

چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های الیگو-میوسن در یال جنوبی تاقدیس احمدی (تنگ عبدی)، جنوب شرق شیراز

جهانبخش دانشیان^۱ و محسن یعقوبی^۲ و علیرضا طهماسبی سروسناتی^۳

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران
۲. دانشجوی کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران
۳. رئیس اداره مطالعات و تحقیقات ژئوشیمی و دیرینه‌شناسی، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۱۲/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۲/۲۰

چکیده

مطالعات چینه‌نگاری سکانسی می‌تواند در درک و تحلیل حوضه رسوبی کمک کند. به همین جهت برش چینه‌شناسی تنگ‌عبدی (یال جنوبی تاقدیس احمدی) واقع در فارس ساحلی انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. سازند آسماری در این برش با ناپیوستگی هم‌شیب (پیوسته‌نما) بر روی نهشته‌های سازند جهرم قرار دارد و مرز بالایی این سازند با سازند رازک است که این مرز به صورت ناپیوسته و فرسایشی می‌باشد. این برش شامل توالی از سازندهای جهرم (۱۰ متر)، آماری (۳۵ متر) و رازک (۱۷۲/۵ متر) است که به‌طور عمده از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک رسی، مارن و به مقدار کمتر ماسه‌سنگ، کنگلومرا و نهشته‌های شیلی و دولومیتی تشکیل شده است. به‌طور کلی ۸۴ نمونه مورد مطالعه قرار گرفت که بر اساس گسترش روزنبران کفزی، سن سازند جهرم ائوسن پسین، سازند آسماری روپلین و سازند رازک روپلین و اکتانین پیشنهاد می‌شود. مطالعات میکروفاسیس‌ها در این تحقیق منجر به تعیین چهار کمربند رخساره‌ای شامل محیط جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریای باز شد و با توجه به اطلاعات به‌دست‌آمده از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، چهار سکانس رسوبی و چهار مرز سکانسی تعیین شد که از این تعداد، دو مرز سکانسی از نوع اول (SB (1) و دو مرز سکانسی از نوع دوم (SB (2) تشخیص داده شد.

واژه‌های کلیدی: چینه‌نگاری سکانسی، سازندهای آسماری و رازک، الیگو-میوسن، جنوب شرق شیراز، فارس.

مقدمه

لایه‌هایی از شیل است (Thomas, 1949). در برش الگو، بخش پایینی این سازند با سن الیگوسن دیده نشده و به نظر می‌رسد که بخش پایین آن با مارن و شیل‌های سازند پابده جانشین شده است (مطیعی، ۱۳۷۲؛ Wynd, 1965). در نواحی جنوب باختر زاگرس، رخساره ماسه‌سنگی اهواز و در نواحی باختر-جنوب باختر، رخساره تبخیری کلهر جایگزین آهک‌های زیرین و گاهی میانی این سازند می‌شود (شکل ۱). اولین سازند پس از آسماری، سازند گچساران است که

نهشته‌های الیگومیوسن در نواحی مختلف زاگرس گسترش دارد اما کامل‌ترین توالی آن در فروافتادگی دزفول دیده می‌شود (شامل سازندهای آسماری و رازک). ریچاردسون (Richardson, 1924) برش الگوی سازند آسماری را در تنگ‌گل ترش کوه آسماری (جنوب خاوری مسجدسلیمان) با ۳۱۴ متر معرفی کرد که دربرگیرنده سنگ‌های آهکی مقاوم خاکستری تا قهوه‌ای رنگ با میان

* نویسنده مرتبط: jdaneshian@yahoo.com

اهمیت دانش نوین چینه‌نگاری سکانسی در تحلیل دینامیکی حوضه‌های رسوبی و کاهش ریسک و هزینه، در فعالیت‌های اکتشافی صنایع نفت و گاز آن چنان مهم و رو به افزایش است که از این علم با تعبیری چون، دومین انقلاب در علوم زمین پس از نظریه زمین‌ساخت و یا انقلابی در زمین‌شناسی رسوبی یاد می‌شود. جهت تفسیر صحیح نتایج یک مطالعه چینه‌نگاری سکانسی، داشتن یک چارچوب کروئوآستراتیگرافی دقیق برپایه آنالیزهای پالئوتولوژیکی، ضروری به‌نظر می‌رسد، از طرف دیگر نیز دقت به روند تغییرات الگوی پراکندگی روزنبران با پوسته‌های گوناگون (هیالین، پورسلانوز و آگلوتینه)، می‌تواند جدایش سطوح سکانسی را با دقت بیشتری همراه سازد. با توجه به این‌که تاکنون مطالعه جامع و دقیقی از لحاظ چینه‌نگاری سکانسی بر روی سازند رازک صورت نگرفته و نظر به اهمیت اقتصادی نهشته‌های الیگومیوسن (به دلیل داشتن پتانسیل هیدروکربوری) به‌نظر می‌رسد مطالعه چینه‌نگاری سکانسی می‌تواند به بالا بردن کیفیت عملیات اکتشافی هیدروکربوری، کمک شایانی کند. از این رو یک برش چینه‌شناسی (برش سطحی تنگ‌عبدی) در محدوده فارس (جنوب خاوری شیراز)، با ضخامت ۲۱۷/۵ متر انتخاب شد که شامل توالی از سازندهای جهرم، آسماری و رازک (۱۰ متر سازند جهرم، ۳۵ متر سازند آسماری و ۱۷۲/۵ متر سازند رازک) می‌باشد.

مطالعات زیادی از لحاظ فسیل‌شناسی، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی بر روی نهشته‌های الیگومیوسن آسماری انجام شده که برخی از مطالعات سکانسی مربوط به آن با توجه به داده‌های فسیل‌شناسی انجام شده است. اما تاکنون مطالعه‌ای از نظر چینه‌نگاری سکانسی با توجه به محتویات فسیل‌شناسی بر روی سازند رازک صورت نگرفته است (شکل ۲).

سعیدی اورتاکند و همکاران (۱۳۸۷) زیست چینه‌نگاری سازند آسماری را در دو برش سپیدار و چاه‌انجیر در جنوب باختری ایران (منطقه فارس) مورد مطالعه قرار دادند و سن سازند آسماری را در برش سپیدار روپلین - اکتیانین و در

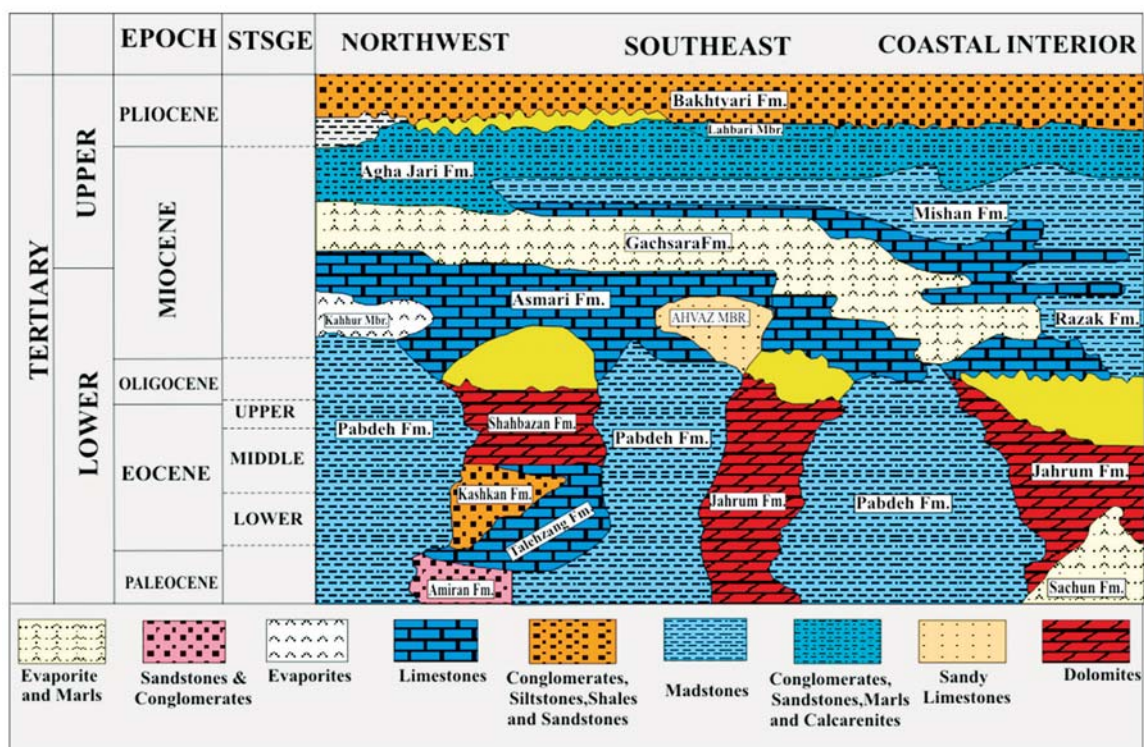
در مناطق فروفاتدگی دزفول، لرستان، عراق، جنوب شرق ترکیه، شمال شرقی سوریه و تا حوضه جنوبی خلیج فارس تداوم دارد ولی در نواحی مجاور رورانگی زاگرس تبدیل به سازند رازک شده و این پدیده تا شمال شرقی عراق نیز دیده می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). از نظر گسترش منطقه‌ای، سازند رازک گسترش زیادی در ناحیه فارس داخلی دارد که گویای فعالیت هم‌زمان با تکتونیک حوضه رسوبی زاگرس است (Alavi, 2004; Bahroudi and Koyi, 2004). از سمت جنوب و جنوب غربی این سازند به‌طور بین‌انگشتی به تبخیری‌های سازند گچساران تبدیل می‌شود، به‌نحوی‌که در بندرعباس و جزیره قشم سازند گچساران قابل مشاهده نیست و محل تداخل دو سازند مزبور در همان امتدادی است که سازندهای ساچون و تاربور به هم می‌رسند.

چینه‌نگاری سکانسی یکی از شاخه‌های چینه‌نگاری است و به مطالعه بخشی از رسوبات یک حوضه که از لحاظ ژنتیکی با هم مرتبط بوده و به‌وسیله ناپیوستگی^۱ و یا سطوح پیوستگی هم‌ارز^۲ از هم جدا می‌شود، می‌پردازد. پژوهش‌های بسیاری در خصوص چینه‌نگاری سکانسی انجام شده است که حجم قابل توجهی از آن‌ها تاکید بر استفاده از خصوصیات و ویژگی‌های رسوب‌شناسی دارد، اما آرمسترانگ و برازیئر (Armstrong and Brasier, 2005) معتقدند که در تفسیرهای چینه‌نگاری سکانسی، نقش اولیه بر عهده یک فسیل‌شناس است که به بررسی تغییرات بیوفاسیس می‌پردازد و در نتیجه اطلاعاتی را در خصوص محیط دیرینه و همچنین چارچوبی مستدل و قوی را در زمینه بیواستراتیگرافی ارائه می‌دهد. آن‌ها معتقدند که هر سکانس متشکل از بسته‌های رسوبی^۳ است که بالقوه مجموعه‌ای از فسیل‌ها را در بردارد و هر کدام از بسته‌ها و مرزهای بین آن‌ها را می‌توان به کمک شواهد فسیل‌شناسی مشخص ساخت. همچنین آرمنتروف و همکاران (Armentrou et al., 1999) نیز با استفاده از اطلاعات به‌دست‌آمده از بیواستراتیگرافی و تجزیه و تحلیل آن‌ها به بررسی سیستم‌های رسوب‌گذاری و محیط‌های رسوبی پرداختند و اظهار داشتند که بیواستراتیگرافی، امکان دست یافتن به شکل هندسی مخزن هیدروکربورها و گسترش جانبی آن‌ها را تسهیل می‌کند.

1. Unconformity

2. Correlative conformity

3. System tracts



شکل ۱. نقشه هم‌ارزی چینه‌های پالئوژن و نئوژن جنوب باختر ایران (برگرفته از Ala, 1982)

آزادبخت و همکاران (۱۳۸۹) با مطالعه زیست چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند رازک در جنوب شرق جهرم (برش الگو) سن شاتین-اکیلتانین را پیشنهاد کردند. امین‌رسولی (۱۳۸۶) چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری و نهشته‌های هم‌ارز آن (بخش بالایی سازند پابده) را در زاگرس چین‌خورده، جنوب باختر ایران مورد بررسی قرار داد. عبادی (۱۳۷۰) سازند رازک را در دو مقطع زنجیران و سروستان در استان فارس مورد مطالعه قرار داد و این سازند را شامل دو رخساره کربناته و تبخیری دانست. وی همچنین این سازند را از جنبه محیط‌رسوبی به سه بخش کلی دریایی، حدواسط و محیط‌های رسوبی خشکی تقسیم نمود. سحابی و همکاران (۱۳۸۲) لیتواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند رازک در منطقه کوار-فیروزآباد را مطالعه کردند و ناپیوستگی مربوط به نبود رسوبات بوردیگالین بین سازندهای آسماری در زیر و رازک در بالا را مشخص نموده و سن میوسن میانی را برای سازند رازک پیشنهاد کردند. حسن شاهی (۱۳۸۲) زمین‌شناسی و محیط‌رسوبی

برش چاه‌انجیر روپلین - شاتین گزارش کردند. معلمی (۱۳۸۸) محیط‌رسوبی و تاثیر عوامل دیاژنزی بر کیفیت سازند آسماری و جهرم در شرق گسل قطر-کازرون (باختر فارس ساحلی) را مورد بررسی قرار داد. دانشیان و همکاران (۱۳۹۱) چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های ائوسن تا میوسن را در برش چاه سعادت‌آباد (جنوب شرق شیراز) مورد بررسی قرار دادند که منجر به شناسایی پنج سکانس رسوبی (سه مرز سکانسی از نوع اول و دو مرز از نوع دوم) شد، که یک سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های ائوسن پسین (سازند جهرم)، یک سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های روپلین (سازند آسماری) و سه سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های روپلین و اکیلتانین (سازند رازک) است. دانشیان و همکاران (۱۳۹۲) توالی نهشته‌های ائوسن-میوسن را در برش چینه‌شناسی فین (شمال بندرعباس) مورد بررسی قرار دادند و سن سازند جهرم را ائوسن میانی، سن سازند آسماری را روپلین و سن سازند رازک را اکیلتانین پیشنهاد کردند.

سازند رازک در اطراف شیراز را مورد بررسی قرار داد و این سازند را محصول یک خشکی‌زایی عمومی در انتهای فاز کوهزایی پیرنه‌ئن دانست. در سال‌های اخیر با مطالعه برش‌هایی از سازند آسماری، چینه‌نگاری زیستی و محیط‌رسوبی آن توسط صیرفیان و همکاران (Seyrafian et al., 1996)، صیرفیان و همدانی (Seyrafian and Hamedani, 1998)، صیرفیان و

موجی خلیفه (Seyrafian and Mojikhalifeh, 2005)، ون بوخم و همکاران (Van Buchem et al., 2010)، دانشیان و همکاران (۱۳۸۶)، دانشیان و حسین‌زاده (۱۳۸۹)، طهماسبی‌سروستانی و همکاران (۱۳۸۸)، طهماسبی‌سروستانی و همکاران (۱۳۸۵)، ملکی‌خیمه سری (۱۳۸۷)، در سایر نقاط ایران مورد مطالعه قرار گرفته است.

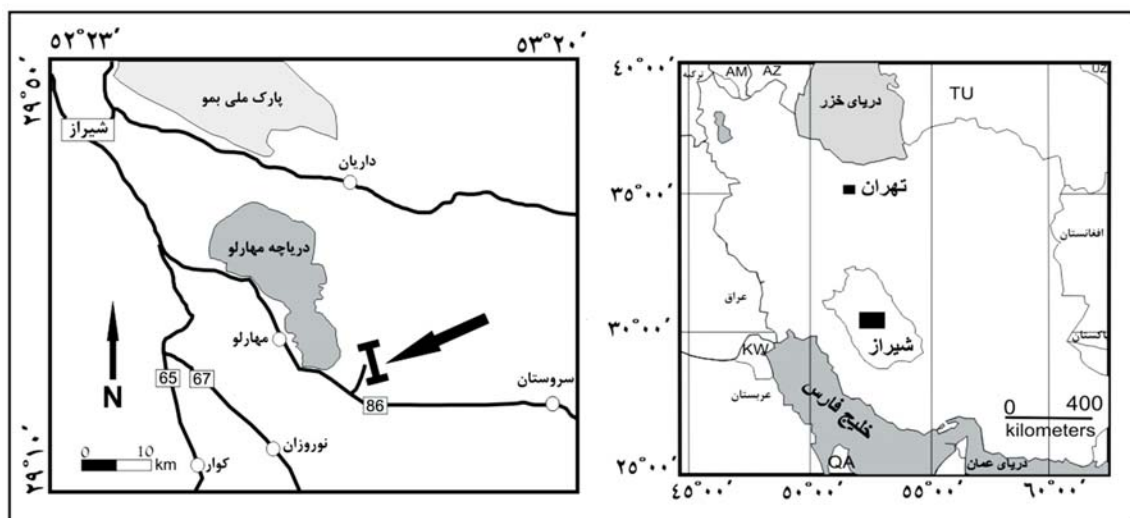


شکل ۲. موقعیت جغرافیایی برش‌های انتخابی: ۱- برش چاه سعادت‌آباد (دانشیان و همکاران، ۱۳۹۱). ۲- برش باختر فارس (معلمی، ۱۳۸۸). ۳- برش چاه انجیر (سعیدی اورتاکنند و همکاران، ۱۳۸۷). ۴- برش تنگ عبدی (مطالعه کنونی). ۵- برش فین (دانشیان و همکاران، ۱۳۹۲). ۶- برش سپیدار (سعیدی اورتاکنند و همکاران، ۱۳۸۷). ۷- برش رنجبران (عبادی، ۱۳۷۰). ۸- برش کوار (هوشمند و سبحانی، ۱۳۸۰). ۹- برش تاقدیس فراقان (حسن شاهی ۱۳۸۲)

موقعیت جغرافیایی

می‌توان از جاده شیراز - سروستان استفاده کرد که پس از طی کردن ۸۶ کیلومتر در این مسیر می‌توان به برش مورد نظر رسید. این برش در طول جغرافیایی "۵۲°۵۸' ۲۵" تا "۵۲° ۵۸' ۳۸" شرقی و عرض جغرافیایی "۲۹° ۲۱' ۱۵" تا "۲۹° ۲۱' ۳۷" قرار دارد (شکل ۳).

منطقه مورد مطالعه در یال جنوبی تاق‌دیس احمدی در جنوب شرق زاگرس و در ناحیه فارس داخلی قرار دارد و از نظر جغرافیایی در جنوب شرق شهر شیراز و در نزدیکی روستای قنبری واقع شده است. برای دسترسی به آن



شکل ۳. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برش مورد نظر با علامت I مشخص شده است)

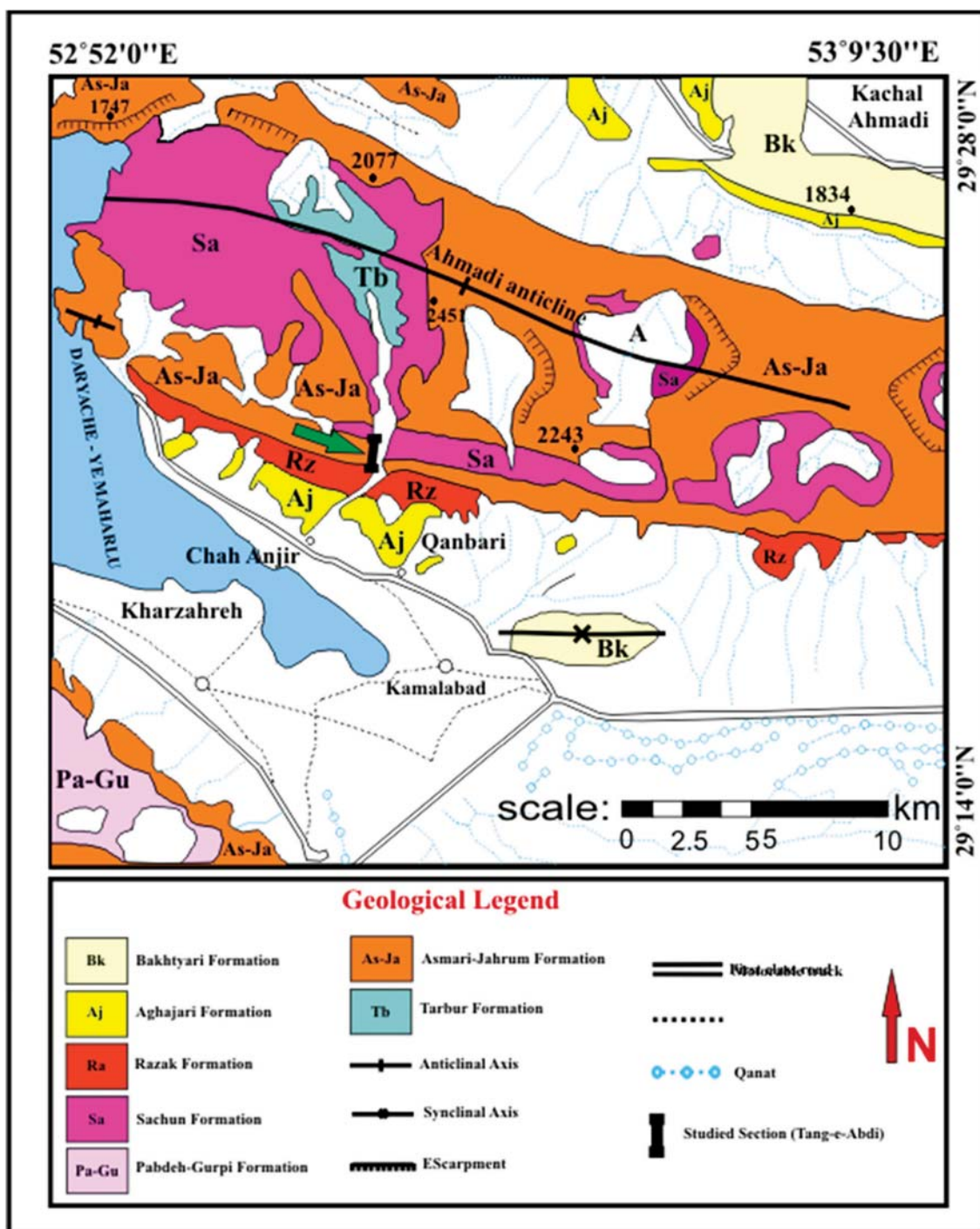
البته برای بررسی و مطالعه دقیق میکروفاسیس و محیط رسوبی نهشته‌های برش مورد نظر پراکندگی و فراوانی آلوک‌های مختلف و روزن‌بران با پوسته‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفت و تمام این اطلاعات در کنار هم قرار گرفت تا مبنای مطالعه چینه‌نگاری سکانشی برش مورد مطالعه قرار گیرد.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق شیراز قرار داشته و مربوط به فارس می‌باشد. تاق‌دیس احمدی با روند شمال غرب-جنوب شرق در این منطقه گسترش یافته که از سازندهای تاربور، ساچون، آسماری، چهارم و رازک تشکیل شده که گسترش مکانی سازندها در منطقه به‌گونه‌ای است که بیشترین گسترش را سازندهای آسماری و چهارم دارا بوده و سپس سازندهای ساچون، رازک، آغاچاری و تاربور به ترتیب دارای گسترش کمتر می‌باشند. برش مورد نظر در یال جنوبی تاق‌دیس احمدی قرار گرفته و شامل توالی از سکانشی‌های چهارم، آسماری و رازک می‌باشد (شکل ۴)

روش و مراحل انجام مطالعه

برای انجام این مطالعه ابتدا منطقه مورد مطالعه در پیمایش‌های صحرایی مورد بررسی قرار گرفت و با توجه به تغییرات لیتولوژیکی و رخساره‌ای، ۸۴ نمونه برداشت شده از نهشته‌های مورد نظر از لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی و تعیین میزان و نوع آلوک‌ها و ارتوک‌ها مورد مطالعه قرار گرفت و از داده‌های به‌دست‌آمده برای شناخت ریزرخساره‌ها و تعیین سطوح سکانشی با تاکید بر شواهد فسیل‌شناسی، به‌خصوص روز نبران استفاده شد. مطالعه رخساره‌ای نمونه‌ها و نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش دانهام (Dunham, 1962)، و استفاده از کمر بند رخساره‌ای ویلسون (Wilson, 1975)، و فلوگل (Flugel, 1982, 2004) انجام گرفت و جهت شناسایی سکانشی‌ها از منابعی چون (Emery and Meyers, 1996)، (Catuneanu, 2002)، (Hunt and Tucker, 1992, 1995)، (Hunt and Tucker, 2006 a,b) استفاده شد و مبنای تفکیک سکانشی‌ها براساس مدل سکانشی (Hunt and Tucker, 1992, 1995) قرار داده شد.



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ شیراز (Fakhari et al., 1994)

توجه به مطالعات انجام شده مرز این سازند با سازند بالایی خود (سازند آسماری) به صورت ناپیوسته و هم‌شیب هست (نبود فسیل‌های شاخصی مانند *Pellatispira* که نشان‌گر نبود افق‌های پایانی ائوسن

که مرز سازند چهارم با سازند آسماری در پیمایش‌های صحرایی از نظر خصوصیات و ویژگی‌های لیتولوژیکی قابل تفکیک و جداسازی نبوده و جداسازی این دو سازند با استفاده از داده‌های فسیل‌شناسی امکان‌پذیر است. با

سازند آسماری که از واحدهای مختلفی همچون کربنات‌های ضخیم، متوسط و نازک لایه، کربنات‌های ندولی و مارن‌های الوان تشکیل شده است دارای گروه‌های شاخصی از روزنبران پلانکتون و کفزی می‌باشد. بخش ابتدایی سازند آسماری از لایه‌های آهکی رسی کرم رنگ تشکیل شده است (شکل ۵).

است به طوری که بیوزون شماره ۵۳ وایند (Wynd, 1965) به سن ائوسن‌پسین در این نهشته‌ها قابل شناسایی نیست). سازند جهرم شامل کربنات‌های ضخیم لایه می‌باشد که بر اساس مطالعات آزمایشگاهی فاقد روزنبران پلانکتون و دارای فرم‌های کفزی نسبتاً شاخصی می‌باشد، درحالی‌که



شکل ۵. بخش‌های ابتدایی سازند آسماری (دید به سمت جنوب)

مقابل ستون سنگ‌شناسی ترسیم گردید. قابل ذکر است که توصیف بیوزون‌های روزنبران کفزی رسوبات برش مورد نظر بر اساس بیوزون‌های پیشنهاد شده توسط وایند (Wynd, 1965) و آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967) انجام شده و با بیوزون‌های شناسایی شده برش مورد مطالعه مقایسه شده است (شکل ۹).

بیوزون: *Orbitolites complanatus* partial range zone

قاعده این بیوزون در بخش ابتدایی مقطع از سازند جهرم با انقراض جنس *Discocyclina* sp. آغاز می‌شود، انتهای این بیوزون با ظهور جنس *Austrotrillina paucialveolata* در ۱۰ متری خاتمه می‌یابد که شروع رسوب‌گذاری سازند آسماری را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که رسوبات این بخش از سازند جهرم قابل مقایسه با بیوزون شماره ۵۳ وایند (Wynd, 1965) با عنوان - *Pellatispira* - *Chapmanina*

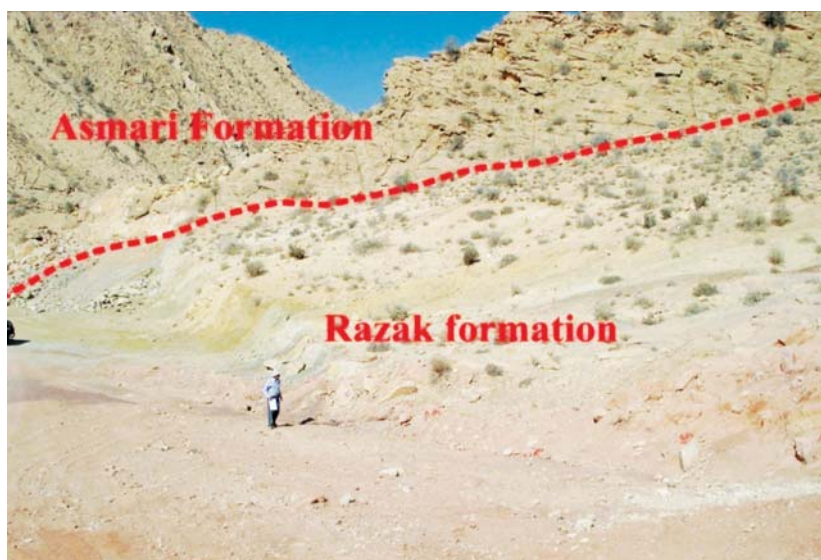
در محدوده مورد مطالعه سازند آسماری با تغییرات لیتولوژیکی و ناپیوستگی فرسایشی زیر رسوبات سازند رازک قرار گرفته است (شکل ۶ و ۷). در این برش سازند رازک ضخامت نسبتاً قابل توجهی داشته و دارای لیتولوژی پست‌تری نسبت به کربنات‌های ستیغ‌ساز سازند آسماری بوده و دارای رنگ کرم تا زرد نخودی می‌باشد، در قاعده آن یک واحد کنگلومرای وجود دارد که سبب تفکیک این سازند از سازند آسماری شده است (شکل ۸).

زیست‌چینه‌نگاری برش تنگ عبدی

در برش مورد نظر تعداد ۸۴ نمونه از لحاظ محتویات فسیلی مورد مطالعه قرار گرفت که منجر به تشخیص و شناسایی ۳۶ جنس و ۴۶ گونه از روزنبران کفزی، و دو جنس و دو گونه روزنبران پلانکتونیک شد و سپس گسترش چینه‌شناسی میکروفسیل‌های شناسایی شده در



شکل ۶. مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک (دید به سمت جنوب)



شکل ۷. مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک (دید به سمت غرب)



شکل ۸. واحد کنگلومرایی قاعده سازند رازک

بیوزون - Nummulites intermedius (۵۷) Nummulites vascus assemblage zone

قاعده این بیوزون با ظهور و همراهی گونه‌های *Nummulites fichteli-intermedius*, *Nummulites vascus-incrassatus*, *Nummulites spp.* در ۹۴ متری شروع شده و تا ضخامت ۱۵۲ متری ادامه می‌یابد، که در واقع در این نقطه رسوب‌گذاری سازند رازک با یک نبود رسوب‌گذاری (نبود رسوبات مربوط به شاتین) و ناپیوستگی با یک لایه کنگلومرای آغاز می‌شود، به عبارت دیگر این زون تجمعی با ظهور و همراهی و انقراض گونه‌های فوق تعریف می‌شود. به علاوه حضور فسیل‌های شاخصی چون *Heterostegina sp.* و *Operculina complanata* در این محدوده از ویژگی این بیوزون می‌باشد. ضمناً مرز این بیوزون بر روی آخرین حضور گونه *Archaia operculiniformis* منطبق است. ضخامت این بخش از نهشته‌های سازند رازک ۵۸ متر است و سن الیگوسن پیشین (روپلین) برای آن پیشنهاد می‌شود.

لازم به توضیح است که نبود برخی فسیل‌های شاخص همچون *Eulepidina elephantina*, *Eulepidina dilatata*, *Nephrolepidina spp.* در بخش‌های پایینی نهشته‌های سازند رازک مانع ارائه بیوزون‌های معرفی شده توسط آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967) برای سازند آسماری و مقایسه آن با برش مورد مطالعه شد، اما با توجه به فونای فسیلی و محدوده زمانی شاید (با احتمال) بتوان بیوزون‌های

Austrotrillina paucialveolata partial range zone
(۵۸) *Archaia operculiniformis* total range zone
(۵۷) *Nummulites intermedius* - *Nummulites vascus* assemblage zone

را که در بخش‌های پایینی سازند آسماری و سازند رازک در برش مورد مطالعه شناسایی شده‌اند، معادل قسمتی از بیوزون شماره (۳) معرفی شده توسط آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967) تحت عنوان *Eulepidina* - *Nephrolepidina* - *Nummulites* Assemblage Zone دانست.

Baculogypsinoides assemblage zone با محدوده سنی ائوسن پسین است. سن این بخش از سازند جهرم به علت وجود تجمع فسیلی و حضور جنس‌هایی چون *Pyrgo spp.*, *Hoplophragmium slingeri*. ائوسن پسین پیشنهاد می‌شود (به عبارت دیگر نبود فسیل‌های شاخصی چون *Pellatispira*, *Baculogypsinoides*. نشان‌گر نبود آخرین افق‌های ائوسن پسین است، به طوری که بیوزون ۵۳ وایند (Wynd, 1965) در این نهشته‌ها شناسایی نشد که بیان‌گر این است که مرز سازند جهرم با آسماری به صورت پیوسته‌نما است) ضخامت این بخش از رسوبات ۱۰ متر می‌باشد.

بیوزون: Austrotrillina zone range partial paucialveolata

قاعده این بیوزون از مرز پایینی سازند آسماری در ۱۰ متری و با عدم حضور گونه *Orbitolites complanatus* آغاز می‌شود و تا ضخامت ۳۶ متر با ظهور گونه *Archaia operculiniformis* ادامه می‌یابد، بنابراین مرز پایینی این بیوزون منطبق بر بیوزون *Orbitolites complanatus* partial range zone است و مرز بالایی آن نیز با بیوزون *Archaia operculiniformis* total range zone انطباق دارد. این بیوزون به صورت محلی تعریف شده و با توجه به حضور گونه شاخص *Austrotrillina paucialveolata* (Hottinger, 2007) و جایگاه چینه‌شناسی، سن الیگوسن پیشین (روپلین) برای آن پیشنهاد می‌شود. ضخامت رسوبات این بخش از سازند آسماری ۲۶ متر می‌باشد.

بیوزون: Archaia operculiniformis total range zone (۵۸)

این بیوزون به طور کلی با حضور و گسترش گونه *Archaia operculiniformis* مشخص می‌شود. قاعده این بیوزون در ۳۶ متری با ظهور *Archaia operculiniformis* شروع شده و تا ضخامت ۹۴ متری با انقراض این گونه ادامه می‌یابد. ضخامت این بخش از نهشته‌ها ۵۸ متر (بخش بالایی سازند آسماری و بخش زیرین سازند رازک) و سن آن الیگوسن پیشین (روپلین) پیشنهاد می‌شود.

بیوزون: *Elphidium sp.1 partial range zone*

گسترش این بیوزون که به صورت محلی تعریف می‌شود از آخرین حضور گونه *Nummulites vascus-incrassatus* در ۱۵۲ متری، (پس از ناپیوستگی و نبود رسوبات شاتین) شروع شده و تا اولین حضور گونه *Ammonia beccari* در ۱۶۴ متری ادامه می‌یابد. ضخامت نهشته‌های این بخش ۱۲ متر است و محدوده سنی آن بر اساس جایگاه چینه‌شناسی میوسن پیشین (اکیتانین) پیشنهاد می‌شود.

بیوزون: *Austrotrillina howchini - Peneroplis evolutus assemblage zone* (۵۹)

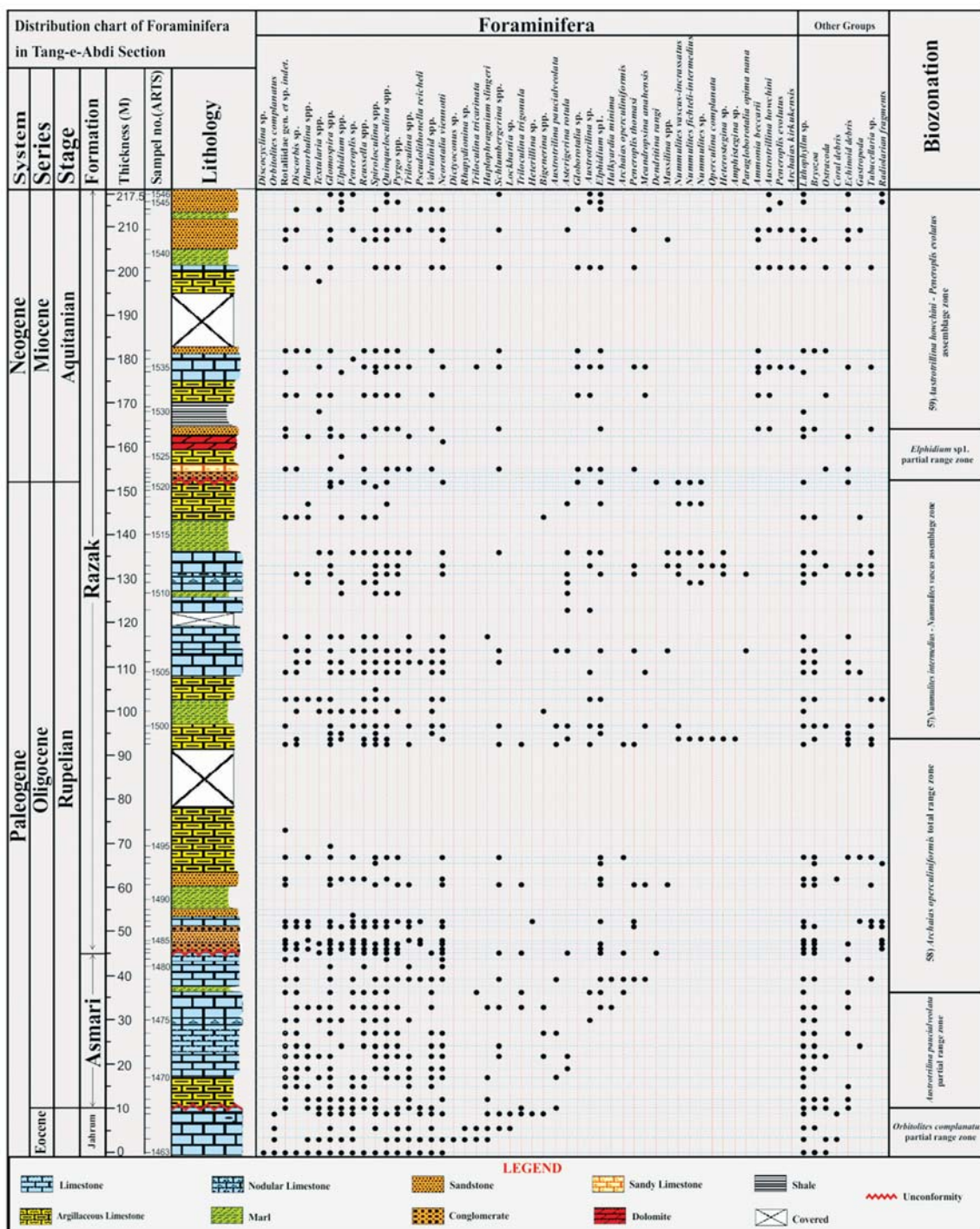
قاعده این بیوزون با ظهور و همراهی گونه‌های *Austrotrillina howchini*, *Peneropli evolutus* در ۱۶۴ متری شروع شده و تا انتهای مقطع (۲۱۷/۵) متری ادامه می‌یابد، به عبارت دیگر این زون تجمعی با ظهور و همراهی و انقراض گونه‌های فوق تعریف می‌شود. به علاوه حضور فسیل‌های شاخصی چون *Ammonia beccari*, *Archaias kirkukensis*، در این محدوده از ویژگی این بیوزون می‌باشد. ضخامت این بخش از نهشته‌های سازند رازک ۵۳/۵ متر است و سن میوسن پیشین (اکیتانین) برای آن پیشنهاد می‌شود.

بحث

به منظور مشخص نمودن سکانس‌ها لازم است نهشته‌ها از لحاظ میکروفاسیسی و پتروفاسیسی مورد بررسی قرار گیرند. سازند آسماری در برش مورد مطالعه در حدود ۳۵ متر ضخامت دارد و با سنگ آهک رسی آغاز می‌شود. این سنگ آهک‌ها کرم رنگ و حاوی ندول هستند و در ادامه با سنگ‌های آهکی نازک، متوسط و ضخیم لایه با میان لایه‌های مارنی و سنگ آهک ندولی ادامه می‌یابد. سازند رازک در قاعده با یک لایه کنگلومرای (شکل ۸) شروع می‌شود و پس از آن ماسه‌سنگ‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه نهشته شده‌اند و با کنگلومرای به ضخامت یک متر ادامه می‌یابد. این ویژگی سازند رازک با چنین لیتولوژی می‌تواند دلیلی بر تغییر محیط رسوبی، کاهش عمق و پسروری‌های محلی باشد. این لیتولوژی با میان لایه‌هایی از

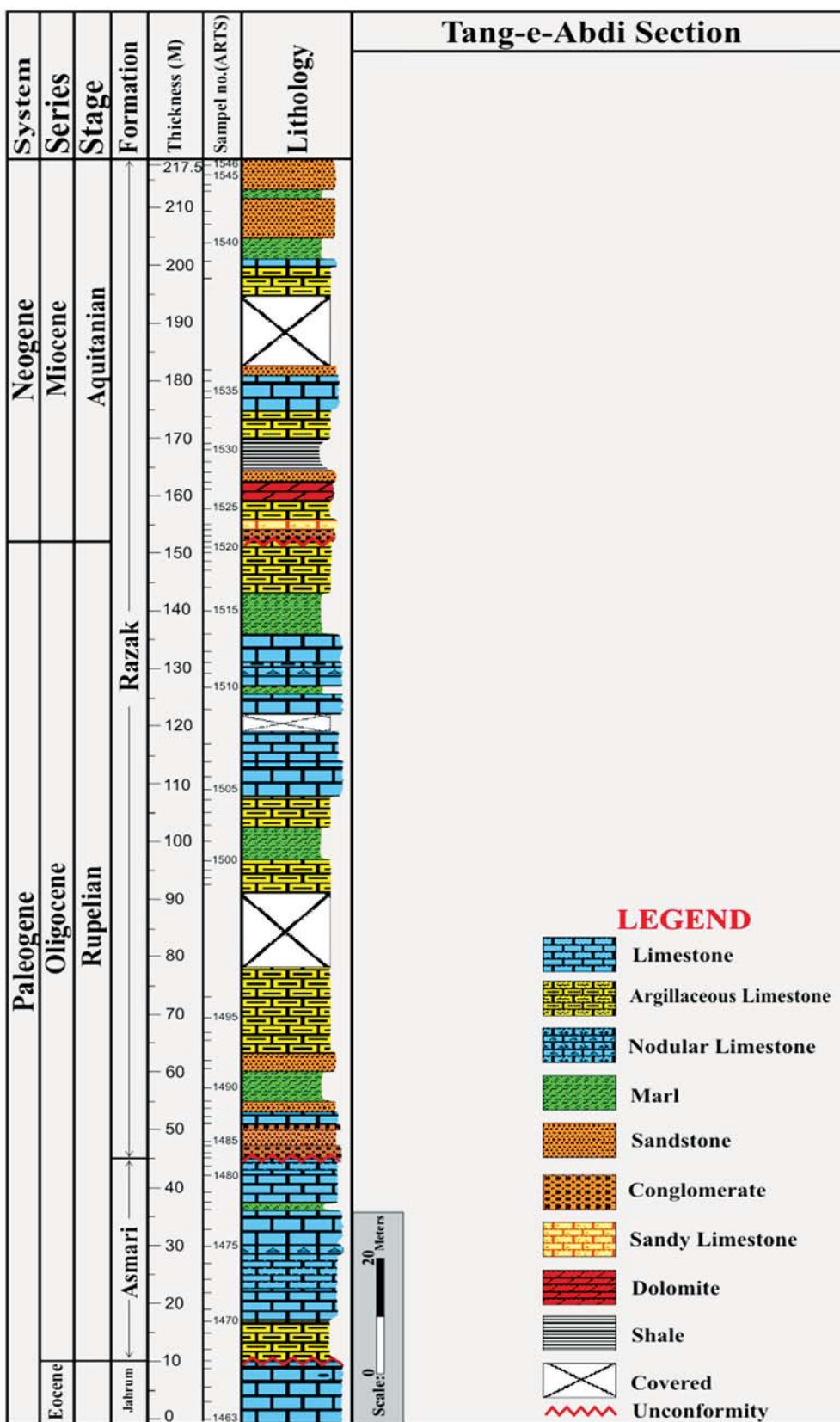
مارن‌های سبزرنگ ادامه یافته و سپس با آهک‌های رسی خاکستری رنگ جایگزین می‌شود. در ادامه ۱۳ متر از توالی پوشیده بوده و توالی رسوب‌گذاری با تناوب سنگ آهک‌های رسی با میان لایه‌های مارنی قرمز و سبز رنگ و سنگ آهک ندولی ادامه می‌یابد. سه متر از توالی مجدداً پوشیده بوده و پس از آن سنگ آهک و آهک‌های رسی با میان لایه‌های مارنی تا ضخامت ۱۵۲ متری مشاهده می‌شود. در این محل یک لایه کنگلومرای نهشته شده که احتمالاً نشان‌دهنده ناپیوستگی رسوبی درون سازند رازک است، رسوب‌گذاری سازند رازک پس از آن با سنگ آهک‌های ماسه‌ای و سنگ آهک رسی و دولومیت ادامه می‌یابد. توالی با لایه‌های ماسه‌سنگی و شیل‌های خاکستری تا ضخامت ۱۷۰ متری ادامه یافته و سپس با سنگ آهک رسی و سنگ‌های ضخیم لایه دنبال می‌شود. در ضخامت ۱۸۱ متری یک لایه ماسه‌سنگی نهشته شده و پس از آن ۱۲/۵ متر از توالی پوشیده بوده و در انتها سنگ‌های آهکی رسی تا ضخامت ۲۰۰ متر ادامه یافته و با تناوبی از لایه‌های ماسه‌سنگی و مارن به پایان می‌رسد (شکل ۱۰).

مطالعات چینه‌نگاری سکانسی که تاکنون در ایران صورت گرفته غالباً بر اساس مطالعات رسوب‌شناسی بوده است (مانند لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۲، و ایمن دوست، ۱۳۸۵، حتی لاسمی و امین‌رسولی (۱۳۸۲) نقش فسیل‌ها را در تعیین سن نهشته‌ها در برخی موارد کم اهمیت شمرده و استفاده از داده‌های حاصل از مطالعات چینه‌نگاری سکانسی را برای این منظور مهم دانسته‌اند. در ایران مطالعات چینه نگاری سکانسی که به نقش فسیل‌ها توجه نموده‌اند اندک می‌باشند، به طور مثال می‌توان به وزیری مقدم و همکاران (Vaziri-Moghaddam et al., 2005)، دانشیان و همکاران (۱۳۸۷)، اشاره نمود که نقش روزنبران در تفکیک بسته‌های رسوبی را در مطالعه خود مورد توجه قرار دادند و یا روتر و همکاران (Reuter et al., 2009) که با بررسی مجموعه فسیل‌ها در نهشته‌های سازند قم در حوضه‌های قم و اصفهان-سیرجان در ایران مرکزی، سکانس‌ها را تفکیک نمودند. در این مطالعه نیز هدف، مطالعه چینه‌نگاری سکانسی با تاکید ویژه بر نقش فسیل‌ها به‌ویژه روزنبران بوده و سعی



شکل ۹. گسترش چینہ‌شناسی میکروفسیل‌های برش تنگ عبدی

شده از آن‌ها در تشخیص رخساره‌ها، سکانس‌ها، بسته‌های رسوبی، مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر گستردگی آب دریا استفاده شود. مطالعه ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی (تجزیه و تحلیل میکروفاسیس‌ها و پتروفاسیس‌های برش تنگ عبدی)



شکل ۱۰. ستون سنگ چینه‌نگاری برش تنگ عبدی (جنوب شرق شیراز)

کنگلومرای درون سازندی با قلوه‌های گلی (C1)

براساس رده‌بندی کنگلومراها توسط پتی جان (Pettijon, 1975)، قلوه‌های این نوع از کنگلومرا از درون حوضه رسوبی تامین شده و دارای فسیل‌های مختلف و ماسه است. قلوه‌های این کنگلومرا نیمه گرد شده با جورشدگی ضعیف هستند و رنگ آن قرمز بوده که نشان‌دهنده محیط اکسیدان است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. رخساره ماکروسکوپی نهشته‌های برش تنگ عبدی، کنگلومرای درون سازندی

قابل مقایسه با کمربند رخساره‌ای شماره ۸ و ۹ ویلسون (Wilson, 1975) است و در بخش کم‌عمق محیط نهشته شده است. در برش مورد نظر این میکروفاسیس‌ها به صورت مادستون (A)، گرینستون حاوی میلیولید (B) و گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید (C)، (جدول ۱) دارای فابریک چشم پرنده‌ای، رگه‌های اکسید آهن و تنوع کم فونا و پتروفاسیس‌ها به صورت لیتیک آرنایت (T_۱) و ماسه سنگ دورگه‌ای (T_۲) می‌باشند (شکل ۱۳، A, B, C).

ماسه‌سنگ آرنایتی Lithicarenite (T_۱)

بر اساس رده‌بندی ماسه‌سنگ‌ها توسط فولک (Folk, 1974)، این نوع از ماسه سنگ دارای بیشتر از

1. tidal flat
2. lagoon
3. sand shoals
4. open marine

بافت رسوبی و فونای فسیلی) برش تنگ عبدی در یال جنوبی تاق‌دیس احمدی، منجر به شناسایی نه گروه ریز رخساره کربناته و سه گروه پتروفاسیس شد. همچنین حاصل این مطالعه، تشخیص چهار محیط اصلی شامل پهنه‌های جزرومدی^۱، لاگون^۲، پشته‌های ماسه‌ای^۳ و دریای‌باز^۴ است. که در ادامه به اختصار به توصیف هرکدام پرداخته می‌شود. بر اساس این مطالعه، مدل رسوبی نهشته‌های مورد مطالعه یک رمپ کربناته می‌باشد.

مجموعه میکروفاسیس‌ها و پتروفاسیس‌های پهنه‌های جزرومدی

این پهنه‌ها نواحی هستند که تحت نفوذ جریان‌های ضعیف و عمل امواج قرار دارند و به‌طور مرتب و یا به‌ندرت به‌وسیله آب پوشیده می‌شوند، طغیان و طوفان‌های دریایی نیز به‌طور پراکنده وجود دارد. رخساره‌های مربوط به این مجموعه در پهنه‌های بالای جزرومدی و یا فرورفتگی‌های موجود در حواشی دریاها، و در مناطق با آب و هوای خشک تشکیل می‌شوند. بر اثر تبخیر زیاد و در نواحی با آب و هوای خشک، رسوبات تبخیری نظیر ژپس و انیدریت تشکیل می‌شوند، حفرات چشم پرنده‌ای و یا روزنه‌ای در رسوبات میکرابیتی محیط‌های بین جزرومدی تا بالای جزرومدی یافت می‌شوند. تنوع جانوران در این ناحیه محدود بوده و آثار پلت و گاهی دولومیتی شدن در آن دیده می‌شود. این میکروفاسیس‌ها

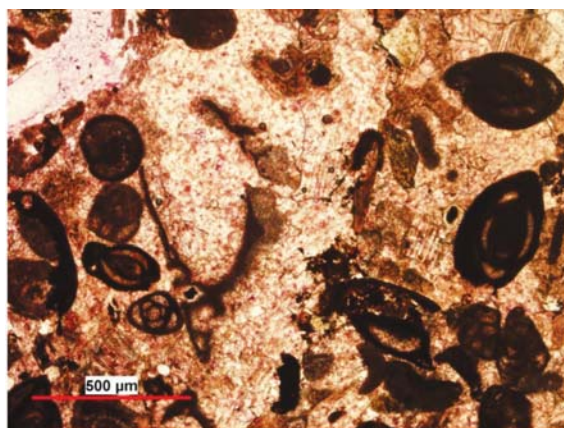
همچون *Ammonia*، *Elphidium* و *Rotalia* در کنار دانه‌های فراوان و با اندازه مختلف کوارتز قرار دارند. از اجزاء فرعی این رخساره می‌توان به قطعات خارپوست، دوکفه‌ای و جلبک قرمز اشاره کرد (شکل ۱۲-ب).

تفسیر: به دلیل فراوانی فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز و همچنین حضور دانه‌های کوارتز، چنین رخساره‌ای، مربوط به بخش‌های پرانرژی و ساحلی می‌باشد (Romero et al., 2002). برای تشکیل این نوع ماسه‌سنگ‌ها، ذرات کوارتز توسط رودخانه‌ها به سمت دریا حمل شده و با ذرات دریایی مانند اجزاء آهکی (اسکلتی یا غیراسکلتی) مخلوط می‌شود. مشخصه این ماسه‌سنگ‌ها، حضور اجزاء دریایی بیش از ۵۰ درصد می‌باشد (Tucker, 1981).

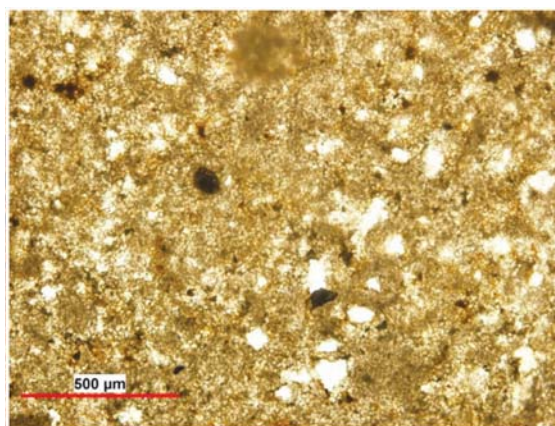
۲۵ درصد خرده سنگ و کمتر از ۷۵ درصد کوارتز است. خرده سنگ‌های تشکیل دهنده این نوع ماسه سنگ را اکثراً فرامینیفرها، جلبک‌ها و دیگر خرده‌های آهکی تشکیل می‌دهند. همچنین قابل ذکر است که این ماسه‌سنگ سست بوده و به همین دلیل در هنگام مقطع‌گیری دانه‌های ماسه از هم جدا شده و بین آنها با چسب پر شده است (زمینه تیره در عکس در واقع چسبی است که دانه‌های ماسه را در کنار هم نگه داشته است) (شکل ۱۲-ا).

ماسه سنگ دورگه‌ای (T_2) Hybrid Sandstone

اجزاء اصلی این رخساره شامل فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز، همچون میلیولیدا (*Spiroloculina*، *Quinqueloculina*، *Triloculina*، *Pyrgo*، *Massilina*) و گاهی *Archaias* است که به همراه فرامینیفرهای هیالین



B



A

شکل ۱۲. رخساره‌های میکروسکوپی نهشته‌های برش تنگ عبدی (A) ماسه‌سنگ لیت آرنایتی، (B) ماسه سنگ دورگه‌ای

بستگی دارد. از جمله عناصری که در لاگون‌ها دیده می‌شوند می‌توان اجزای سدی مانند جلبک، بریوزوا و مرجان را نام برد که برخی از آن‌ها از سدها کنده شده و به این محیط وارد شده‌اند. از دیگر اجزای این محیط خارپوستان و استراکدا می‌باشند، نرم‌تنان و انواع روزنبران به‌خصوص فرم‌های با پوسته پورسلانوز نیز حضور دارند. نبود فابریک‌های مشخص خروج از آب مانند آنچه در پهنه جزرومدی دیده می‌شود، ویژگی‌های محیط لاگون و وجود بیوکلاست‌های محیط لاگونی از مشخصات این محیط است.

مجموعه میکروفاسیس‌های محیط لاگون

لاگون‌ها در پشت ریف‌ها قرار دارند و نواحی زیر جزرومدی هستند که عمق آب در این ناحیه از چندین متر تا ده‌ها متر تغییر می‌کند. درجه شوری در این ناحیه به‌طور معمول از درجه شوری معمول آب دریا بیشتر است که به علت گردش کمتر آب در پشت سد و ارتباط کم با دریای آزاد می‌باشد و به همین دلیل موجودات استنوهالین در این منطقه دیده نمی‌شوند، پس نوع موجوداتی که در این ناحیه زندگی می‌کنند به مقدار زیادی به محدودیت و پایداری سدها

جدول ۱. مجموعه رخساره‌های پهنه‌های جزرومدی

رخساره	توصیف	RMF
مادستون (A)	خمیره اصلی سنگ را میکرایت تشکیل داده که در آن تنها درصد کمی ذرات کوارتز تخریبی در اندازه‌های بسیار کوچک یافت می‌شوند، و این ذرات بیشتر گردننده و زاویه‌دار هستند که تحت تاثیر جریان‌های آبی از بخش‌های نزدیک حوضه حمل شده‌اند و چون میزان حمل شدن آن‌ها زیاد نبوده زاویه‌دار هستند. با توجه به این که این رخساره در توالی رسوبی با رخساره‌های مناطق کم‌عمق مشاهده می‌شود و رخساره‌های مجاور آن دارای تنوع فونایی روزنبران کفزی مشخص مربوط به مناطق کم‌عمق است، بنابراین به نظر می‌رسد که این رخساره در بخش‌های کم‌عمق حوضه نهشته شده است، فقدان تنوع فونایی در این رخساره نیز نشان‌دهنده عدم شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده که خود این عامل یکی دیگر از شواهدی است که نشان می‌دهد این رخساره متعلق به بخش‌های کم‌عمق حوضه می‌باشد. تفسیر: با توجه به محیط نهشته‌شدن این رخساره مشخص می‌شود که مطابق با ریز رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flugel, 2004)، این رخساره شباهت با SMF20 فلوگل (Flugel, 1982, 2004) دارد. وجود شواهد کم‌عمق شدگی و بعضاً خروج از آب (ساخت چشم پرنده‌ای)، فراوانی گل و ارتباط عمودی آن با رخساره‌های محیط لاگون و تنوع کم فونا حاکی از تشکیل این رخساره در بخش ابتدایی پهنه‌های جزرومدی است.	Finely Laminated Dolomitic or Lime Mudstone(22)
گرینستون حاوی میلیولید (B)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران کفزی با دیواره پورسلانوز (غالباً میلیولیدها)، همچون جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> می‌باشند که به همراه جنس‌هایی چون <i>Archaias</i> , <i>Austrotrillina</i> , <i>Meandropsina</i> , <i>Peneroplis</i> به مقدار کم‌تر در یک زمینه با سیمان اسپاری قرار گرفته‌اند. از اجزای فرعی این رخساره می‌توان به درصد کمی از قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا و برخی از روزنبران کفزی (<i>Discorbis</i> , <i>Elphidium</i> , <i>Halkyardia</i>) به همراه قطعات دوکفه‌ای و شکم‌پا اشاره کرد. تفسیر: همان‌طور که اشاره شد عناصر اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره را روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز تشکیل می‌دهند که چنین رخساره‌ای مربوط به بخش‌های پرنانرژی و بخش‌های پایینی پهنه‌های جزرومدی می‌باشد (Romero et al, 2002). چنین رخساره‌ای با SMF16 فلوگل (Flugel, 1982; 2004) شباهت دارد.	Bioclastic Packstone/Grainstone With Diverse Skeletal Grains(26)
گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید (C)	عناصر اصلی این رخساره را روزنبران کفزی تشکیل می‌دهند که از این بین فرم‌های با پوسته پورسلانوز خصوصاً میلیولیدهایی چون <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> بیشتر هستند، همچنین عناصر غیراسکلتی پلوئید نیز به عنوان اجزای اصلی این رخساره محسوب می‌شوند که به همراه روزنبران کفزی در یک زمینه اسپاری قرار گرفته‌اند. روزنبران کفزی مانند <i>Elphidium</i> , <i>Peneroplis</i> به همراه قطعات خارپوست، استراکدا، جلبک و بریوزوا اجزای فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. تفسیر: فراوانی و افزایش میلیولیدها نشان‌گر محیط لاگون است، میلیولیدها موجوداتی هستند که در محیط‌های با شوری بالا (هیپر سالین)، کم‌عمق (کم‌تر از ۷۵ متر) و با آشفته‌گی کم زندگی می‌کنند. این موجودات در آب‌های آشفته، و رسوبات دانه‌ریز فراوان‌تر می‌باشند. گیل (Geel, 2000) سنگ‌های حاوی میلیولید را به لاگون نسبت داده است. با توجه به زمینه اسپاریتی این رخساره و حضور پلوئیدها که نشان‌دهنده انرژی زیاد محیط است می‌توان این رخساره را مربوط به بخش‌های پایانی پهنه‌های جزرومدی و ابتدای لاگون دانست. چنین رخساره‌ای با SMF16 فلوگل (Flugel, 1982; 2004) شباهت دارد.	Bioclastic Packstone/Grainstone With Diverse Skeletal Grains (26)

در برش مورد نظر این میکروفاسیس‌ها به صورت پکستون - گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید (D)، و کستون حاوی میلیولید (E)، پکستون-گرینستون حاوی میلیولید (F) و کستون حاوی میلیولید و نومولیتیده (G) بوده (جدول ۲) که قابل مقایسه با کمر بند رخساره‌ای شماره ۷ و ۸ ویلسون (Wilson, 1975) می‌باشند. این میکروفاسیس‌ها حاوی قطعات خارپوستان، استراکدا، نرم‌تنان مانند شکم‌پا و دوکفه‌ای، جلبک قرمز، بریوزوا و روزنبران کفزی با پوسته‌های مختلف به خصوص پورسلانوز (مانند *Spiroloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloculina*)

مجموعه میکروفاسیس پشته‌های ماسه‌ای

این محیط‌ها ساختمان‌های تقریباً برآمده‌ای هستند که در مقابل امواج مقاوم بوده و بالاتر از کف حوضه قرار دارند و در حد فاصل محیط دریای باز و لاگون قرار دارند. در برش مورد نظر این میکروفاسیس به صورت گرینستون حاوی میلیولید و نومولیتیده (H) بوده (جدول ۲) که قابل مقایسه

با پوسته هیالین همچون *Nummulites*, *Operculina* و *Heterostegina*, *Amphistegina* می‌باشند که به همراه فرم‌هایی چون *Asterigerina*, *Discorbis*, *Rotalia* و *Elphidium* در یک زمینه میکرایتی به صورت تقریباً فشرده و نزدیک به هم قرار گرفته‌اند، روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز چون میلیولیدها، قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا، شکم‌پا و قطعات دوکفه‌ای به مقدار کم و جزئی در این رخساره حضور دارند. حضور نومولیتیدها در یک زمینه با درصد نسبتاً متوسط گل و جورشدگی بد اجزا، نشان‌دهنده منطقه‌ای با انرژی متوسط و رسوب‌گذاری در بالای قاعده تاثیر امواج آرام می‌باشد (Rasser et al., 2003). اپرکولیناها (*Operculina*) جز منفذداران هم‌زیست می‌باشند که از نظر عمق تا پایین‌تر از قاعده زون نوری زندگی می‌کنند، به عبارتی پیدایش این گروه منطبق بر حد پایینی ناحیه نورانی (Romero et al., 2002) در آب‌های آرام است. شکل پهن و کشیده این گروه جهت‌سازی با این شرایط می‌باشد (Geel, 2000). باتوجه به این تجمع نتیجه می‌گیریم که محیط تشکیل این ریزرخساره به بخش خارجی رمپ محدود می‌شود (شکل ۱۳، I).

با کمربند رخساره‌ای شماره ۶ ویلسون (Wilson, 1975) می‌باشد. در تفسیر این ریزرخساره می‌توان بیان کرد که حضور هم‌زمان روزنبران با پوسته هیالین و پورسلانوز حاکی از شرایط محیطی بوده که این امکان را فراهم می‌کند، ولی از آن جایی که بافت سنگ در این رخساره دانه‌پشتیبان است نشان‌دهنده انرژی لازم جهت شستشوی تمام یا بخشی از گل‌کربناته از محیط است. بنابراین رخساره مورد نظر احتمالاً مربوط به بخش بالایی رمپ‌میانی (مربوط به پشته‌های ماسه‌ای) و قسمت بالایی زون یوفوتیک می‌باشد. پس باتوجه به فونای موجود و بافت سنگ می‌توان یک محیط با انرژی متوسط تا زیاد در بخش میانی رمپ را برای این رخساره بیان کرد (Geel, 2000) (شکل ۱۳، H).

مجموعه میکروفاسیسی دریای باز

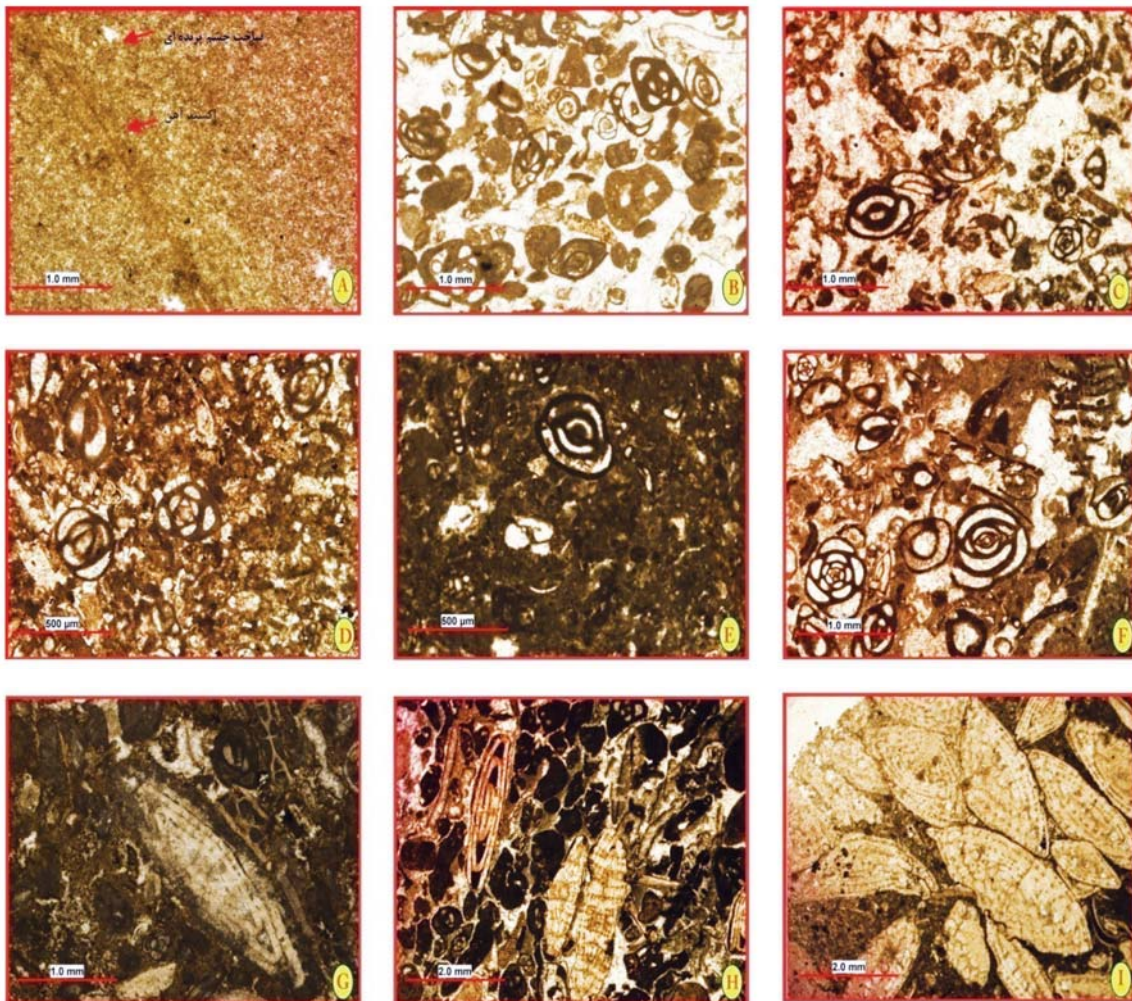
چنین میکروفاسیسی معرف بخش‌های جلوی شیب کربناته بوده و به کمربند رخساره‌ای شماره ۴ ویلسون (Wilson, 1975) مربوط می‌شود. در برش موردنظر مجموعه میکروفاسیسی دریای باز به صورت پکستون حاوی نومولیتید (I) بوده (جدول ۲) که دارای روزنبران کفزی

جدول ۲. مجموعه رخساره‌های محیط لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریای باز

رخساره	توصیف	RMF
کستون - گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید (D)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران با پوسته پورسلانوز (میلیولیدها) مانند جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> ، به همراه عناصر غیراسکلتنی پلوئیدی است که در یک زمینه میکرایتی - اسپاری به صورت تقریباً فشرده و نزدیک به هم قرار گرفته‌اند. جنس‌هایی چون <i>Austrotrillina</i> , <i>Peneroplis</i> از اجزای فرعی این رخساره می‌باشند که به همراه قطعاتی از خارپوست، جلبک، استراکد، بریوزوا، شکم‌پا و قطعات دوکفه‌ای درصد کمی از آلوکماها را تشکیل می‌دهند. تفسیر: فراوانی و افزایش میلیولیدها نشان‌گر محیط لاگون است، گیل (Geel, 2000) سنگ‌های حاوی میلیولید و ویلسون (Wilson, 1975) حضور فراوان پلوئیدها را به لاگون نسبت داده است. این رخساره را باتوجه به دانه‌پشتیبان بودن، زمینه پکستونی-گرینستونی و حضور پلوئیدها می‌توان مربوط به بخش‌های ابتدایی محیط‌های لاگونی دانست. چنین رخساره‌ای با SMF16 فلوگل (Flugel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Bioclastic Wackestone/ Packstone With algae and Benthic Foraminifera (20)
وکستون حاوی میلیولید (E)	عناصر اصلی این رخساره را روزنبران کفزی تشکیل می‌دهند که بیشتر آن‌ها دارای پوسته پورسلانوز (میلیولید) هستند همچون جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i> ، به همراه جنس‌هایی چون <i>Austrotrillina</i> , <i>Peneroplis</i> و گاهی <i>Meandropsina</i> که به صورت پراکنده در یک زمینه میکرایتی قرار دارند. اجزای فرعی این رخساره را قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا، شکم‌پا، استراکد، دوکفه‌ای و روزنبرانی چون <i>Discorbis</i> , <i>Asterigerina</i> , <i>Elphidium</i> و <i>Neorotalia</i> تشکیل می‌دهند. تفسیر: حضور روزنبران کفزی بدون منفذ و عدم حضور فونای هیالین نشان‌دهنده یک لاگون نیمه‌محصور می‌باشد. ولی گل‌پشتیبان بودن این رخساره، عدم حضور یا کم‌بودن جریان‌های با انرژی متوسط که باعث خروج بخش‌هایی از گل‌کربناته از محیط می‌شود را نشان می‌دهد، بنابراین می‌توان بخش کم‌انرژی‌تر لاگون را در تشکیل این رخساره معرفی کرد (Wilson, 1975)، به عبارت دیگر محیط تشکیل چنین رخساره‌ای را می‌توان مربوط به بخش‌های میانی لاگون دانست. چنین رخساره‌ای با SMF19 فلوگل (Flugel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Non-burrowed Lime Mudstone (19)

ادامه جدول ۲.

رخساره	توصیف	RMF
پکستون - گزینستون حاوی میلیولید (F)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران کفزی با دیواره پورسلانوز (غالباً میلیولیدها)، همچون جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> می‌باشند که به همراه جنس‌هایی چون <i>Archaia</i> , <i>Austrorillina</i> , <i>Peneroplis</i> به مقدار کم‌تر در یک زمینه میکرایتی - اسپاری و به صورت تقریباً فشرده و نزدیک به هم قرار گرفته‌اند. از اجزای فرعی این رخساره می‌توان به درصد کمی از قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا و برخی از روزنبران کفزی (<i>Discorbis</i> , <i>Elphidium</i> , <i>Halkyardia</i> , <i>Valvulina</i> , <i>Planorbulina</i>) اشاره کرد. تفسیر: تنوع روزنبران کفزی بدون منفذ و عدم حضور فونای هیالین نشان‌دهنده لاگون نیمه‌محصور می‌باشد. دانه‌پشتیبان بودن رخساره مذکور و حضور قطعات نسبتاً سالم روزنبران، وجود جریان‌های با انرژی متوسط که توانسته بخشی از گل‌کربناته را از محیط خارج کند را نشان می‌دهد. باتوجه به حضور کم گل در زمینه سنگ می‌توان بخش پراثرتری تر لاگون را در تشکیل این رخساره معرفی نمود (Wilson, 1975). چنین رخساره‌ای با SMF11 فلوگل (Flugel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Bioclastic Wackestone/Packstone With algae and Benthic Foraminifera (20)
وکستون حاوی میلیولید و نومولیتیده (G)	عناصر اصلی این رخساره را روزنبران کفزی همچون میلیولیدها (<i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i>)، <i>Quinqueloculina</i> و <i>Nummulites</i> تشکیل می‌دهند به همراه جنس‌هایی چون <i>Peneroplis</i> , <i>Asterigerina</i> که در یک زمینه میکرایتی پراکنده‌اند. از اجزای فرعی این رخساره می‌توان قطعات جلبک، بریوزوا، خارپوست، شکم‌پا و روزنبرانی چون <i>Ammonia becarrii</i> و <i>Heterostegina</i> , <i>Discorbis</i> , <i>Neorotalia</i> را نام برد. تفسیر: فراوانی فونای پورسلانوز و هیالین در کنار یکدیگر حاکی از شرایط محیطی بوده که امکان زیست روزنبران با پوسته هیالین و پورسلانوز در آن میسر می‌باشد. این رخساره در محیط لاگون نیمه‌محصور (به علت حضور هم‌زمان روزنبران با دیواره هیالین و پورسلانوز) تشکیل شده است. در بعضی مقاطع روزنبران با پوسته هیالین دیده نمی‌شوند، رخساره مشابهی (تنها با حضور روزنبران با دیواره پورسلانوز) توسط اخروی و امینی (Okhravi and Amini, 1998) از محیط لاگون رسوبات میوسن سازند قم گزارش شده است. بنابراین با توجه به موارد ذکر شده و حضور هم‌زمان فرم‌های پورسلانوز و هیالین با هم، چنین رخساره‌ای را می‌توان مربوط به بخش‌های انتهایی محیط لاگون و ابتدای پشته‌های ماسه‌ای دانست. چنین رخساره‌ای با SMF8 فلوگل (Flugel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Bioclastic Wackestone/Packstone With algae and Benthic Foraminifera (20)
گزینستون حاوی میلیولید و نومولیتیده (H)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران با پوسته هیالین (<i>Nummulites</i> , <i>Heterostegina</i> , <i>Operculina</i> , <i>Asterigerina</i>) به همراه روزنبران با پوسته پورسلانوز همانند جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> می‌باشند که در یک زمینه اسپاری قرار دارند. قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا، شکم‌پا به همراه روزنبرانی چون <i>Discorbis</i> , <i>Neorotalia</i> , <i>Valvulina</i> , <i>Schlumbergerina</i> و گاهی قطعات دوکفه‌ای عناصر فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. تفسیر: همان‌طور که در تفسیر ریزرخساره قبلی ذکر شد حضور هم‌زمان روزنبران با پوسته هیالین و پورسلانوز حاکی از شرایط محیطی بوده که امکان زیست روزنبران با پوسته هیالین و پورسلانوز در آن میسر است، ولی از آن جایی که بافت سنگ در این رخساره دانه‌پشتیبان است نشان‌دهنده انرژی لازم جهت شستشوی تمام یا بخشی از گل‌کربناته از محیط است. بنابراین رخساره مورد نظر احتمالاً مربوط به بخش بالایی رمپ میانی (مربوط به پشته‌های ماسه‌ای) و قسمت بالایی زون یوفوتیک می‌باشد. پس با توجه به فونای موجود و بافت سنگ می‌توان یک محیط با انرژی متوسط تا زیاد در بخش میانی رمپ را برای این رخساره بیان کرد (Geel, 2000). چنین رخساره‌ای با SMF11 فلوگل (Flugel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Bioclastic Grainstone/Packstone With a Few Dominant Skeletal Grains (27)
پکستون حاوی نومولیتیده (I)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران کفزی با پوسته هیالین همچون <i>Nummulites</i> , <i>Operculina</i> , <i>Heterostegina</i> , <i>Amphistegina</i> می‌باشند که به همراه فرم‌هایی چون <i>Elphidium</i> و <i>Asterigerina</i> , <i>Discorbis</i> , <i>Neorotalia</i> در یک زمینه میکرایتی به صورت تقریباً فشرده و نزدیک به هم قرار گرفته‌اند. روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز چون میلیولیدها، قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا، شکم‌پا و قطعات دوکفه‌ای و تعداد معدودی از روزنبران پلانکتون چون <i>Ammonia becarrii</i> عناصر فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. تفسیر: حضور نومولیتیده‌ها در یک زمینه با درصد نسبتاً متوسط گل و جورشدگی بد اجزا نشان‌دهنده منطقه‌ای با انرژی متوسط و رسوب‌گذاری در بالای قاعده تاثیر امواج آرام می‌باشد (Rasser et al., 2005). اپرکولیناها (<i>Operculina</i>) جز منفذداران هم‌زیست می‌باشند که از نظر عمق تا پایین‌تر از قاعده زون نوری زندگی می‌کنند، به عبارتی پیدایش این گروه منطبق بر حد پایینی ناحیه نورانی (Romero et al., 2002) در آب‌های آرام است. شکل پهن و کشیده این گروه جهت سازگاری با این شرایط می‌باشد (Geel, 2000). باتوجه به این تجمع نتیجه می‌گیریم که محیط تشکیل این ریزرخساره به بخش خارجی رمپ محدود می‌شود. چنین رخساره‌ای با SMF4 فلوگل (Flugel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Wackestone/Packstone With Larger Foraminifera (13)

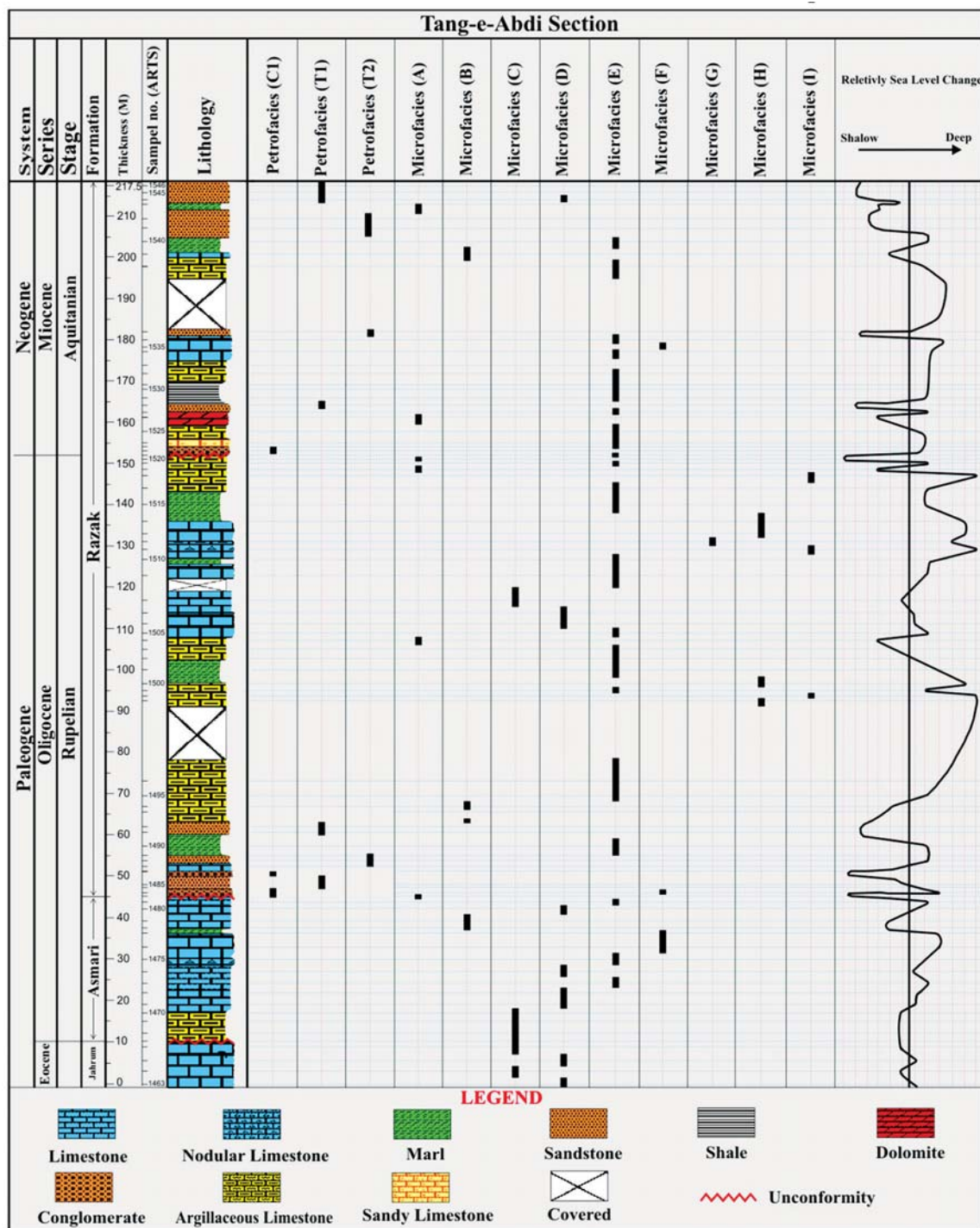


شکل ۱۳. رخساره‌های میکروسکوپی نهشته‌های برش تنگ عبدی. (A) رخساره مادستون، (B) رخساره گرینستون حاوی میلیولید، (C) رخساره گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید، (D) رخساره پکستون - گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید، (E) رخساره وکستون حاوی میلیولید، (F) رخساره پکستون - گرینستون حاوی میلیولید، (G) رخساره وکستون حاوی میلیولید و نومولیتیده، (H) رخساره گرینستون حاوی میلیولید و نومولیتیده، (I) رخساره پکستون حاوی نومولیتیده

تعبیر و تفسیر محیط‌رسوبی نهشته‌های برش تنگ‌عبدی

استراکد، خرده‌های جلبک، بریوزوا، خرده‌های دوکفه‌ای و روزنبران کفزی هستند، سایر کلاست‌ها شامل پلوئیدها و به‌مقدار کم‌تری فسفات می‌باشد. در این برش رخساره پکستون حاوی نومولیت بیشترین عمق و رخساره مادستون کم‌ترین عمق را نشان می‌دهد. نمودار تغییرات سطح آب دریا نشان می‌دهد که در طول ستون چینه‌شناسی کاهش عمق (پسروی دریا) و افزایش عمق (پیشروی دریا) به دفعات تکرار می‌شود (شکل ۱۴).

باتوجه به ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌های شناسایی شده محیط‌رسوبی این نهشته‌ها یک رمپ می‌باشد که شامل پهنه‌های جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریای‌باز است. بیشترین رخساره‌های تشکیل‌دهنده در ستون چینه‌شناسی شامل رخساره‌های وکستون حاوی میلیولید، پکستون - گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید، گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید و گرینستون حاوی میلیولید است. بیوکلاست‌های اصلی شامل خارپوست، قطعات شکم‌پا،



شکل ۱۴. تغییرات سطح آب دریا و جایگاه رخساره‌ها در ستون چینه‌شناسی (برش تنگ عبدی)

گردید درصد تاکسا روزنبران که نسبت به شرایط محیطی حساسیت دارند و به بیانی شاخص‌های محیطی مناسبی هستند، محاسبه و در ستون آنالیزهای چینه‌نگاری سکansı

1. Environmentally sensitive

الگوی فراوانی آلوکمه‌ها و چینه‌نگاری سکansı

با نگرش ویژه به محتوای روزنبران موجود به‌عنوان یک ابزار کارآمد در بهبود روش‌های چینه‌نگاری سکansı سعی

که خصوصیات نظیر حساسیت محیطی، توزیع عمقی، استراتژی تناسلی، مورفولوژی و وابستگی این گروه به جلبک‌های همزیست امکان استفاده‌های محیطی از این گروه روزنبران را به‌خوبی می‌دهد (Beavington-Penney and Racey, 2004). با توجه به تعلق روزنبران رو خانواده آستریجیناسه (*Asterigerinacea*) و رو خانواده نومولیتاسه (*Nummulitacea*) به گروه LBFها با پوسته هیالین، از این نام برای مجموعه فونای فوق استفاده شد.

چینه‌نگاری سکانسی برش مورد مطالعه

در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های برش تنگ‌عبدی، تعداد چهار سکانس رسوبی تشخیص داده شد، که یک سکانس مربوط به سازند آسماری و سه سکانس مربوط به نهشته‌های سازند رازک است. در تمامی سکانس‌های رسوبی سیستم تراکت تراز پایین سطح آب (LST) از سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) قابل تفکیک نبوده و با توجه به کم‌عمق بودن حوضه و وجود شواهد خروج از آب یا کم‌عمق شدگی (وجود تخریبی‌ها، اکسید آهن و اثرات چشم‌پرنده‌ای) و ناپیوستگی‌های رسوبی دو مرز سکانسی موجود در این برش از نوع اول (SB1) و دو مرز سکانسی از نوع دوم (SB2) تشخیص داده شد (شکل ۱۵).

سکانس ۱

این سکانس دارای دو سیستم تراکت (TST, HST) با ضخامت ۳۵ متر است. لیتولوژی عمده این سکانس شامل سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی، سنگ‌آهک‌های متوسط و ضخیم‌لایه و به مقدار کم‌تری سنگ‌آهک ندولی و مارن می‌باشد. در ابتدا با شروع پیشروی، سنگ‌آهک به سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی تبدیل می‌شود، در ادامه به تدریج پیشروی آب ادامه می‌یابد که در ابتدای این پیشروی عمدتاً روزنبران کفزی شکسته شده مشاهده می‌شود که معرف سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) است. این سیستم تراکت ۲۶ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (C, D, E, F) می‌باشد. به تدریج با افزایش عمق سنگ‌آهک‌ها و سنگ‌آهک‌های ندولی نهشته می‌شوند که نشانه عمیق‌شدن حوضه و بیشترین بالآمدگی سطح

وارد شود. با توجه به دامنه رخساره‌ای رسم شده برای تاکسا گوناگون روزنبران نئوژن در شلف‌های کربناته تتیس در مطالعه بوداگر-فادل (Boudagher-Fadel, 2008) و گستره محیطی روزنبران در مطالعاتی مانند نایش و کمپ (Naish and Kamp, 1997) و موری (Murray, 2006) می‌توان به این نتیجه رسید که عنوان نمودن کلی درصد روزنبران کفزی کمک چندانی به درک صحیح تغییرات محیط رسوبی نمی‌کند چرا که برخی روزنبران با پوسته هیالین بیشتر در محیط لاگون (پشت ریف) و برخی در محیط جلوی ریف (روبه دریای‌باز) زندگی می‌کنند و دامنه زندگی برخی نیز گسترده است، برای مثال محاسبه مجموع درصد تاکسونی مانند *Rotalia* خاصه با پوسته‌های کوچک و یا *Ammonia* که بیشتر در محیط کم‌عمق پشت ریف زندگی می‌کنند به همراه تاکسایمی مانند *Asterigerina* و *Amphistegina* که بیشتر شاخص جلوی ریف هستند تحت یک عنوان کلی روزنبران کفزی با پوسته هیالین، و انتظار برداشت تفسیر رخساره‌ای از روند تغییرات آن چندان منطقی نمی‌باشد. با توجه به این مطلب از میان روزنبران کفزی تصمیم بر قراردادن درصد تاکساهای زیردرستون آنالیزهای چینه‌نگاری سکانسی شد.

- روزنبران زیرراسته میلیولینا (*Miliolina*) که دارای پوسته پورسلانوز هستند.
- از میان روزنبران کفزی با پوسته هیالین درصد روزنبران متعلق به رو خانواده *Asterigerinacea* که شامل دو تاکسای *Asterigerina*, *Amphistegina* می‌باشد، و رو خانواده نومولیتاسه (*Nummulitacea*) که عمدتاً شامل تاکساهای *Nummulites*, *Operculina* می‌باشد، تحت عنوان Hyaline LBF (Hyaline Larger Ben-thonic Foraminifera) معرفی می‌شوند.

در اینجا ذکر این نکته لازم به نظر می‌رسد که واژه روزنبران کفزی بزرگ با علامت اختصاری (LBF)، یک واژه غیررسمی در طبقه‌بندی روزنبران و شامل تاکساهایی از دو زیرراسته *Asterigerinacea* و *Nummulitacea* می‌باشد محققین، تحقیق روی این گروه غیررسمی از روزنبران را از حدود ۳۰ سال پیش آغاز نمودند و به این نتیجه رسیدند

روزنبران با دیواره پورسلانوز و جلبک قرمز ادامه می‌یابد که نشان‌دهنده شروع پیشروی است. در ادامه، نهشته‌های تشکیل‌شده در مراحل اولیه این پیشروی دارای اثرات خردشدگی، پرشدگی با اسپارایت، روزنبران کفزی خردشده و دانه‌های غیراسکلتی چون پلوئید می‌باشند که شواهد موجود معرف سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) است. این سیستم‌تراکت ۴۹ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (B, C, D, E, F, I) می‌باشد. به تدریج با افزایش عمق، سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی نهشته می‌شوند که دارای روزنبران کفزی با پوسته هیالین مثل گروه Nummulitids می‌باشند و تجمع فرم‌های با پوسته پورسلانوز در این نهشته‌ها رو به کاهش بوده که نشان‌دهنده عمیق شدن حوضه و بیشترین سطح بالآمدگی آب‌دریا (mfs2) است به‌گونه‌ای که تجمع و فراوانی فرم‌های با پوسته هیالین و همچنین حضور روزنبران پلانکتون در این نهشته‌ها بیانگر این موضوع است. با پایین آمدن سطح آب در ابتدای سیستم‌تراکت تراز بالای آب‌دریا، مقدار فسیل‌ها در مقاطع تا حدودی کم‌شده و با کم‌شدن عمق آب‌دریا به تدریج به میزان روزنبران کفزی افزوده می‌شود که در این میان تجمع فرم‌های با پوسته پورسلانوز بیشتر و فراوانی فرم‌های با پوسته هیالین رو به کاهش است. حضور روزنبران کفزی بزرگ با پوسته هیالین حکایت از وجود اکسیژن و چرخش آب دارد که چنین شواهدی در واقع معرف سیستم‌تراکت تراز بالای سطح آب دریا (HST) است. در بخش‌های انتهایی این سیستم‌تراکت و نزدیک مرز سکانشی دوم (SB2 (2) شواهد دولومیتی‌شدن در سنگ‌آهک‌ها مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده کاهش عمق حوضه می‌باشد. باتوجه به این‌که رسوب‌گذاری درگذر این مرز سکانشی پیوسته بوده و شواهدی از مرز سکانشی نوع اول (توقف در رسوب‌گذاری، ناپیوستگی) در این مرز مشاهده نمی‌شود، بنابراین این مرز سکانشی از نوع دوم می‌باشد. لازم به ذکر است که این مرز سکانشی با کمبود و کاهش شدید تجمع فسیلی شناسایی می‌شود. این سیستم‌تراکت ۱۳ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (A, E, H) می‌باشد. مرز سکانشی دوم (SB2 (2) در نمونه شماره (۱۵۰۴) قرار دارد. از مهم‌ترین میکروفسیل‌های همراه

آب‌دریا (mfs1) است به‌گونه‌ای که این نهشته‌ها حاوی روزنبران کفزی با دیواره هیالین و همچنین روزنبران پلانکتون می‌باشند که فراوانی این روزنبران نشان‌دهنده افزایش عمق و بالآمدگی سطح آب دریا می‌باشد. پایین آمدن سطح آب دریا در ادامه و وجود روزنبران کفزی با پوسته هیالین نشان‌دهنده وجود اکسیژن و چرخش آب و تولید کربنات کلسیم است. شواهد ذکر شده بیان‌گر تشکیل رسوبات در سیستم تراکت تراز بالای سطح آب‌دریا (HST) است. در بخش انتهایی این سیستم تراکت و نزدیک به مرز سکانشی اول (SB1 (1) اثرات اکسیدآهن مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده کاهش عمق می‌باشد. این مرز سکانشی منطبق بر ناپیوستگی موجود بین سازند آسماری و رازک می‌باشد و به همین دلیل از نوع اول است و با کاهش تجمع روزنبران همراه است. این سیستم‌تراکت نه متر ضخامت داشته و شامل رخساره‌های (A, B, D, E) می‌باشد. مرز سکانشی اول در نمونه شماره (۱۴۸۲) قرار دارد. از مهم‌ترین میکروفسیل‌های موجود در این سکانش رسوبی می‌توان به روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز و هیالین اشاره کرد. از دیگر دانه‌های اسکلتی می‌توان به درصد کمی خارپوست، خرده‌های جلبک، استراکد، خرده‌های شکمپا و از دانه‌های غیراسکلتی به پلوئید اشاره کرد. این سکانش متعلق به نهشته‌های سازند آسماری بوده و سن آن الیگوسن پیشین (روپلین) می‌باشد. لازم به ذکر است که مرز بالایی این سکانش منطبق بر ناپیوستگی بین سازند آسماری و رازک می‌باشد که با حضور کنگلومرای قاعده سازند رازک مشخص می‌شود.

سکانش ۲

این سکانش دارای دو سیستم‌تراکت (TST, HST) با ضخامت ۶۲ متر است. لیتولوژی عمده این سکانش شامل سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی، سنگ‌آهک‌های متوسط لایه، مارن و ماسه‌سنگ می‌باشد، در ابتدا رسوب‌گذاری این سکانش رسوبی با نهشته‌های کنگلومرای آغاز شده (در واقع نشان‌گر ناپیوستگی موجود بین سازند آسماری و رازک می‌باشد) و با نهشته‌های مارنی و سنگ‌آهک آرژیلیتی حاوی

فراوانی روزنبران کفزی با پوسته هیالین و حضور روزنبران پلانکتون در این نهشته‌ها بیانگر این موضوع است. پس از این بالآمدگی و با افت سطح آب دریا به تدریج روزنبران شکسته شده و قطعات خاریوست افزایش می‌یابند که معرف سیستم‌تراکت ترازبالای سطح آبدریا (HST) است. حضور قطعات خاریوست و روزنبران کفزی شکسته شده به همراه رخساره وکستون و لایم‌مادستون نشان‌دهنده کاهش عمق و مرز سکانسی سوم (SB1(3) است (این مرز از نوع اول می‌باشد) که این موضوع با وجود اثرات اکسید آهن در این محدوده تایید می‌شود. این سیستم‌تراکت ۲۳ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (A, E, G, H, I) می‌باشد. مرز سکانسی سوم (SB1(3) در نمونه شماره (۱۵۲۱) قرار داشته و منطبق بر ناپیوستگی موجود در مرز بین الیگوسن پیشین (روپلین)- میوسن پیشین (اکیتانین) می‌باشد که این موضوع با حضور کنگلومرای موجود در قاعده رسوبات میوسن پیشین (اکیتانین) مشخص می‌شود، بنابراین این مرز از نوع اول است. از مهم‌ترین میکروفسیل‌های همراه این سکانس رسوبی می‌توان به روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز در بخش‌های پایینی و روزنبران کفزی با پوسته هیالین (روتالیده و نومولیتیده) در بخش‌های پایانی اشاره کرد، از دیگر دانه‌های اسکلتی می‌توان به خاریوست، بریوزوا، مرجان، خرده‌های جلبک، استراکد، خرده‌های شکم‌پا و از دانه‌های غیراسکلتی به پلوئید اشاره کرد. این سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های سازند رازک بوده و سن آن الیگوسن پیشین (روپلین) می‌باشد.

سکانس ۴

این سکانس دارای سه سیستم‌تراکت (LST, TST, HST) با ضخامت ۶۲ متر است. لیتولوژی عمده این سکانس شامل سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی، سنگ‌آهک، مارن، ماسه‌سنگ و مقدار کم‌تری دولومیت، شیل، سنگ‌آهک ماسه‌ای و کنگلومرا می‌باشد و بعد از ناپیوستگی موجود بین روپلین - اکیتانین، با نهشت لایه کنگلومرای بر روی سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی موجود در مرز سکانسی سوم (SB1(3) است (این مرز از نوع اول می‌باشد) آغاز می‌شود (در واقع

این سکانس رسوبی می‌توان به روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز در بخش‌های پایینی و روزنبران کفزی با پوسته هیالین در بخش‌های پایانی اشاره کرد. از دیگر دانه‌های اسکلتی می‌توان به درصد کمی خاریوست، بریوزوا، مرجان، خرده‌های جلبک، استراکد، خرده‌های شکم‌پا و از دانه‌های غیراسکلتی به پلوئید اشاره کرد. این سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های سازند رازک بوده و سن آن الیگوسن پیشین (روپلین) می‌باشد.

سکانس ۳

این سکانس دارای دو سیستم‌تراکت (TST, HST) با ضخامت ۴۵ متر است. لیتولوژی عمده این سکانس شامل سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی، سنگ‌آهک‌های متوسط و ضخیم‌لایه، مارن و مقدار کمی سنگ‌آهک‌های ندولی می‌باشد، در ابتدا سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه در حال رسوب‌گذاری هستند که دارای فونای قابل توجه (عمدتاً با پوسته پورسلانوز) هستند، در ادامه به تدریج پیشروی آب رخ می‌دهد به طوری که با افزایش عمق آب سنگ‌آهک‌ها، تبدیل به سنگ‌آهک‌های ندولی می‌شوند و مقدار فرم‌های با پوسته پورسلانوز به تدریج کاهش یافته و فرم‌های با پوسته هیالین رو به افزایش هستند، به گونه‌ای که نهشته‌های تشکیل شده در مراحل اولیه این پیشروی دارای اثرات خردشدگی، پرشدگی با اسپارایت، روزنبران کفزی خردشده و دانه‌های غیراسکلتی چون پلوئید می‌باشند. فراوانی روزنبران کفزی خردشده به همراه قطعات خاریوست و زمینه پکستونی-گرینستونی سنگ، همگی محیط پرانرژی در حال پیشروی را نشان می‌دهند. شواهد موجود معرف سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) می‌باشد. این سیستم‌تراکت ۲۲ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (C, D, E, I) می‌باشد. با افزایش تدریجی عمق آب سنگ‌آهک‌های ندولی نهشته می‌شوند که حاوی فونای کفزی با پوسته هیالین همانند گروه Nummulitidae می‌باشند، به طوری که رخساره (I) که نشان‌دهنده عمیق‌شدن حوضه و بیشترین سطح بالآمدگی آبدریا (mfs3) است در این سنگ‌آهک‌های ندولی مشاهده می‌شود و تجمع و

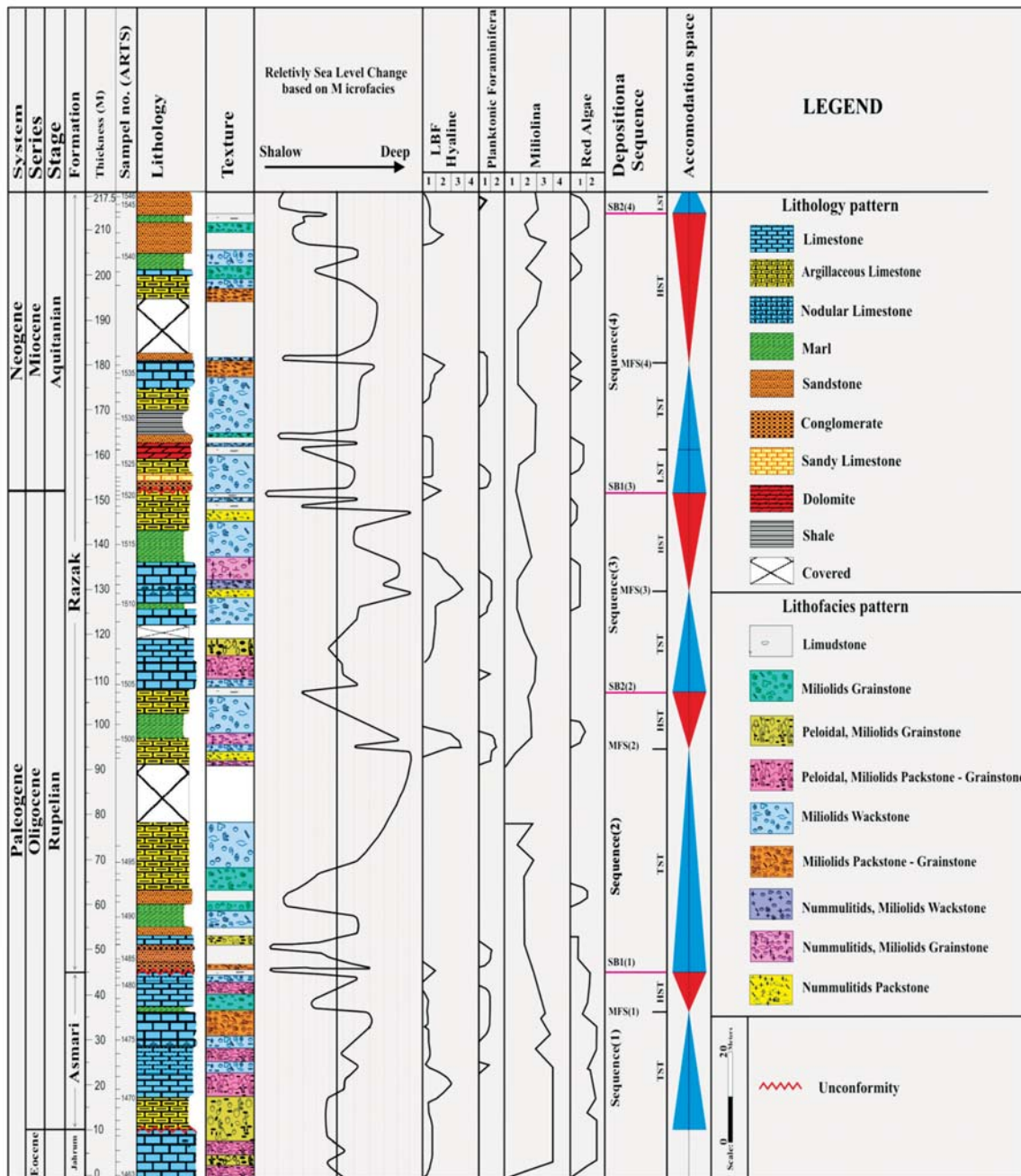
نهشته‌های این سکانس رسوبی پس از ناپیوستگی و هیاتوس مربوط به نهشته‌های شاتین در داخل سازند رازک شروع به رسوب‌گذاری می‌کند). در ابتدای این سکانس و پس از کنگلومرا، سنگ‌آهک ماسه‌ای و سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی نهشته می‌شوند که در ادامه تبدیل به نهشته‌های دولومیتی و ماسه‌سنگی می‌شوند که حاوی روزنبران با پوسته پورسلانوز، جلبک قرمز و مقدار کمی روزنبران با پوسته هیالین هستند. چنین حالتی معرف سیستم‌تراکت ترازپایین سطح آبدریا (LST) است. این سیستم‌تراکت ۱۰ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (A, E) است. در ادامه رسوب‌گذاری با نهشته‌های شیلی ادامه می‌یابد که به سمت بالا به سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی و سنگ‌آهک تبدیل می‌شود، که حاکی از ادامه پیشروی می‌باشد به گونه‌ای که نهشته‌های تشکیل‌شده در مراحل اولیه این پیشروی دارای اثرات خردشدگی، پرشدگی با اسپرایت و روزنبران کفزی خردشده می‌باشند. وجود قطعات روزنبران کفزی خردشده به همراه قطعات خارپوست در یک سنگ پکستون - گرینستون حاکی از افزایش انرژی محیط و معرف سیستم‌تراکت پیشرونده آبدریا (TST) است. این سیستم‌تراکت ۱۸ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (B, E, F) می‌باشد. مرز بین سکانس سوم و چهارم به دلیل وجود ناپیوستگی و وجود شواهدی مبنی بر کم‌عمق شدگی یا خروج از آب (وجود اثرات اکسیدآهن) از نوع SB1 است. سیستم‌تراکت ترازبالای سطح آبدریا (HST) با رسوب‌گذاری سنگ‌آهک‌های رسی شروع شده و با آهک‌های نازک‌لایه و نهشته‌های مارنی ادامه می‌یابد. این سیستم‌تراکت دارای فونای روزنبران هیالین کفزی و به‌مقدار ناچیزی پلانکتون و دانه‌های غیراسکلتی همانند پلوئید می‌باشد. در مراحل پایانی این سیستم‌تراکت و با پایین آمدن سطح آبدریا درصد قطعات خردشده (خارپوست و روزنبران) افزایش می‌یابد. این سیستم‌تراکت ۳۴ متر ضخامت داشته و شامل رخساره‌های (A, B, E, F) می‌باشد. حضور قطعات خردشده خارپوست و روزنبران به همراه سنگ پکستون - گرینستون نشان‌دهنده کاهش عمق و مرز سکانسی چهارم (4) SB2 (باتوجه به پیوستگی رسوب‌گذاری و نبود شواهدی از ناپیوستگی و توقف در

رسوب‌گذاری مرز سکانسی چهارم از نوع دوم می‌باشد) است، که این مرز در نمونه شماره (۱۵۴۴) و در ضخامت ۲۱۴ متری قرار دارد. از مهم‌ترین میکروفسیل‌های همراه این سکانس رسوبی می‌توان به روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز و پوسته هیالین در بخش‌های پایانی اشاره کرد، از دیگر دانه‌های اسکلتی می‌توان به خارپوست، بریوزوا، مرجان، خرده‌های جلبک، استراکد، خرده‌های شکم‌پا و از دانه‌های غیراسکلتی به پلوئید اشاره کرد. سن این سکانس رسوبی میوسن پیشین (اکیتانین) بوده و مربوط به نهشته‌های سازند رازک می‌باشد که پس از ناپیوستگی موجود در مرز بین روپلین - اکتانین نهشته می‌شود.

نکته: بعد از مرز سکانسی چهارم و تا انتهای مقطع چینه‌شناسی حدود ۳/۵ متر نهشته‌های آواری حضور دارند که باتوجه به لیتولوژی و شرایط موجود شاید بتوان آن‌ها را قسمتی از سیستم‌تراکت تراز پایین سطح آبدریا (LST) در نظر گرفت، از این رو در این مطالعه این نهشته‌ها به صورت سیستم‌تراکت تراز پایین سطح آبدریا (LST) معرفی شده‌اند.

مرزهای سکانسی در برش مورد مطالعه

همان‌طور که اشاره شد در برش مورد نظر چهار مرز سکانسی شناسایی شد که از این تعداد دو مرز سکانسی از نوع اول (1) SB و دو مرز سکانسی از نوع دوم (2) SB تشخیص داده شد. مرز سکانسی اول (1) SB1: این مرز سکانسی که مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک است، از مرزهای سکانسی نوع اول (1) SB می‌باشد، زیرا منطبق بر ناپیوستگی بین سازند آسماری و رازک می‌باشد که با حضور کنگلومرای قاعده سازند رازک مشخص می‌شود. مرز سکانسی دوم (2) SB2: این مرز سکانسی در بخش‌های زیرین سازند رازک شناسایی شده به طوری که در بخش‌های انتهایی سیستم‌تراکت HST و نزدیک مرز سکانسی دوم SB2 (2) شواهد دولومیتی شدن در سنگ‌آهک‌ها مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده کاهش عمق حوضه می‌باشد. باتوجه به این که رسوب‌گذاری در گذر این مرز سکانسی پیوسته بوده و شواهدی از مرز سکانسی نوع اول (توقف در رسوب‌گذاری، ناپیوستگی)



شکل ۱۵. سکانس‌های رسوبی و سیستم تراکت‌ها در برش تنگ‌عبدی

اکسید آهن در این محدوده تایید می‌شود. مرز سکانسی چهارم (SB2 (4): این مرز سکانسی در بخش‌های بالایی سازند رازک شناسایی شده و از نوع اول می‌باشد به طوری که حضور قطعات خرد شده خارپوست و روزنیران به همراه سنگ پکستون - گرینستون نشان‌دهنده کاهش عمق و مرز سکانسی چهارم (SB2 (4) (باتوجه به پیوستگی رسوب‌گذاری و نبود شواهدی

در این مرز مشاهده نمی‌شود بنابراین این مرز سکانسی از نوع دوم می‌باشد. مرز سکانسی سوم (SB1 (3): این مرز سکانسی در بخش‌های میانی سازند رازک شناسایی شده و از مرزهای نوع اول (SB (1) می‌باشد زیرا منطبق بر ناپیوستگی موجود در بخش میانی سازند رازک بوده که مربوط به نبود و هیاتوس نهشته‌های شاتین می‌باشد که این موضوع با وجود اثرات

سیاسگزاری

از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و مدیریت پژوهش و فناوری وزارت نفت به جهت حمایت و فراهم نمودن شرایط انجام این تحقیق، و همچنین آقایان دکتر شهرام شرکتی، دکتر محمدعلی کاووسی و مهندس مبشری به دلیل کمک‌های بی‌دریغشان تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- امین رسولی، ه.، ۱۳۸۶. چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری و نهشته‌های هم‌ارز آن (بخش بالایی سازند پابده) در زاگرس چین‌خورده، جنوب باختر ایران. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت‌معلم تهران، ۱۹۵.
- ایمن دوست، ا.، ۱۳۸۵. چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در بخش مرکزی حوضه قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۶۲.
- آزادبخت، ر.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، و امیری بختیار، ح.، ۱۳۸۹. زیست‌چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند رازک در جنوب خاوری جهرم (برش الگو). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴، ۱۱۵-۱۰۱.
- حسن شاهی، ح.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی و محیط رسوبی سازند رازک در اطراف شیراز. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال.
- دانشیان، ج.، و حسین زاده، م.، ۱۳۸۹. گزارش گونه *Bozorgniella qumiensis* از سازند آسماری در برش علمدار، شمال خاور بهبهان. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، ۲، ۱۰۷-۱۰۲.
- دانشیان، ج.، خسروتهرانی، خ.، قیوم‌آبادی، ا. ا. و حسین زاده، م.، ۱۳۸۶. میکروبیواستراتیگرافی نهشته‌های سازند آسماری در برش علمدار، شمال شرق بهبهان. مجله علمی پژوهشی علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، ۶۵، ۷۶-۶۷.
- دانشیان، ج.، مصدق، ح.، خلج، ح.، و صادقی، ع.؛ ۱۳۸۷. چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو (کوه بیچاره) در جنوب خاور قم، شمال ایران مرکزی. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۵، ۳۴، ۵۴-۱۹.
- دانشیان، ج.، معلمی، ع. و محمدی، م.، ۱۳۹۲. بیواستراتیگرافی نهشته‌های سازند آسماری بر مبنای فرامینیفرا در برش چینه‌شناسی فین، شمال بندرعباس، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره تخصصی

از ناپیوستگی و توقف در رسوب‌گذاری مرز سکانسی چهارم از نوع دوم می‌باشد) است.

نتیجه‌گیری

- ضخامت کم سازند آسماری در برش مورد مطالعه (۳۵ متر در برش تنگ عبدی).
- مرز زیرین سازند آسماری با سازند جهرم به صورت ناپیوسته و هم‌شیب می‌باشد (نبود فسیل‌های شاخصی مانند *Pellatispira, Baculogypsinooides* که نشان‌گر نبود افق‌های پایانی ائوسن است به طوری که بیوزون شماره ۵۳ وایند (Wynd, 1965) به سن ائوسن پسین در این نهشته‌ها قابل شناسایی نیست).
- مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک بوده که این مرز به صورت ناپیوسته و فرسایشی است.
- بخش‌های میانی سازند رازک با ناپیوستگی و نبود رسوبات مربوط به شاتین مشخص می‌شود که با داده‌های فسیل‌شناسی مشخص شد.
- مطالعات آزمایشگاهی روی میکروفاسیس‌ها منجر به تشخیص و شناسایی نه ریزرخساره و سه پتروفاسیس در برش تنگ‌عبدی شد، که براین اساس چهار محیط‌رسوبی اصلی در برش مورد مطالعه تشخیص داده شد که شامل پهنه‌های جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریایی‌باز است.
- در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های برش تنگ‌عبدی، تعداد چهار سکانس رسوبی تشخیص داده شد، که یک سکانس مربوط به سازند آسماری و سه سکانس مربوط به نهشته‌های سازند رازک است. در تمامی سکانس‌های رسوبی سیستم‌تراکت ترازپایین سطح آب (LST) از سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) قابل تفکیک نبوده و باتوجه به کم‌عمق بودن حوضه و وجود شواهد خروج از آب یا کم‌عمق شدگی (وجود تخریبی‌ها، اکسید آهن و اثرات چشم‌پرنده‌ای) و ناپیوستگی‌های رسوبی دو مرز سکانسی موجود در این برش از نوع اول (SB1) و دو مرز سکانسی از نوع دوم (SB2) تشخیص داده شد.

- بین‌المللی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- دانشیان، ج.، یعقوبی، م.، و طهماسبی، ع.، ۱۳۹۱. آنالیز رخساره‌ای و سکانس‌های رسوبی نهشته‌های ائوسن-میوسن در چاه شماره ۱ سعادت‌آباد، جنوب خاور شیراز. سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- سحابی، ف.، هوشمند، م.، و رضیلو، ن.، ۱۳۸۲. لیتواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند رازک در منطقه کوار-فیروزآباد. بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، ۲۷ الی ۲۹ بهمن ۱۳۸۲.
- سعیدی اورتاکنده، م.، آقانباتی، ع.، وزیری مقدم، ح.، و پرتوآذر، ج.، ۱۳۸۷. زیست چینه‌نگاری سازند آسماری در جنوب‌باختری ایران. مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- طهماسبی سروستانی، ع.ر.، آدابی، م.ح.، قویدل سیوکی، م. و صادقی، ع.، ۱۳۸۸. لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازند آسماری در برش چینه‌ای کتولا، ناحیه ایزده و معرفی آن به‌عنوان برش مرجع سازند آسماری در حوضه زاگرس. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱، ۹۱-۱۰۰.
- طهماسبی سروستانی، ع.ر.، آدابی، م.ح.، قویدل سیوکی، م. و صادقی، ع.، ۱۳۸۵. میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند آسماری در مقاطع تنگ گل ترش، چیدان و کتولا در ناحیه ایزده با نگرشی ویژه بر تحلیل حوضه رسوبی الیگو-میوسن. دانشگاه شهید بهشتی، نشریه دانشکده علوم زمین، ۱۴، ۴۱-۵۸.
- عبادی، م.، ۱۳۷۰. بررسی رسوب‌شناسی و محیط رسوبی سازند رازک در جنوب شیراز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم، ۱۴۲.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ه.، ۱۳۸۲. چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در جنوب بخش مرکزی حوضه رسوبی ایران مرکزی. بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس. طرح تدوین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- معلمی، س.ع.، ۱۳۸۸. محیط رسوبی و تاثیر عوامل دیاژنزی بر کیفیت سازند آسماری و جهرم در خاور گسل قطر - کازرون (باختر فارس ساحلی) رساله دکتری،
- دانشگاه شهید بهشتی، ۴۰۰.
- ملکی خیمه سری، س.، ۱۳۸۷. پتروگرافی و تفسیر محیط رسوبی سازند آسماری در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۷.
- Adams, T.D. and Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Company, Geological and Exploration Division. Report no. 1074, 1-37, unpublished.
- Ala, M.A., 1982. Chronology of trap formation and migration hydrocarbons in the Zagros sector of SW Iran. AAPG, Bulletin, 66, 1535-1541.
- Alavi, M., 2004. Regional Stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304, 1-20.
- Armentrout, J.M., Feam, L.B., Rodgers, K., Root, S., Lyle, W.D., Herrick, D.C., Snedden, J.W. and Nwankwo, B., 1999. High resolution sequence biostratigraphy of a lowstand prograding deltaic wedge: Oso Field (Late Miocene), Nigeria, In: Jones, R. W. and Simmons, M. D. (eds.), Biostratigraphy in Production and Development Geology. The Geological Society Publishing House, London, UK.
- Armstrong, H.A. and Brasier, M.D., 2005. Microfossils (second edition). Blackwell Publishing, Malden USA, 296.
- Bahroudi, A. and Koyi, H., 2004. Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. Marine and Petroleum Geology, 21, 1295- 1310.
- Beavington-Penney, S.J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera. Applications in Paleoenvironmental analysis. Earth Science Review, 67, 3-4, 219-265.
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution

- and Geological significance of larger Benthic Foraminifera, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 21, Elsevier, Amsterdam, 544.
- Catuneanu, O. 2002., Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences.*, 35, 1, 1-43.
 - Catuneanu, O., 2006 a. Principles of Sequence Stratigraphy (first edition). Elsevier, Amsterdam. 375.
 - Catuneanu, O., 2006 b. Sequence Stratigraphy of clastic system: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35, 1, 1-43.
 - Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate Rocks according texture. In: W. E Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks -A symposium*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1, 108-121.
 - Emery, D. and Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 297.
 - Fakhari, M., Setuehnia, A. and Nasr, M., 1994. Shiraz Geological Campilation map, Scale: 1:250000 .NIOC.
 - Flugel, E., 1982. *Microfacies Analysis of Limestone*. Springer, Heidelberg, New York, 633.
 - Flugel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 976.
 - Flugel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 984.
 - Folk, R.L., 1974. Spectral subdivision of limestone types. In: W.E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks -A symposium: American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1, 62-84.
 - Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbpnate platform and slope deposits, Emprical model based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
 - Hunt, D. and Tucker. M.E., 1992. Stranded parasequence and the forced regressive wedge system tract: deposition during base - level fall. *Sedimentary Geology*, 81, 1-9.
 - Hunt, D. and Tucker, M.E., 1995. Stranded parasequence and the forced regressive wedge system tract: deposition during base - level fall - reply. *Sedimentary Geology*, 95, 147-160.
 - Murray, S.W., 2006. *Ecology and Application of Benthic Foraminifera*. Cambriage University Press, 426 .
 - Naish, T. and Kamp, P.J.J., 1997. Foraminiferal depth palaeoecology of Late Pliocene shelf sequences and systems tracts, Wanganui Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 110, 237-255.
 - Okhravi, R. and Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin, Iran). *Sedimentary Geology*, 118, 37-57.
 - Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks* (3rd edition). Harper and Row, New York, 628.
 - Rasser, M.W. and Nebelsick, J.H., 2003. Provenance analysis of Oligocene autochthonous and allochthonous coralline algae: a quantitative approach towards reconstructing transported assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 201, 1, 89-111.
 - Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogel, F., Kroh,

- A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U. and Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 3, 627-650.
- Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia. *Journal of the Institute of Petroleum*, 10, 43, 256-296.
 - Romero, J., Caus, E. and Rossel, J., 2002. A model for the Paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, 43-56.
 - Sayrafian, A. and Hamedani, A., 1998. Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian) North-Central Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie and Paläontologie*, 210, 129-141.
 - Seyrafian, A. and Mojikhalifeh, A.R., 2005. Biostratigraphy of the Late Paleogene-Early Neogene succession, North-central border of the Persian Gulf. *Carbonates and Evaporites*, 20, 1, 82-90.
 - Sayrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Torabi, H., 1996. Biostratigraphy of the Asmari Formation, Burujen area, Iran. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 7, 1, 31-48.
 - Thomas, A. N. 1949. Tentative isopachyte map of the Upper Asmari limestone, The Oligocene and lower Miocene in S. W. Iran. Iranian, Oil. Operating Companies. Report, No. 731.
 - Tucker, M.E., 1981. *Sedimentary Petrology: (an Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks)*. Blackwells, Oxford, 252 .
 - 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. and 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*, 329, 219-263.
 - Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A., 2005. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52, 1, 41-51.
 - Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471.
 - Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. Iranian Oil Operating Company, Report No. 1082, 1-89, unpublished.