از جنس توف، بازالت و آندزیت به صورت ناپیوستگی

آذرین پی قرار گرفته‌اند و در حقیقت سازند قرمز زیرین در این محدوده رخنمون ندارد. سازند قم از قاعده شامل سنگ آهک کرم رنگ سبزی لایه، سنگ آهک کرم روشن نازک تا متوسط لایه هوازده، سنگ آهک ماسه‌ای سفید تا کرم رنگ نازک تا متوسط لایه پُرسیل، تناوب شیل و مارن سبز، سنگ آهک قهوه‌ای روشن سبزی لایه پُرسیل، تناوب سنگ آهک گلی با مارن، سنگ آهک ریفی - مرجانی، سنگ آهک نازک لایه تا متوسط لایه به رنگ خاکستری روشن و تناوب مارن سبز و سنگ آهک آرژیلیتی سیلتی است. همچنین یک دایک بازیک به رنگ سبز تا ارغوانی تیره درون نهشته‌های سازند قم نفوذ کرده است. بر روی سازند قم، نهشته‌های سازند قرمز بالایی با ۲ متر لایه ژیبسی و به صورت همشیب، اما با ناپیوستگی فرسایشی قرار گرفته‌اند. با توجه به ویژگی‌های سنگی، می‌توان این بخش از سازند قم را معادل عضو f در نظر گرفت. تصویر ماهواره‌ای و صحرایی سازند قم در شکل‌های ۲ و ۳ ارائه شده است.



شکل ۲: تصویر ماهواره‌ای برش مورد مطالعه (برگرفته از Google Earth)

Bolli & Saunders, (1983) Kennett & Srinivasan (1985)، Wade et al. و Iaccarino et al. (2005) (2011) استفاده شده است. بر این اساس، در مجموع تعداد ۲۴ جنس و ۳۲ گونه شامل ۱۷ جنس و ۱۹ گونه از

زیست چینه نگاری

برای شناسایی روزن‌داران کفزی از مطالعات Loeblich & Tappan (1988) و جهت شناسایی جنس و گونه‌های روزن‌داران شناور در مقاطع نازک از منابعی همچون



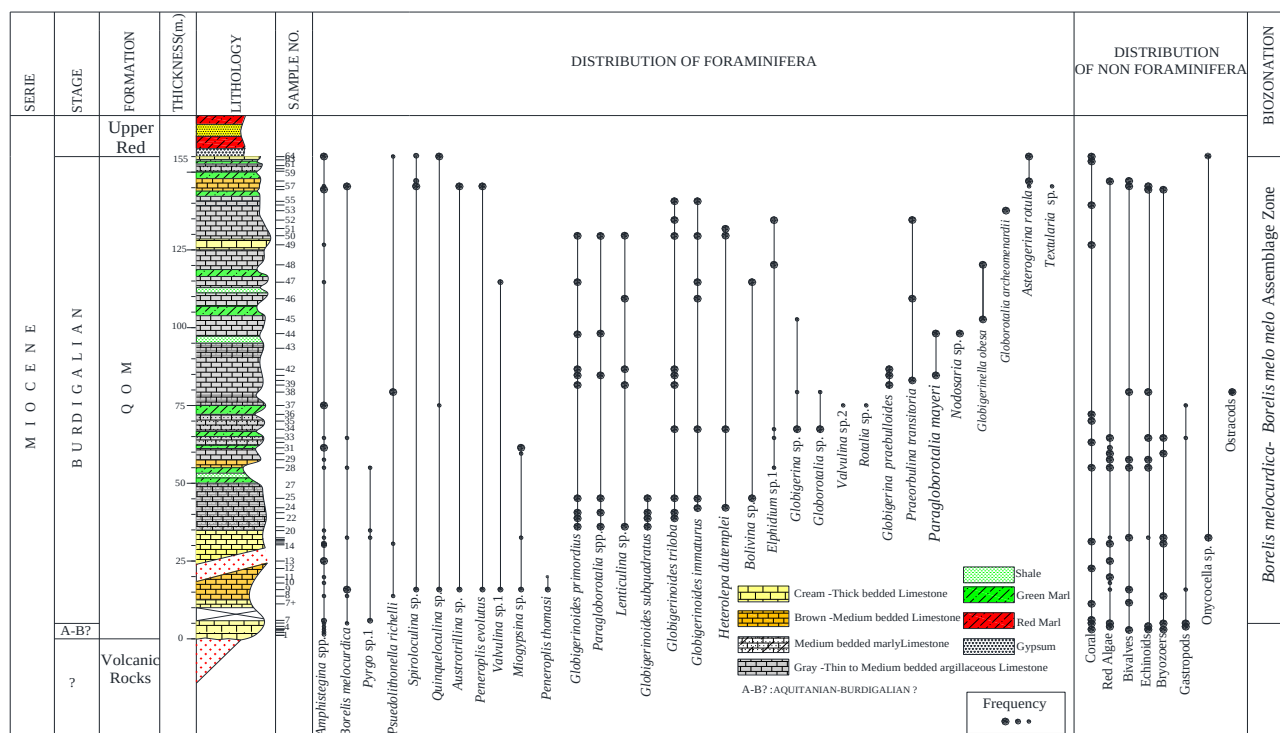
شکل ۳: تصویر صحرایی از برش چینه شناسی گوپلر (نگاه به سوی جنوب خاور)

برای سازند قم تشخیص داده شده است. اولین حضور گونه *Borelis melocurdica* در ۵ متری قاعده سازند قم در برش گوپلر شناسایی شده است که تا زیر سازند قرمز بالایی هم گسترش دارد. بنابراین ۵ متر قاعده‌ای نهشته‌های سازند قم به سن آکیتانین - بوردیگالین (۴) در نظر گرفته شده است. فونای شناور شناسایی شده سن میوسن پیشین را تأیید می‌کنند و در حقیقت سبترای قابل توجهی از زیست‌زون *Borelis melocurdica* - *Borelis melomelo* Assemblage zone را شامل می‌شود.

ریزرخساره‌ها و مدل رسوبی

از دیدگاه تنوع رخساره‌ای، حوضه قم دارای تغییرات گسترده‌ای است و مدل‌های مختلف رسوب گذاری برای آن معرفی شده است. برای مثال، Vaziri Moghdam & Mohammadi et al. (2004) Torabi (2011) در جنوب کاشان، Sedighi et al. (2012) در شمال خاور کاشان، دانشیان و همکاران (۱۳۹۶) در جنوب گرمسار و اسدی مهماندوستی (۱۳۹۸) در جنوب خاوری کاشان، مدل رسوب گذاری سازند قم را یک شلف باز معرفی کردند. در مقابل، Rueter et al. (2009) در نواحی سیرجان - اصفهان و قم، Amirshahkarami & Karevan (2015)

روزنداران کف‌زی نظیر *Amphistegina* spp., *Borelis*, *Austrotrillina* sp., *Asterigerina* *rotula*, *Heterolopa*, *Elphidium* sp.1, *melocurdica*, *Miogyopsina* sp., *Lenticulina* sp., *dutemplei*, *Peneroplis*, *Peneroplis evolutus*, *Nodosaria* sp., *Pyrgo* sp.1, *Psuedoithonella* *richelli*, *thomasi*, *Spiroloculina* sp., *Rotalia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Textularia* sp.1, *Valvulina* sp.2 و *Valvulina* sp. و ۷ جنس و ۱۳ گونه از روزنداران شناور با برش محوری در مقاطع نازک شامل *Globigerina*, *Bolivina* sp., *Globigerinella*, *Globigerina* sp., *praebulloides*, *Globigerinoides* *immaturus*, *obesa*, *Globigerinoides*, *Globigerinoides primordius*, *Globigerinoides* *triloba*, *subquadratus*, *Globorotalia* sp., *Globorotalia archeomenardii* و *Paragloborotalia* spp., *Paragloborotalia mayeri* و *Praeorbulina transitoria* شناسایی شده است. بر مبنای گسترش چینه شناسی این روزنداران (شکل ۴)، یک زیست‌زون تجمعی به نام *Borelis melocurdica* - *Borelis melomelo* Assemblage zone به سن بوردیگالین (میوسن پیشین) به سبترای ۱۵۰ متر با قطعیت



شکل ۴: گسترش چینه شناسی روزن‌داران و زیست چینه نگاری سازند قم در برش گویلر

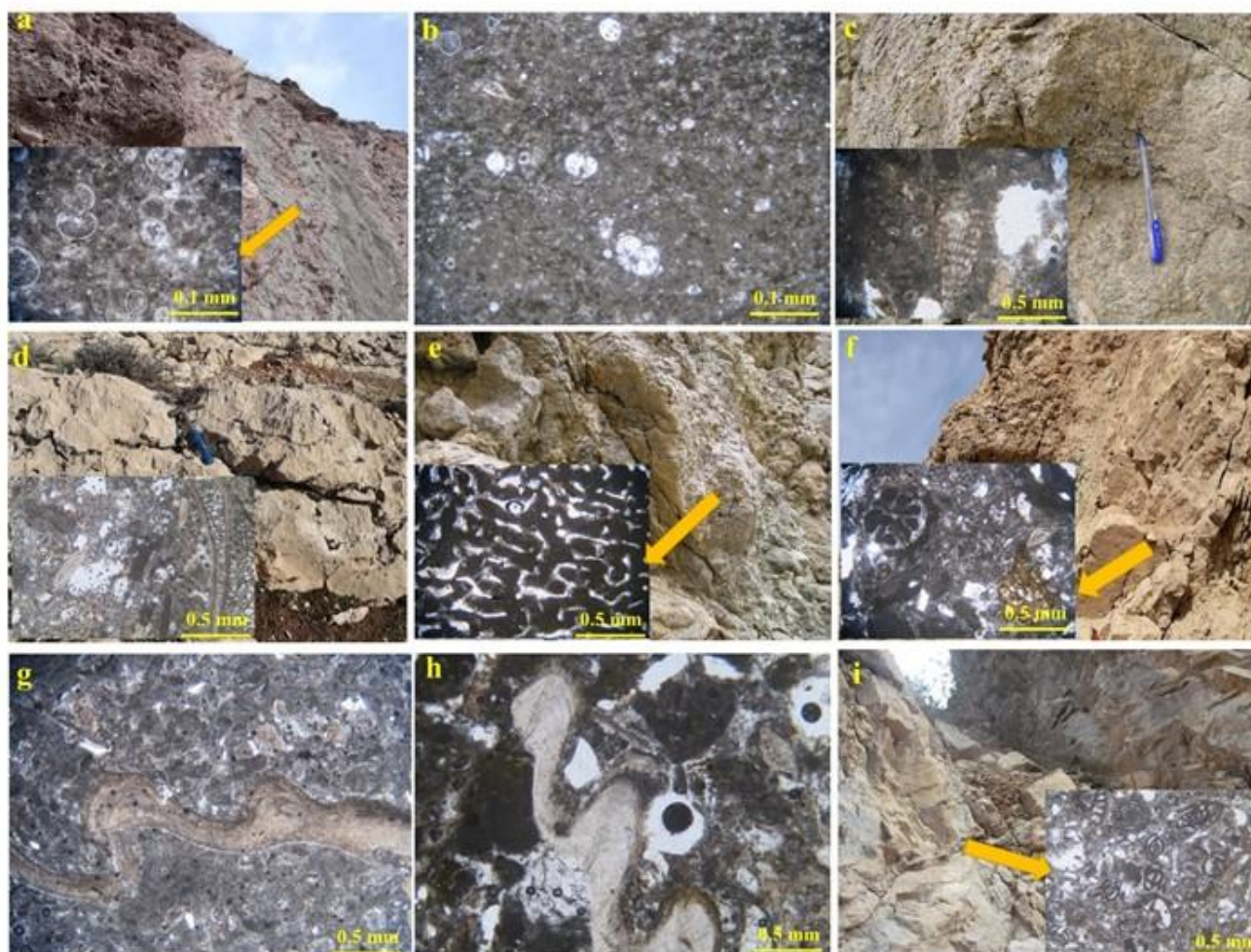
Mf1- Planktonic foraminifera wackestone-packstone
 ترکیب اصلی این ریزرخساره شامل فونای شناور (حدود ۱۰ تا ۴۵ درصد) مشتمل بر روزن‌داران شناوری نظیر *Globigerinoides*، *Globigerina*، *Bolivina* و *Praeorbulina* و *Paragloborotalia*، *Globorotalia* به ندرت (کمتر از ۵ درصد) فونای کفزی شامل *Heterolopa*، *Lenticulina* و *Nodozaria* همراه با قطعات اکیئوئید درون یک بافت میکریتی همگن و کستونی تا پکستونی با جورشدگی ضعیف است (شکل ۵). از لحاظ ماکروسکپی، این ریزرخساره شامل سنگ آهک‌های آرژیلیتی نازک تا متوسط لایه خاکستری رنگ است که عمدتاً در تناوب با مارن‌های سبز رنگ حاوی فونای شناور قرار گرفته‌اند. نمودار توزیع عمودی ریزرخساره‌ها (شکل ۸) نشان می‌دهد که این ریزرخساره حدود ۴۴ درصد از نهشته‌های سازند قم را به خود اختصاص داده است (شکل ۶). این ریزرخساره با شوری نرمال در زیر سطح اساس امواج نرمال (NWB) و طوفانی دریا (SWB) در محیط

در ناحیه قم، *Mohammadi et al.* (2019) در جنوب باختر کاشان و *Mohammadi* (2020) در نواحی نطنز و خورآباد، به یک محیط رسوبی رمپ کربناته برای سازند قم باور دارند.

بر پایه شناسایی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و تعیین بافت سنگ، هفت ریزرخساره در این پژوهش برای سازند قم به سن میوسن پیشین شناسایی شده است. این ریزرخساره‌ها با زون‌های رخساره‌ای معرفی شده توسط *Read* (1995) و *Flügel* (2010) مقایسه شده‌اند و مدل رسوب‌گذاری بر مبنای مطالعات ایشان در نظر گرفته شده است. در زیر، با توجه به ریزرخساره‌های شناسایی شده، چهار کمر بند رسوبی بر اساس مطالعات *Read* (1995) پیشنهاد شده است:

۱- کمر بند رخساره‌ای شلف ژرف/شیب قاره

این کمر بند خود شامل سه ریزرخساره مختلف به شرح زیر است:



شکل ۵: تصاویر صحرایی و میکروسکوپی ریزرخساره‌های سازند قم در برش گویلر:

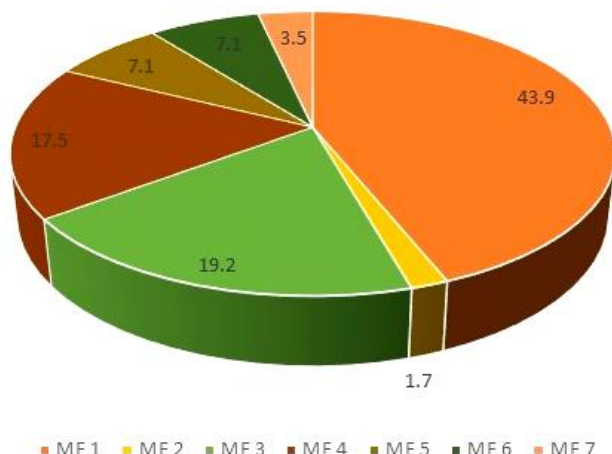
a-b: Mf1. Planktonic foraminifera wackestone-packstone; c: Mf2. Bioclast *Miogypsina* packstone; d: Mf3. *Amphistegina* coral corallinacea packstone; e: Mf4. Coral Boundstone; f: Mf5. Bioclast bryozoan corallinacea Packstone; g-h: Mf6. Bioclast Packstone; i: Mf7. Porcelaneous foraminifera Packstone.

همراه با قطعات اکیئوئید (حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد) و بعضاً جلبک قرمز (حدود ۵ درصد) و به ندرت فونای شناور درون بافت پکستونی دانه درشت با جورشدگی متوسط است (شکل ۵). اندازه دانه‌ها بین ۰/۲ تا ۲ میلی‌متر و بعضاً تا ۵ میلی‌متر و بیشتر است. از لحاظ هندسی، این رخساره از نوع لایه‌ای شامل سنگ آهک‌های خاکستری روشن تا کرم رنگ ستبرالایه با تخلخل بین دانه‌ای است. این ریزرخساره حدود ۲ درصد نهشته‌های قم را در برش گویلر تشکیل داده است (شکل ۶) و مشابه آن (فونای منفذدار) توسط دانشیان و همکاران (۱۳۹۶) در جنوب گرمسار برای محیط شلف و توسط Mohammadi (2020) در

شلف ژرف از دریای باز تفسیر می‌شود و معادل زون رخساره‌ای شماره ۲ معرفی شده توسط Read (1995) و همچنین ریزرخساره‌های استاندارد 8-10, 12 SMF در نوشته Flugel (2010) است. مشابه این ریزرخساره از سازند قم توسط جلالی و همکاران (۱۳۹۶) در جنوب تهران و توسط Mohammadi *et al.* (2019) برای رخساره مارن دارای فونای شناور (پیشنهاد شده برای محیط رمپ بیرونی) در جنوب کاشان معرفی شده است.

Mf2- Bioclast *Miogypsina* packstone

اجزا اصلی این ریزرخساره شامل روزن‌داران منفذدار (حدود ۴۰ درصد) نظیر *Amphistegina* و *Miogypsina*



شکل ۶: نمودار فراوانی ریزخساره های سازند قم در برش گویلر:

Mf1. Planktonic foraminifera wackestone-packstone; Mf2. Bioclast *Miogypsina* packstone; Mf3. *Amphistegina* coral corallinacea packstone; Mf4. Coral Boundstone; Mf5. Bioclast bryozoan corallinacea Packstone; Mf6. Bioclast Packstone; Mf7. Porcelaneous foraminifera Packstone.

۲- کمربند رخساره ای ریف

دو ریزرخساره مختلف به شرح زیر در این کمربند شناسایی شده است:

Mf4- Coral Boundstone

این ریزرخساره در حقیقت ساختمان های ریفی - مرجانی (بیش از ۸۰ درصد) را در یک بافت رسوبی باندستونی تشکیل می دهد (شکل ۵). جلبک های قرمز، بریوزوئر و قطعات دوکفه ای نیز همراه با کلنی مرجانی مشاهده می شوند. ساختمان های مرجانی خوب حفظ شده نشان دهنده سیستم کم انرژی آب روی سطح بستر پایدار و در منطقه نفوذ نور است (Nebelsick et al., 2005). هندسه رخساره به صورت توده ای و ساختمان ساز، پیوسته و قابل ردیابی در بخش های میانی سازند قم، با ستبرای ۴ تا ۱۷ متر است و حدود ۱۷ درصد نهشته های سازند قم را در برش گویلر تشکیل داده است (شکل ۶). این ریزرخساره مرتبط با محیط ریف است (Wilson, 1975) و معادل زون رخساره ای شماره ۵ معرفی شده توسط Read (1995) و ریزرخساره های استاندارد SMF 7, 11, 12 در نوشته

محدوده های نظنز و خورآباد برای محیط رمپ میانی معرفی شده است. حضور فونای منفذ دار کوچک مرتبط به محیط رسوبی دریای باز (پنجه شیب قاره) در زیر سطح اساس امواج طوفانی دریا (SWB) نسبت داده می شود و معادل زون رخساره ای شماره ۳ معرفی شده Read (1995) و ریزرخساره های استاندارد SMF 2, 3, 4 در نوشته Flugel (2010) است.

Mf3- *Amphistegina* coral corallinacea packstone

آغاز و پایان رسوب گذاری سازند قم با این ریزرخساره همراه است. اجزای اصلی این ریزرخساره شامل فونای منفذدار نظیر *Amphistegina*، مرجان و جلبک قرمز همراه با قطعات اکیئوئید و بریوزوئر درون بافت رسوبی پکستون با جورشدگی و گردشدگی ضعیف است (شکل ۵) و عموماً تخلخل های درون دانه ای و بین دانه ای در این رخساره ایجاد شده است. از لحاظ میکروسکوپی شامل سنگ آهک کرم رنگ ستبرالایه تا توده ای است. این ریزرخساره حدود ۱۹/۲ درصد نهشته های سازند قم را در برش گویلر تشکیل داده است (شکل ۶) و در قاعده سازند قم به صورت کلینو فورم (محیط رسوبی شیب قاره از دریای باز) مشاهده می شود. تنوع و فراوانی *Amphistegina* عدسی شکل به همراه جلبک های کورالیناسه و قرمز نشان می دهد که رسوب گذاری در سیستم انرژی کم تا متوسط دریا در زیر سطح اساس امواج عادی (NWB) مربوط به بخش جلوی ریف/شیب/دریای باز صورت گرفته است. این ریزرخساره معادل زون رخساره ای شماره ۴ معرفی شده توسط Read (1995) و ریزرخساره های استاندارد SMF 4, 5, 6 در نوشته Flugel (2010) است. مشابه این ریزرخساره توسط Mohammadi et al. (2019) در جنوب کاشان و Mohammadi (2020) در محدوده های نظنز و خورآباد برای محیط رمپ میانی معرفی شده است.

۳- کمر بند رخساره‌ای لاگون

ریزرخساره‌های شناسایی شده در این کمر بند شامل دو ریزرخساره مختلف به شرح زیر است:

Mf6- Bioclast Packstone

اجزای اصلی این ریزرخساره شامل بریوزوئر (حدود ۱۵ درصد)، جلبک قرمز (حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد)، قطعات دو کفه‌ای (حدود ۵ درصد)، شکم‌پا (حدود ۲ درصد)، استراکد (حدود ۲ درصد) به همراه میلولید و اکیونئید درون یک بافت پکستونی با جورشدگی متوسط است (شکل ۵). اجزای غیراسکلتی پلت با جورشدگی و گردشدگی خوب در این ریزرخساره حضور دارند. در صحرا، این رخساره به صورت لایه‌های سنگ آهک ستبر لایه است. این ریزرخساره حدود ۷ درصد نهشته‌های سازند قم را در برش گویلر تشکیل داده است و مشابه آن توسط دانشیان و همکاران (۱۳۹۶) در جنوب گرمسار برای محیط شلف درونی و توسط Mohammadi (2020) در محدوده خورآباد برای بخش دیستال رمپ درونی (لاگون نیمه محصور) معرفی شده است (شکل ۶). تجمع قطعات بایوکستی به همراه برخی فونای بدون منفذ نشان دهنده رسوب گذاری در یک محیط شلف درونی است. این ریزرخساره معادل زون رخساره‌ای شماره ۷ معرفی شده توسط Read (1995) و ریزرخساره‌های استاندارد SMF10 در نوشته Flugel (2010) است.

Mf7- Porcelaneous foraminifera Packstone

این ریزرخساره از تنوع زیاد فونای با پوسته پورسلانوز و بدون منفذ (حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد) از جمله *Borelis*، *Quinqueloculina*، *Peneroplis* و *Spiroloculina* به همراه قطعات دو کفه‌ای، شکم‌پا، اکیونئید و پلت تشکیل شده است. هندسه رخساره به صورت طبقه‌ای مسطح بوده و در صحرا شامل طبقات سنگ آهک کرم رنگ ستبر لایه با

است. مشابه این ریزرخساره توسط Flugel (2010) است. Amirshahkarami & Karevan (2015) در جنوب قم، Mohammadi et al. (2019) در جنوب کاشان و Mohammadi (2020) در محدوده‌های نطنز و خورآباد برای بخش دیستال محیط لاگون به عنوان ریف‌های کومه‌ای معرفی شده است.

Mf5- Bioclast bryozoan corallinacea Packstone

ترکیب اصلی این ریزرخساره شامل قطعات بریوزوئر (حدود ۱۵ درصد) و جلبک‌های قرمز (حدود ۳۰ درصد) به همراه قطعات مرجان، شکم‌پا، دو کفه‌ای و اکیونئید با جورشدگی متوسط درون بافت رسوبی پکستونی و گاهی چارچوب ساز است (شکل ۵). تخلخل بین دانه‌ای به خوبی درون این رخساره مشاهده می‌شود. ویژگی صحرایی این رخساره به صورت لایه‌هایی از سنگ آهک قهوه‌ای روشن ستبر لایه است. این ریزرخساره حدود ۷ درصد نهشته‌های سازند قم را در برش گویلر تشکیل داده است و مشابه آن توسط Amirshahkarami & Karevan (2015) در جنوب قم برای محیط دریای باز بدون وجود سد مؤثر، توسط دانشیان و همکاران (۱۳۹۶) در جنوب گرمسار برای محیط ریف و توسط Mohammadi (2020) در محدوده خورآباد برای بخش پروکسیمال رمپ میانی معرفی شده است (شکل ۶). در این مطالعه، این ریزرخساره مرتبط با محیط ریف است و معادل زون رخساره‌ای شماره ۵ معرفی شده توسط Read (1995) و ریزرخساره‌های استاندارد SMF 7, 11, 12 در نوشته Flugel (2010) است. تجمع جلبک‌های قرمز و بریوزوئر پیشنهاد می‌کند رسوب گذاری در یک محیط با بستر شن و ماسه در حاشیه سکو انجام گرفته است (سیستم انرژی آب بالا) که معادل زون رخساره‌ای شماره ۶ معرفی شده توسط Read (1995) و ریزرخساره‌های استاندارد SMF 11-15 استاندارد در نوشته Flugel (2010) است.

مقایسه آنها با مطالعات Wilson (1975)، Read (1995) و Flugel (2010) و با توجه به عدم شناسایی رسوبات ثقلی، رخساره‌های توریدایتی و حضور پیوسته طبقات سنگ آهک به صورت صخره ساز، مدل رسوبی سازند قم در برش گویلر بر اساس شواهد موجود را می‌توان یک شلف باز در نظر گرفت (شکل ۷). این درحالی است که به هر حال احتمالاً بخش‌هایی از توالی قاعده سازند قم و همچنین بخش‌های بالایی آن در زیر سازند قرمز بالایی در اثر فرسایش از بین رفته باشند.

نمودار فراوانی رخساره‌ها (شکل ۸) نشان می‌دهد کارخانه تولید کربنات کلسیم در میوسن پیشین، بیشترین تولید رسوبات آهکی و مارنی را در محیط ژرف شلف داشته‌اند (رخساره ۱/ فونای شناور). تغییرات سریع و ناگهانی پسرونده و پیش‌رونده رخساره‌ای مرتبط با سیستم آب ژرف و کم ژرفا در میوسن پیشین اتفاق افتاده است. به عبارت دیگر، حضور فراوان رخساره‌های حاوی زیستاران شناور و کمرنده‌های ریفی در کنار هم، نشانگر نوسانات سریع سطح آب دریا از بخش‌های ژرف شلف تا حاشیه سکو است. همچنین احتمالاً بدون در نظر گرفتن پدیده فرسایش، آغاز و پایان رسوب‌گذاری دریای میوسن پیشین قم در محیط شیب قاره و بسیار سریع رخ داده است.

ستبرای ۲ تا ۳ متر است و حدود ۳/۵ درصد نهشته‌های قم را در برش گویلر تشکیل داده است (شکل ۶). مشابه این ریزرخساره توسط Amirshahkarami & Karevan (2015) در جنوب قم برای محیط لاگون از رمپ درونی، توسط دانشیان و همکاران (۱۳۹۶) در جنوب گرمسار برای محیط شلف درونی، توسط جلالی و همکاران (۱۳۹۶) در جنوب تهران برای محیط شلف درونی و توسط Mohammadi (2020) در محدوده‌های نطنز و خورآباد برای بخش پروکسیمال رمپ درونی معرفی شده است. این ریزرخساره شاخص محیط لاگون در یک سیستم کم ژرفا و شرایط نور شدید مرتبط با محیط شلف درونی است و معادل زون رخساره‌ای شماره ۸ معرفی شده توسط Read (1995) و ریزرخساره استاندارد SMF18 در نوشته Flugel (2010) است.

مدل رسوبی سازند قم در برش گویلر

همان‌طور که ذکر شد، به کمک تجزیه و تحلیل رخساره‌ای شامل ویژگی‌های فونا، هندسه رخساره، فابریک و بافت رسوبی، هفت ریزرخساره مرتبط با چهار کمر بند رخساره‌ای لاگون، ریف، شیب قاره و دریای باز شناسایی شده است. بر اساس توزیع رخساره‌ها در این مطالعه و



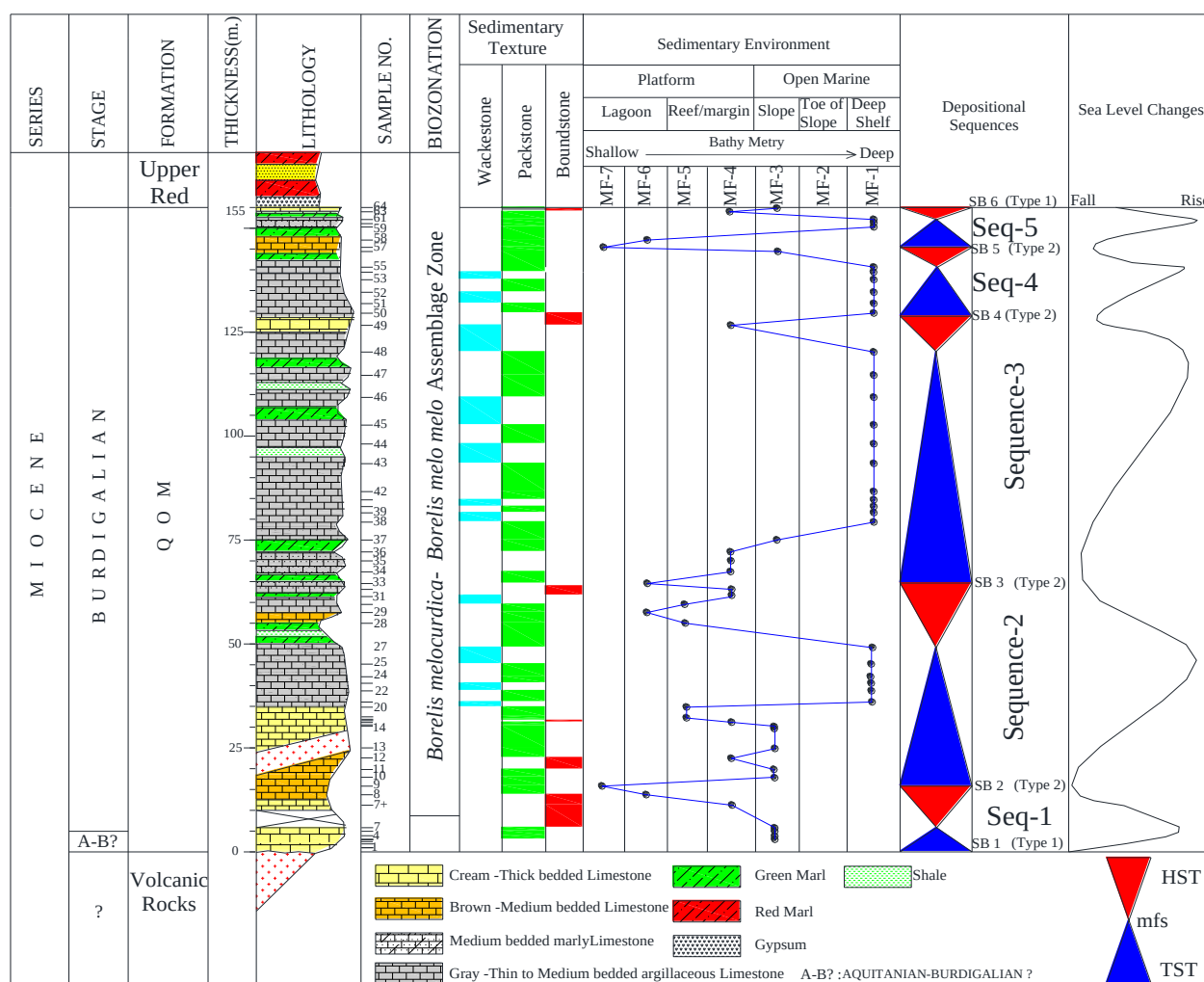
شکل ۷: مدل رسوبی شمانیک سازند قم در برش گویلر (با اندکی تغییر و تلفیق، برگرفته از مطالعات Reed, 1995; Flugel, 2010; دانشیان و همکاران، ۱۳۹۶)

Mf1. Planktonic foraminifera wackestone-packstone; Mf2. Bioclast *Miogyopsina* packstone; Mf3. *Amphistegina* coral corallinacea packstone; Mf4. Coral Boundstone; Mf5. Bioclast bryozoan corallinacea Packstone; Mf6. Bioclast Packstone; Mf7. Porcelaneous foraminifera Packstone.

چینه نگاری سکانسی

بر مبنای بررسی‌های صحرایی و شناسایی و نحوه توزیع رخنساره‌های سازند قم در برش گویلر، پنج سکانس رسوبی رده سوم به سن آکیتانین - بوردیگالین برای نهشته‌های سازند قم تفکیک شده است (شکل ۸). لازم به ذکر است حضور و تکرار توالی مارن‌های سبز رنگ در این برش کاملاً در تناوب با سنگ آهک‌های آرژیلیتی حاوی فونای شناور بوده و به همین دلیل این توالی به عنوان یک بسته

رسوبی در نظر گرفته شده است. لذا از نمونه‌های مارنی نمونه‌گیری نشده است، هرچند بررسی فونای احتمالی موجود در نهشته‌های مارنی به صورت ایزوله بسیار مفید و ارزشمند است و قطعیت نتایج حاصله را افزایش می‌دهد. روش و الگوی انجام مطالعات چینه نگاری سکانسی در این مطالعه بر پایه مدل چینه نگاری سکانسی Hunt & Tucker (1992, 1993) صورت گرفته است.

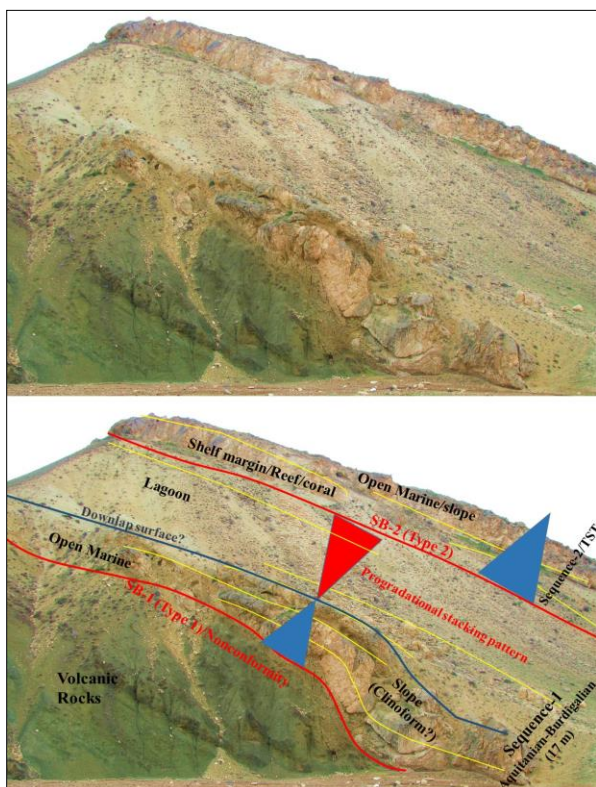


شکل ۸: توزیع عمودی رخنساره‌ها، تغییرات نسبی سطح دریا و سکانس‌های رسوبی سازند قم در برش گویلر

سکانس اول

این سکانس به سبزی ۱۷ متر، قاعده سازند قم را شامل می‌شود و بر مبنای مطالعات زیست چینه نگاری، سن آکیتانین - بوردیگالین؟ دارد. مرز زیرین این سکانس به

دلیل قرار گرفتن سازند قم بر روی سنگ‌های آتشفشانی و وجود ناپیوستگی آذرین پی از نوع اول است و مرز بالایی آن به صورت پیوستگی معادل و از نوع دوم است. بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) این سکانس با ریزرخساره Mf3



شکل ۹: تصویر صحرایی گویا شده سکانس اول سازند قم به سن آکیتانین - بوردیگالین؟ در برش گویلر؛ نمایش هندسه شیب قاره (کلینوفورم؟) در بسته رسوبی پیش‌رونده، طرح برانبارش پیش‌رونده و شناسایی احتمالی سطح زیرهمپوشان (نگاه به سوی جنوب خاور)

سکانس سوم

این سکانس بیشترین ستبرای از نهشته‌های سازند قم را به سن بوردیگالین دربر گرفته است (۶۵ متر) و مرز زیرین و بالایی آن با تغییرات رخساره‌ای دریایی به صورت پیوستگی معادل و از نوع دوم است. بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) و حداکثر سطح غرقابی (mfs) این سکانس به ستبرای ۵۷ متر صرفاً به صورت تجمعی، شامل نهشته‌های مارن و سنگ آهک آرژیلیتی نازک لایه حاوی فونای شناور (Mf1) مرتبط با بخش ژرف شلف است. بسته رسوبی تراز بالا یا پس‌رونده (HST) سکانس سوم به ستبرای ۸ متر با پیش‌نشینی رخساره‌ها به سوی محیط ریف همراه است به طوری که ریزرخساره Mf1 از بخش ژرف شلف (زون ریزرخساره شماره ۲ در نوشته Reed, 1995) با ریزرخساره Mf4 جایگزین شده است (شکل‌های ۸ و ۱۱).

به صورت تجمعی^۱ و به ستبرای ۵ متر به عنوان بخشی از هندسه کلینوفورم^۲ حوضه تعیین شده است. حداکثر سطح غرقابی (mfs) این سکانس با کاهش فونای مرجانی و کورالیناسه‌آو ازدیاد در تنوع جنس *Amphistegina* همراه است. بسته رسوبی^۳ تراز بالا یا پس‌رونده (HST) سکانس اول به ستبرای ۱۲ متر با پیش‌نشینی رخساره‌ها (Progradation) به سوی سکو و لاگون همراه است به طوری که ریزرخساره Mf3 از دریای باز به ریزرخساره‌های Mf4 مرتبط با محیط ریف، Mf6 و در نهایت Mf7 از محیط لاگون تغییر کرده است (شکل‌های ۸ و ۹).

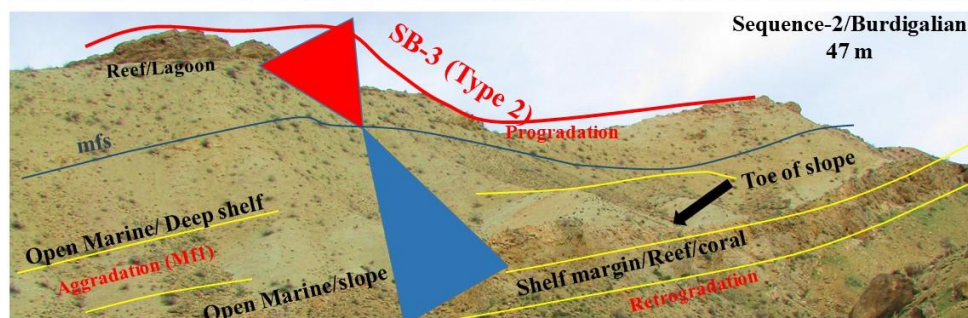
سکانس دوم

این سکانس با ۴۷ متر ستبرای، سن بوردیگالین دارد و مرز زیرین و بالایی آن با تغییرات رخساره‌ای دریایی به صورت پیوستگی معادل و از نوع دوم است. بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) در این سکانس با پیش‌نشینی تدریجی رخساره‌ها^۴ شامل رخساره‌های ریف به طرف دریای باز (شیب قاره، پنجه شیب و شلف ژرف) همراه بوده است. بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) در نهایت با ریزرخساره Mf1 و به صورت تجمعی به ستبرای ۳۳ متر، حداکثر سطح غرقابی (mfs) را تعیین می‌کند. بسته رسوبی تراز بالا یا پس‌رونده (HST) سکانس اول به ستبرای ۱۴ متر با پیش‌نشینی سریع رخساره‌ها^۵ به سوی شلف درونی همراه بوده به طوری که ریزرخساره Mf1 از بخش ژرف شلف به ریزرخساره Mf5 (مرتبط با کمر بند ریف و سکو) و ریزرخساره Mf6 (در ارتباط با کمر بند لاگونی) تغییر کرده است (شکل‌های ۸ و ۱۰).

- 1- Aggradation
- 2- Clinofom
- 3- System tract
- 4- Retrogradation
- 5- Progradation



شکل ۱۰: تصویر صحرایی گویا شده سکانس دوم سازند قم به سن بوردیگالین در برش گویلر؛ پس‌نشینی تدریجی رخساره‌ها به طرف پنجه شیب قاره و طرح برانبارش تجمعی در بسته رسوبی پیش‌رونده سکانس دوم به خوبی مشخص است (نگاه به سوی جنوب باختر).



با محیط لاگون با ریزرخساره Mf1 از بخش ژرف شلف جایگزین شده است. افزایش در فراوانی و تنوع فونای شناور به عنوان حداکثر سطح غرقابی (mfs) در این سکانس تعیین شده است. بسته رسوبی تراز بالا یا پس‌رونده (HST) سکانس چهارم به سبترای ۳ متر با پیش‌نشینی سریع رخساره‌ها به سوی محیط شیب قاره با هندسه کلینوفورم همراه بوده به طوری که شاید بتوان سطح زیرهمپوشان^۶ را با توجه به هندسه رخساره و لایه‌ها در بالاترین حد رخساره شماره ۱ تعیین کرد (شکل‌های ۸ و ۱۲).

مقایسه سطوح سکانشی این مطالعه با دیگر نواحی حوضه ایران مرکزی

سکانش‌های شناسایی شده در این مطالعه، با سکانش‌های معرفی شده توسط Rueter et al. (2009) برای سازند قم در حوضه ایران مرکزی (حوضه‌های قم و سیرجان - اصفهان) مقایسه شده است. Rueter et al. (2009) در مطالعات خود، چهار برش چینه شناسی از سازند قم به نام‌های قم (حوضه قم)، چاله قره (حوضه قم)، زفره و آباده

سکانس چهارم

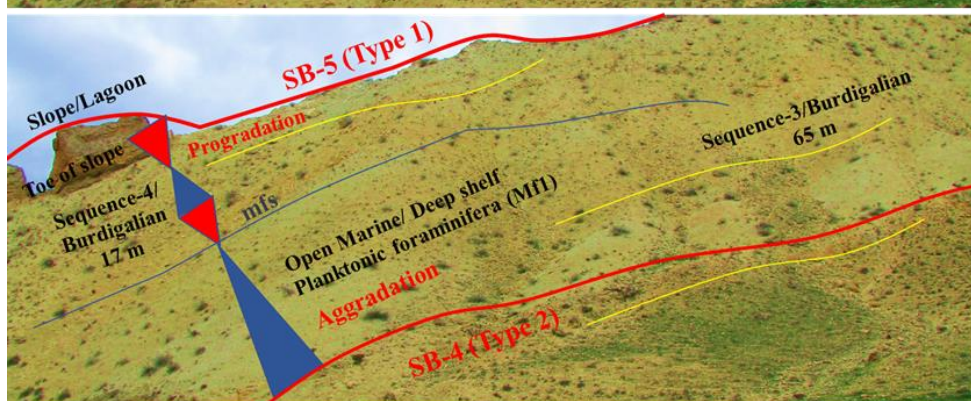
سکانس چهارم به سن بوردیگالین، ۱۷ متر سبترای دارد و مرز بالایی آن بر مبنای تغییر رخساره شلف ژرف به لاگون به صورت نوع دوم در نظر گرفته شده است. بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) و حداکثر سطح غرقابی (mfs) این سکانس به سبترای ۹ متر صرفاً به صورت تجمعی، شامل مارن و سنگ آهک آرژیلیتی نازک لایه حاوی فونای شناور (Mf1) مرتبط با بخش ژرف شلف است. بسته رسوبی تراز بالا یا پس‌رونده (HST) سکانس سوم به سبترای ۸ متر با پیش‌نشینی رخساره‌ها به سوی شیب قاره با ریزرخساره‌های Mf3 و Mf7 مشخص شده است (شکل‌های ۸ و ۱۱).

سکانس پنجم

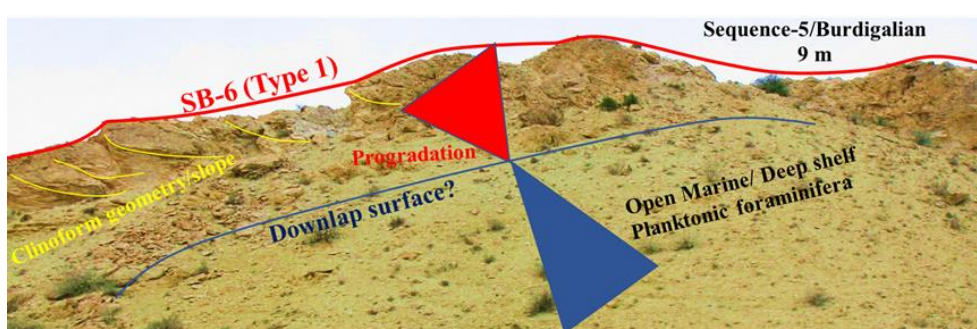
این سکانس با ۹ متر سبترای و سن بوردیگالین کمترین انباشت رسوب از توالی سازند قم را شامل شده است و مرز بالایی آن منطبق بر قاعده سازند قرمز بالایی با وجود لایه ژپس، از نوع اول است. بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) در این سکانس به سبترای ۶ متر با پس‌نشینی ناگهانی رخساره‌ها همراه بوده به طوری که ریزرخساره Mf7 مرتبط



شکل ۱۱: تصویر صحرایی گویا شده سکانس‌های سوم و چهارم سازند قم به سن بوردیگالین در برش گویلر؛ طرح برانبارش تجمعی در بسته رسوبی پیش‌رونده و پیش‌نشینی رخساره‌ها به طرف پنجه شیب قاره، شیب قاره و لاگون (نگاه به سوی جنوب باختر)



شکل ۱۲: تصویر صحرایی گویا شده سکانس پنجم سازند قم به سن بوردیگالین در برش گویلر؛ هندسه شیب قاره (کلینو فورم؟) در بسته رسوبی پیش‌رونده و شناسایی احتمالی سطح زیرهمپوشان (نگاه به سوی جنوب باختر)؛ توضیح این که شیب لایه‌ها به سوی جنوب باختر است و مرز بالایی سکانس منطبق با لایه ژیبسی قاعده سازند قرمز بالایی است که در این تصویر مشاهده نمی‌شود.



سکانس ۴ برش‌های زفره و چله و سکانس ۶ برش قم باشد. بنابراین سکانس‌های اول و دوم در برش گویلر احتمالاً معادل سکانس ۱ بوردیگالین از مطالعات Hardenbol et al. (1998) هستند. سکانس سوم این مطالعه معادل آخرین سکانس (سکانس ۷) معرفی شده

(حوضه سیرجان - اصفهان) را بررسی نمودند. از طرفی ایشان سطوح سکانسی شناسایی شده را با مطالعات Hardenbol et al. (1998) برای حوضه اروپا مقایسه کردند. با توجه به بررسی‌های چینه نگاری سکانسی، سکانس‌های اول و دوم در این مطالعه می‌تواند معادل

می‌توان معادل سکانس ۳ بوردیگالین از مطالعات Hardenbol *et al.* (1998) در نظر گرفت. این در حالی است که سکانس‌های مذکور در برش‌های مطالعاتی Rueter *et al.* (2009) قرار نگرفته‌اند (شکل ۱۳).

توسط Rueter *et al.* (2009) در برش قم است. ایشان سکانس ۷ در برش قم را معادل سکانس ۲ بوردیگالین در نوشته Hardenbol *et al.* (1998) برای حوضه اروپا قرار داده‌اند. سکانس‌های چهارم و پنجم در برش گوپلر را

Age (Ma)	Standard Chronostratigraphy GTS 2004		Hardenbol et al. 1998 European Basin	Rueter et al. 2009			Northwest of Central Iran This study Goylar section
	Epoch	Stage		Esfahan-Sirjan Basin Zefreh section	Qom Basin Chalhe section	Qom section	
20	Miocene	Burdigalian	Bur4	Seq-4	Seq-4	Seq-6	S-5
			Bur3				S-4
			Bur2				Seq-7
			Bur1				S-3
		Aquitania	Aq2				S-2
			Aq1				S-1
	23.03	23.03					

شکل ۱۳: مقایسه سکانس‌های پیشنهادی این مطالعه با سکانس‌های شناسایی شده توسط Rueter *et al.* (2009) در حوضه‌های قم و سیرجان - اصفهان (ایران مرکزی) و Hardenbol *et al.* (1998) در حوضه اروپا

نتیجه‌گیری

ریف، شیب قاره و دریای باز بر اساس توزیع رخساره‌ها شناسایی شد و با توجه به عدم شناسایی رسوبات ثقلی، رخساره‌های توریدایتی و حضور پیوسته رخساره‌های ریفی، مدل رسوبی سازند قم یک شلف باز پیشنهاد گردید. بر مبنای مطالعات چینه نگاری سکانسی، پنج سکانس رسوبی رده سوم و شش مرز سکانسی تفکیک شده است که سطوح سکانسی شماره یک و شش از نوع اول در نظر گرفته شده‌اند. مشاهدات و تفسیر صحرایی و میکروسکوپی رخساره‌ها و سکانس‌ها نشان داد که احتمالاً دو هندسه کلینوفورم مرتبط با محیط شیب قاره و دو سطح زیرهمپوشان برای نهشته‌های سازند قم قابل تشخیص است. مقایسه سکانس‌های شناسایی شده در این مطالعه با دیگر نواحی حوضه ایران مرکزی و سطوح سکانسی حوضه اروپا مطابقت خوبی نشان می‌دهد.

با هدف بررسی‌های چینه نگاری سکانسی سازند قم در شمال باختر ناحیه ساختاری ایران مرکزی (جنوب باختری استان زنجان)، برش چینه شناسی گوپلر با ستبرای ۱۵۵ متر انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند قم در این برش شامل سنگ آهک‌های نازک تا ستبرایه، سنگ آهک ریفی - مرجانی و تناوب مارن سبز و آهک آرژیلیتی است. مطالعات دیرینه شناسی نشان داده است ۵ متر ابتدایی سازند قم در این برش احتمالاً سن آکیتانین - بوردیگالین؟ دارند، ضمن این که بر اساس اولین ظهور *Borelis melo curdica*، یک زیست‌زون تجمعی به نام *Borelis melo curdica* به *Assemblage Zone* سن بوردیگالین (میوسن پیشین) به ستبرای ۱۵۰ متر برای سازند قم تعیین شده است. چهار کمر بند رخساره‌ای لاگون

منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
اسدی مهماندوستی، ا.، دانشیان، ج.، مارگیر، ن.، ۱۳۹۸. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی سازند قم در برش چینه شناسی خانی‌آباد، جنوب خاوری کاشان. *رخساره‌های رسوبی*، ۱۲ (۱): ۱-۲۲.

- دانشیان، ج.، اسدی، ا.، و درخشانی، ل.، ۱۳۹۶. ریزرخساره، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش ده نمک، شمال شرق گرمسار. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۱۱: ۲۳-۴۳.
- جلالی، م.، صادقی، ع.، آدابی، م.، ح.، ۱۳۹۶. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در چاه یورته شاه ۱ و برش سطحی موره کوه (جنوب تهران). پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۶۶(۱): ۲۵-۴۸.
- لطفی، م. ۱۳۸۰. نقشه زمین شناسی ماه نشان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Abaie, I., Ansari, H.J., Badakhshan, A., & Jaafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran. *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 15: 561-574.
- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies. *Geological and Exploration Division*, Report 1074: 1-37. (Unpublished)
- 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.
- Bolli, H.M., & Saunders, J.B., 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielson, K., (eds.), *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, 155-262.
- Bozorgnia, F., 1966. Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application. *Springer-Verlage*, Berlin, Heidelberg. 984 p.
- Furrer, M.A., & Soder, P.A., 1955. The Oligo-Miocene Formation in the Qom region (Iran). *Processing of 4th World Petroleum Congress*, 6-15 June, Roma, Italy, 267-277.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graclansky, P.C., & Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *SEPM Special Publications*, 60: 3-14.
- Hunt, D., & Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1-9.
- Hunt, D., & Tucker, M.E., 1993. Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 18: 307-341.
- Iaccarino, S., Premoli-Silva, I., Biolzi, M., Foresi, L.M., Lirer, F., & Petrizzo, M.R., 2005. Practical Manual of Oligocene to Middle Miocene Planktonic Foraminifera. *International School on Planktonic Foraminifera*, course IV, 124 p.
- Kennett, J.M., & Srinivasan, M.S., 1983. Neogene planktonic foraminifera, a phylogenetic atlas. *Hutchinson Ross publish Company Pennsylvania*, 1-263.
- 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, 1-5.
- Loeblich, A.R.Jr., & Tappan, E., 1988. Foraminiferal genera & their classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 1-970.
- 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.
- Mohammadi, E., 2020. Sedimentary facies and depositional environments of the Oligocene-early Miocene marine Qom Formation, Central Iran Back-Arc Basin, Iran (northeastern margin of the Tethyan Seaway). *Carbonate and Evaporites*, 35:20, <https://doi.org/10.1007/s13146-020-00553-0>
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Safari, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2019. Microfacies and depositional environments of the Qom Formation in Barzok area, SW Kashan Iran. *Carbonate and Evaporites*, 34: 1293-1306.

- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghadam, H., Vaziri, M. R., & Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonates Evaporites*, 26: 255–271.
- Mohammadi, E., Vaziri, M.R., & Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the nummulitids and lepidocyclinids bearing Qom Formation based on larger benthic foraminifera (Sanandaj–Sirjan fore arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (1): 403-423.
- Nebelsick, J.H., Rasser, M., & Bassi, D., 2005. Facies dynamic in Eocene to Oligocene Circumalpine carbonates. *Facies*, 51 (4): 197-216.
- Read, J.F., 1995. Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoirs in greenhouse and icehouse worlds. *SEPM, Short Course Notes*, 35:1-102
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an Early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Sciences*, 98 (3): 627-650.
- Seddighi, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2011. Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran. *Historical Biology*, 24: 91-100.
- Stocklin, J., & Setudehina, A., 1991. Stratigraphic lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran*. 18: 1–376.
- 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.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A., & Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth Science Review*, 104 (1-3): 111-142.
- 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).



Biostratigraphy of Baghamshah Formation based on calcareous nannofossils in the North of Tabas

Khodashenas, N.¹, Hadavi, F.^{2*}, Notghi-Moghaddam, M.³, Khazaei, A.R.⁴

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

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

3- Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, I.R of Iran

4- Associate Professor, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

* Email: fhadavi@um.ac.ir

Introduction

This research has studied calcareous nannofossils of the Baghamshah Formation in Tabas Block (eastern Iran). Calcareous nannofossils are one of the most important fossil groups for biostratigraphical analysis. The earliest paleontological studies on the Baghamshah Formation have focused on ammonites (e.g., Seyed-Emami *et al.* 1988, 1991, 1997, 2001, 2002; Wilmsen *et al.*, 2009). Kallanxhi *et al.* (2016) have also considered this formation's ammonites and nannofossil contents. The current study is the first investigation of calcareous nannofossils of the Baghamshah Formation in the Kharvan section and aims to discuss the possibility of using the standard nannofossil zones for the Baghamshah Formation.

Materials and Methods

The Kharvan section with 239 meters thickness is located 40 km northeast of Tabas near the Kharvan village. The formation has lithologically consisted of green and gray shales and marls. Generally, 75 samples from the Baghamshah Formation have been taken. Samples were prepared via the smear slide method (Bown & Young, 1998). All nannofossils were photographed in both cross-polarized light (XPL) and (PPL) and identified using Perch-Nielsen (1985) and Bown & Young (1998).

Result and Discussion

46 species belonging to 26 genera were identified in the studied section. Amongst them, 38 species belong to 21 genera of nannoliths and coccoliths, and 8 species from 5 genera belong to Didemnid ascidian spicules. Didemnid ascidian spicules are organisms with soft bodies and rigid spicules, which carbonate-rich seawaters and coral reefs are suitable environments for their colonization (Varol, 2006). The most dominant genera from the Baghamshah Formation are *Watznaueria* and *Nannoconus*. Among the nannofossil species, *Nannoconus steinmannii*, *Retecapsa angustiforata*, *Calcicalathina oblongata*, *Tubodiscus verena*, *Lithraphidites bollii*, *Cruciellipsis cuvillieri*, and *Nannoconus abundans* are index species, used for biozonation. The Biostratigraphic studies in the Baghamshah Formation is led to the identification of calcareous nannofossils biozones CC1 to CC5 of Sissingh (1977) in the Kharvan section. Determined biozones represent the age of the early Berriasian - late Hauterivian for the investigated strata in the Kharvan section

Conclusion

The nannofossil assemblages of the Baghamshah Formation in the Kharvan section have average to pretty good preservation. In this section, the presence of CC1 at the lower part of the Baghamshah Formation and the presence of CC5 at the upper part of the formation shows that the age of the Baghamshah Formation is Early Berriasian - Late Hauterivian in the Kharvan section.

Keywords: Biostratigraphy; Baghamshah; Calcareous nannofossils; Tabas.

References

Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Introduction. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publications Series, Chapman and Kluwer Academic, London*, 1-15.



- Kallanxhi M.E., Falahatgar, M., Javidan M., Sarfi M., & Parvizi T., 2016. Calcareous nannofossils- and ammonites-based biostratigraphy of the Baghamshah Formation (Central Iran Basin, Iran). *Studia UBB Geologia*, 60 (1): 29-42.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 329–426.
- Seyed-Emami, K., 1988. Jurassic and Cretaceous ammonite fauna of Iran and their paleobiogeographic significance. In: Wiedmann, J., & Kullman, J., (eds.), *Cephalopodes: present and past*, Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 599-606.
- Seyed-Emami, K., Fürsich, F.T., & Schairer, G., 2001. Lithostratigraphy, ammonite faunas and palaeoenvironments of Middle Jurassic strata in North and Central Iran. *Newsletters on Stratigraphy* 38: 163-184.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., & Aghanabati, S.A., 1997. Ammoniten aus der Baghamshah Formation (Callov, Mittlerer Jura), NW Tabas (Zentraliran). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historischen Geologie*, 37: 24–40.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Aghanabati, S.A., & Fazl, M., 1991. Ammoniten aus dem Bathon von Zentraliran (Tabas–Nayband region). *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A19: 65–100.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Fürsich, F.T., Wilmsen, M., & Majidifard, M.R., 2002. Reineckeidae (Ammonoidea) from the Callovian (Middle Jurassic) of the Shotori Range (East Central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Monatshefte, 3: 184-192.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 37–65.
- Varol, O., 2006. Didemnid ascidian spicules from the Arabian Peninsula. *Journal of Nannoplankton Research*, 28 (1): 35-55.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., & Majidifard, M.R., 2009. An overview of the stratigraphy and facies development of the Jurassic System on the Tabas Block, east-central Iran. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., & Granath J.W., (eds.) *South Caspian to central Iran basins*. Geological Society, London, *Special Publications*, 312: 323–343.



Micropaleontology and sedimentary environment of the Qom Formation in the northwest of Zanjan

Rabbani, J.^{1*}, Zohdi, A.^{1*}

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

* Email: rabbani@znu.ac.ir

Introduction

Qom Formation carbonate succession unconformably deposited over the red clastic layers of Lower Red Formation after the Eocene tectonic movements in Iran (Berberian & King, 1981; Rahimzadeh, 1994). The type area of the Qom Formation is located in the South East of Qom city. Qom Formation has been divided into six members in the type area (Furrer & Soder, 1955). Based on biostratigraphic studies, Eocene to Middle Miocene age has been proposed for the Qom Formation (Bozorgnia, 1966; Dozy, 1944; Furrer & Soder, 1955; Jaafari, 1963; Zhu *et al.*, 2007). Later studies by (Daneshian & Aftabi, 2010; Daneshian *et al.*, 2008; Ruter *et al.*, 2009) show Oligocene – Miocene age for this Formation. Sedimentological studies in different sections show carbonate shelves and ramps in different locations. So, to biostratigraphy and sedimentary environment reconstruction of Qom Formation, one stratigraphic section has been sampled in the North West of Zanjan.

Geological setting

The studied section is located in the North West of Zanjan near And-Abad village. To access the area, we can follow the main road of Zanjan to the Mahneshan. Geological coordination of the studied section is: E 47° 59' 10.77" N 36° 48' 08.54". In the studied section, we can see the F member of the Qom formation that created the heights of the area. The And-Abad village is located on the Upper Red Formation in this area. Qom Formation in this area overlies the Lower Red Formation (with the angular unconformity boundary) and underlies the Upper Red formation (with the sharp stratigraphic boundary).

Material and methods

Fifty-three thin sections have been prepared from 168 meters of carbonate layer related to the Qom Formation. We used Adams & Bourgeois (1967) and Leoblich & Tappan (1988) for our biostratigraphic studies. The microfacies studies and reconstruction of the sedimentary environment have been done based on Flugel (2010), and sequence stratigraphy studies carried out according to Van Wagoner *et al.* (1988). 23 species of foraminifera and 6 microfacies groups have been identified using a transmitted light microscope.

Discussion

Biostratigraphic studies lead to the identification of 23 foraminifera species: *Borelis melo curdica*, *Textularia* sp., *Amphistegina* sp., *Schelumbergerina* sp., *Quinquiloculina* sp., *Sphaerogypsina globulus*, *Pyrgo* sp., *Dendritina rangi*, *Ammonia beccarii*, *peneroplis thomasi*, *Meandropsina anahensis*, *Meandropsina irnica*, *Triloculina trigonula*, *Orbulina* sp., *Bolivina* sp., *Operculina complanata*, *Globigerinoides* sp., *Globigerina praebulloides*, *Triloculina tricarinata*, *Elphidium* sp., *Rotalia viennotti*, *Asterigerina rotula*, *Archaias kirkukensis*. The total range zone of the *Borelis melo curdica* index species shows Burdigalian age in many studies such as (Adams & Bourgeois, 1967; Ehrenberg *et al.*, 2007; Laursen *et al.*, 2009). In this study, the first occurrence datum (FOD) of this species can be seen at the base of the section from the lowermost part of the Qom Formation layers and the last occurrence datum of this species is located at the top of the section. So we can propose the Burdigalian age for all studies layers of the Qom Formation in this section. Microfacies analysis leads to the identification of 6 different microfacies as follow: 1- Grainstone-packstone with small benthic foraminifera, 2- Floatstone-rudestone with benthic foraminifera and red algae, 3- Wackstone-packstone with peloid, small benthic foraminifera, and sand particles, 4- Boundstone with coral, 5- Wackstone with planktonic foraminifer, 6- Packstone-grainstone with benthic foraminifera. These facies are related to the platform interior, platform margin, and slope and toe of slope parts of the carbonate shelf.



Sequence stratigraphic studies is led to identifying one depositional sequence (3rd order) with one sequence boundary type I and one sequence boundary type II. Relative sea-level changes curve and the stratigraphic log show one transgressive-regressive trend during all sections.

Conclusion

To biostratigraphy, microfacies, sedimentary environment, and sequence stratigraphy analysis, one stratigraphic section related to the Qom Formation has been sampled in the North West of the Zanjan. All 53 thin sections have been investigated based on microfacies and fossil contents. 23 foraminifera species have been identified. Based on the total range zone of the *Borelis melo curdica* index species, Bourdigalian age has been proposed for the studied layers. 6 different microfacies have been identified that show interior platform to lower slope areas of a carbonate platform as a sedimentary environment of the studied samples. On depositional sequence has been determined based on microfacies analysis that shows one transgressive-regressive trend during all sections.

Keywords: Micropaleontology, sedimentary environment, Qom Formation. Zanjan.

References

- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies. *Geological and Exploration Division*, Report 1074: 1-37. (Unpublished)
- Berberian, M., & King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bozorgnia, F., 1966. Qom formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iran Petroleum Institute*, 24: 69-76.
- Daneshian, J., & Aftabi, A., 2010. Foraminiferal biostratigraphy of the Qom Formation on the basis of new investigation at Navab anticline, in southeast Kashan. *Journal of Science University of Tehran*, 35: 137-154.
- Daneshian, J., Mosaddegh, H., Khalaj, H., & Ghasemi, A., 2008. Sequence stratigraphy of the Qom Formation at type area (Kuh-e-Bichareh section), in southeast Qom, north of Central Iran. *Research Journal of University of Isfahan (Science)*, 34: 19-54.
- Dozy, J., 1944. Comments on geological report no. 1 by Thiebaud (on the Qum-Saveh area). *Geological report*, 308.
- 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: 107–128.
- Furrer, M., & Soder, P., 1955. The Oligo–Miocene marine formation in the Qom region (Central Iran): *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress, Rome, Section I/A/5*: 267–277.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. *Springer Science & Business Media*, 1006 p.
- Jaafari, A., 1963. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran, 6th *World Petroleum Congress, Frankfurt am Main, Germany*.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiny, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.P., Moallemi, A., & Druillion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz, Iran*.
- Leoblich, A.R., & Tappan, J.H., 1988. Foraminiferal Genera and their Classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, 2: 869.
- Rahimzadeh, F., 1994. Treatise on the Geology of Iran: Oligocene, Miocene, Pliocene. *Geological Survey of Iran*, 12: 1-311.
- Reuter, M., Piller, W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M. P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.



- Van-Wagoner, J.C., W., Posamentier, Mitchum, H. R.M.Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., & Hardenbol, J., 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, Ch.A., & Kendall, Ch.G.St.C. (eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Special Publication*, 42: 39-45.
- Zhu, Y., Qi, Y., Zhang, B., Yang, H., He, C., Wang, S., Zhou W., Zhu, Q., & Li, Z., 2007. Revision of the age of the Qom Formation in the Central Iran Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: 715-721.



Sedimentary facies and Depositional environment of the Tirgan Formation in the Bazangan Area, E Kopet-Dagh Basin

Sharafi, M.^{1*}, Mohammadi, M.¹, Mahboubi, A.¹, Khanehbad, M.¹

1- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

2- M.Sc. student in Sedimentology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

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

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

* Email: sharafi2262@gmail.com

Introduction

The Kopet-Dagh sedimentary Basin that crops out from NE Iran to Turkmenistan was formed as an intracontinental Basin due to the southeastern extension of the South Caspian Basin by Neotethyan back-arc rifting after the closure of the Palaeotethys and the early Cimmerian Orogeny (middle Triassic). A thick sedimentary package (10 kilometers) consisting of five transgressive- regressive super-sequences from Jurassic to Miocene time is deposited in the Eastern part of the sedimentary basin that is mainly controlled by NW-SW running major faults. The Cretaceous sequence in the Kopet-Dagh Basin is divided into nine formations, mainly composed of sandstones, conglomerates, mudstones, limestones, and dolomites with minor amounts of evaporates (Afshar-Harb, 1979). The regional trend of the Kopet-Dagh sedimentary basin was northwest-southeast during the Cretaceous. After the deposition of thick, red siliciclastic sediments of the fluvial system during the Early Cretaceous, a suitable condition for the deposition of carbonate sediments (named as Tirgan Formation) was provided as a result of major marine transgression during the Barremian-Aptian stages. The Tirgan Formation is one of the most widespread Upper Cretaceous formations in the eastern Kopet-Dagh that unconformably overlies the fluvial sediments of the Shurijeh Formation and is overlain by a sharp contact of the Sarcheshmeh Formation.

Material and Methods

This study is focused on two stratigraphic sections in the Eastern Kopet-Dagh in northern Iran. Ninety thin sections were examined to identify fine-scale physical characteristics (mineralogical composition and fossil contents). Lithology, grain size, and sedimentary structures were recorded.

Discussion

Based on sedimentological features, sixteen facies are recognized that grouped within five facies associations consist of deep and shallow open marine (FA), shoal (FB), lagoon (FC), and Tidal flat (FD). Deep open marine facies includes green-gray fissile (sandy-silty) shale and shallow open marine facies are mainly consist of bioclastic wackestone, ooid/peloid bioclastic floatstone, sandy intraclastic floatstone, sandy intraclastic bioclastic float-rudstone, and sandy peloid bioclastic grainstone. The main constituents in this association are brachiopods, bryozoans, echinoderms, oysters, orbitolinids, intraclasts, ooids, and peloids. Micrite envelopes and borings are the common features in this association. The skeletal elements display high fragmentation, preferentially horizontal orientation, and fining up-ward fabrics. Green-gray fissile shale is deposited in a low energy depositional setting below weather wave base (SWWB), periodically affected by storm waves, suggested by the presence of the siliciclastic grains. The skeletal elements of the shallow open marine facies offer a shallow full open marine setting between SWWB and fair-weather wave base (FWWB) (Bovar-Arnal *et al.*, 2009). High fragmentation, preferentially horizontal orientation, and fining upward skeletal elements suggest the storm-generated shell concentrations. Low energy periods of the sedimentary environment (post- and pre-storm phase) are indicated by micrite envelopes and borings. Shoal association consists of ooid grainstone and sandy ooid grainstone facies with predominantly well-sorted fabric. The main sedimentary structures in this association are sigmoidal cross-beds, wave ripples, cross lamination, and planar cross-beds with the erosional surface. These sediments are deposited in medium-high energy shoal settings above FWWB in the inner ramp environment suggested by well sorting of the elements and predominantly grainstone facies (Bachmann & Hirsch, 2006; Brandano *et al.*, 2012). The sedimentary



structures clearly show that tidal currents controlled the association's deposition in a sandy shoal environment. Lagoon association includes sandy mudstone, bioclastic wack-packstone, sandy ooid wackestone, sandy peloid packstone, intraclast, ooid float-rudstone, ooid/peloid pack-grainstone, ooidal bioclastic float-rudstone with main ooids, peloids, benthic foraminifers, echinoderms, and minor content of green algae, bivalves, brachiopods as well as siliciclastic grains that are commonly floated in the micritic matrix. These sediments are mainly deposited in a semi-restricted to restricted (sandy mudstone) lagoon setting above FWFB. The periodical water circulation suggested by the mixture of the open marine (echinoderm, brachiopods) to more restricted and brackish water elements (ostracodes, benthic forams), floated within the micritic matrix (Colombie & Strasser, 2005; Bachmann & Hirsch, 2006; Bover-Arnal *et al.*, 2009). The tidal flat association mainly consists of peloids, benthic foraminifers, and ostracods surrounded by flat microbial laminations. The flat geometry of the microbial lamination and the presence of the peloids and benthic foraminifers as the main elements in this association demonstrate a flat substrate in a tidal flat setting of the most internal part of the carbonate platform.

Conclusion

In a general view, petrography and field observations, facies associations relationship, and vertical trend of the studied successions suggest Tirgan sediments in the Kopet-Dagh basin are deposited in shallow to the deep marine environment with tidal flat, lagoon, shoal, and shallow to deep marine facies zones. These sediments were deposited in a homoclinal ramp characterized by gradationally vertical changes in the facies associations and abundant storm deposits. This carbonate system was influenced by storm (shallow marine zone) and tidal (shoal zone) currents suggested by the storm-generated shell concentrations, wave ripples, cross laminations, and sigmoidal cross-beds.

Keywords: Kopet-Dagh; Tirgan Formation; facies; tempestite; homoclinal ramp.

References

- Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, Northern Iran. *Ph.D. thesis, Imperial College of Science and Technology*, London, 316 p. (Unpublished).
- Bachmann, M., & Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Moreno-Bedmar, J.A., & Bitzer, K., 2009. Sequence stratigraphy and architecture of a late Early–Middle Aptian carbonate platform succession from the western Maestrat Basin (Iberian Chain, Spain). *Sedimentary Geology*, 219: 280–301.
- Brandano, M., Lipparini, L., Campagnoni, V., & Tomassetti, L., 2012. Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 255-256: 29-41.
- Colombie, C., & Strasser, A., 2005, Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Sedimentology*, 52: 1207-1227.



Geochemical comparison of sandstone and shale in the study of Paleoclimate Indexes: An example from Shurijeh Formation in NE Iran

Keshmiri, M.¹, Mahmudy Gharai, M.H.^{2*}, Moussavi-Harami, S.R.³, Mahboubi, A.⁴,

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

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

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

* Email: mhmgharaie@um.ac.ir

Introduction

The relationship between the composition of siliciclastic sediments, tectonic setting, and the source rocks has been studied by many researchers. The siliciclastic deposits are always affected by the composition of source rock, chemical weathering, transport distance, and diagenetic changes after deposition. It is possible to determine the paleoclimatic conditions of siliciclastic rocks, particularly sandstones, using different methods such as petrography and geochemistry. Interpretation of paleoclimatic conditions has a significant impact on the reconstruction of paleogeography (Garzanti & Resentini, 2016). Due to their fine-grain and low permeability, shale can preserve the composition of source rock minerals and, therefore, are very important in interpreting the source rocks (Khanehbad *et al.*, 2012). In this study, the distribution of the major elements in the sandstones and shales of the Shurijeh Formation is compared with the standard values, and the paleoclimatic conditions have been interpreted.

Material and Methods

One of the best techniques to major elements values in the siliciclastic sediments is the analysis of rock by the XRF method. Petrographic studies on seven samples of sandstones were done using a polarizing microscope and classified based on Folk's (1980) classification scheme. Also, six shale samples with the lowest calcium carbonate content are selected. Fresh shale and sandstone samples were chosen for geochemical analysis and then were powdered to the size of fewer than 63 microns using Agate mortar. The presence of calcium carbonate on cement can cause an error in Ca contents, so the samples were washed with 10% hydrochloric acid to remove the CaCO₃. The residual powders (IR) were analyzed using Philips Panalytical Model X-ray Fluorescence (XRF) to determine the major oxides and trace elements of siliciclastic particles in the Taban Gostar laboratory in Tehran.

Discussion and Conclusion

The Suttner & Dutta (1986) binary diagram determines the paleoclimatic conditions and paleoweathering at the source area. In this diagram, the plotted values of the Shurijeh Formation sandstone samples show the semi-humid climatic condition. In contrast, the plotted values of shale samples in this diagram show different results. They indicate the semi-arid climatic conditions, which are entirely different from the results of the sandstone samples. Various statements can be presented for this difference. First, shale samples usually have higher K₂O and Al₂O₃ than SiO₂ due to the presence of higher amounts of clay minerals. However, in the sandstones (due to the presence of quartz and chert minerals), silica is higher than the shale samples (Gateneh, 2000). Therefore, these differences in the values of SiO₂, Al₂O₃, and K₂O cause the differences in the shale and sandstone samples in the binary diagram (Suttner and Dutta, 1986). By comparing this chart with the "A-CN-K" ternary chart, better results can be obtained. This indicates that it is better to select the sandstone samples which are least affected by diagenetic processes based on detailed petrography studied.

Calculation of the CIA index values in the studied sandstone and shale samples shows high weathering conditions in the source rock area within the semi-humid climatic conditions. The use of binary diagrams for sandstone samples confirms this subject, and the results are the same as the triangular diagram "A-CN-K" for the sandstones. However, in the case of shale samples containing clay minerals, the binary diagram shows completely different results, indicating cold and dry climatic conditions. One of the main reasons for this difference is the increase of the SiO₂/Al₂O₃ ratio in shale samples. Therefore, binary diagram is not recommended for the shale samples, including clay minerals. Instead, it is better to use only the triangular



diagram "A-CN-K", which shows the wet conditions and semi-humid climate. Small changes in the amount of Al_2O_3 due to diagenesis, on the one hand, and large changes in the amounts of Na_2O , CaO , K_2O , and SiO_2 in the diagenetic condition, on the other hand, can even exacerbate the error of using the triangular diagram A-CN-K. Because the values of these elements, based on the geochemical analysis data, are less than the original values; therefore, it causes analytical errors in the interpretation of the data. For this reason, it is recommended to select the least affected sandstone samples by diagenetic processes after a detailed petrographic study.

Keywords: Geochemistry, Clay Mineral, Paleoclimate Index, Shurijeh Formation.

References

- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Press*, Austin, Texas, 182p.
- Garzanti, E., & Resentini, A., 2016. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336: 81-95.
- Gateneh, W., 2000. Geochemistry provenance and depositional tectonic setting of the Adigrat Sandstone northern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 185-198.
- Khanehbad, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., & Nadjafi, A., 2012. Geochemistry of Carboniferous Shales of the Sardar Formation, East Central Iran: Implication for Provenance, Paleoclimate and Paleo-oxygenation Conditions at a passive Continental Margin. *Geochemistry International*, 50: 777- 790.
- Suttner, L.J., & Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329-345.



Plant Macrofossils of Nayband Formation (Late Triassic), NE of Isfahan, Central Iran

Mannani, M.^{1*}, Saadat-Nejad, J.², Allameh, M.³

1- Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

2- Ph.D. Student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

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

* Email: mannani@pnu.ac.ir

Introduction

The extent of the Shemshak group with Late Triassic-Middle Jurassic age in Iran can be divided into two structural-sedimentary zones of Iran and Zagros, which are separated by the main thrust of Zagros. The first zone is divided into two areas of Alborz and Central Iran (Moin-o-Sadat & Zade-Kabir, 1991). After the Early Cimmerian orogeny, a sedimentary sequence consisting of marl, sandstone, and reef limestone was deposited in Central Iran, called Nayband Formation. The Nayband Formation type section is located near the Naybandan village, 220 km south of Tabas city (Douglas, 1929). Its thickness reaches 3000 m in type locality (Kluyver *et al.*, 1983; Seyed-Emami, 2003; Fürsich *et al.*, 2005). The study area of the current research is located 74 km northeast of Isfahan, 15 km northwest of Chahriseh village (33°04'10"N, 52°01'40"E). This region is located in the western margin of the central Iran zone and south of Kashan. The thickness of the Nayband Formation in the north and northeast of Isfahan reaches a maximum of 660 meters, divided into five members (Mannani & Yazdi, 2009).

Material and Methods

Upper Triassic succession in the northeast of Isfahan (Chahriseh section) was studied using Kashan's quadrangular geological map (Zahedi *et al.*, 1991). Characteristics of sedimentary sequences such as stratification, lateral expansion and sedimentary structures were recorded. Sampling was taken systematically and regularly at one-meter intervals. Twenty-two plant macrofossils of Nayband Formation from the Qadir member have been collected.

Discussion and Conclusion

A key bed of gray sandstone with plant macrofossils, up to 15 m thick, is identified in the Qadir member. Two genera and four species have been found in the section, include *Clathropteris meniscoides* (Brongniart 1825) Brongniart 1828 (Age: Carnian- Early Lias), *Clathropteris obovata* Oishi 1932, emend. Harris 1961 (Age: Norian- Middle Jurassic), *Nilssonsonia pseudobrevis* (Barnard 1967b) Corsin & Stampfli 1977 (Age: Norian-Rhaetian) and *Nilssonsonia* sp.

Based on the *Clathropteris meniscoides*, *Clathropteris obovata*, and *Nilssonsonia pseudobrevis* in Qadir member (Nayband Formation) and their in situ stratigraphic position, these strata are deposited in Rhaetian. In this study, *Clathropteris obovata* is reported from Late Triassic age in Iran for the first time. Before this, *Clathropteris obovata* in Iran has been reported from only Jurassic (Late Liassic-Early Dugger); however, this species has a wider range from Late Triassic to Late Dugger succession in the other parts of the world. So, its record in the Nayband Formation (Late Triassic) is not unexpected. Moreover, the record of *Clathropteris* in the northeast of Isfahan is its first occurrence in an area outside of Kerman in Central Iran. Due to the low presence of plant macrofossils and the abundant presence of *Clathropteris* in the northeastern region of Isfahan, high humidity and warm weather of the Late Triassic may be suggested.

Keywords: Plant fossil, Nayband Formation, Late Triassic, Isfahan.

References

Douglas, J.A., 1929. A marine Triassic fauna from Eastern Persia. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 85: 624-648.



- Fürsich, F., Hautmann, M., Senowbari-Daryan, B., & Seyed-Emami, K., 2005. The Upper Triassic Nayband and Darkuh Formations of east-central Iran: Stratigraphy, facies patterns and biota of extensional basins on an accreted terrane, *Beringeria*, 35: 53-133.
- Kluyver, H.M., Tirrul, R., & Chance, P.N., 1983. Explanatory text of the Naybandan Quadrangle maps, scale 1:250000. *Geological Survey of Iran*, 143 p.
- Mannani, M., & Yazdi, M., 2009. Late Triassic and Early Cretaceous sedimentary sequences of the northern Isfahan Province (Central Iran), stratigraphy and paleoenvironments. *Boletin de la Sociedad Geologica*. 61 (3): 367-374.
- Moien-o-Sadat, S.H., & Zadeh-Kabir, A.A., 1991. Geology and Coal sediments of Iran (first Volume-Alborz). *Ministry of Mines and Metals, National Steel Company of Iran*. 566 p. (unpublished).
- Seyed-Emami, K., 2003. Triassic in Iran. *Facies*, 48: 91-106.
- Zahedi, M., Amidi, M., Imami, M., & Zohreh Bakhsh, M., 1991. Explanatory text of the Isfahan Quadrangle, 1:250,000: Tehran, Iran, *Geological Survey of Iran*.



Biostratigraphy of the Asmari Formation in Gachsaran oilfield, Southwestern Iran

Monjezi, N.^{1*}, Saeedi Razavi, B.²

1- Assistant professor, Department of Remote sensing, Dezful Branch, Islamic Azad University, Dezful, Iran

2- Research Assistant professor, Standard Research Institute, Technical and engineering faculty, Construction and mineral Department, Karaj, Iran

* Email: nmonjezi@iaud.ac.ir

Introduction

Asmari Formation is a thick succession of Oligocene-Miocene sedimentary rocks, the leading crude oil reservoir in the Zagros structural-sedimentary zone, and one of the largest oil reserves in the world (Alavi, 2004). Due to its economic significance, this formation has long been considered in recent decades. The presence of large benthic foraminifera as the most important fossil group in the Asmari Formation is essential for the biostratigraphic studies of this formation. This study aims to study the Asmari Formation in Gachsaran oil field in southwestern Iran, 200 km southeast of Ahvaz. In order to identify lithological changes and the biostratigraphic studies, three wells were selected from the Gachsaran oil field, including wells A, B, and C.

Materials and Methods

In the mentioned three wells of the Gachsaran oil field, the Asmari Formation has 590 m thickness in well A, 336 m in well B, and 382 m in well C. In this study, 3235 microscopic thin sections were prepared from the Asmari Formation, 1572 thin sections from well A, 809 from well B, and 854 from well C. Identification of microfossils have been done based on the Adams & Bourgeois (1967), Loeblich & Tappan (1988), and Hottinger (1997), and Biostratigraphic studies according to the Laursen et al. (2009) and Van Bochem et al. (2010).

Discussion and Conclusion

The Asmari Formation in the Gachsaran oil field consists of limestone, dolomitic limestone, and dolomite. Based on the distribution of benthic foraminifera in the studied wells, four faunal assemblages equivalent to those introduced by Laursen et al. (2009) and Van Bochem et al. (2010) have been recognized in the Asmari Formation. They are as follows:

- 1- *Nummulites vascus* - *Nummulites fichteli* Assemblage zone
- 2- *Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni* - *Miogypsinoides complanatus* Assemblage zone
- 3- *Miogypsina* - *Elphidium* sp. 14- *Peneroplis farsensis* Assemblage Zone
- 4- *Borelis melo curdica*- *Borelis melo melo* Assemblage Zone

Assemblage zone 1 is equal to zone No. 2 of Laursen et al. (2009) and Van Bochem et al. (2010) (*Nummulites vascus* - *Nummulites fichteli* Assemblage zone) and contains index nummulitids such as *Nummulites vascus*, *Nummulites fichteli*, *Nummulites intermedius* with Rupelian in age. This biozone has been recorded in all three wells. Assemblage zone 2 is equivalent to zone No. 4 in Laursen et al. (2009) and Van Bochem et al. (2010) (*Archaias asmaricus*-*Archaias hensoni* - *Miogypsinoides complanatus* Assemblage zone). This assemblage contains index fossils such as *Miogypsinoides complanatus*, *Archaias kirkukensis*, *Archaias hensoni*. The appearance, abundance, and extinction of *Archaias* are occurred in this zone and represent the Chattian. This zone has also been recognized in all three wells. Assemblage zone 3 which is again present in all three wells, corresponds to zone No. 5 of Laursen et al. (2009) and Van Bochem et al. (2010) (*Miogypsina* - *Elphidium* sp. 14- *Peneroplis farsensis* Assemblage Zone). It has significant fossils such as *Miogypsina*, *Elphidium* sp. 14, and *Peneroplis farsensis*. Due to the presence of these index fossils as well as the disappearance of the genus *Archaias* at the end of the Chattian, even the absence of *Borelis melo curdica* (Burdigalian index), this zone belongs to Aquitanian. Assemblage zone 4 is comparable to biozone No. 7 in Laursen et al. (2009) and Van Bochem et al. (2010) (*Borelis melo curdica*- *Borelis melo melo* Assemblage Zone). Due to the index species *Borelis melo curdica*, this part of the sequence belongs to the



Early Miocene (Burdigalian). This biozone has been identified only in wells A and C. Therefore, biostratigraphically, the most complete sequence of Oligocene - Early Miocene Asmari Formation in this study is recorded in wells A and C.

Keywords: Biostratigraphy, Asmari Formation, Oligocene, Miocene, Gachsaran oilfield.

References

- 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.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulleint de la Societ Geologique de france*, 168: 491-505.
- 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, 1-5.
- 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.



Biostratigraphy of Late Devonian-Early Carboniferous deposits in the Zoo section (northeast of Iran) based on conodont fauna

Najjarzadeh, M.T.^{1*}, Ashouri, A.R.², Yazdi, M.³

1- Ph.D. student in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

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

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

* Email: ashouri@um.ac.ir

Introduction

Devonian-Carboniferous boundary is an exciting issue for researchers all over the world. In this boundary, significant events have occurred on marine organisms (specially conodonts elements) and terrestrial organisms, consisting of weather and sea-level changes, and relative coincidence with the Hangenberg bio-event (Mc. Ghee, 1998; Sandberg *et al.*, 2002; Caplan & Bustin, 1999; Kaiser *et al.*, 2006, 2011, Bahrami *et al.*, 2011, 2019; Konigshof *et al.*, 2021; Sattari *et al.*, 2021). According to ICS, the Devonian-Carboniferous boundary, as defined by the first Appearance Datum (FAD) of the conodont species *Siphonodella sulcata* within the *Siphonodella praesulcata*- *Siphonodella sulcata* lineage and the GSSP is located in the La Serre Trench E' section in France (Paproth *et al.* 1991). Khoshyeilagh Formation in Zoo section consists of shallow marine deposits attributed to the Late Devonian (Frasnian-Famennin) (Najjarzadeh, 1997). This study focuses on identifying and reviewing the Devonian-Carboniferous boundary in a part of the Eastern Alborz area and study the biostratigraphy of deposits near this boundary based on conodont fauna.

Materials and Methods

58 carbonate and 11 non-carbonate samples (3-4 kg/each) were collected and processed for conodonts. The samples were processed with the conventional acetic acid technique, but formic acid 10% with 10 hours was also used for some silty samples and compacted limestones. Then picked remaining deposits with the handpicking method. The following steps include pasting the conodont specimens on stab, photographing them under an SEM microscope, and naming conodonts elements based on available references (e.g., Branson & Mehl, 1934; ...). Accordingly, the biozonation of the studied sequence using the global standard zonings of Ziegler & Sandberg (1990), Sommerville (2008), Poty *et al.* (2006), Spalletta *et al.* (2017).

Discussion and Conclusion

Khoushyeilagh and Mobarak formations Late Devonian-Carboniferous conodonts fauna of Zoo section, (NE Jajarm), led to identifying 10 conodont genera, 23 species, and 8 subspecies. The conodont faunas which be obtained in this research indicate the presence of these biozones: *Bispathodus ultimus* Zone (Latest Famennian), From the base of *Siphonodella duplicata* to within *Siphonodella crenulata* interval (Tournaisian), and *Pseudopolygnathos multistriatus* Zone (Visean). According to this study, the Fm/T boundary is located at the end of Khoushyeilagh formation, 6m above the diabase layer. The conodonts, as mentioned above, are indicators for Polygnathid biofacies. These sequences are similar to other Famennian-Tournaisian deposits in the east Alborz, both in the litho-facies and bio-facies peculiarities. The conodont Color Alteration Index in the Carboniferous conodonts element increased compared to the Late Devonian elements.

Keywords: Conodont; Devonian; Carboniferous; Khoshyeilagh; Mobarak, Famennian; Tournasian.

References

Bahrami A., Corradini C., Jeffrey Over, D., & Yazdi, M., 2011. Conodont Biostratigraphy of the Upper Frasnian-Lower Famennian transitional deposits in the Shotori Range, Tabas area, Central-East Iran Microplate. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 50: 35-53.



- Bahrami, A., Königshof, P., Vaziri-Moghaddam, H., Shakeri, B., & Boncheva, I., 2019. Conodont stratigraphy and conodont biofacies of the shallow-water Kuh-e-Bande-Abdol-Hossein section (SE Anarak, Central Iran), *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 99: 477–494.
- Branson, E.R., 1934. Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri. *Missouri University Studies*, 8: 301-343.
- Caplan M.L., & Bustin, R.M., 1999. Devonian–Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrock, and anoxia: causes and consequences. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 148: 187–207.
- Kaiser, S.I., Steuber, T., Becker, R.T., & Joachimski, M.M., 2006. Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 240 (1–2): 146–160.
- Königshof, P., Bahrami, A., & Kaiser, S.I., 2021. Devonian–Carboniferous boundary sections in Iran. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 101: 613-632.
- McGhee, G.R.Jr., 1996. The Late Devonian Mass Extinction: The Frasnian-Famennian Crisis. *Columbia University Press*, New York, 303 p.
- Najjarzadeh, M.T., 1998. Biostratigraphy of the Devonian strata on based of Conodonts elements in Zoo section (Eastern Alborz), Iran. *Unpublished M.Sc. Thesis, Ferdowsi University of Mashhad*, (in Persian).
- Paproth, E., Feist, R., & Flajs, G., 1991. Decision on the Devonian–Carboniferous boundary stratotype. *Episodes*, 14 (4): 331-336.
- Poty, E., Devuyt, F.X., Hance, L., 2006. Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and northern France: a tool for Eurasian correlations. *Geological Magazine*, 143 (6): 829-857.
- Sandberg, C.A., Morrow, J.R., & Ziegler, W., 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *Geological Society of America Special Paper*, 356: 473-487.
- Sattari, E., Bahrami, A., Königshof, P., & Vaziri-Moghaddam, H., 2021. Late Devonian (Famennian) to Carboniferous (Mississippian–Pennsylvanian) conodonts from the Anarak section, Central Iran. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 101: 781-802.
- Sommerville, I.D., 2008. Biostratigraphic zonation and correlation of Mississippian rocks in Western Europe: some case studies in the late Viséan/Serpukhovian. *Geological Journal*, 43: 209-40.
- Spalletta, C., Perri, M.C., Over, D.J., & Corradini, C., 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bulletin of Geosciences*, 92: 31-57.
- Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, 121: 1-115.



Microfacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation; Goylar section; Southwest of Zanjan province

Noroozpour, H.^{1*}

1- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Payame Noor University (PNU), Saveh, Iran

* Email: hamideh.noroozpour@pnu.ac.ir

Introduction

Sedimentary environment and sequence stratigraphic studies of the Qom Formation as a reservoir rock is of utmost importance in terms of the potential for hydrocarbon resources. Bozorgnia (1966) divided the Qom Formation into nine members (a, b, c1, c2, c3, c4, d, e, f) in the age of Rupelian to Burdigalian, which the National Stratigraphic Committee of Iran accepted. This research is focused on paleoenvironmental interpretations and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Goylar stratigraphic section, which is located northwest of the structural zone of Central Iran.

Materials and Methods

A total of 64 thin sections of hard samples of Qom Formation in the Goylar section have been prepared. Due to the similarity of foraminifera in the Qom and Asmari formations, the biozonation of the Asmari Formation, which is documented by Wynd (1965), Adams & Bourgeois (1967), and Laursen *et al.* (2009), has been used in this research. Determination of planktonic foraminifera has been done only by studying thin sections. To recognition of the facies and sedimentary model of the Qom Formation, studies of Reed (1995) and Flugel (2010) have been used, and to undertake sequence stratigraphy, the model of Hunt & Tucker (1993, 1995) is used.

Discussion and Conclusion

Qom Formation in the Goylar section is 155 meters in thickness. Qom Formation includes thick-bedded limestone, thin to medium bedded sandstone, shale and marl, reef-coral limestone, and green marl and argillaceous limestone alternation. According to the lithological characteristics, Qom Formation in this area can be equivalent to member f. A total of 24 genera and 18 species, including 17 genera and species of Benthic foraminifera: *Borelis melocurdica*, *Psuedoilonella richelli*, *Peneroplis evolutus*, *Peneroplis thomasi*, *Heterolopa dutemplei*, *Asterigerina rotula*, *Valvulina* sp.1, *Valvulina* sp.2, *Pyrgo* sp.1., *Amphistegina* spp., *Spiroloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Austrotrillina* sp., *Miogypsina* sp., *Lenticulina* sp., *Elphidium* sp.1., *Rotalia* sp., *Nodosaria* sp., *Textularia* sp.; and 7 genera and 13 species of planktonic foraminifera with an axial incision in thin sections including *Globigerinoides primordius*, *Globigerinoides subquadratus*, *Globigerinoides triloba*, *Globigerinoides immaturus*, *Paragloborotalia mayeri*, *Paragloborotalia* spp., *Globigerina praebuloides*, *Globigerina* sp., *Globigerinella obesa*, *Globorotalia archeomenardii*, *Globorotalia* sp., *Praeorbulina transitoria*, *Bolivina* sp.

According to paleontological studies and based on the stratigraphic distribution of foraminifera, *Borelis melocurdica*-*Borelis melo melo* Assemblage Zone (Burdigalian, Early Miocene) has been recognized certainty for the Qom Formation. Facies analysis, including variety in fauna features, facies geometry, and sedimentary textures, has produced seven microfacies related to the four facies belts of the lagoon, reef, slope, and open marine. Deep Shelf/Slope Facies Belt: Mf.1. Planktonic foraminifera wackestone-packstone, Mf.2. Bioclast *Miogypsina* packstone, and Mf.3. *Amphistegina* coral corallinacea packstone; Shoal/ Reef deposits facies Belt: Mf.4. Coral Boundstone, and Mf.5. Bioclast bryozoan corallinacea Packstone, and Lagoonal facies Belt: Mf.6. Bioclast Packstone, and Mf.7. Porcelaneous foraminifera Packstone.

Consequently, of lacking the sediment gravity flows, turbidity facies, and presence of the reef facies deposits (25 percent of the Qom deposits) including coral boundstone, algae, and bryozoan, sedimentation of the Qom formation occurred likely on an open shelf. Facies distribution chart demonstrates that the beginning and closure of the Qom Formation sedimentation occurred significantly in the continental slope environment (without considering the possible erosion phenomenon). Based on sequence stratigraphic studies, five



depositional sequences and six-sequence surfaces have been separated (the first and sixth sequence surfaces being of the type-1). Comparing the sequence levels of this study with the sequences identified in other regions of the Central Iran Basin and the European Basin shows a good correlation.

Keywords: Qom Formation, Microfacies, depositional sequence, Burdigalian, Goylar.

References

- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies. *Geological and Exploration Division*, Report 1074: 1-37. (Unpublished)
- Bozorgnia, F., 1966. Qom Formation stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application. *Springer-Verlage*, Berlin, Heidelberg. 984 p.
- Hunt, D., & Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1-9.
- Hunt, D., & Tucker, M.E., 1993. Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 18: 307-341.
- 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, 1-5.
- Mohammadi, E., Vaziri, M.R., & Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the nummulitids and Lepidocyclinids bearing Qom Formation based on larger benthic foraminifera (Sanandaj-Sirjan forearc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (1): 403-423.
- Read, J.F., 1995. Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy, and reservoirs in greenhouse and icehouse worlds. *SEPM, Short Course Notes*, 35:1-102
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Report 1082. (Unpublished).

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، CDR، DXF 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 نیم‌فاصله 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. 13, No. 2; Autumn 2020/Winter 2021

To publish the scientific papers and extend the earth science research, the Sedimentary Facies Journal in the Ferdowsi University of Mashhad invites researchers and students to submit their scientific manuscripts 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., University 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

Biostratigraphy of Baghamshah Formation based on calcareous nannofossils in the North of Tabas	163
--	-----

Khodashenas, N., Hadavi, F., Notghi-Moghaddam, M., Khazaei, A.R.

Micropaleontology and sedimentary environment of the Qom Formation in the northwest of Zanjan	173
---	-----

Rabbani, J., Zohdi, A.

Sedimentary facies and Depositional environment of the Tirgan Formation in the Bazangan Area, E Kopet-Dagh Basin	190
--	-----

Sharafi, M., Mohammadi, M., Mahboubi, A., Khanehbad, M.

Geochemical comparison of sandstone and shale in the study of Paleoclimate Indexes: An example from Shurijeh Formation in NE Iran	211
---	-----

Keshmiri, M., Mahmudy Gharaie, M.H., Moussavi-Harami, S.R., Mahboubi, A.

Plant Macrofossils of Nayband Formation (Late Triassic), NE of Isfahan, Central Iran	226
--	-----

Mannani, M., Saadat-Nejad, J., Allameh, M.

Biostratigraphy of the Asmari Formation in Gachraran oilfield, Southwestern Iran	239
--	-----

Monjezi, N., Saeedi Razavi, B.

Biostratigraphy of Late Devonian-Early Carboniferous deposits in the Zoo section (northeast of Iran) based on conodont fauna	252
--	-----

Najjarzadeh, M.T., Ashouri, A.R., Yazdi, M.

Microfacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation; Goylar section; Southwest of Zanjan province	270
--	-----

Noroozpour, H.