

ریزر رخساره‌ها، شرایط رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند بهرام (دونین میانی و بالایی) در برش کوه بندعبدالحسین در جنوب خاوری انارک

بهاره شاکری^۱، حسین وزیری مقدم^۲، علی بهرامی^{۳*}، پیترو کونگشوف^۴، محمدعلی صالحی^۵

۱- کارشناسی ارشد چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

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

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

۵- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

تاریخ پذیرش: ۹۸/۲/۳۰

تاریخ دریافت: ۹۷/۱/۱۴

چکیده

به منظور بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند بهرام در جنوب خاوری انارک، برش چینه‌شناسی کوه بندعبدالحسین انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفت. سازند بهرام در این برش ۳۶۶ متر ضخامت دارد و سنگ‌شناسی آن شامل سنگ آهک‌های نازک تا ضخیم لایه، تناوب سنگ آهک‌ها و شیل‌های نازک لایه، سنگ آهک‌های ماسه‌ای و سنگ آهک‌های مارنی است. براساس تغییرات رخساره‌ای و ویژگی‌های سنگ‌شناختی ۱۶ ریزرخساره در این برش تشخیص داده شده است. بررسی رخساره‌های شناسایی شده حاکی از تهنشینی این ریزرخساره‌ها در یک رمپ کرناته در زمان دونین میانی و پسین است. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی سازند بهرام بر مبنای تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها و مقایسه آن‌ها با منحنی تغییرات سطح آب دریا به شناسایی ۷ سکانس درجه ۴ در برش مورد مطالعه منجر شده است. با توجه به اطلاعات به دست آمده، سکانس رسوبی اول و هفتم قسمتی از سکانس‌های رسوبی می‌باشند و سکانس‌های رسوبی دوم تا ششم سکانس‌های رسوبی کامل و دارای دسته رخساره‌های پیش‌رونده، پس‌رونده، بیشینه سطح غرقابی و مرزهای سکانسی هستند.

واژه‌های کلیدی: سازند بهرام؛ محیط رسوبی؛ چینه‌نگاری سکانسی؛ ژئوتین بالایی - فامنین بالایی؛ کوه بندعبدالحسین.

مقدمه

Ruban *et al.*, Sharland *et al.*, 2001؛ Husseini, 1991
2007؛ Al-Juboury & AL-Hadidy, 2009). در طول دوره دونین ایران در نیمکره جنوبی و نزدیک عرض‌های جغرافیای ۳۰ درجه قرار داشته است. نهشته‌های دونین گسترش قابل توجهی را در بلوک طبس و ایران مرکزی

در طول پالئوزویک میانی (سیلورین و دونین) قسمت‌هایی از ایران از جمله ایران مرکزی، البرز و سندج - سیرجان به همراه صفحات ترکیه و افغانستان به صفحه عربی و آفریقا متصل بوده و حاشیه شمال باختری گندوانا و جنوب پالئوتیس قرار داشته‌اند (Berberian & King, 1981)؛

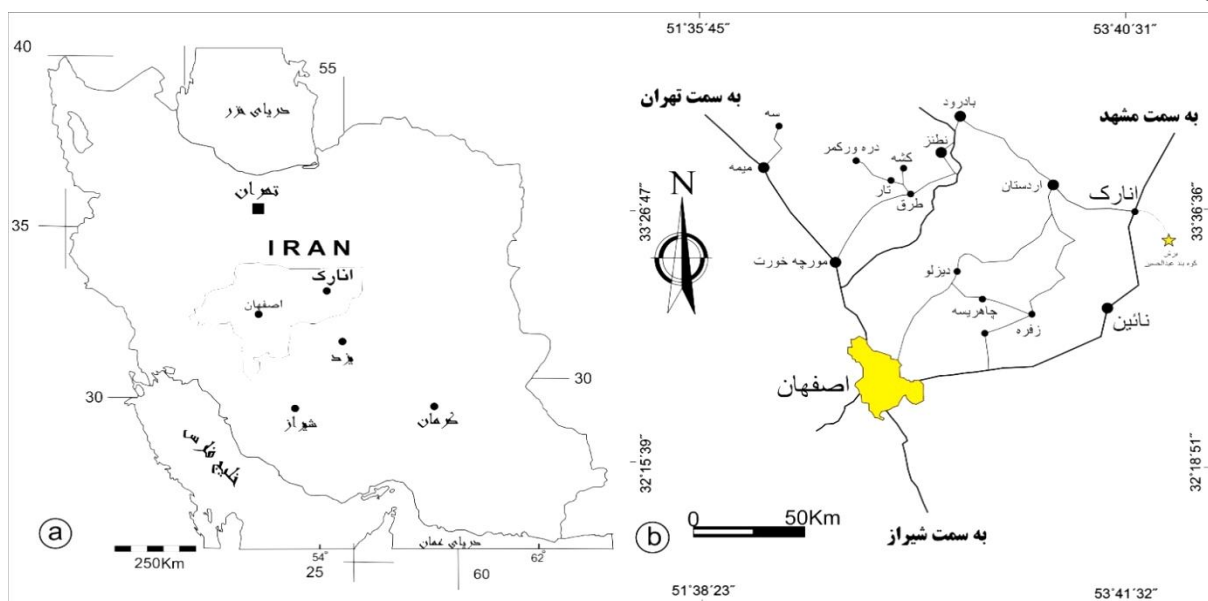
در ارتباط بوده است.

در این مطالعه سعی بر آن است تا با شناسایی ریزرخساره‌ها و شرایط رسوب گذاری و همچنین سکانس‌های رسوبی تشکیل شده بتوان جغرافیای قدیمه و تغییرات نسبی سطح آب دریا در زمان دونین میانی تا پسین را در بخش شمالی بلوک یزد در ایران مرکزی بازسازی نمود.

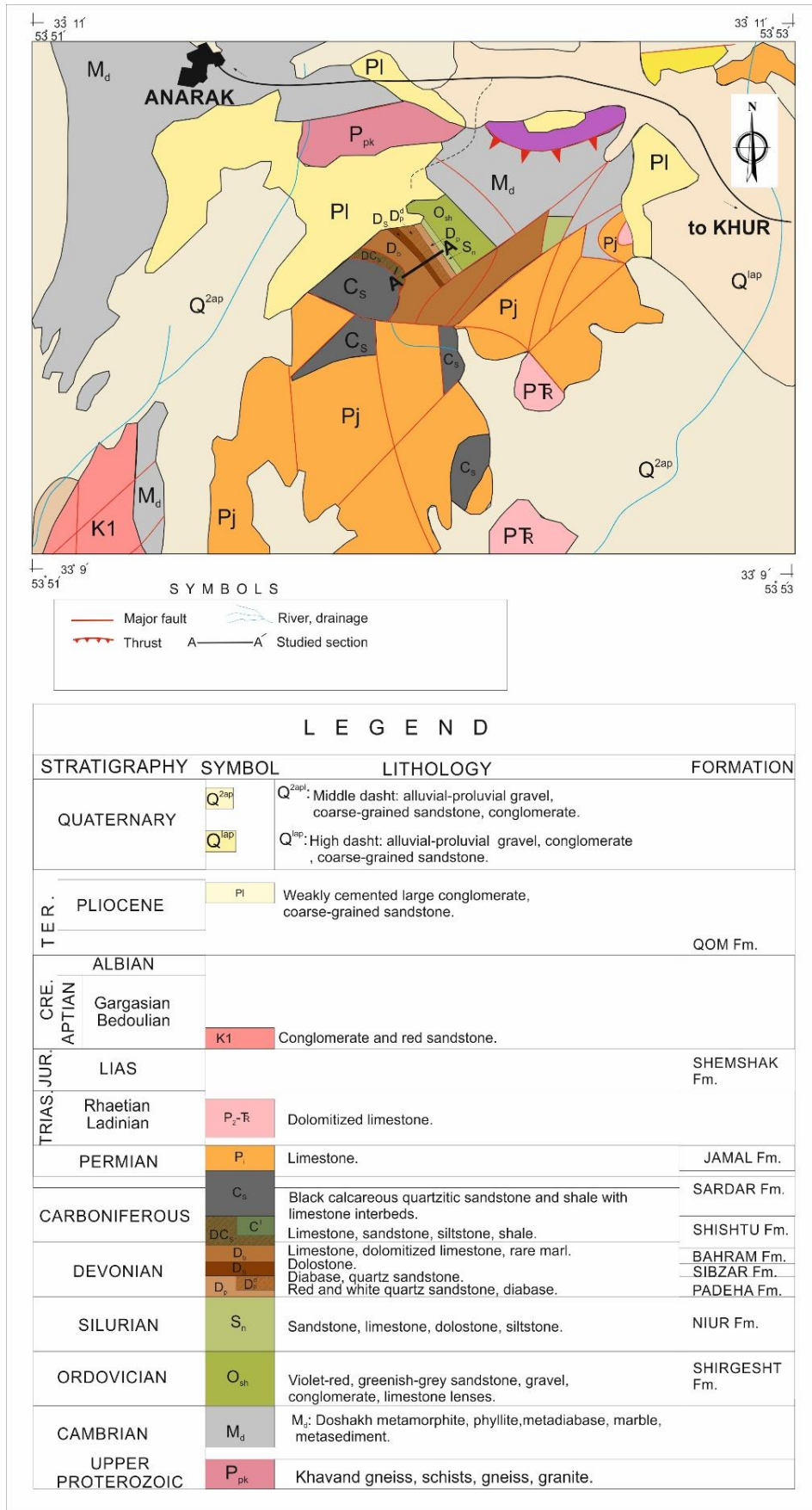
موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

از نظر موقعیت جغرافیایی، برش مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری جنوب خاوری شهر انارک و شمال خاور اصفهان با مختصات $53^{\circ} 52' 55''$ طول خاوری و $33^{\circ} 10' 90''$ عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). این برش دارای توالی نسبتاً کاملی از رسوبات پالئوزویک می باشد و سازند مدنظر از این توالی رسوبی، سازند بهرام است (شکل ۲). برش مورد مطالعه در پهنه ایران مرکزی، بلوک یزد و زیرپهنه انارک - خور قرار گرفته است. تنها راه دسترسی به این برش عبور از مسیر انارک به سمت خور است که با طی مسافتی حدود ۳۵ کیلومتر به سمت جنوب خاور به برش مورد مطالعه ختم می‌شود (شکل ۱).

نشان می‌دهند. گسترش رسوبات پالئوزویک بالایی در اطراف اصفهان بیشتر محدود به منطقه سُه و نظنز در شمال حوضه اصفهان شامل برش‌های نجفت، نقله، ورکمر، شمال تار و باختر کشه (Bahrami et al., 2015)، برش‌های زفره، چاهریسه و دیزلو در شمال خاور حوضه اصفهان (Königshof et al., 2016) و برش‌های دارچاله و رامشه شهرضا در جنوب حوضه اصفهان (Bahrami et al., 2014) می‌شود. سن این توالی‌های رسوبی فرازین پیشین تا فامنین پسین است که با چند افق کربناته مربوط به آب‌های کم‌عمق شروع و به تدریج به نهشته‌های آواری ضخیم لایه و کربنات‌های آب‌های کم‌عمق با میان لایه‌های شیلی ختم می‌شود و این نهشته‌ها نیز توسط توالی کربناته آواری پرمین به طور ناپوسته پوشیده می‌شود. این نبود فرسایشی که به عنوان "ناپوستگی هرسی‌نین" در اغلب بخش‌های پلاتفرم ایران گزارش شده است (Wendt et al., 2002, 2005)، احتمالاً با شروع حوادث هرسی‌نین (Berberian & King, 1981) و یا نتیجه تغییر شکل و بالا آمدگی در فاز ابتدایی قبل از فرورانش فشارشی در طول حاشیه شمالی گندوانا و در پالئوتیس درست قبل از باز شدگی ریف‌ت نئوتیس در پرمین میانی باشد (Sharland et al., 2001; Ruban et al., 2007)



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



شکل ۲: نقشه زمین شناسی بازترسیم شده از منطقه انارک (Sharkovski et al., 1984); موقعیت برش مورد مطالعه بر روی نقشه مشخص گردیده است.

خاکستری روشن است که مرز آن با سازند پادها در زیر ناگهانی ولی همشیب و با سازند بهرام همشیب و تدریجی است و با توجه به مرجان‌ها و براکیوپودهای یافت شده سن دونین میانی دارد (Wendt *et al.*, 2005).

ضحامت سازند بهرام در ناحیه انارک و در برش مورد مطالعه ۳۶۶ متر است و مشتمل بر ۱۴ واحد سنگ چینه‌ای و تعدادی زیر واحد است و در بردارنده سنگ آهک‌های خاکستری تیره و بین لایه‌های مارنی می‌باشد. این سازند با توجه به مجموعه سنگواره‌های یافت شده در آن سن دونین میانی - پسین دارد (شاکری، ۱۳۹۵؛ Wendt *et al.*, 2005). بر روی نهشته‌های دونین سازند بهرام با ناپیوستگی همشیب، سنگ آهک‌های نودولار قرمز رنگ و خاکستری برشی شده و سنگ آهک‌های خاکستری ضخیم لایه فسیل دار سازند سردر به سن تورنیز تا نامورین قرار می‌گیرند (Wendt *et al.*, 2005). همچنین Leven & Gorgij (2006) با بررسی افق‌های سنگ آهکی فسیل دار سازند سردر و مطالعه روزن داران موجود دو سازند قلعه و آبشنی به سن سرپوخوین تا موسکووین را برای بخش کربنیفر این توالی معرفی نموده‌اند.

روش مطالعه

به منظور بررسی محیط رسوبی و شناسایی شرایط رسوب گذاری در زمان دونین میانی و پسین در برش کوه بند عبدالحسین انارک ریزرخساره‌های این برش مورد مطالعه قرار گرفته است. برای این منظور تعداد ۲۳۰ عدد مقطع نازک و ۳ عدد مقطع ۱۰×۱۰ از ۳۶۶ متر ضخامت سازند بهرام تهیه شد. بعد از بررسی مقاطع نازک و شناسایی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و بررسی نوع بافت و شناسایی محیط تشکیل آن‌ها، تعداد ۱۶ ریزرخساره برای این برش معرفی گردید. شناسایی بافت‌ها و نام گذاری مقاطع بر حسب طبقه‌بندی (1962) Dunham و Embry & Klovan

جدای از مجموعه‌های افیولیتی رنگی باختر انارک که ضخامتی در حدود ۷۰۰۰ متر دارند و عمدتاً متشکل از هارزبوژیت، دیاباز، گابرو و بازالت هستند، سنگ آهک‌های پلاژیک و چرت‌های نواری نیز در ناحیه انارک دیده می‌شوند که محققین مختلف با توجه به یافته‌های سن سنجی و گاهی فسیلی سن آن‌ها را پرکامبرین، کربنیفر، پالئوزوئیک و مزوزوئیک در نظر گرفته‌اند (Leven & Gorgij, 2006). در جنوب باختر انارک در مناطق پل خاوند، دوشاخ و کوه بند عبدالحسین مجموعه‌هایی از سنگ‌های دگرگون شامل شیست، گنیس، مرمر و انواعی از کانی‌های طیف دگرگونی به سن پروتروزوئیک پسین وجود دارند (Sharkovski *et al.*, 1984).

در مجاورت این مجموعه‌های دگرگون شده در کوه بند عبدالحسین توالی نسبتاً کاملی از نهشته‌های پالئوزوئیک به سن اردوئیسین تا پرمین حضور دارند (Hairapetian *et al.*, 2015). نهشته‌های رسوبی پالئوزوئیک برش کوه بند عبدالحسین به صورت ناپیوسته بر روی مرمرهای منسوب به لایخ به سن کامبرین پیشین قرار گرفته‌اند. بر پایه حضور آرکئوسیاتیدهای موجود در این مرمرها، سن کامبرین پیشین برای این بخش در نظر گرفته شده است (Sharkovski *et al.*, 1984).

نهشته‌های دونین در ناحیه انارک (کوه بند عبدالحسین) متشکل از سازندهای پادها، سیب‌زار و بهرام هستند. سازند پادها در ناحیه انارک رخنمون زیادی ندارد و سنگ شناسی آن شامل ماسه سنگ‌های کوارتزی و دیابازهای آلکالن است که در بخش پایینی تناوبی از سنگ آهک‌های دولومیتی شده دارد. این نهشته‌ها ۲۹۰ متر ضخامت دارند و سن آن با آکریتارک‌ها و اسپورهای مطالعه شده فزازین پیشین تشخیص داده شده است (Wendt *et al.*, 2005). سازند دولومیتی سیب‌زار نیز در ناحیه انارک شامل ۱۲۰ تا ۲۰۰ متر دولومیت‌های خاکستری تیره، زرد - قهوه‌ای و

این ریزرخساره را می‌توان به قسمت‌های کم‌عمق پلاتفرم یا بالای جزرومدی نسبت داد (Garland, 1997). این ریزرخساره در رسوبات دوین در سایر حوضه‌ها نیز گزارش شده است (Wilson, 1975؛ Preat & Mamet, 1989؛ Preat & Carliez, 1994؛ Demicco & Hardie, 1994؛ Adabi, 2009؛ Flugel, 2010).

بایندستون استروماتولیتی

(MF2. Stromatolitic bindstone)

توصیف: استروماتولیت‌های موجود در ریزرخساره‌ها به صورت شبکه‌ای از لامیناسیون‌های تیره و روشن دیده می‌شوند که در بین این لامیناسیون‌ها می‌توان بلورهای ژئوپس را مشاهده نمود. لایه‌های استروماتولیت‌ها در برخی از قسمت‌ها منظم و در برخی قسمت‌ها بسیار نامنظم هستند (شکل ۳B).

تفسیر محیطی: برای بررسی انرژی و سازوکارهای اتفاق افتاده در محیط‌های رسوبی می‌توان از ریزرخساره‌های استروماتولیتی استفاده کرد زیرا این ریزرخساره حاکی از وجود جریان‌های جزرومدی در محیط رسوبی است (Demicco & Hardie, 1994). این ریزرخساره به طور معمول در منطقه جزرومدی دیده می‌شود، اما در مناطق بالای جزرومدی و زیر جزرومدی تا مناطق کم‌عمق نیز مشاهده می‌گردد (Flugel, 2010).

مادستون فنسترال دار

(MF3. Fenestral mudstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای بافت مادستونی است و فابریک فنسترال در این ریزرخساره مشاهده می‌شود. پلوییدها جزو اجزای فرعی این ریزرخساره به حساب می‌آیند (شکل ۳C).

تفسیر محیطی: این ریزرخساره عموماً در توالی با رخصاره‌های جزرومدی و لاگونی قرار می‌گیرد.

(1971) انجام شده است و در ادامه از کمربندهای رخصاره‌ای استاندارد (2010) Flugel و (1975) Wilson استفاده شده است. تمامی نمونه‌ها توسط محلول آلزارین قرمز (Red-S) به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش Dickson (1965) رنگ‌آمیزی شده است. اصول چینه‌نگاری سکانسی در این مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی استاندارد Catuneanu *et al.* (2011) و Catuneanu (2019) صورت گرفته است. در این تقسیم‌بندی چهار دسته رخصاره FSST، LST، TST و HST در نظر گرفته شده‌اند (امینی، ۱۳۹۰). با این وجود در سازند بهرام تنها دو دسته رخصاره TST و HST شناسایی گردیده است.

بحث

شرح و تفسیر رخصاره‌های رسوبی

بر اساس مطالعات پتروگرافی و بررسی بافت، نوع آلوکم‌ها و زمینه در سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین انارک ۱۶ ریزرخساره شناسایی شده است که در چهار زیرمحیط پهنه جزرومدی، لاگون، شول و دریای باز نهشته شده‌اند که هر کدام از ریزرخساره‌ها در زیر شرح داده شده‌اند:

ریزرخساره‌های مربوط به محدوده جزرومدی

دولومادستون

(MF1. Dolomudstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای دولومیت‌های بسیار ریزبلور است. در ابتدا بافت میکرایتی بوده و در ادامه توسط فرآیند دولومیتی شدن، دولومیت‌های ریزدانه جایگزین میکرایت‌ها شده‌اند به صورتی که حتی در برخی از قسمت‌های مقاطع بافت میکرایتی را می‌توان مشاهده نمود. حضور دولومیت‌های ریزبلور در زمینه از شاخصه‌های این ریزرخساره است (شکل ۳A).

تفسیر: با توجه به اندازه ریز بلورها و نبود مجموعه‌های فیسیلی قوی که حاکی از چرخش محدود آب بوده است

جزرومدی دانسته است.

بابوکلاست استراکود اُئید گریستون

(MF5. Bioclasts ostracod ooid grainstone)

توصیف: اجزای اصلی این ریزرخساره اُئیدها و استراکودها هستند و اجزای فرعی مشاهده شده آن شامل *Umbella*، اکینوئید، پلویید، اینتراکلاست‌های کوچک و بابوکلاست‌های دارای پوشش میکرایتی است. اغلب اُئیدها کروی و بیضی شکل بوده و عموماً تک لایه و شعاعی و دارای جورشدگی خوبی هستند. به جز در موارد معدودی که بافت به پکستون تا وکستون نزدیک می‌شود، این ریزرخساره غالباً گریستونی است (شکل ۳E).

تفسیر محیطی: از نظر محیطی ریزرخساره‌های اُئید گریستونی عموماً مربوط به محیط‌های با انرژی بالا هستند که فعالیت‌های دائمی امواج در آن مناطق بسیار مهم است، اما با بررسی نمونه‌های امروزی اُئیدها در شول‌های باهاما، مناطق جزرومدی خلیج فارس، دریاچه‌های نمک یوتا و نواحی جزرومدی یوکاتان در شمال مکزیک (Halley, 1977) نمونه‌های مشاهده شده در اعماق کمتر از ۵ متر در نظر گرفته می‌شوند. (Tucker, 1991). با توجه به این که بسیاری از اُئیدهای موجود در این ریزرخساره تک لایه هستند و با بررسی اُئیدهای سواحل باهاما استدلال می‌شود که این ریزرخساره در یک محیط با انرژی متوسط ته‌نشین شده است (Bathurst, 1967؛ Flugel, 2010). حضور اُئیدهای تک لایه و پلوییدها خود حاکی از ته‌نشین شدن این ریزرخساره در یک محیط نزدیک به ساحل است. تا سال ۱۹۹۵ محیط این ریزرخساره را تا محدوده جزرومدی می‌دانسته‌اند (Preat & Kasimi, 1995)، در حالی که از سال ۱۹۹۷ به بعد آن‌ها را به محیط زیرجزرومدی منتسب دانسته‌اند (Garland, 1997).

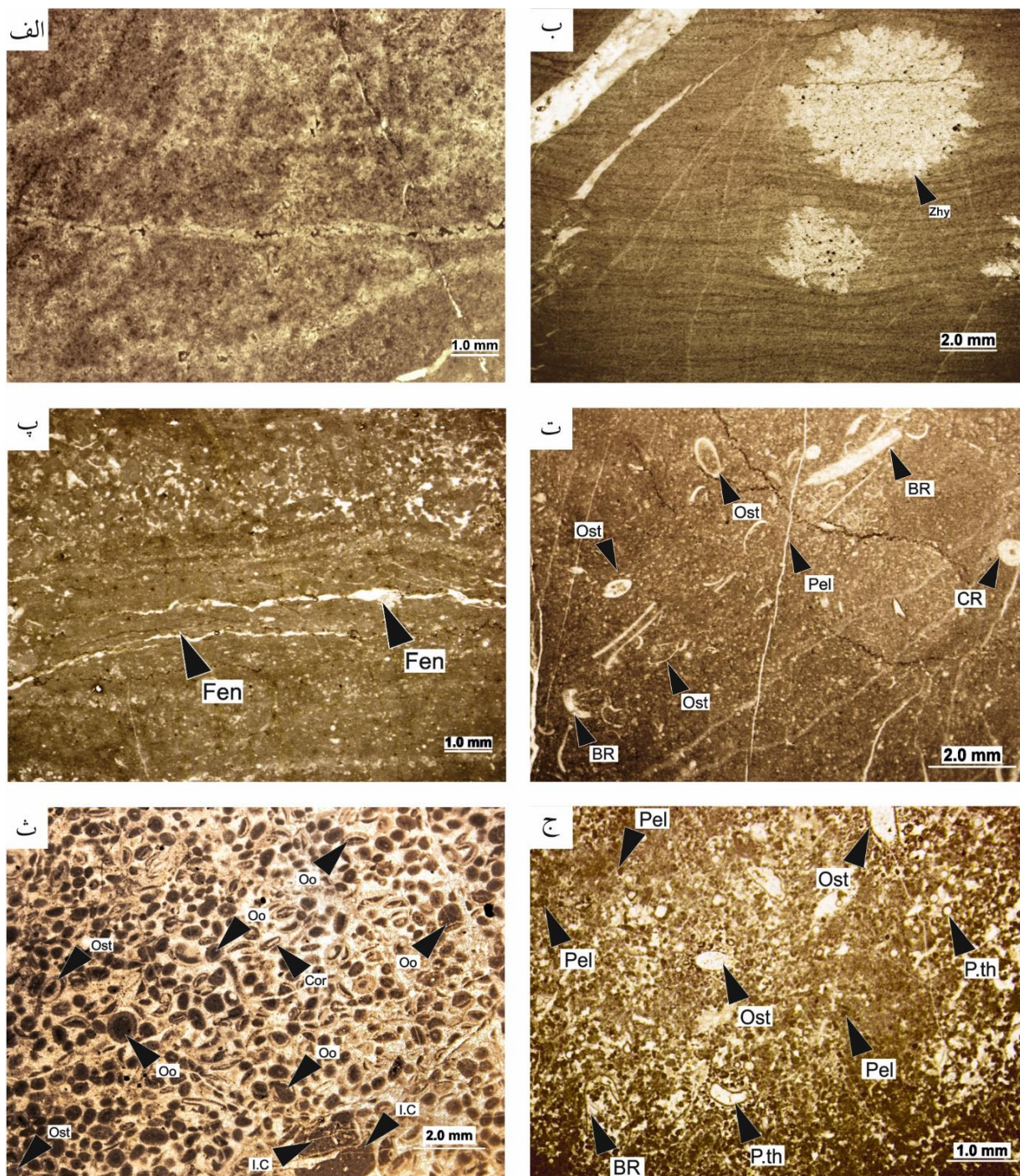
در مجموعه‌های ریفی توری، دورنپ و ریف برلین نیز گزارش شده است. شاخصه اصلی این ریزرخساره داشتن فنسترال‌هایی است که عموماً از طریق فرآیند خشک و مرطوب شدن رسوبات ایجاد می‌شوند (Shinn, 1968؛ Demicco & Hardie, 1994). همچنین این ریزرخساره می‌تواند در اثر تراکم حباب‌های گازی کروی شکل و خروج آن‌ها از زمینه مادستونی ایجاد شود (Garland, 1997). از مقایسه محیط‌های قدیمی با محیط‌های امروزی می‌توان این ریزرخساره را به منطقه بالای جزرومدی نسبت داد (Ginsburg et al., 1977؛ Hardie & Ginsburg, 1977؛ Flugel, 2010؛ Shinn, 1983).

مادستون فسیل‌دار

(MF4. Fossiliferous mudstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای فسیل‌های بسیار کم و ریز در زمینه مادستون تا گاهی وکستونی است. فسیل‌های موجود در این ریزرخساره شامل خرده‌های استراکد، خرده‌های براکیوپود، *Umbella*، کرینویید هستند و پلوییدها نیز گاهی حضور دارند. این ریزرخساره می‌تواند به صورت لامینه‌های موازی که حاوی قطعاتی از فسیل‌ها به صورت پراکنده در بافت سنگ است دیده شود (شکل ۳D).

تفسیر محیطی: از نظر محیطی این ریزرخساره در محیطی آشفته‌تر از ریزرخساره مادستون‌های لامینه و فنسترال‌دار ته‌نشین شده است. این ریزرخساره را به قسمت‌های پایینی محدوده جزرومدی نسبت می‌دهند (Garland, 1997). نبود ماکروفسیل‌ها نشان دهنده ته‌نشین شدن این ریزرخساره در محیط فوق‌العاده محصور و محیط‌های کم‌عمق محدوده جزرومدی است (Bingham-Koslowski, 2010). Bowie (2014) در رسوبات دونین دره سدار در آیوا این ریزرخساره را گزارش و آن را مختص به پهنه‌های



شکل ۳: تصویرهای میکروسکوپی ریزخساره‌های شناسایی شده؛ الف) دولومیت‌های ریزبلور مربوط به ریزخساره شماره یک؛ ب) استروماتولیت‌های مربوط به ریزخساره شماره دو؛ پ) مادستون دارای فابریک فنسترال (Fen) مربوط به ریزخساره شماره سه؛ ت) مادستون فسیل‌دار مربوط به ریزخساره شماره چهار؛ ث) بایوکلاست استراکود آئید گرینستون مربوط به ریزخساره شماره پنج؛ ج) بایوکلاست استراکود پلوییدال پکستون مربوط به ریزخساره شماره شش؛ بلور ژیبس = Zhy؛ فابریک فنسترال = Fen؛ استراکود = Osc؛ براکیوپود = BR؛ کرینوئید = CR؛ پلئوئید = Pel؛ آئید = Oo؛ کورتوئید = Cor؛ پاراتورامیناسه آ = P.th.

ریزخساره‌های مربوط به لاگون

بایوکلاست استراکود پلوییدال و کستون تا پکستون (MF6. Bioclasts ostracod peloid wackestone to packstone)

توصیف: این ریزخساره با اجزای اصلی استراکود و پلوییدها شناسایی می‌شود و اجزای فرعی مشاهده شده در آن شامل *Umbrella*، ائوتابرتینا، پاراتورامیناسه آ و به مقدار

محدود و با چرخش محدود آب و اکسیژن هستند (Kershaw & Brunton, 1999; Andreeva, 2018). فقیر بودن از نظر فسیلی تأیید کننده این امر است (Krebs, 1974; Scrutton, 1977). *Amphipora* به شدت با درجه حرارت‌های بالا، محیط‌های گرم، نور شدید و نوسانات شوری سازگاری داشته است (Heckel, & Witzke, 1979). علت شبکه‌ای بودن *Amphipora* را به دام افتادن شاخه‌های سرگردان *Amphipora* درون گل و لای‌ها می‌دانند که این فرآیند به طور بسیار عمده در آب‌های آرام اتفاق می‌افتد (Krebs, 1968; Jamieson, 1971). در جایی که بافت این ریزرخساره گرینستونی یا رودستون است انرژی آب بیشتر بوده که باعث شسته شدن گل و لای شده است (Kasig, 1980; Racki, 1992). عمق بهینه برای *Amphipora* را کمتر از ۱۰ متر در نظر می‌گیرند (Dineley, 1984). در حوضه کانینگ در باختر استرالیا و کوه‌های هالیکراس در لهستان عمق آب برای ریزرخساره‌های حاوی *Amphipora* را یک متر در نظر گرفته‌اند (Read, 1973; Racki, 1992). این ریزرخساره به دلیل داشتن گسترش جهانی و اهمیت بالای آن از بسیاری از حوضه‌ها در کل دنیا گزارش شده است (Wilson, 1975; Kershaw, 1998; Pohler, 1998; DaSilva & Boulvain, 2004; Potma et al., 2001; Bingham-Koslowski, 2010; Bowie, 2014).

بابوکلاست اینتراکلاست آنکوئید پکستون تا گرینستون (MF8. Bioclasts intraclast oncoid packstone to grainstone)
توصیف: اجزای اصلی این ریزرخساره آنکوئیدها و اینتراکلاست‌ها هستند که در بافت پکستون تا گرینستون می‌توان آن‌ها را مشاهده نمود. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل کورتوئید، پلوئید، ذرات کلسی میکروبیال و خرده‌های اکینوئید، برایوپود و گاستروپود هستند. اندازه

بسیار کم خرده‌های برایوپود و گاستروپود هستند. بافت این ریزرخساره و کستون تا پکستون است که در برخی قسمت‌ها تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار گرفته است (شکل ۳F).

تفسیر محیطی: پخش شدن قطعات شکسته بایوکلاست‌های میکرایتی در این ریزرخساره سبب می‌شود این ریزرخساره را به محیط‌های با آب‌های کم‌عمق و گردش محدود آب نسبت دهند (Tucker & Wright, 1992). تسلط پلوئیدها و به مقدار کمتر بایوکلاست‌ها از جمله استراکودها نشان دهنده رسوب گذاری در یک محیط کم‌عمق لاگونی و در عین حال گردش محدود تا متوسط آب می‌باشد (Scoffin, 1987; Tucker & Wright, 1992).

بایوکلاست آمفیپورا فلوتستون تا رودستون

(MF7. Bioclasts *Amphipora* floatstone to rudstone)

توصیف: این ریزرخساره با داشتن استروماتوپوریدهای دندریتی معرفی می‌شود. *Amphipora* در بافت فلوتستون رودستون سازنده اصلی این ریزرخساره است. محدوده اندازه *Amphipora* از ۳ تا ۴ میلی‌متر است، اما گاهی با مساعد بودن شرایط به ۴۰ میلی‌متر هم می‌رسد. *Amphipora* اغلب به خوبی حفظ می‌شود و با *Girvanella* که به صورت یک لبه تیره رنگ در اطراف *Amphipora* مشاهده می‌شود، پوشش داده می‌شود. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل پلوئید، ذرات کلسی میکروبیال و خرده‌های برایوپود، اکینوئید و گاستروپود است. به جز در قسمت‌های بسیار کمی که بافت به وکستون/پکستون تبدیل می‌شود، این ریزرخساره غالباً دارای بافت فلوتستون تا رودستون است (شکل ۴A).

تفسیر محیطی: استروماتوپوریدها در پلاتفرم‌های دونین بسیار حائز اهمیت هستند و در کل دنیا دارای گسترش جهانی در رسوبات دونین بوده و مربوط به لاگون‌های

به وجود آمده‌اند. دارا بودن بافت پکستون تا گریستون این ریزرخساره حاکی از قرارگیری در محیط‌های با انرژی متوسط تا نسبتاً زیاد در محیط‌های کم‌عمق است (Bingham-Koslowski, 2010).

ریزرخساره‌های مربوط به شول

بایوکلاست کورتوئید پکستون تا گریستون

(MF10. Bioclasts cortoid packstone to grainstone)

توصیف: این ریزرخساره با تجمع بسیار زیاد کورتوئیدها در بافت پکستون تا گریستونی شناخته می‌شود. اجزای فرعی این ریزرخساره اینتراکلاست‌ها هستند که به میزان بسیار کمی در این بافت دیده می‌شوند (شکل ۴D).

تفسیر محیطی: درصد بالایی از کورتوئیدها و مجموعه‌ای از بایوکلاست‌های میکرایتی شده در مناطقی تشکیل می‌شوند که فعالیت آب بسیار زیاد بوده و بالای سطح اساس امواج قرار دارند. این شرایط را می‌توان در ساحل‌های ماسه‌ای در پلاتفرم‌های کربناته و شول‌ها در رمپ درونی به خوبی مشاهده نمود (Andreeva, 2018). رسوبات غنی از کورتوئیدها اغلب همراه با ریف‌های پراکنده تجمع پیدا می‌کنند. به صورت کمربندی در پشت این ریف‌های تگه‌ای قرار می‌گیرند و عمق آب کمتر از ۱۰ متر است (Bathurst, 1967; Flugel, 2010).

بایوکلاست اُئید پکستون تا گریستون

(MF11. Bioclasts ooid packstone to grainstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای اُئیدهای مماسی و متحدالمرکز در بافت گریستون است که گاهی در برخی قسمت‌ها بافت پکستون نیز می‌شود. اجزای اصلی این ریزرخساره اُئیدهای مماسی و مرکب هستند و اینتراکلاست‌ها، *Umbrella* و خرده‌های بسیار ریز اکیئوئید نیز به عنوان اجزای فرعی این ریزرخساره هستند

این آنکوئیدها بسیار متفاوت است (شکل ۴B).

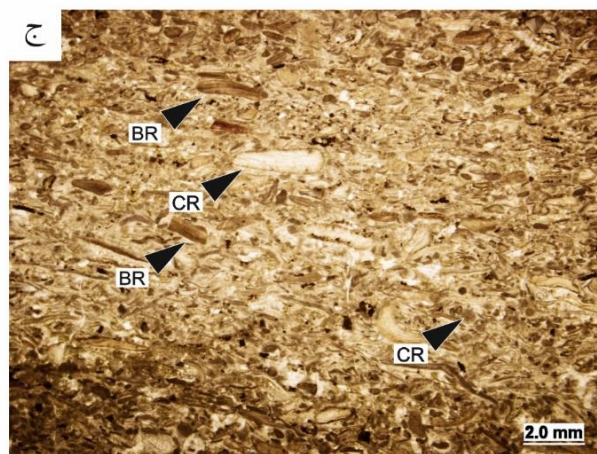
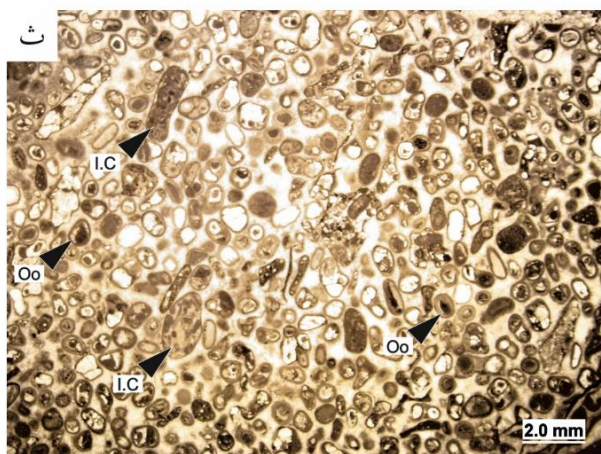
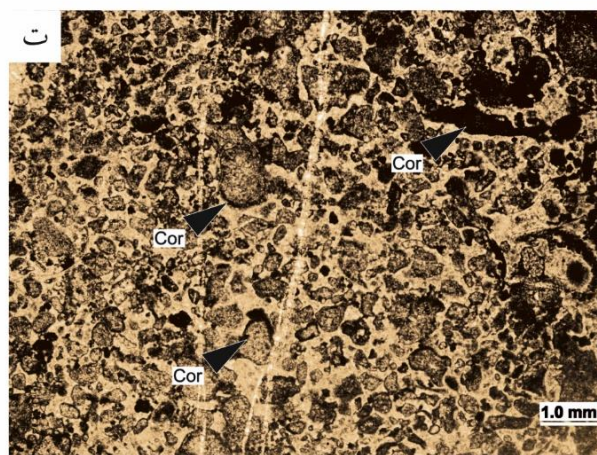
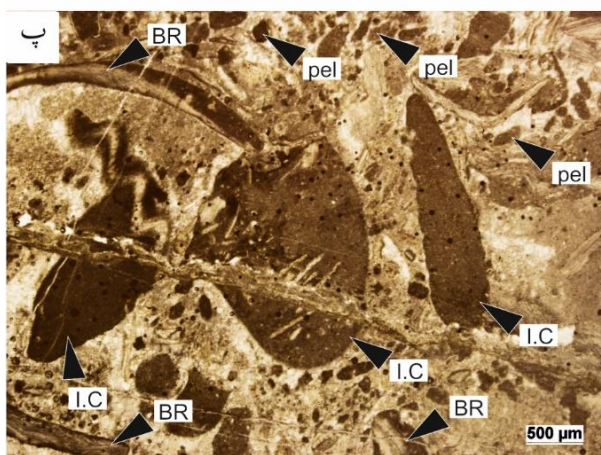
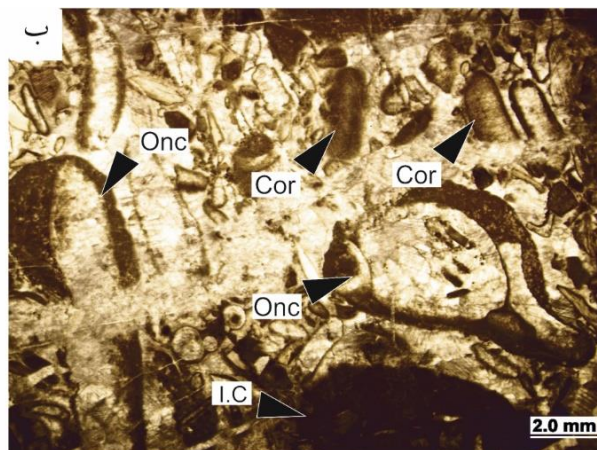
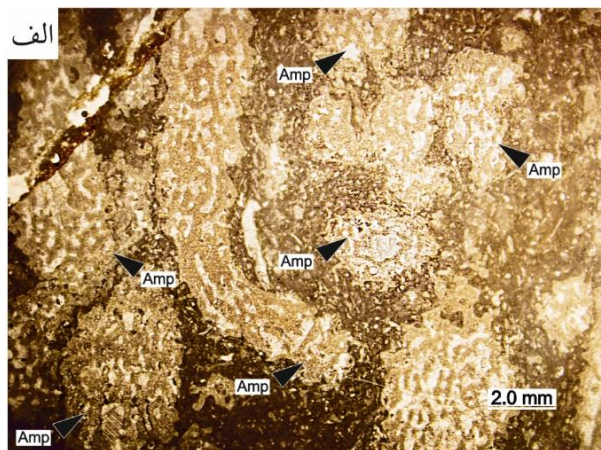
تفسیر محیطی: آنکوئیدها را از نظر محیطی به آب‌های کم‌عمق و یا مناطقی که دائم زیر آب هستند نسبت می‌دهند (Védrine et al., 2007). آنکوئیدهای بزرگ را در محیط‌های کم‌عمق پشت ریف که دارای چرخش محدود آب هستند و به ویژه در لبه‌های حوضه‌ها و یا کانال‌ها می‌توان مشاهده نمود (Wilson, 1975). با توجه به حضور اینتراکلاست‌ها و آنکوئیدها و میزان بسیار کم گل موجود در این ریزرخساره می‌توان چنین توجیه نمود که این ریزرخساره در حاشیه کانال‌ها یا لبه حوضه‌های محدود واقع شده است. بر اثر حرکت امواج، اینتراکلاست‌ها از کناره حوضه یا کانال کنده شده و همراه با آنکوئیدها در محیطی که از نظر انرژی کمی آرامتر است و با فاصله کمی از دیواره کانال، ته‌نشین می‌شوند. حضور اینتراکلاست‌ها در این بافت حاکی از جداسدن آن‌ها از دیواره‌های کنار کانال‌ها در اثر جریانات است (Wilson, 1975؛ Potma et al., 2001؛ Bingham-Whalen et al., 2002؛ Bowie, 2014؛ Koslowski, 2010).

بایوکلاست اینتراکلاست پلوئیدال پکستون تا گریستون

(MF9. Bioclasts intraclast peloid packstone to grainstone)

توصیف: این ریزرخساره بسیار شباهت به ریزرخساره قبلی دارد با این تفاوت که آنکوئیدها در این ریزرخساره غایب هستند. اجزای اصلی این ریزرخساره اینتراکلاست و پلوئیدها هستند و اجزای فرعی آن خرده‌های براکیوپود، اکیئوئید، گاستروپود، استراکد، *Amphipora*، روزن‌داران و به میزان بسیار کم کورتوئیدها هستند. بافت این ریزرخساره عموماً پکستون تا گریستون است که در برخی قسمت‌ها و کستونی نیز می‌شود (شکل ۴C).

تفسیر محیطی: پلوئیدهای این ریزرخساره از خرد شدگی اینتراکلاست‌های جدا شده از دیواره کانال‌ها توسط امواج



شکل ۴: تصویرهای میکروسکوپی ریزرخساره های شناسایی شده؛ الف) بایوکلاست آمفیپورا فلوتستون رودستون مربوط به ریزرخساره شماره هفت؛ ب) بایوکلاست اینتراکلاست آنکویدال پکستون گرینستون مربوط به ریزرخساره شماره هشت؛ پ) بایوکلاست اینتراکلاست پلویدال پکستون گرینستون مربوط به ریزرخساره شماره نه؛ ت) کورتوید پکستون گرینستون مربوط به ریزرخساره شماره ده؛ ث) بایوکلاست ائید پکستون گرینستون مربوط به ریزرخساره شماره یازده؛ ج) بایوکلاست اکینید براکیوپود گرینستون مربوط به ریزرخساره شماره دوازده؛ Amp = آمفیپورا؛ Onc = آنکوئید؛ I.C = اینتراکلاست.

(Flugel, 2010). این ائیدها از نظر محیطی مربوط به محیط های بسیار کم عمق و آب های گرم و دریایی است که در عرض های جغرافیایی پایین و در محیط های با انرژی

(شکل ۴E).

تفسیر محیطی: امروزه این ائیدها در مناطقی از جمله باهاما، یوکاتان، خلیج فارس و ابوظبی در حال تشکیل هستند

اول اجزای اصلی خرده‌های بریوزوئر، اکیئوئید، براکیوپود، در ریزرخساره دوم خرده‌های اکیئوئید، براکیوپود و تتناکولیتیدها اجزای اصلی هستند. اجزای فرعی شامل گاستروپود، ذرات کلسی میکروبیال و استراکود هستند. زیست آشفستگی و لوله کرم‌ها نیز مشاهده شده است. بافت تمامی این ریزرخساره‌ها غالباً و کستون پکستون است و در برخی قسمت‌ها تغییر بافت به رودستون قابل مشاهده است (شکل A-B-۵).

تفسیر محیطی: پوسته‌های موجودات حمل شده هستند و می‌توانند از هر قسمت حوضه آمده باشند. این ریزرخساره متشکل از جانوران دریای باز است (Bowie, 2014). در این توالی، ریزرخساره بایوکلست بریوزوئر اکیئوئید براکیوپود و کستون تا پکستون به کم عمق‌ترین قسمت میانی پلاتفرم و ریزرخساره بایوکلست تتناکولیتید اکیئوئید براکیوپود و کستون تا پکستون به عمیق‌ترین بخش میانی پلاتفرم نسبت داده می‌شوند (Plocher, 1990). ریزرخساره بایوکلست بریوزوئر اکیئوئید براکیوپود و کستون تا پکستون با توجه به حضور بریوزوئر‌ها و گاهی کم و زیاد شدن آن‌ها نشان دهنده تغییر کمی در عمق آب است، اما در ادامه با افزایش عمق آب ریزرخساره بایوکلست تتناکولیتید اکیئوئید براکیوپود و کستون تا پکستون با حذف بریوزوئر‌ها و مشاهده شدن تتناکولیتیدها و آمونوئیدها حاکی از افزایش بیشتر عمق آب است. (Flugel, 2010) این ریزرخساره را به بخش‌های پایینی رمپ میانی نسبت داده است.

مادستون ریز دانه به همراه بایوکلست گرینستون با ته‌نشست

مجدد

(MF15. Fine-grained mudstone and re-sedimented bioclastic grainstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای نشانه‌های رسوب‌گذاری مجدد است به طوری که بخشی از بافت مقطع گرینستون

بالا بسیار عمومی و فراوان هستند. ائیدهای مماسی برای تشکیل به محیط‌هایی نیاز دارند که مواد لازم برای تشکیل لامینه‌های آن‌ها به فراوانی در محیط وجود داشته و محیط برای چرخش مکرر دانه‌های ائید فراهم باشد تا پوشش‌های متحدالمرکز اطراف ائیدها شکل بگیرد. بهترین محیط برای تشکیل ائیدهای مماسی شول‌ها می‌باشد (Scholle & Flugel, 2010; Ulmer-Scholle, 2006).

بایوکلست اکیئوئید براکیوپود گرینستون

(MF12. Bioclasts crinoid brachiopod grainstone)

توصیف: این ریزرخساره عمدتاً دارای اکیئوئیدها و براکیوپودها و گاهی قطعاتی از مرجان‌ها و استروماتوپوریدها با بافت گرینستون و با جورشدگی متوسط تا خوب است (شکل ۴F).

تفسیر محیطی: فسیل‌های این ریزرخساره نشان دهنده پنجره‌ای از دریای باز هستند؛ جایی که انرژی امواج بسیار بالا بوده و موجودات در دریای آزاد و آب‌های بدون گل و لای ساکن بوده‌اند که این شرایط سبب ته‌نشین شدن این ریزرخساره با بافت گرینستونی شده است (Prothero, 2013). پمپاژ آب در این رسوبات سبب خارج شدن گل و لای از لابه‌لای قطعات شده است (Shinn, 1969).

ریزرخساره‌های مربوط به بخش میانی تا بیرونی

پلاتفرم

بایوکلست بریوزوئر اکیئوئید براکیوپود و کستون تا

پکستون

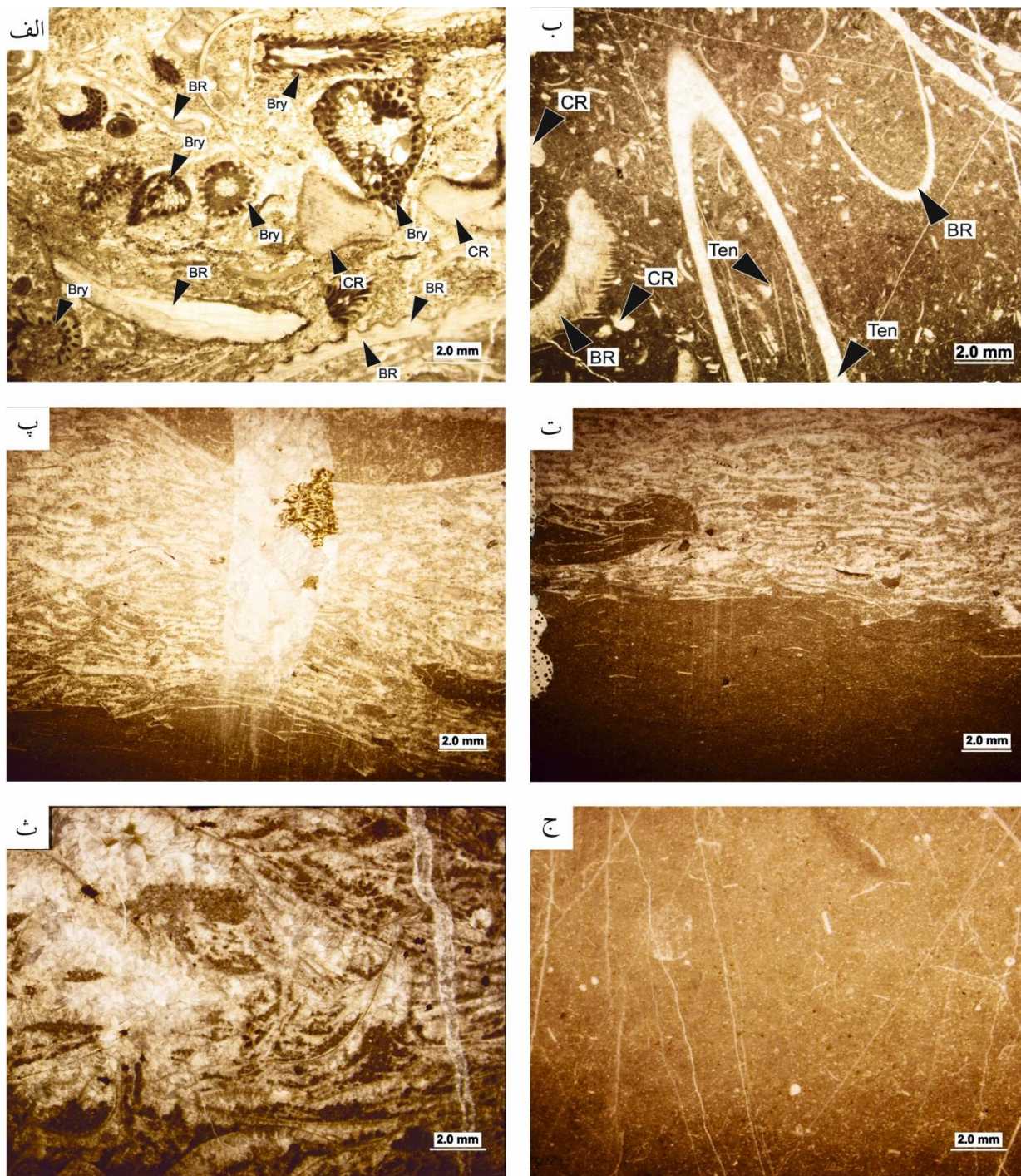
(MF13. Bioclasts bryozoan crinoid brachiopod wackestone to packstone)

بایوکلست تتناکولیتید اکیئوئید براکیوپود و کستون تا

پکستون

(MF14. Bioclasts tentaculit crinoid brachiopod wackestone to packstone)

توصیف: اجزای اصلی این ریزرخساره‌ها با توجه به عمق قرارگیری آن‌ها تغییر می‌کند به صورتی که در ریزرخساره



شکل ۵: تصویرهای میکروسکوپی ریزرخساره‌های معرفی شده؛ (الف) بایوکلاست بریزوژنر اکینید براکیوپود و کستون پکستون مربوط به ریزرخساره شماره سیزده؛ (ب) بایوکلاست تنتاکولیتید اکینید براکیوپود و کستون پکستون مربوط به ریزرخساره شماره چهارده؛ پ - ج) ریزرخساره ریزشی مربوط به ریزرخساره شماره پانزده؛ برویزوا = Bry؛ تنتاکولیتید = Ten.

بافت‌های این ریزرخساره و همچنین توالی قرار گرفتن این ریزرخساره با رخساره‌های مربوط به دریای باز می‌توان محیط تشکیل این ریزرخساره را به بخش‌های میانی تا بیرونی پلاتفرم نسبت داد که تحت تأثیر طوفان و یا وجود

است که با سطح فرسایشی بر روی بافت مادستونی قرار می‌گیرد. قطعات موجود در بخش با بافت گریستونی شامل خرده‌های براکیوپود و دوکفه‌ای است (شکل C-F ۵).
تفسیر محیطی: با توجه به سطح فرسایشی موجود بین

؛Garland, 1997؛Shinn, 1983؛& Ginsburg, 1977
 محیط (Bowie, 2014؛Bingham-Koslowski, 2010).
 لاگون شناسایی شده در برش مورد مطالعه از نوع لاگون
 محصور تا نیمه محصور بوده است. حضور ریزرخساره
 بایوکلاست آمفیورا فلوتستون رودستون دلیل قاطعی برای
 حضور این گونه لاگون‌هاست (Playford, 1969؛
 Garland, 1997؛Kershaw & Brunton, 1999). با توجه
 به شناسایی ریزرخساره‌های مشاهده شده متناسب به
 محیط‌های کانالی می‌توان چنین استنباط کرد که لاگون
 محصور تا نیمه محصور حاضر در این پلاتفرم گاهی با
 کانال‌هایی قطع شده است که این کانال‌ها سبب ارتباط
 محیط لاگون با قسمت دریای باز می‌شده‌اند به صورتی که
 علاوه بر اجزای اصلی ریزرخساره‌های کانال که
 آنکوئیدها، اینتراکلاست‌ها و پلوییدها هستند، گاهی در این
 ریزرخساره‌ها فونای دریای باز نظیر براکیوپودها و
 کرینوئیدها را نیز می‌توان مشاهده کرد. حضور سدهای
 بایوکلاستی مشاهده شده در مطالعات ریزرخساره‌ها و عدم
 گسترش جانبی لایه‌های مرجان‌دار و حضور به صورت
 ریف‌های تکه‌ای، بیانگر نبود ریف‌های چارچوب‌ساز
 بزرگ در پلاتفرم کربناته است (شکل ۶). آئیدهای مماسی
 با بافت گرینستون و جورشدگی بسیار خوب نشان دهنده
 بخش‌های پر انرژی در بخش داخلی رمپ کربناته است.
 ریزرخساره بایوکلاست اکیئوئید براکیوپودا با بافت
 گرینستون با جورشدگی نسبتاً خوب نیز حاکی از پشته‌های
 بایوکلاستی در این بخش از پلاتفرم می‌باشد.
 ریزرخساره‌های با محتوای فسیلی براکیوپود، اکیئوئید،
 بریوزوئر و تتاکولیتید که همگی متعلق به دریای باز هستند
 و در قالب بافت و کستون - پکستون مشاهده می‌شوند، در
 رمپ میانی نهشته شده و رخساره‌های بایوکلاست ریز دانه
 قرار گرفته در زمینه مادستون و همچنین ریزرخساره
 شیل/مادستون حاکی از نهشته شدن این ریزرخساره‌ها در

شیب جزئی در بخش خارجی پلاتفرم به تشکیل
 رخساره‌های ریزدانه محدود با رسوب‌گذاری مجدد منجر
 گردیده‌اند (Allahkarampour Dill *et al.*, 2018).

رخساره شیل / مادستون

(MF16. Shale/Mudstone)

توصیف: رخساره شیل/مادستون در بخش‌های مختلف
 توالی سازند بهرام به صورت بین لایه با سنگ آهک
 حضور دارد. این رخساره دارای بافت مادستون همراه با
 ریزش‌ها است. این مادستون‌ها دارای خرده‌های بسیار ریزی
 از بایوکلاست‌های براکیوپود، اکیئوئید، تتاکولیتید،
 آمونوئید و دوکفه‌ای به صورت اجزای فرعی است.
تفسیر محیطی: با توجه به اجزای اسکلتی موجود در
 ریزرخساره و در تناوب قرار گرفتن با رخساره‌های دریای
 باز، این رخساره نیز به محدوده دریای باز تعلق دارد.

محیط رسوبی

بررسی جانبی و عمودی زیررخساره‌های شناسایی شده و
 قرارگیری آن‌ها در زیرمحیط‌های مختلف حاکی از ته
 نشست رسوبات کربناته این سازند بر روی یک رمپ
 کربناته است. ریزرخساره‌های دولومیت بسیار ریزبلور،
 استروماتولیت و مادستون با فابریک فنسترال را می‌توان
 در زیرمحیط‌های بالای جزرومدی، جزرومدی و
 زیرجزرومدی دسته‌بندی نمود که محل تشکیل
 ریزرخساره‌های دولوستون و استروماتولیت‌ها (به دلیل سالم
 بودن لامینه‌های استروماتولیت‌ها و نبود زیست‌آشفستگی)
 احتمالاً در محیط‌های بالای جزرومدی بوده است (Preat &
 Mamet, 1989؛ Demicco & Preat & Carliez, 1994؛
 Hardie & Garland, 1997). ریزرخساره مادستون
 لامینه‌دار، فسیل‌دار و فنسترال‌دار به محیط‌های جزرومدی
 نسبت داده شده است (Hardie & Ginsburg *et al.*, 1977)

چارچوب ساز تأیید کننده پلانفرم کربناته نوع رمپ است (شکل ۷).

بخش خارجی رمپ میانی می باشند. به طور کلی تغییرات تدریجی ریزرخساره ها و عدم گسترش رخساره های



شکل ۶: مرجان های مشاهده شده در برش مورد مطالعه؛ الف - ث) بایوستروم های مشاهده شده در متر ۷۳؛ ب) مرجان های مشاهده شده در متر ۹۷؛ پ) مرجان های مشاهده شده در متر ۴۵؛ ت) مرجان های مشاهده شده در متر ۹۴؛ ج) مرجان های مشاهده شده در متر ۴۴ برش مورد مطالعه.

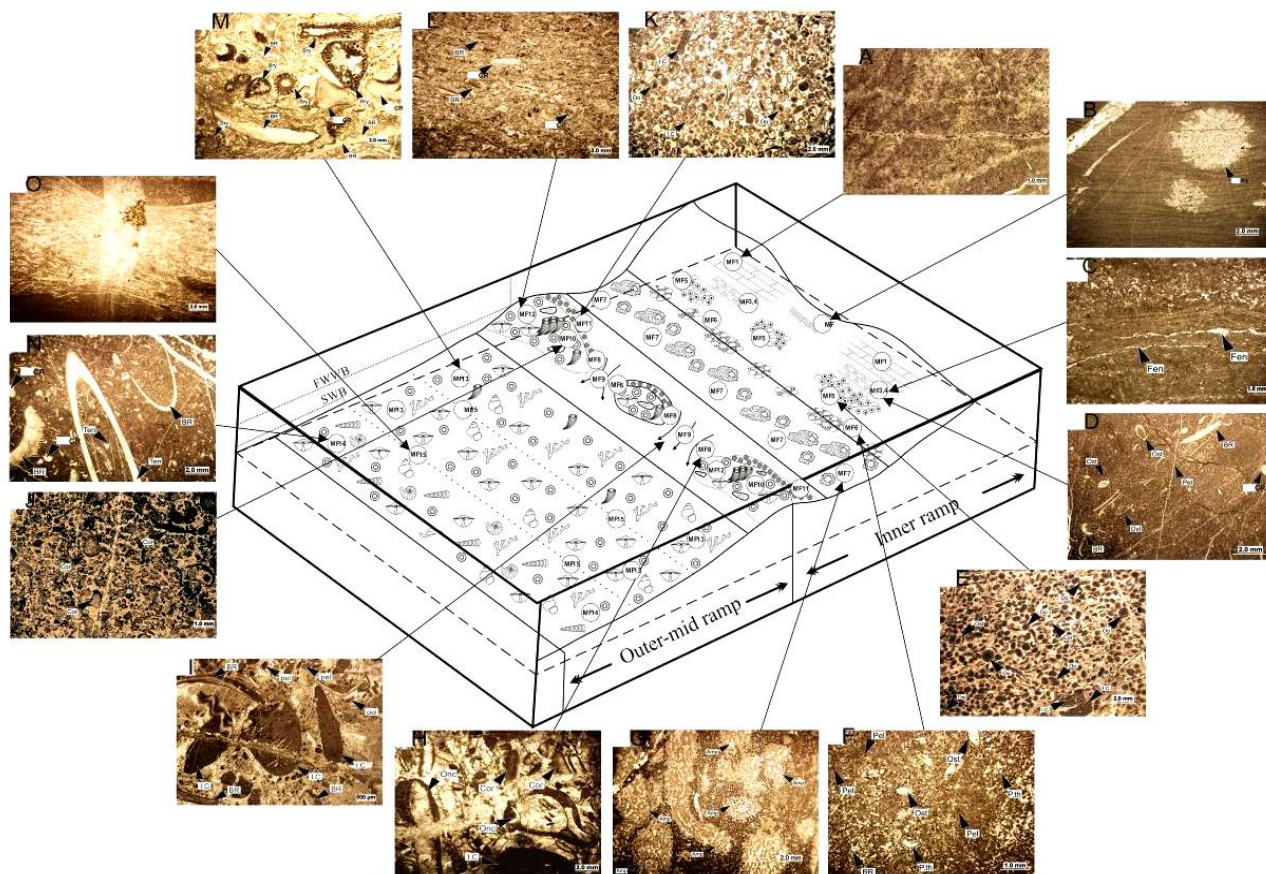
(شکل ۸ A). بخش زیرین این سکانس در سازند دولومیتی سیبزار قرار دارد. محدوده ابتدایی سازند بهرام دربرگیرنده رسوبات HST این سکانس است. این سکانس با سنگ آهک های دولومیتی و رخساره های دولومیتی مربوط به پهنه جزرومدی آغاز و در ادامه با پس روی و روند کم عمق شونده به مرز سکانسی قاعده سکانس رسوبی دوم در ریزرخساره های دولومیتی MF1 می رسد.

سکانس رسوبی دوم: ضخامت کلی این سکانس ۷۹ متر می باشد و ضخامت بخش TST در این سکانس ۵۹ متر و

چینه نگاری سکانسی

مطالعات چینه نگاری سکانسی بر اساس تغییرات عمودی ریزرخساره ها در امتداد توالی و سطوح سکانسی کلیدی و همچنین الگوی انباشتگی چینه ها به شناسایی هفت سکانس رده چهارم به همراه سیستم تراکت های تراز پیش رونده (TST) و تراز بالا (HST) در سازند بهرام منجر شده است که در زیر به شرح آن ها پرداخته می شود:

سکانس رسوبی اول: این سکانس رسوبی تنها از بخش HST تشکیل شده است و ضخامت آن ۳۴ متر می باشد که



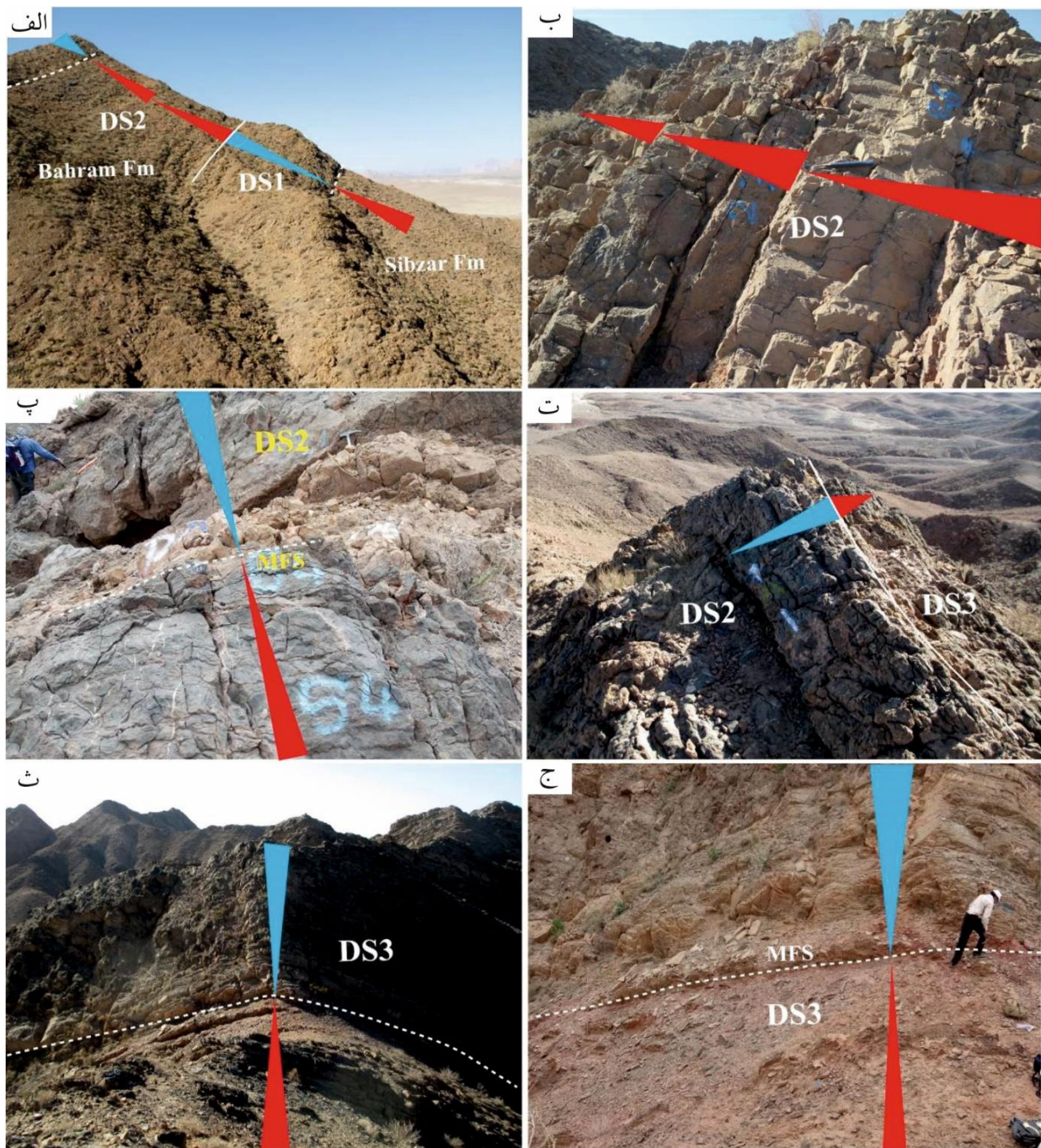
MF1 Dolomits (A).	MF9 Bioclasts intraclast peloid packstone grainstone (I).
MF2 Stromatolits (B).	MF10 Bioclasts cortoid packstone grainstone (J).
MF3 Fenestral mudstone (C).	MF11 Bioclasts ooid packstone grainstone (K).
MF4 Fossiliferous mudstone (D).	MF12 Bioclasts crinoid brachiopod grainstone (L).
MF5 Bioclasts ostracod ooid grainstone (E).	MF13 Bioclasts bryozoan crinoid brachiopod wackstone packstone (M).
MF6 Bioclasts ostracod peloid wackstone packstone (F).	MF14 Bioclasts tentaculit crinoid brachiopod wackstone packstone (N).
MF7 Bioclasts Amphipora floatstone rudstone (G).	MF15 Fine-grained mudstone and re-sedimented bioclastic grainstone(O).
MF8 Bioclasts intraclast oncoïd packstone grainstone (H).	MF16 Shale/mudstone(O).



شکل ۷: مدل ارائه شده از پراکتندگی ریزرخساره‌ها در پلانقرم رمپ کربناته سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین ناحیه انارک

هستند مشخص می‌شود و عمیق‌ترین قسمت رمپ میانی را نشان می‌دهد (شکل B-C). در ادامه با پس‌روی آب، ریزرخساره‌های لاگون بر روی توالی دریای باز قرار می‌گیرند و در نهایت با رسیدن به مادستون‌های فنسترال‌دار MF3 (پهنه جزرومدی) این سکانس به یک مرز سکانسی ختم می‌شود (شکل D).

ضخامت بخش HST آن ۲۰ متر است (شکل A). بخش TST این سکانس توسط ریزرخساره‌های دولومیتی MF1 مربوط به پهنه جزرومدی آغاز و در ادامه با پیش‌روی آب دریا و روند عمیق‌شوندگی به سمت لاگون و رخساره‌های رمپ میانی ادامه می‌یابد. بیشینه سطح غرقابی آب با ریزرخساره‌های MF14 که دارای تتاکولیتید و آمونوئید



شکل ۸: تصویر صحرایی سکانس رسوبی اول تا سوم سازند بهرام برش کوه بند عبدالعسین ناحیه انارک

رسوبات مربوط به رمپ میانی مشاهده می شود. این پیش روی آب تا جایی ادامه دارد که بیشینه سطح غرقابی آب در این سکانس بعد از شیل های نازک لایه مرز ژئوتین - فرازین قرار می گیرد. شاخصه اصلی این ریزرخساره ها دارا بودن فونای مربوط به قسمت های عمیق رمپ میانی است و ریزرخساره این سطح بیشینه آب MF16 است

سکانس رسوبی سوم: ضخامت کلی این سکانس ۷۰ متر است. ضخامت TST در این سکانس ۴۲ متر و ضخامت بخش HST در این سکانس ۲۸ متر است (شکل ۸ E). این سکانس رسوبی با مادستون های لامینه دار و مادستون های فنسترال دار مربوط به MF3 و پهنه جزرومدی آغاز می شود و در ادامه با پیش روی آب رسوبات لاگونی و سپس

پیش‌روی، کم‌عمق شدن حوضه و پس‌روی آب سبب ته‌نشینی ریزرخساره‌های مادستون‌های استروماتولیتی MF2 می‌شود که در پهنه جزرومدی قرار گرفته است.

سکانس رسوبی ششم: ستبرای کلی این سکانس رسوبی ۲۶ متر است به طوری که ضخامت TST در این سکانس رسوبی ۱۶ متر و ضخامت بخش HST آن ۱۰ متر است (شکل ۹F). بعد از این سکانس رسوبی پیش‌روی آب آغاز می‌شود. این سکانس رسوبی در قاعده با ریزرخساره‌های MF2 آغاز و پیش‌روی آب سبب ته‌نشینی رخساره‌های لاگون بر روی رخساره‌های پهنه جزرومدی می‌شود. پیش‌روی آب سبب ته‌نشینی ریزرخساره‌های MF14 با بیشینه سطح غرقابی آب می‌شود که نشان دهنده بالاترین میزان آب در این سکانس رسوبی است. در ادامه پس‌روی سریع آب باعث ته‌نشین شدن ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی بر روی ریزرخساره‌های قسمت‌های رمپ میانی شده است و به یک مرز سکانسی با ریزرخساره MF4 ختم می‌شود.

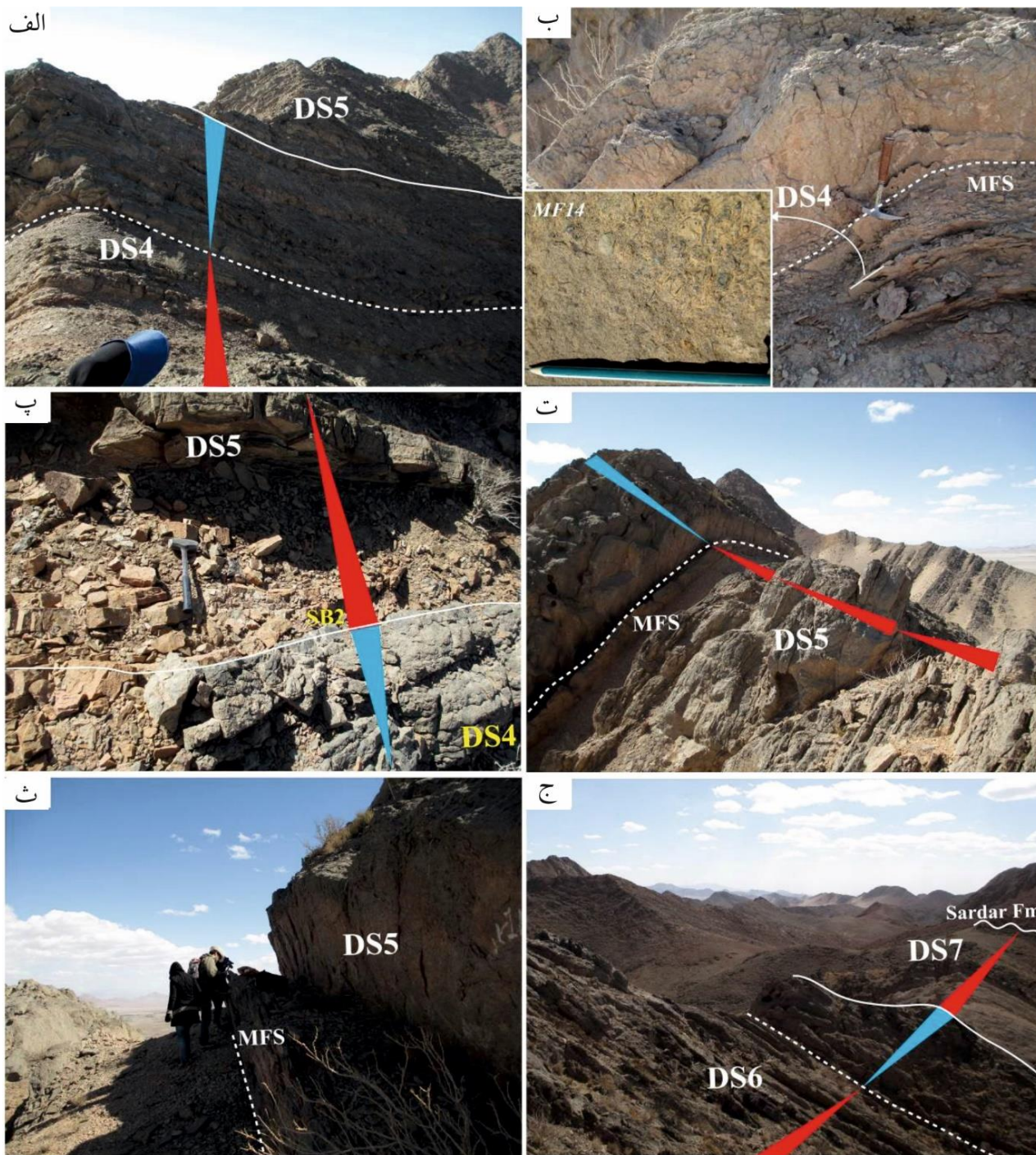
سکانس رسوبی هفتم: ضخامت کلی این سکانس ۳۵ متر می‌باشد که تمامی این ضخامت مختص بخش TST است (شکل ۱۳). بخشی از این سکانس که در انتهای سازند بهرام واقع شده است دربرگیرنده رسوبات TST است. این سکانس با ریزرخساره‌های MF4 مربوط به پهنه جزرومدی آغاز می‌شود و در ادامه با پیش‌روی سریع در سطح MFS به ریزرخساره MF13 ختم می‌شود.

آنالیز چینه نگاری سکانسی سازند بهرام در برش مورد مطالعه نشان دهنده یازده مرحله پس‌روی و پیش‌روی سطحی نسبی آب دریا در قالب پنج سکانس رسوبی کامل و دو سکانس رسوبی ناقص رده چهارم در زمان نهشته شدن سازند بهرام در ایران مرکزی شده است (شکل ۱۰). مقایسه این برش نسبت به سایر برش‌های ایران مرکزی حکایت از عمق بیشتر محدوده انارک طی زمان دوین میانی تا پسین

(شکل ۸F). پس از این پیش‌روی، پس‌روی سطح آب دریا آغاز و ریزرخساره‌ها از قسمت‌های رمپ میانی به سمت لاگون و ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی می‌رسد و در نهایت با رسیدن به سنگ آهک‌های ضخیم لایه خاکستری روشن با ریزرخساره MF5 به یک مرز سکانسی می‌رسد.

سکانس رسوبی چهارم: ستبرای این سکانس ۴۶ متر است به طوری که ضخامت قسمت TST در این سکانس ۲۶ متر و ضخامت بخش HST در آن ۲۰ متر است (شکل A-B). این سکانس رسوبی در قاعده دارای ریزرخساره MF5 است که پایین‌ترین سطح نسبی آب دریا را نشان می‌دهد و مربوط به محیط‌های قرار گرفته در پهنه جزرومدی است. در ادامه با پیش‌روی آب دریا و روند عمیق شونده، ریزرخساره‌ها از پهنه جزرومدی به محیط لاگونی و رمپ میانی می‌رسند تا جایی که بیشینه سطح غرقابی آب با ریزرخساره MF14 مشخص می‌شود. جایگاه این ریزرخساره در قسمت‌های عمیق تر رمپ میانی است (شکل ۹B). پس‌روی آب دریا در سیستم تراکت HST آغاز می‌شود و کم‌عمق شدن حوضه سبب ته‌نشینی ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی می‌شود. این سکانس به یک مرز سکانسی با ریزرخساره MF5 ختم می‌شود (شکل ۹C).

سکانس رسوبی پنجم: ضخامت این سکانس رسوبی ۶۰ متر است، به طوری که ضخامت TST در این سکانس رسوبی ۵۴ متر و ضخامت بخش HST آن ۶ متر است (شکل ۹D). این سکانس رسوبی با ریزرخساره‌های MF5 که یک مرز سکانسی است آغاز می‌شود. پیش‌روی سطح نسبی آب دریا سبب ته‌نشینی ریزرخساره‌های رمپ میانی روی ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی قرار می‌گیرند و این پیش‌روی تا جایی ادامه می‌یابد که بیشینه سطح غرقابی آب به ریزرخساره‌های MF14 می‌رسد (شکل ۹E). بعد از این



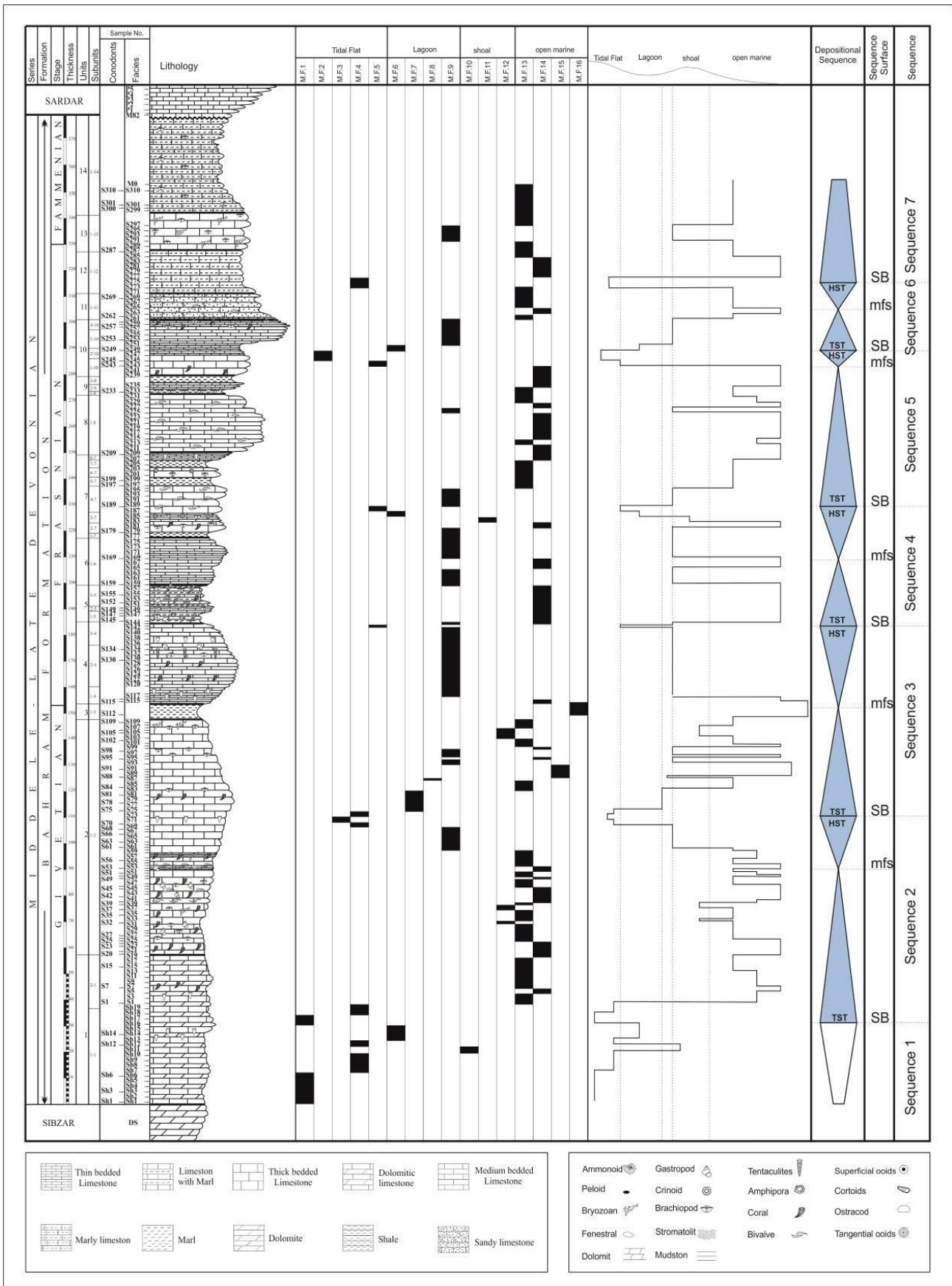
شکل ۹: تصویر صحرایی سکانس رسوبی چهارم تا هفتم سازند بهرام برش کوه بند عبدالحسین ناحیه انارک

شده است.

نتیجه گیری

سنگ‌های کربناته سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین با ضخامت ۳۶۶ متر شامل ۱۶ ریزرخساره است که در

دارد (Hashmie *et al.*, 2016) و به همین دلیل مرزهای سکانسی در این برش همگی از نوع دوم (SB2) هستند که نشان دهنده پیوستگی قابل انطباق با ناپیوستگی‌ها است به طوری که کم عمق شدن حوضه سبب خروج رسوبات از آب نشده و فقط سبب تغییر رخساره‌ها و تغییر محیط آن‌ها



شکل ۱۰: پراکنندگی ریزخساره‌ها، تغییرات نسبی سطح آب دریا و چینه نگاری سکانسی سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین انارک

عمودی ریزرخساره‌ها سبب شناسایی پنج سکانس رسوبی کامل و دو سکانس رسوبی ناقص درجه ۴ شده است. با توجه به بررسی‌های انجام شده توالی مورد مطالعه نسبت به سایر برش‌های ایران مرکزی عمق بیشتری داشته است به طوری که کم‌عمق شدن حوضه سبب خروج رسوبات از آب نشده و فقط سبب تغییر رخساره‌ها و تغییر محیط آن‌ها شده است.

کمربندهای رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، شول و دریای باز نهشته شده‌اند. بررسی تغییرات عمودی و جانبی این ریزرخساره‌ها و مقایسه آن‌ها با محیط‌های رسوبی قدیمی و عهدحاضر حاکی از ته‌نشینی این ریزرخساره‌ها در یک رمپ کربناته است که گاهی با اثر طوفان و یا شیب جزیبی در منطقه رمپ بیرونی، می‌توان ریزرخساره‌های بایوکلستی ریزدانه با رسوب گذاری مجدد را با گسترش بسیار محدودی در آن مشاهده نمود. بررسی تغییرات

منابع

- امینی، ع.، ۱۳۹۰، مبانی چینه نگاری سکانشی. انتشارات دانشگاه تهران، ۳۴۶ ص.
- شاکری، ب.، ۱۳۹۵، زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین بالایی برش کوه بندعبدالاحسین (جنوب خاور انارک) براساس فونای کنودونتی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۲۴۴ ص.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24: 16–32.
- Al-Juboury, A.I., & AL-Hadidy, A.H., 2009, Petrology and depositional evolution of the Paleozoic rocks of Iraq. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 208-231.
- Allahkarampour Dilla, M., Vaziri-Moghaddama, H., Seyrafiana, A., & Behdad (Ghabeishavi), A., 2018. Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 92: 437–461.
- Andreeva, P.V., 2018. Givetian–Frasnian arid palaeoenvironments from the northern Gondwana: a case study from the Moesian platform (Bulgaria). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 98: 549–569.
- Bahrami, A., Boncheva, I., Königshof, P., Yazdi, M., & Ebrahimi Khan-Abadi, A., 2014. Conodonts of the Mississippian/Pennsylvanian boundary interval in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 187-200.
- Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Sadat Tabatabae, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, North West Isfahan, Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95: 554–577.
- Bathurst, R.G.C., 1967. Oolitic films on low-energy carbonate sand grains, Bimini Lagoon, Bahamas. *Marine Geology*, 5 (2): 89-109.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Toward a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bingham-Koslowski, N.E., 2010. End Frasnian calcimicrobial-stromatoporoid carbonate reefs, western Canada sedimentary basin. *Master thesis, Queen's University, Kingston, Canada*, 190 p.

- Bowie, C.H., 2014. Characterization of discontinuity surfaces and microfacies in a storm dominated shallow epeiric sea, Devonian Cedar Valley Group, Iowa. *Master thesis, California State University, Fresno*, 101 p.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., & Tucker M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44: 173–245.
- Catuneanu, O., 2019. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 188: 312-388.
- DaSilva, A.C., & Boulvain, F., 2004. From palaeosols to carbonate mounds: facies and environments of the Middle Frasnian platform in Belgium. *Geologic Quarterly*, 48: 253-266.
- Demicco, R.V., & Hardie, L.A., 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Atlas Series*, 265 p.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dineley, D.L., 1984. Aspects of a Stratigraphic System: The Devonian. *Macmillan*, 223 p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, *In: Ham W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, 2nd edition. *Springer Verlag*, Berlin, 976 p.
- Garland, J., 1997. Middle to Upper Devonian (Givetian and Frasnian) shallow-water carbonates of Western Europe, facies analysis and cyclicity. *Ph.D. thesis, University of Durham*, 438 p.
- Ginsburg, R.N., Hardie, L.A., Bricker, O.P., Garrett, P., & Wanless, H.R., 1977. Exposure index: A quantitative approach to defining position within the tidal zone. *In: Hardie, L.A., (ed.), Sedimentation of the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas. Johns Hopkins University Press*, p. 7-11.
- Hairapetian V., Ghobadi Pour, M., Popov, L.E., Hejazi, S.H., Holmer, L.E., Evans, D., & Sharifi, A., 2015. Ordovician of the Anarak Region: implications in understanding Early Palaeozoic history of Central Iran. *Stratigraphy*, 12: 22-30.
- Halley, R.B., 1977. Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geologic record. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47 (3):1099-1120.
- Hardie, L.A., & Ginsburg, R.N., 1977. Layering: The origin and environmental significance of lamination and thin bedding. *In: Hardie, L.A., (ed.) Sedimentation of the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas. Johns Hopkins University Press*, p. 50-123.
- Hashmie, A., Rostamnejad, A., Nikbakht, F., Ghorbanie, M., Rezaie, P., & Gholamalian, H., 2016. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Bahram Formation (Middle–Late Devonian) in north of Kerman, south-central Iran. *Geoscience Frontiers*, 7 (5): 821-834.
- Heckel, P.H., & Witzke, B.J., 1979. Devonian World Palaeogeography. *In: House, M.R., Scrutton C.T., & Basset, M.G. (eds.), The Devonian System. Special Papers in Palaeontology*, p. 99-123.
- Husseini, M.I., 1991. Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 108-120.
- Illing, L.V., 1954. Bahaman Calcareous Sands. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 38: 1-95.
- Jamieson, E.R., 1971. Paleogeology of Devonian reefs of western Canada. *North American Paleontological Convention Proceedings Journal*, p. 1300-1340.

- Kasig, W., 1980. Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, p. 26-29.
- Kershaw, S., 1998. The application of stromatoporoid palaeobiology in palaeoenvironmental analysis. *Palaeontology*, 41: 509-544.
- Kershaw, S., & Brunton, F.R., 1999. Palaeozoic stromatoporoid taphonomy: ecologic and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149: 313-328.
- Krebs, W., 1968. Facies types in the Devonian back-reef limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. In: Müller G., & Friedman, G.M. (eds.), *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*. Springer-Verlag, p. 186-195.
- Krebs, W., 1974. Devonian carbonate complexes of Central Europe. In: Laporte, L.F. (ed.) *Reefs in Time and Space. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist Special Publication*, p. 155-208.
- Königshof, P., Carmichael, S.K., Waters, J., Jansen, U., Bahrami, A., Boncheva, I., & Yazdi, M., 2016. Palaeoenvironmental study of the Palaeotethys Ocean: The Givetian-Frasnian boundary of a shallow-marine environment using combined facies analysis and geochemistry (Zefreh Section/Central Iran). In: Mottequin, B., Slavik, L., & Königshof, P., (eds.), *Climate Change and Biodiversity Patterns in the Mid-Paleozoic. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97: 517-540.
- Lench, G., & Davoudzadeh, M., 1982. Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, x: 306-320.
- Leven E.J., & Gorgij, M.N., 2006. Upper Carboniferous-Permian Stratigraphy and Fusulinids from the Anarak Region, Central Iran. *Russian Journal of Earth Sciences*, 8: 1-25.
- Playford, P.E., 1969. Devonian carbonate complexes of Alberta and Western Australia: a comparative study. *Geological Survey of Western Australia*, 43 p.
- Plocher, O.W., 1990. Biotic, petrographic and diagenetic analysis of strata that bound the contact between the Little Cedar and Coralville formations (Middle Devonian) east-central Iowa, *Master Thesis, University of Iowa*.
- Pohler, S.M.L., 1998. Devonian carbonate buildup facies in an intra-oceanic island arc (Tamworth Belt, New South-Wales, Australia). *Facies*, 39; 1-34.
- Potma, K., Weissenberger, J., Wong, P.K., & Gilhooly, M.G., 2001. Toward a sequence stratigraphic framework for the Frasnian of the Western Canada Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 49: 37-85.
- Preat, A., & Mamet, B., 1989. Sedimentation of the Franco-Belgian Givetian carbonate platform. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration - production Elf Aquitaine*, 13: 47-86.
- Preat, A., & Carliez, D., 1994. Microfacies et cyclité dans le Givetien Supérieur de Fromelennes (Synclorium de Dinant, France). *Bulletin de la Société Géologique de Belgique*, 117: 227-243.
- Preat, A., & Kasimi, R., 1995. Eifelian-Givetian siliciclastic carbonate ramp systems, Belgium and France. First Part: Microfacies and sedimentary model. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration - production Elf Aquitaine*, 19: 329-375.
- Prothero, D.R., 2013. *Bringing Fossils to Life: An Introduction to Paleobiology*. Columbia University Press, 512 p.
- Racki, G., 1992. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, 37: 87-182.
- Read, J.F., 1973. Carbonate cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 21: 38-57.

- Ruban, D.A., Al-Husseini, M., & Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.
- Ruttner, A.W., Nabavi, M.H., & Hajian, J., 1968. Geology of the Shirgesht Area (Tabas Area, East Iran). *Geological Survey of Iran*, 133 p.
- Scholle, P.A., & Ulmer-Scholle, D.S., 2006. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 77: 1-461.
- Scoffin, T.P., 1987. An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks. *Chapman and Hall*, 274 p.
- Scrutton, C.T., 1977. Facies variations in the Devonian limestones of eastern South Devon. *Geological Magazine*, 114: 165-195.
- Sharkovski, M., Susov, M., & Krivyakin, M., 1984. Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map, Scale, 1:250,000. *Geological Survey of Iran*, V/O Technoexport, Report, 19: 1-143.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Hevard, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *GeoArabia, Special Publication*, 2: 1-270.
- Shinn, E.A., 1968, Practical significance of Birdseye structures in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 215-223.
- Shinn, E.A., 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12 (1-2): 109-144.
- Shinn, E.A., 1983. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: A reevaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 619-628.
- Tucker, M.E., 1991. Sedimentary Petrology. *Blackwell Scientific Publications*, 260 p.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1992. Carbonate Sedimentology, 2nd Reprint. *Blackwell*, 482 p.
- Védrine, S., Strasser, A., & Hug, W., 2007. Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, 53 (4): 535-552.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimu-Bavandpur, A., 2002. Devonian/lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and paleogeography of Iran, Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52: 129-168.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimu-Bavandpur, A., 2005. Devonian/lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and paleogeography of Iran Part II. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55: 31-97.
- Wendt, J., Hayer, J., & Karimi-Bavandpour, A., 1997. Stratigraphy and depositional environment of Devonian sediments in northeast and east-central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie Abhandlungen*, 206: 277-322.
- Whalen, M.T., Day, J., Eberli, G.P., & Homewood, P.W., 2002. Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crises in carbonate systems: example from the Late Devonian, Alberta Basin, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 127-151.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, New York, 471 p.
- Witzke, B.J., 1987. Models for circulation patterns in epicontinental seas applied to Paleozoic facies of North America craton. *Paleoceanography*, 2 (2): 229-248.
- Witzke, B.J., & Bunker, B.J., 1997. Sedimentation and stratigraphic architecture of a Middle Devonian (Late Givetian) transgressive-regressive carbonate-evaporite cycle, Coralville Formation, Iowa area. *Geological Society of America Special Papers*, 321: 67-88.

Witzke, B., Bunker, B., & Rogers, F., 1988. Eifelian through lower Frasnian stratigraphy and deposition in the Iowa area, central Midcontinent, USA. In *Devonian of the World. Proceedings of the 2nd International Symposium on the Devonian System Memoir*, 14: 221-250.

Microfacies, depositional condition and sequence stratigraphy of the Bahram Formation (Middle–Upper Devonian) in Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section, SE Anarak

Shakeri, B.¹, Vaziri-Moghaddam, H.², Bahrami, A.^{3*}, Königshof, P.⁴, Salehi, M.A.⁵

- 1- M.Sc. in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
- 2- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
- 3- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
- 4- Professor, Senckenberg Research Institute and Natural History Museum, Frankfurt, Germany
- 5- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

*E-mail: a.bahrami@sci.ui.ac.ir

Introduction

During the Silurian and Devonian time, some parts of Iran, including Central Iran, Alborz and Sanandaj-Sirjan basins, along with the Turkey and Afghanistan plates had been connected to the Arabian and African plates; located on the northwestern margin of the Gondwana and southern Paleotethys (Berberian and King, 1981; Husseini, 1991; Sharland et al., 2001; Ruban *et al.*, 2007; Al-Juboury and AL-Hadidy, 2009). The Devonian deposits represent a considerable distribution in Tabas Block and Central Iran. During the Devonian time, the Iranian platform was located in the southern hemisphere, near 30° latitudes. Outcrops of the Upper Paleozoic around Isfahan region mostly limited to the northern Isfahan (Soh and Natanz districts, Najhaf, Neqeleh, Varcamar, North Tar, east Kesheh sections; Bahrami *et al.*, 2015), Northeast of Isfahan (Zefreh, Chahriseh, and Dizlu sections; Königshof *et al.*, 2016) and south of Isfahan (Shahreza–Ramsheh area; Bahram *et al.*, 2014). To investigate the microfacies and sedimentary environment of Bahram Formation in southeastern Anarak, Kuh-e-Bande- Abdol-Hosseini section was selected and studied. Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section is located about 32 km southeastern Anarak and northeastern Isfahan in E: 53° 52' 55" and N: 33° 10' 90 " coordinates. The Anarak route toward Khur is the way to the section; after two kilometers, through a 25 km long unpaved road, the study section could be accessed.

Materials and Methods

To study the sedimentary environment and identify the sedimentation process during the Middle and Upper Devonian Kuh-band-e-Abdolhosseini section in the Anarak region, 230 thin sections and a few polished slabs were prepared and process with laboratory techniques to study and identify the skeletal and non-skeletal components, texture and other microscopic characteristics. Microfacies textures were identified according to Dunham (1962), Embry and Klovan (1971) schemes, and also the further standard models of Wilson (1975) and Flugel (2010) have been used. To distinguish calcite mineral from dolomite, all samples were stained by Alizarin red S solution (Dickson, 1965).

Discussion

The Bahram Formation in this section is 366 m thick and lithologically is composed of thin to thick-bedded limestone, an alternation of limestone and thin-bedded shale, sandy limestone, and marly limestone. Based on facies changes and petrological properties, 16 microfacies were identified in this section. Investigation of the identified facies indicates the deposition of these microfacies has taken place in a carbonate ramp during the Middle and Late Devonian time in the study section in the Anarak region. Based on vertical and lateral microfacies variations and their comparison with the sea level changes' curve, sequence stratigraphic studies of the Bahram Formation led to the identification of seven fourth-order sequences in the study section. According to the obtained data, the first and the seventh sedimentary sequences are as parts of complete sedimentary sequences, while second to sixth sedimentary sequences are complete sequences including transgressive system tracts, high stand system tracts, and maximum flooding surface as well as sequence boundaries.

Conclusion

The Bahram Formation in the Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section, SE Anarak with a thickness of 366 m is composed of thin to thick-bedded limestone, an alternation of limestone and thin-bedded shale, sandy limestone, and marl limestone. Microfacies analysis has led to the recognition of 16 microfacies and their lateral and vertical distribution show that carbonates were deposited on a ramp type carbonate platform. Storm deposit or very slight steepened slope resulted in the deposition of very rare redeposited fine-grained bioclasts in the deeper part of the platform. According to the sequence, stratigraphy analysis seventh fourth-order depositional sequences are recognized in the Bahram Formation. Microfacies analysis indicates that this section shows rather deeper paleoenvironments in comparison to the previously studied sections of the Bahram Formation in Central Iran.

Keywords: Bahram Formation; microfacies; sedimentary environment; sequence stratigraphy; Upper Givetian-Upper Famennian; Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini.

Reference

- Al-Juboury, A.I., & AL-Hadidy, A.H., 2009, Petrology and depositional evolution of the Paleozoic rocks of Iraq. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 208-231.
- Bahrami, A., Boncheva, I., Königshof, P., Yazdi, M., & Ebrahimi Khan-Abadi, A., 2014. Conodonts of the Mississippian/Pennsylvanian boundary interval in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 187-200.
- Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Sadat Tabatabaee, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, North West Isfahan, Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95: 554-577.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Toward a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, In: Ham W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, 2nd edition. *Springer Verlag*, Berlin, 976 p.
- Husseini, M.I., 1991. Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 108-120.
- Königshof, P., Carmichael, S.K., Waters, J., Jansen, U., Bahrami, A., Boncheva, I., & Yazdi, M., 2016. Palaeoenvironmental study of the Palaeotethys Ocean: The Givetian-Frasnian boundary of a shallow-marine environment using combined facies analysis and geochemistry (Zefreh Section/Central Iran). In: Mottequin, B., Slavik, L., & Königshof, P., (eds.), Climate Change and Biodiversity Patterns in the Mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97: 517-540.
- Ruban, D.A., Al-Husseini, M., & Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Hevard, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *GeoArabia, Special Publication*, 2: 1-270.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, New York, 471 p.