

چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های پرمین (ابر سکانس ابزاروکای میانی) در ناحیه گدوک، البرز مرکزی

محمد لنگرانی^{(۱)*} و عبدالحسین امینی^۲

۱ - دانشجوی دکترا، رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

۲ - دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۸/۳/۸۷

تاریخ پذیرش: ۱۴/۱۰/۸۷

چکیده

نهشته‌های پرمین (سازندهای دورود و روته) که در گستره وسیعی از البرز مرکزی رخنمون دارند، در شرق فیروزکوه (ناحیه گدوک) به ضخامت ۳۴۸ متر، از طبقات آواری و کربناته تشکیل یافته‌اند. این توالی رسوبی با ناپیوستگی فرسایشی بر روی طبقات متعلق به کربونیفر زیرین (سازند مبارک) قرار گرفته و با واسطه افقهای لاتریت-بوکسیتی و ولکانوژنیک به طبقات آهکی تریاس زیرین (سازند الیکا) ختم می‌گردد. بررسی مشخصات سنگ‌شناسی، فرم هندسی، ضمایم فسیلی، ساختهای رسوبی و ماهیت سطوح طبقه‌بندی در مطالعات صحرایی همراه با ترکیب کانی‌شناسی، مشخصه‌های بافتی، عوارض اصلی دیاژنتیک و ضمایم میکروفسیلی در بررسی‌های آزمایشگاهی، امکان تفکیک ۴ رخساره آواری و ۱۳ رخساره کربناته را میسر نموده است. با تکیه بر مشخصات سنگ‌شناسی، تنوع ضمایم فسیلی به ویژه فرامینفرها، جلبکهای سبز آهکی و عوارض ائوژنز (سیمان سیلیسی)، واحدهای مذکور در قالب ۷ سکانس اصلی رسوبی رده‌بندی شده‌اند. بر پایه موارد مذکور، ۸ مرز سکانسی و ۷ سطح حداکثر غرقابی در توالی مطالعه شده مشخص گردید. نتایج حاصل از مطالعه حاضر نشان داد که توالی رسوبی برش مطالعه شده، در یک محیط کم‌عمق دریایی واقع در حاشیه غیر فعال اقیانوس پالئوتتیس (شمال گندوانا) نهشته شده است. این محیط دریایی در پرمین پیشین، شرایط یک کفه آواری را داشته (سازند دورود) ولی به تدریج شرایط آن به یک رمپ کربناته در پرمین میانی (سازند روته) تغییر نموده است. مقایسه سکانس‌های مورد مطالعه با سکانس‌های پرمین شناخته شده در سایر نقاط جهان نشان می‌دهد که نهشته‌های پرمین، یک سکانس رسوبی رده دوم را در بر می‌گیرند که به طور جهانی با ابر سکانس ابزاروکای میانی مطابقت دارد. افت نسبی سطح آب دریا در پرمین پسین موجب گسترش ناپیوستگی چرتی-لاتریتی در مرز پرموتریاس شده است. سطوح چینه‌بندی واجد گرهکهای چرتی در توالی‌های کربناته، در هنگام حداکثر افت سطح آب دریا گسترش می‌یابند و می‌توانند به عنوان شاخصه مرز سکانسی نوع اول (SB-I) در نظر گرفته شوند.

واژه‌های کلیدی: البرز، پرمین، سازند دورود، سازند روته، پالئوتتیس، سکانس رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی

مقدمه

دارند، از سه سازند دورود (پرمین زیرین)، روته (پرمین میانی) و نسن (پرمین بالایی) تشکیل یافته‌اند. گسترش جغرافیایی سازند نسن، محدود به دامنه‌های شمالی البرز است و در دامنه‌های جنوبی، تنها دو سازند دورود و روته گسترش یافته‌اند (آقناباتی، ۱۳۸۳). فونای گندوانایی موجود در طبقات پرمین مبین تعلق ایران به ابرقاره گندوانا^۱ در این دوره می‌باشد (Ghasemi-Nejad, 2002).

با تکامل بستر اقیانوس پالئوتتیس در اواخر دونین میانی، حاشیه ریفتی شمال ایران و افغانستان به یک حاشیه غیرفعال مشابه حواشی اقیانوس اطلس^۱ مبدل گردیده که توالی‌های رسوبی دونین فوقانی تا تریاس فوقانی البرز در چنین جایگاهی نهشته شده‌اند (رحیمی، ۱۳۸۱). نهشته‌های پرمین که در گستره وسیعی از البرز رخنمون

1. Atlantic type passive margin
2. Gondwanaland

* نویسنده مرتبط

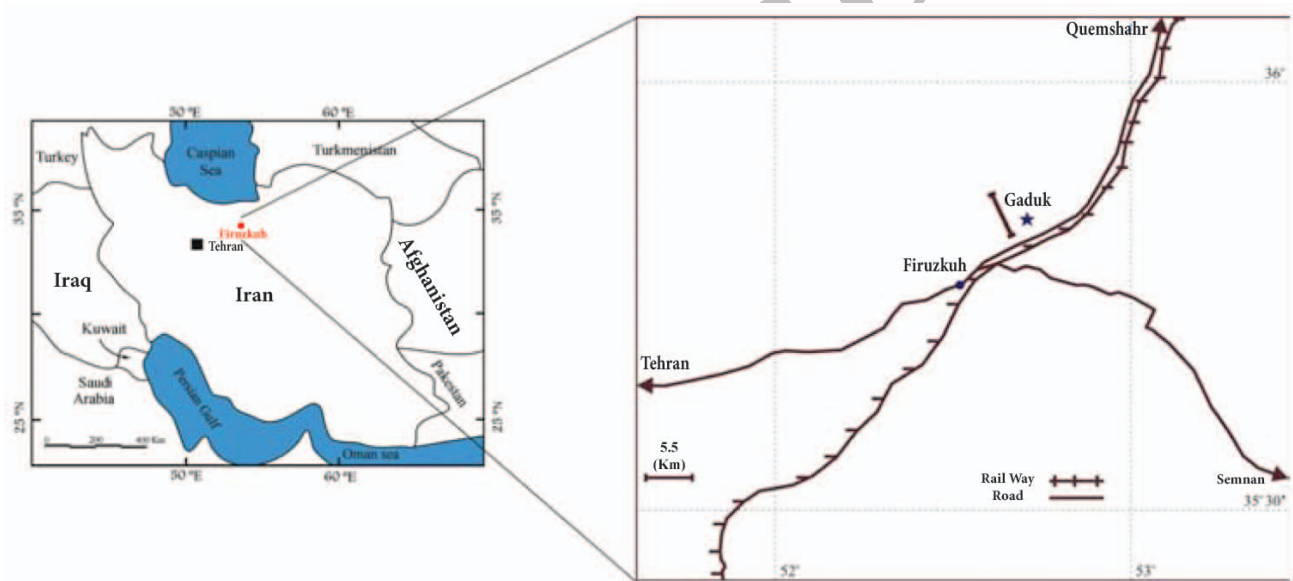
چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های پرمین (ابرسکانس آزاروکای میانی) ...

رخساره‌ای در آنها، وجود ناپیوستگی‌های مشخص در قاعده و رأس توالی و عدم وجود رسوبات پرمین بالایی (سازند نسن)، وضعیت بسیار مساعدی را برای بررسی شرایط محیطی و تجزیه و تحلیل تغییرات نسبی سطح آب دریا در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی فراهم نموده است.

در این مطالعه، با تکیه بر مشخصات سنگ‌شناسی (توصیف ماکروسکوپی و میکروسکوپی)، ضمایم فسیلی، آثار فسیلی و عوارض دیاژنتیک اولیه (اثرنتیک)، به تجزیه و تحلیل تغییرات نسبی سطح آب دریای پرمین در البرز مرکزی و عوامل کنترل کننده آن پرداخته می‌شود. با توجه به نوع داده‌ها و ابزارهای در دسترس، تکیه اصلی این مطالعه بر پارامترهایی خواهد بود که با استفاده از آنها می‌توان سطوح کلیدی چینه‌نگاری سکانسی (مرز سکانسی، سطح پیشروی، سطح پسروی و سطح حداکثر غرقابی)، اجزای سازنده سکانس‌ها

با تکیه بر چنین جایگاه تکتونیکی به نظر می‌رسد که تجزیه و تحلیل نهشته‌های پرمین در البرز، علاوه بر فهم شرایط محیطی حاکم بر این بخش از حوضه پالئوتیس، کمک بسیار مؤثری در بازسازی جغرافیای دیرینه، اقلیم و تغییرات سطح آب دریای پالئوتیس خواهد بود.

نهشته‌های آواری - کربناته پرمین زیرین و میانی (سازندهای دورود و روته) با ضخامت ۳۴۸ متر در شمال غرب منطقه گدوک، واقع در ده کیلومتری شرق فیروزکوه، در مختصات "۵۳'۰۵" طول شرقی و "۲۵'۲۹" عرض شمالی، رخمون دارند (شکل ۱). این توالی رسوبی، که در شمال جاده آسفالته فیروزکوه - قائم شهر برونزد دارد، بر روی طبقات کربناته سازند مبارک قرار گرفته و توسط نهشته‌های آهکی - دولومیتی سازند الیکا پوشانده می‌شود (شکل ۲). ماهیت مختلط (آواری - کربناته) این سازندها، تنوع شدید



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش گدوک در البرز مرکزی و راههای دسترسی به آن



شکل ۲- مرز زیرین توالی مورد مطالعه با سازند مبارک (راست) و مرز فوقانی آن با سازند الیکا (چپ)

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی (عنصری) نمونه‌ها و سیمانهای موجود در آنها استفاده شده است. تلفیق نتایج به دست آمده از بررسی‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی در برش مورد مطالعه، منجر به شناسایی و توصیف رخساره‌های اصلی کربناته و آواری گردیده است. در تشخیص و تفکیک سکانس‌ها و سیستم تراکت‌ها، از مدل‌های ارائه شده توسط هانت و تاکر (Hunt and Tucker, 1992) استفاده گردیده است.

تحلیل رخساره‌ای و محیط رسوبگذاری

نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی منجر به شناسایی ۱۷ رخساره اصلی (۴ رخساره آواری و ۱۳ رخساره کربناته) در توالی مورد مطالعه گردید. با تکیه بر مشخصات سنگ‌شناسی، محتوای فسیلی، فرم هندسی، ماهیت سطوح طبقه‌بندی، وضعیت رخساره‌ها در جهت قائم (ریزشوندگی، درشت‌شوندگی، کم‌عمق‌شوندگی و عمیق‌شوندگی)، آثار فسیلی، ضخامت و گسترش جانبی رخساره‌ها، و با مقایسه آنها با رخساره‌های استاندارد و معرفی شده از محیط‌های به خوبی مطالعه شده (Flugel, 2004; Miall, 2002)، زیرمحیط‌های مربوط به هر یک از رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای، مشخص گردید (شکل‌های ۳ و ۴). نظر به زیرمحیط‌های متناسب به هر یک از رخساره‌ها و مطالعه تغییرات جانبی و قائم آنها و نیز با توجه به مجموعه‌های رخساره‌ای، چنین استنباط می‌گردد که مجموعه رخساره‌های سازند روت در یک دریای کم‌عمق کربناته از نوع رمپ هم‌شیب^۵ دارای ریف‌های کومه‌ای پراکنده، همانند بخش جنوبی خلیج فارس، نهشته شده‌اند. تنوع کم رخساره‌ها و بطئی بودن روند تبدیل کمربندهای رخساره‌ای، پراثری بودن رخساره‌ها در بخش نزدیک ساحل، نبود آثار ریف‌های بزرگ سدی پدیده آورنده نقطه عطف در نیمرخ پلات فرم و نیز فقدان نهشته‌های توریدایتی در این توالی مؤید این موضوع است. ماهیت رخساره‌های سازند دورود و فراوانی رخساره‌های آواری (رخساره G, S₁, S₂ و M) در بخش زیرین برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که این محیط دریایی کم‌عمق، در پرمین زیرین (زمان گسترش سازند دورود) ابتدا به صورت یک کفه کم‌عمق مختلط آواری - کربناته^۶ بوده و به تدریج با کاهش ورود رسوبات آواری^۷ از خشکی و بالاآمدگی نسبی سطح آب دریا^۸ ماهیت یک رمپ کربناته را پیدا نموده است (شکل ۴). این وضعیت در حاشیه غیرفعال (جنوبی) اقیانوس پالئوتتیس، واقع در شمال ابرقاره گندوانا، توسعه داشته است.

سیستم تراکت‌ها، پاراسکانس‌ها) و نهایتاً سکانس‌های رسوبی را شناسایی نمود.

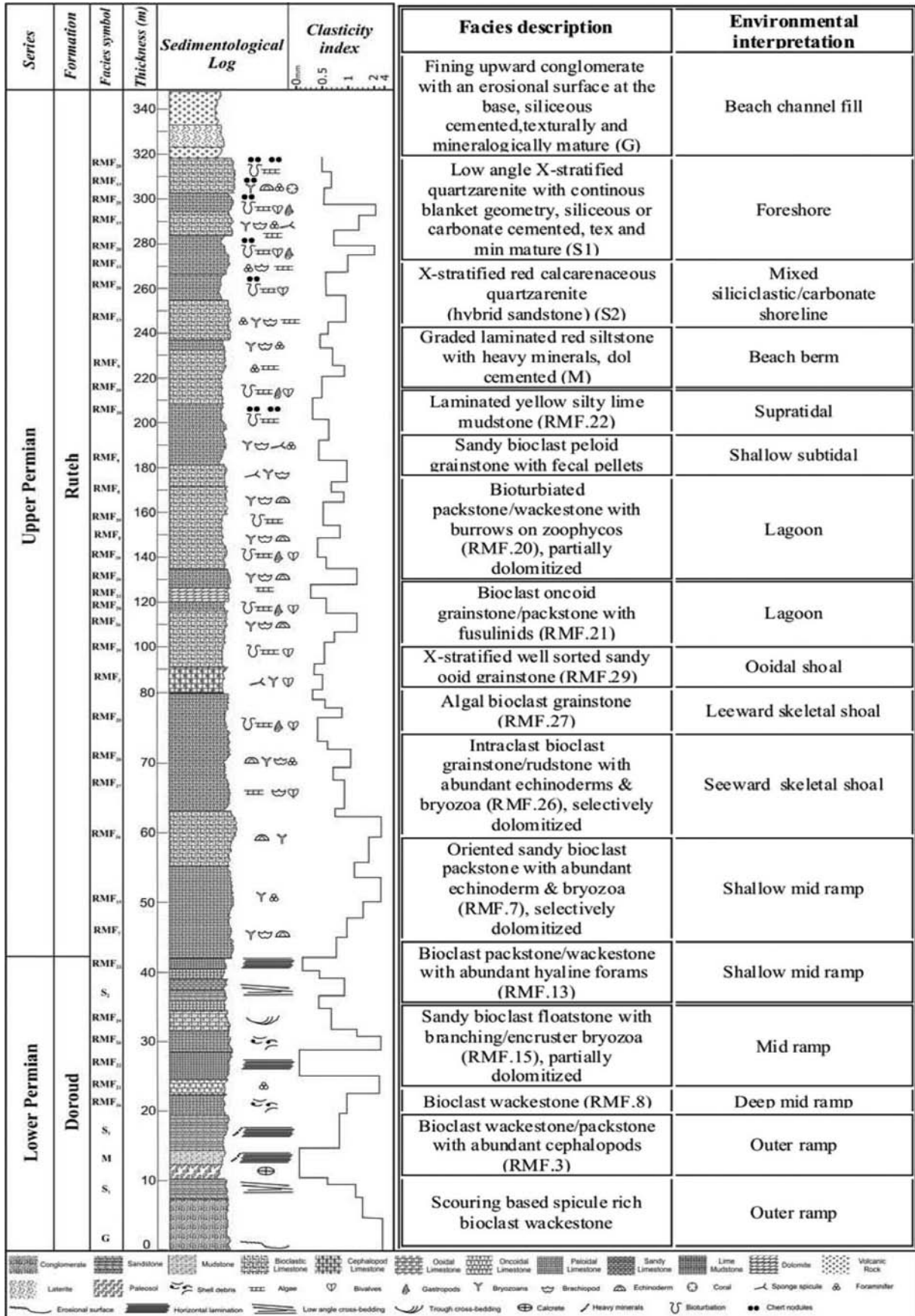
وجود مطالعات گسترده بر روی توالی‌های رسوبی هم سن در زاگرس، این فرصت را به وجود آورده که با تطابق نتایج حاصل از این مطالعه و سایر بررسی‌های صورت گرفته یا در حال انجام در البرز، ارتباط حوضه‌های رسوبی زاگرس و البرز، از نظر تغییرات نسبی سطح آب دریا و عوامل کنترل‌کننده آن، مورد ارزیابی قرار گیرد.

روش‌های مطالعه

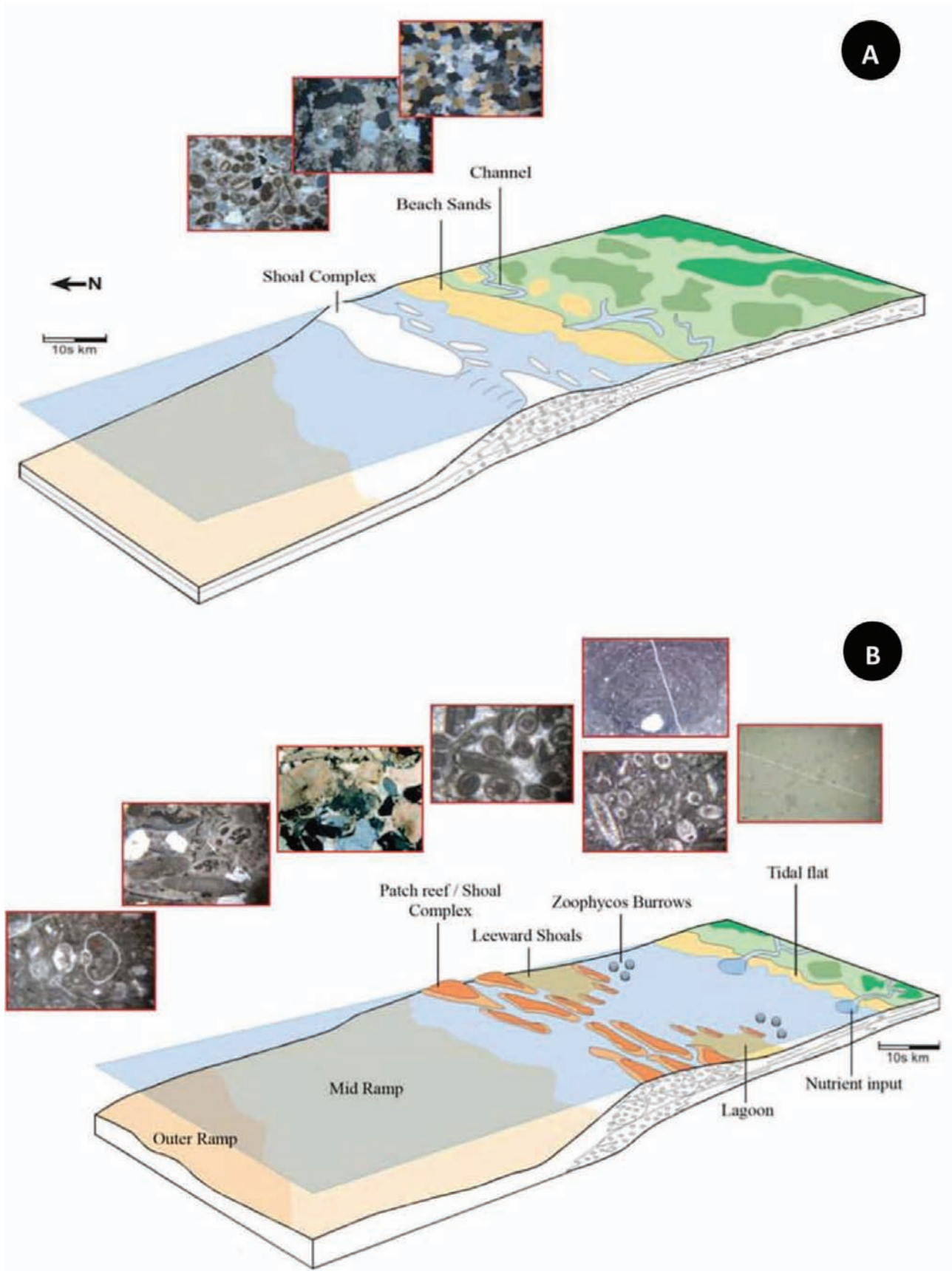
پس از بررسی‌های کلی در منطقه، برش گدوک در دامنه جنوبی البرز به عنوان نمایانگر نهشته‌های پرمین در البرز مرکزی انتخاب گردید. ماهیت سطوح طبقه‌بندی (واضح، فرسایشی، تدریجی، پیوسته یا ناپیوسته)، فرم هندسی، ساخت‌های رسوبی، آثار فسیلی و ضمایم فسیلی ماکروسکوپی همراه با عوارض دیاژنتیک ماکروسکوپی (گسترش گرهکهای سیلیسی و کارستی شدن)، در مطالعات صحرایی مورد بررسی دقیق قرار گرفتند. ضخامت واحدهای اصلی و کل برش اندازه‌گیری شد و تعداد ۱۰۰ نمونه برمبنای تغییرات ترکیب، ساخت و محتوای فسیلی برای بررسی‌های آزمایشگاهی و مطالعات پتروگرافی انتخاب گردید. مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌ها توسط محلول آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم^۱ براساس روش ارائه شده توسط دیکسون (Dickson, 1966) رنگ‌آمیزی شدند. جهت تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل دهنده سنگ از جدول‌های مقایسه‌ای (Bacelle and Bosellini, 1965) استفاده شده است. شاخص اندازه قطعات^۲ در سنگهای کربناته، برمبنای روش کاروزی (Carozzi, 1989) تعیین گردید. جهت نامگذاری سنگهای آواری و کربناته، به ترتیب از طبقه‌بندی پتی‌جان (Pettijohn et al., 1987) و طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) استفاده شده و تفکیک، دسته‌بندی و مطالعه روند تغییرات رخساره‌های کربناته به روش فولگل (Flugel, 2004) صورت گرفته است. از آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) انجام شده توسط دستگاه آنالیزگر بروکر^۳ با فیلتر نیکل و تیوپ پرتو ایکس مس با طول موج یک و پنجاه و چهار صدم آنگستروم ($K\alpha Cu, \lambda=1.54\text{\AA}$) (در آزمایشگاه پرتو ایکس دانشگاه علوم پایه دامغان) جهت تعیین دقیق ترکیب کانی‌شناختی نمونه‌ها و اجزای دیاژنتیک آنها و از آنالیز فلورسانس پرتو ایکس (XRF) انجام شده توسط دستگاه آنالیزگر بروکر مدل ایکس چهار^۴ با تیوپ پرتو ایکس رودیوم ($K\alpha Rh$) (همان آزمایشگاه)

1. Alizarine Red S - Potassium Ferricyanide solution
2. Clasticity index
3. Bruker USA D8-ADVANCE
4. Bruker USA X4 -EXPLORER

5. Homoclinical carbonate ramp
6. Mixed siliciclastic-carbonate shallow marine
7. Sediment supply
8. Relative sea level rise



شکل ۳- نمودار رسوب‌شناختی (Sedimentological log) برش مورد مطالعه، رخساره‌های تشکیل دهنده و شرایط محیطی متناسب به آنها



شکل ۴- تغییر محیط رسوبگذاری در حاشیه واگرای پالئوتتیس از محیط دریایی مختلط آواری- کربناته (الف) به رمپ کربناته هم شیب (ب) در طی دوره پرمین در البرز مرکزی (اقتباس از Lankarani et al., in press با کمی تغییر)

چینه‌نگاری سکانسی

در مقاله حاضر، با در نظر داشتن روش‌های مختلف استفاده شده در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی، از مدل سکانس رسوبی ارائه شده توسط هانت و تاگر (Hunt and Tucker, 1992) استفاده شده است.

در این مدل، هر سکانس رسوبی از چهار سیستم تراکت^۱ اصلی شامل سیستم تراکت تراز پایین^۲، سیستم تراکت پیشرونده^۳، سیستم تراکت تراز بالا^۴ و سیستم تراکت افت^۵ تشکیل شده است. در تفکیک مرز سکانسی^۶ نوع اول و دوم، از روش‌های نوین چینه‌نگاری سکانسی به ویژه ظهور کلاهک‌های جوی^۷ (Flugel, 2004)، حضور رخساره‌های فراکشندی و غیردریایی، رخداد خاک‌زایی^۸ استفاده شده است. در تشخیص سطوح چینه‌ای^۹ تکیه اصلی بر تشخیص مرز سکانسی (SB) و سطح حداکثر غرقابی (mfs) بوده است لیکن از شناسایی سایر سطوح (ts, rs) هم غفلت نشده است.

با علم به این که در یک بررسی جامع چینه‌نگاری سکانسی لازم است که نتایج حاصل از بررسی‌های رسوب‌شناسی، چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی، آثار فسیلی و ژئوشیمی با بررسی‌های حاصل از تغییرشکل ساختاری و تکتونیک در منطقه تلفیق گردند، در مطالعه حاضر در کنار بررسی‌های رخساره‌ای (توصیف ماکروسکوپی و میکروسکوپی واحدهای رسوبی)، از مجموعه فسیل‌ها و آثار فسیلی موجود در آنها و گسترش آثار دیاژنتیک مرتبط با شرایط محیطی (اوتوزن) نیز در تشخیص سطوح اصلی سکانسی و سیستم تراکت‌ها استفاده شده است.

از آنجایی که جلبک‌های آهکی، از مهم‌ترین شاخصه‌های عمق‌سنجی در رخساره‌های کربناته به شمار می‌روند (Aguirre and Riding, 2005)، فراوانی و نحوه توزیع آنها به عنوان معیاری در شناسایی سیستم تراکت‌ها و تحلیل نوسانات نسبی سطح آب دریا مورد استفاده قرار گرفته است. همچنین، فرامینرفرها، بر حسب جنس دیواره و شکل ظاهری، در عمق‌سنجی واحدهای رسوبی مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Gallagher, 1998). سیلیسی شدن طبقات کربناته، معیار دیگری است که در شناسایی مرزهای سکانسی در این مطالعه مورد توجه قرار گرفته است. توسعه افق‌های سیلیسی شده و گرهک‌های چرتی موازی با طبقه‌بندی در مرز تعدادی از سکانس‌ها به خوبی مشخص است.

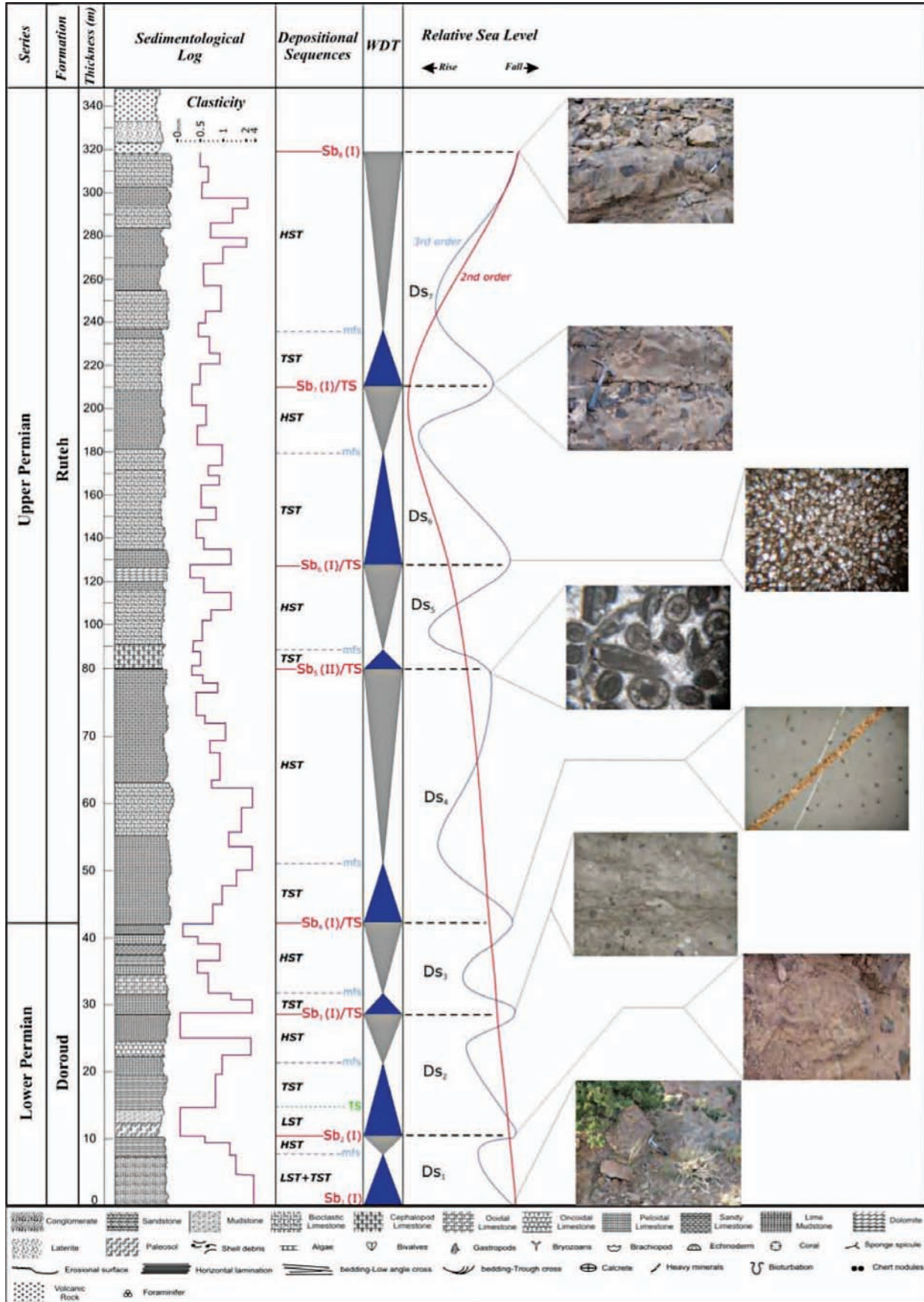
سکانس‌های رسوبی

تلفیق نتایج به دست آمده از مطالعات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی و تکیه بر معیارهای ذکر شده، امکان تشخیص هشت مرز سکانسی اصلی (معرف حداکثر افت سطح آب دریا) در توالی رسوبی پرمین و در نتیجه، تفکیک رخساره‌های سازنده این توالی در قالب هفت سکانس رسوبی رده سوم^{۱۱} را میسر نمود (شکل ۵). این سکانس‌ها، به ترتیب از قاعده به سمت رأس توالی، شماره‌گذاری شده‌اند که مشخصات اصلی آنها در زیر به اختصار ذکر می‌گردد.

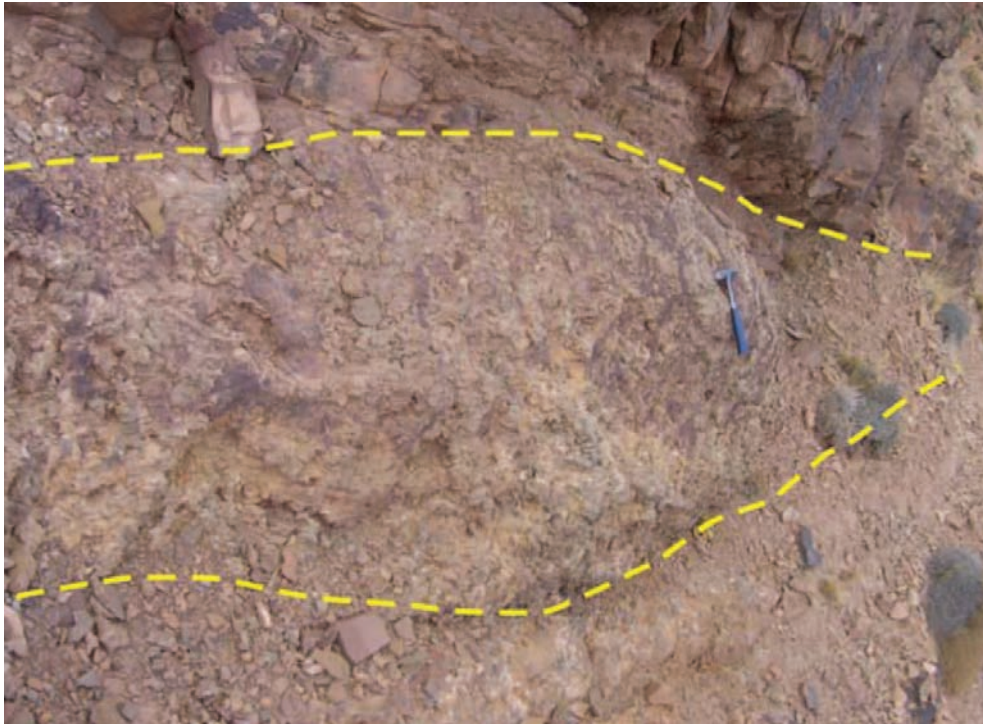
سکانس رسوبی اول: این سکانس رسوبی، عمدتاً از نهشته‌های آواری تشکیل یافته است. قاعده آن با یک سطح فرسایشی^{۱۱} بارز و ظهور کنگلومرای رخساره G بر روی آن، به راحتی مشخص می‌گردد (شکل ۵). این سطح یک مرز سکانسی نوع اول (SB-I) است و معادل سطح چینه‌ای رده ۶ (Stratal surface-6) (Miall, 1988) می‌باشد. بر روی این سطح، رخساره‌های کنگلومرای و ماسه‌سنگی (G و S₁) قرار می‌گیرند. بر این اساس مرز بین سازند دورود و آهک‌های کربونیفر زیرین سازند مبارک (به سن اشکوب^{۱۲} (لنکرانی، ۱۳۸۶) با یک ناپوستگی فرسایشی^{۱۳} و مرز سکانسی نوع اول مشخص است. سیستم تراکت تراز پایین (LST) در این سکانس، با نهشته‌های کنگلومرای عدسی شکل پرکننده کانال^{۱۴} (رخساره G) که به سمت بالا به رخساره ماسه‌سنگی تبدیل می‌گردد، مشخص می‌شود (شکل ۵). در این سکانس امکان تشخیص سطح پیشروی^{۱۵} میسر نمی‌باشد؛ بر این اساس تفکیک سیستم تراکت پیشرونده (TST) از سیستم تراکت تراز پایین (LST) نیاز به بررسی‌های دقیق‌تر (ایزوتوپ، عناصر کمیاب و فسیل‌شناسی) دارد. سطح بیشترین غرقابی (mfs) در این سکانس، با ماسه‌سنگ‌های کوارتزارنایتی ممتد واجد طبقه‌بندی مورب کم‌زاویه، بلوغ بافتی و کانی‌شناختی خوب و سیمان سیلیسی (رخساره S₁)، که معرف محیط ساحلی است، مشخص می‌گردد. این رخساره به سمت بالا با ماسه‌سنگ‌های کوارتزارنایتی دارای سیمان دولومیتی پویکیلوتوییک، متعلق به سیستم تراکت تراز بالا (HST)، پوشانده می‌شود. مرز فوقانی سکانس نیز مرز سکانسی نوع اول (SB-I) بوده که با یک خاک قدیمی^{۱۶} مشخص می‌شود (شکل ۶). به دلیل ماهیت آواری و محدودیت در تعیین سن، امکان اظهار نظر در مورد سن دقیق رسوبات این سکانس وجود ندارد ولی براساس جایگاه چینه‌ای، احتمالاً به آشکوب ساکمارین^{۱۷} پرمین زیرین تعلق دارد.

1. Systems tract
2. Lowstand systems tract
3. Transgressive systems tract
4. Highstand systems tract
5. Forced regressive systems tract
6. Sequence boundary
7. Meteoric cap
8. Pedogenesis
9. Stratal surface

10. Third order depositional sequence
11. Erosional surface
12. Visean
13. Disconformity
14. Channel fill
15. Transgressive surface
16. Paleosol
17. Sakmarian



شکل ۵- سکانس های رسوبی همراه با منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریای دوره پرمین در البرز مرکزی



شکل ۶- افق خاک قدیمی (Paleosol) گسترش یافته در مرز سکانس‌های رسوبی اول و دوم

فراکشندی مشخص است. سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) با گسترش ناگهانی رخساره پشته‌های اسکلتی^۳ بر روی سطح ناپیوستگی، که بر سطح پیشروی (ts) منطبق است، آغاز می‌شود. بر این اساس رخساره‌های سیستم‌تراکت تراز پایین (LST) در این سکانس نهشته نشده‌اند و سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) اولین سیستم‌تراکت آن محسوب می‌گردد. این سیستم‌تراکت با رخساره پشته‌های اسکلتی آغاز می‌گردد و سطح حداکثر غرقابی در آن با گسترش رخساره بیوکلاست گرین‌استون/ رودستون ماسه‌ای اینتراکلاست‌دار (RMF.26) منتسب به بخش رو به دریای پشته‌های اسکلتی^۴ همراه است. سیستم‌تراکت تراز بالا (HST) با تناوب رخساره ائیدگرین‌استون ماسه‌ای (RMF.29) و پلوئید گرین‌استون ماسه‌ای وابسته به پشته‌های ائیدی- پلوئیدی آغاز شده و در ادامه به رخساره مختلط آواری- کربناته (S₂) و سپس گل‌سنگ آهکی (RMF.22) تبدیل می‌شود. سن این سکانس رسوبی، بر مبنای حضور فرامینفرهای *Langella ocarina*, *Langella perforate*، آرتینسکین^۵ مشخص شده است.

سکانس رسوبی چهارم: مرز زیرین این سکانس رسوبی، که با ظهور رخساره‌های کربناته فراکشندی شناخته می‌شود، یک مرز سکانسی نوع اول (SB-I) بوده و مرز فوقانی آن، که با ظهور رخساره‌های لاگونی غنی از جلبکهای سبز آهکی مشخص است، مرز سکانسی نوع دوم (SB-II) به شمار می‌رود. مرز زیرین این

سکانس رسوبی دوم: این سکانس رسوبی میان دو مرز سکانسی نوع اول (SB-I) محصور شده است. مرز زیرین آن با افق خاک قدیمی کالکریتی^۱ (مرز فوقانی سکانس رسوبی اول) مشخص است و مرز بالای آن با ظهور رخساره‌های کربناته فراکشندی^۲ شناخته می‌شود (شکل ۵). سیستم‌تراکت تراز پایین (LST) از افق خاک قدیمی دارای فرم هندسی عدسی شکل که توسط سیلت‌استون‌های قرمز رنگ لامینار (رخساره M) پوشانده می‌شود، تشکیل یافته است. سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) با ماسه‌سنگ رخساره (S₁) آغاز و در بالا به سطح حداکثر غرقابی (mfs) که به رخساره بیوکلاست پلوئید گرین‌استون ماسه‌ای (RMF.26) (Flugel, 2004) شناخته می‌شود، منتهی می‌گردد. رخساره‌های آغازین سیستم‌تراکت تراز بالا (HST) از بیوکلاست آنکوئید پکستون/ گرین‌استون (RMF.21) پدید آمده که در بالا به مادستون‌های آهکی لامینار (RMF.22) وابسته به بخش پایانی سیستم‌تراکت تراز بالا تغییر رخساره می‌یابد. سن این سکانس رسوبی، با توجه به وجود فرامینفرهای *Globivalulina biserialis*, *Endothyra recta*، *Tetrataxis conica*، ساکمارین بالایی (۴) - آرتینسکین (Upper Sakmarian (?) - Artinskian) تخمین زده شده است.

سکانس رسوبی سوم: این سکانس رسوبی در قاعده و رأس به مرز سکانسی نوع اول منتهی می‌گردد. مرز زیرین و فوقانی این سکانس رسوبی با ظهور رخساره‌های کربناته

1. Calcretic Paleosol
2. Supratidal
3. Skeletal shoal

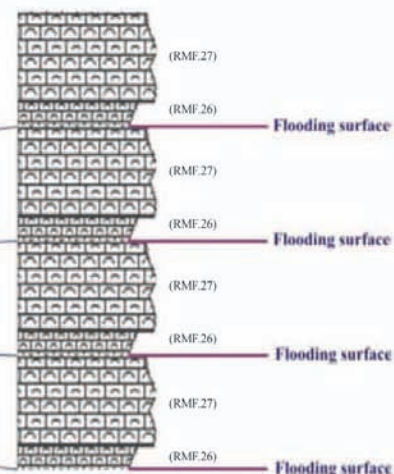
4. Seaward skeletal shoal
5. Artinskian

لاگونی غنی از جلبکهای سبز آهکی مشخص می‌گردد ولی مرز فوقانی آن، که با ظهور رخساره‌های دولومیتی شناخته می‌شود، مرز سکانشی نوع اول (SB-I) می‌باشد. سیستم تراکت پیشرونده (TST)، که اولین سیستم تراکت این سکانس محسوب می‌گردد، با قرارگیری رخساره‌های رمپ بیرونی بر روی مرز سکانشی نوع دوم (SB-II)، که سطح پیشروی (ts) نیز هست، شروع شده و سطح بیشترین غرقابی (mfs) آن با ظهور رخساره وکستونی سفالوپددار (RMF.3) مشخص می‌گردد. رخساره‌های آغازین سیستم تراکت تراز بالا (HST) از تناوب رخساره‌های پشته‌های بیوکلاستی و لاگونی تشکیل شده و در بالا به مادستون‌های دولومیتی پهنه کشندی (RMF.22) وابسته به بخش پایانی سیستم تراکت تراز بالا منتهی می‌گردد. سطح فوقانی این سکانس را مرز سکانشی نوع اول (SB-I) تشکیل می‌دهد. فرامینفرهای شناسایی شده در این سکانس رسوبی، نظیر *Earlandia vulgaris*، *Globalvulvulina vonderschmitti*، *Neoendothyra reichelli* سن مرغابین بالایی^۳ را برای آن مشخص می‌سازند.

سکانس رسوبی ششم: این سکانس رسوبی میان دو مرز سکانشی نوع اول (SB-I) محدود شده است. مرز زیرین آن، با ظهور رخساره‌های دولومیتی فراکشندی شناخته می‌شود و مرز فوقانی آن با سطوح طبقه‌بندی واجد آثار انحلال، کارستی شدن، ظهور گرهکهای چرت موازی با طبقه‌بندی و سیلیسی شدن مشخص می‌گردد (شکل ۸). این سکانس رسوبی با سطح پیشروی (ts) منطبق بر مرز سکانشی نوع اول (SB-I) آغاز شده و سیستم تراکت پیشروی (TST) در آن با رخساره‌های گرین‌استونی پشته‌های اسکلتی (RMF.26) که به تدریج به رخساره‌های

سکانس، که با گسترش ناگهانی رخساره‌های کم‌عمق تر رمپ میانی (RMF.7) بر روی رخساره‌های فراکشندی (RMF.7) مشخص می‌شود، معرف بالآمدگی سریع آب دریاست. از این رو، در این سکانس رسوبی، سطح پیشروی (ts) بر مرز سکانشی (SB) قاعده‌ای منطبق است. بر این اساس رخساره‌های سیستم تراکت تراز پایین (LST) در این سکانس نهشته نشده‌اند و سیستم تراکت پیشرونده (TST) اولین سیستم تراکت آن محسوب می‌گردد. سیستم تراکت پیشرونده (TST) با رخساره‌های کم‌عمق تر رمپ میانی (RMF.7) آغاز شده و در بالا به سطح حداکثر غرقابی (mfs)، که با گسترش رخساره بیوکلاست فلوت‌استون (RMF.15) قابل تشخیص است، ختم می‌شود. بنابراین سیستم تراکت پیشرونده (TST) در این سکانس رسوبی از رخساره‌های رمپ میانی (RMF.15 و RMF.7) تشکیل یافته است. پاراسکانس‌های بخش آغازین سیستم تراکت تراز بالا از تکرار رخساره‌های منتسب به بخش‌های رو به دریا و رو به ساحل پشته‌های بیوکلاستی (RMF.26 و RMF.27) پدید آمده (شکل ۷) و در ادامه با پیدایش رخساره‌های لاگونی متعلق به بخش پایانی سیستم تراکت تراز بالا، به مرز سکانشی نوع دوم (SB-II) ختم می‌گردند. پاراسکانس‌های مذکور، چرخه‌های رسوبی کم‌عمق شونده^۱ می‌باشند که خود در بطن این سکانس رسوبی جای گرفته‌اند. این سکانس رسوبی به سازند روت‌ه تعلق داشته و سن آن بر مبنای فرامینفرهای *Cryptoseptida bozorgniai*، *Neoendothyra parva* زیرین - میانی^۲ است.

سکانس رسوبی پنجم: مرز زیرین این سکانس رسوبی، یک مرز سکانشی نوع دوم (SB-II) است و با ظهور رخساره‌های



شکل ۷- پاراسکانس‌های گسترش یافته در سکانس رسوبی چهارم (برای توضیح بیشتر به شکل ۳ و ۵ مراجعه شود)

1. Shallowing upward cycles
2. Lower - Middle Murghabian

3. Upper Murghabian



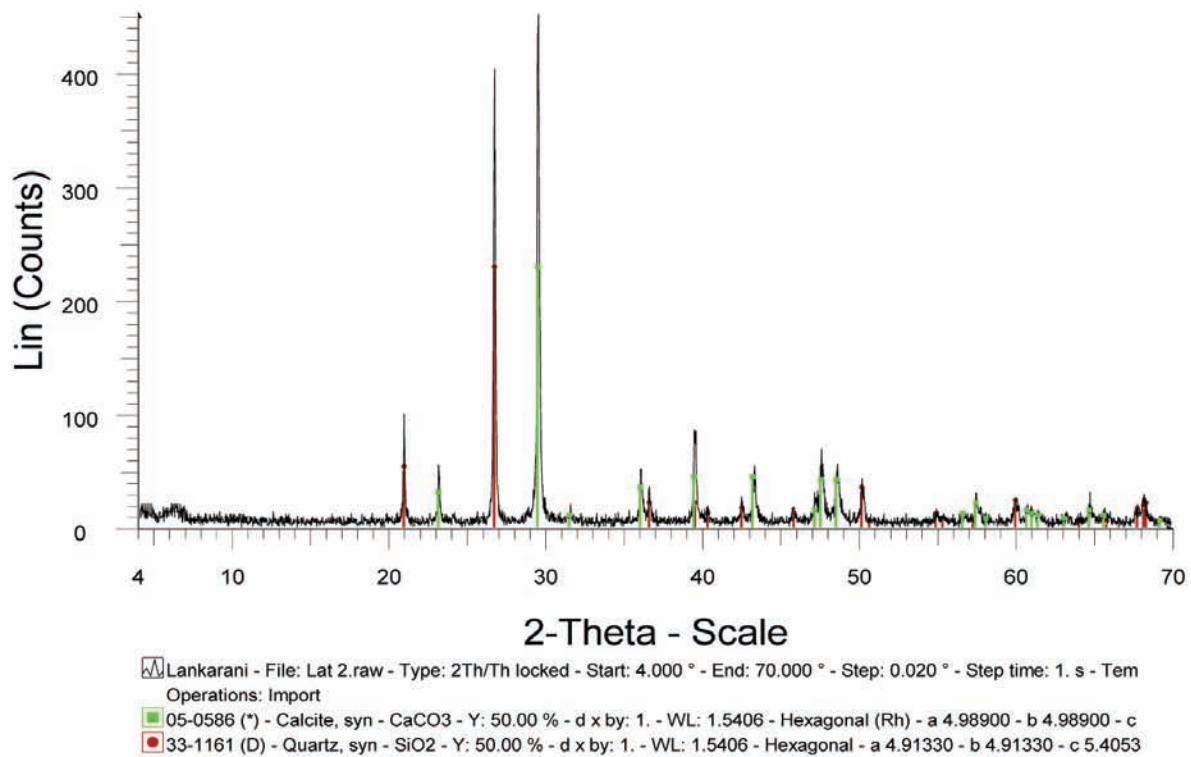
شکل ۸- گرهکهای چرتی در آهکهای رأس ششمین سکانس رسوبی (معرف مرز سکانسی)

سکانس رسوبی هفتم: هر دو مرز زیرین و فوقانی این سکانس رسوبی از نوع اول (SB-I) بوده و با سطوح طبقه‌بندی واجد آثار انحلال، کارستی‌شدن و ظهور گرهکهای چرت موازی با طبقه‌بندی در آهکها مشخص می‌گردند. در مرز سکانسی فوقانی، افق لاتریت-بوکسیتی نیز به چشم می‌خورد (شکل ۲ سمت چپ). این سکانس رسوبی با سیستم تراکت پیشرونده (TST) آغاز می‌شود. نهشته‌های این سیستم تراکت با رخساره‌های وکستون/پکستونی غنی از جلبک مرتبط با لاگون (RMF.20) شروع شده و در ادامه به رخساره‌های رمپ میانی (RMF.8) تبدیل می‌شوند. سطح حداکثر غرقابی (mfs) با ظهور رخساره رمپ میانی (RMF.8) مشخص می‌گردد. بر مبنای مطالعات رخساره‌ای، فرامینفرهای واجد پوسته شفاف^۱ (در محیط‌های تقریباً ساکن دریای باز در منطقه تحت تاثیر امواج آرام که با فراوانی بریوزوآ و گسترش محدودتر کرینوتید همراه است، فراوان‌تر بوده‌اند؛ درحالی که فرامینفرهای دارای دیواره تیره، محیط‌های محدودتر لاگونی را اشغال کرده‌اند. فراوانی نسبی قابل توجه فرامینفرهای دارای پوسته شفاف در سطح حداکثر غرقابی و پیرامون آن مشهود است. سیستم تراکت تراز بالا (HST) از تناوب رخساره‌های رمپ میانی (RMF.13) و درونی (RMF.20) تشکیل شده و به مرز سکانسی نوع اول (SB-I) که با پدیده انحلال، سیلیسی‌شدن شدید طبقات کربناته (شکل ۱۰) و توسعه گرهکهای چرتی در آنها و نیز گسترش افقهای خاک قدیمی به فرم لاتریت-بوکسیتی (شکل ۱۱) مشخص است، منتهی می‌گردد. تعیین سن صورت گرفته بر مبنای فرامینفرهای موجود، نظیر *Chusenella sinensis*, *Deckerella composita*

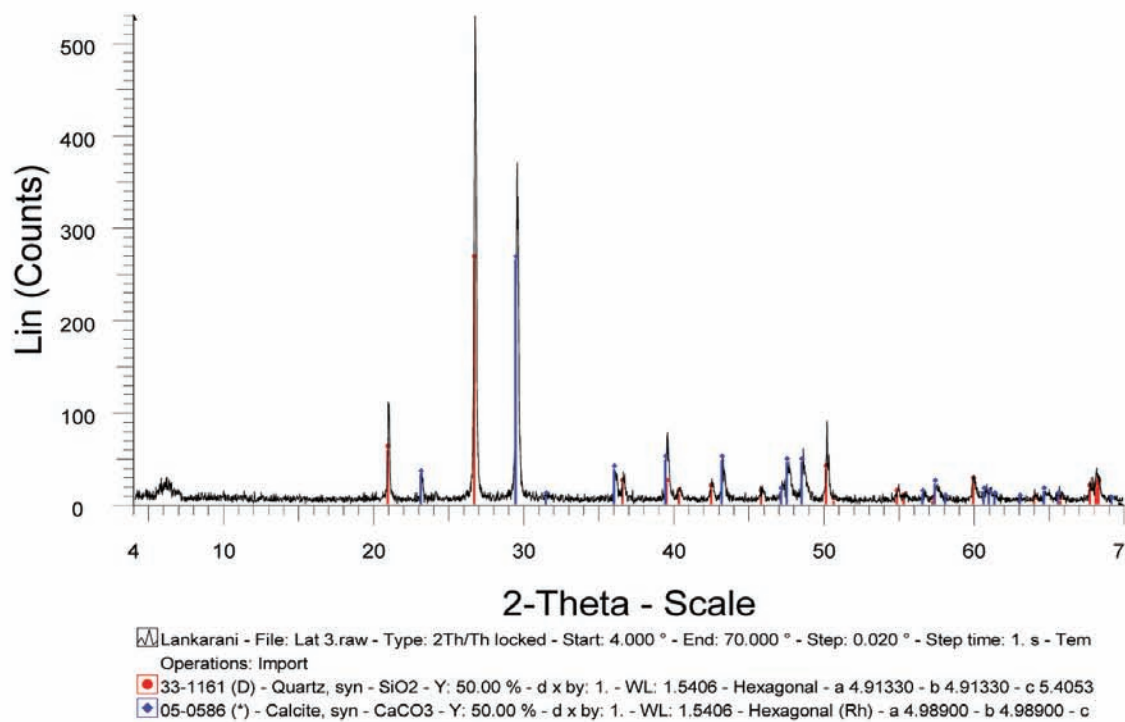
عمیق‌تر رمپ میانی (RMF.8) تبدیل می‌شوند، مشخص است. سطح حداکثر غرقابی (mfs) این سکانس با ظهور وکستون تیره‌رنگ غنی از اسپیکول اسفنج شناخته می‌شود که در نوع خود عمیق‌ترین رخساره در کل توالی رسوبی پرمین ناحیه گدوک بوده و سطح حداکثر غرقابی سکانس رسوبی بزرگ مقیاس‌تری را نیز مشخص می‌کند. این سکانس رسوبی، که دربرگیرنده تمامی نهشته‌های پرمین در برش مورد مطالعه است، با توجه به بازه زمانی آن، یک سکانس رسوبی رده دوم^۱ (ابرسکانس) محسوب می‌گردد. سیستم تراکت تراز بالا (HST) با رخساره‌های رمپ میانی (RMF.8) آغاز شده و به رخساره‌های وکستون/پکستونی لاگونی حاوی اثر فسیلی زوفیکوس^۲ (RMF.20)، وابسته به بخش پایانی سیستم تراکت تراز بالا، ختم می‌گردد. زوفیکوس که شاخصه مهمی برای سنجش میزان اکسیژن محیط رسوبی به شمار می‌رود، معرف شرایط کاهش میزان اکسیژن و فراوانی مواد آلی رسوبات در آبهای آرام می‌باشد (Prothero and Schwab, 1996). چنین شرایطی می‌تواند در آبهای کم عمق دریاها یا پلات فرمی در اثر نرخ بالای رسوبگذاری فراهم گردد. مرز ناپیوسته رأس سکانس با انحلال، افقهای واجد گرهکهای چرت موازی با طبقه‌بندی و سیلیسی‌شدن شدید همراه است. این وضعیت مبین تغییر شرایط محیطی ناشی از رخنمون تحت‌الجوی^۳ است. آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) صورت گرفته بر روی آهکهای رأس سکانس نیز بیانگر سیلیسی‌شدن قابل توجه در آنهاست (شکل ۹). فرامینفرهای *Neoendothyra broennimanni*, *Endothyra bowmani*, *Geinitzina chapmani* سن مرغابین بالایی را برای نهشته‌های این سازند مشخص می‌سازند.

1. Second order depositional sequence
2. Zoophycos ichnofossil

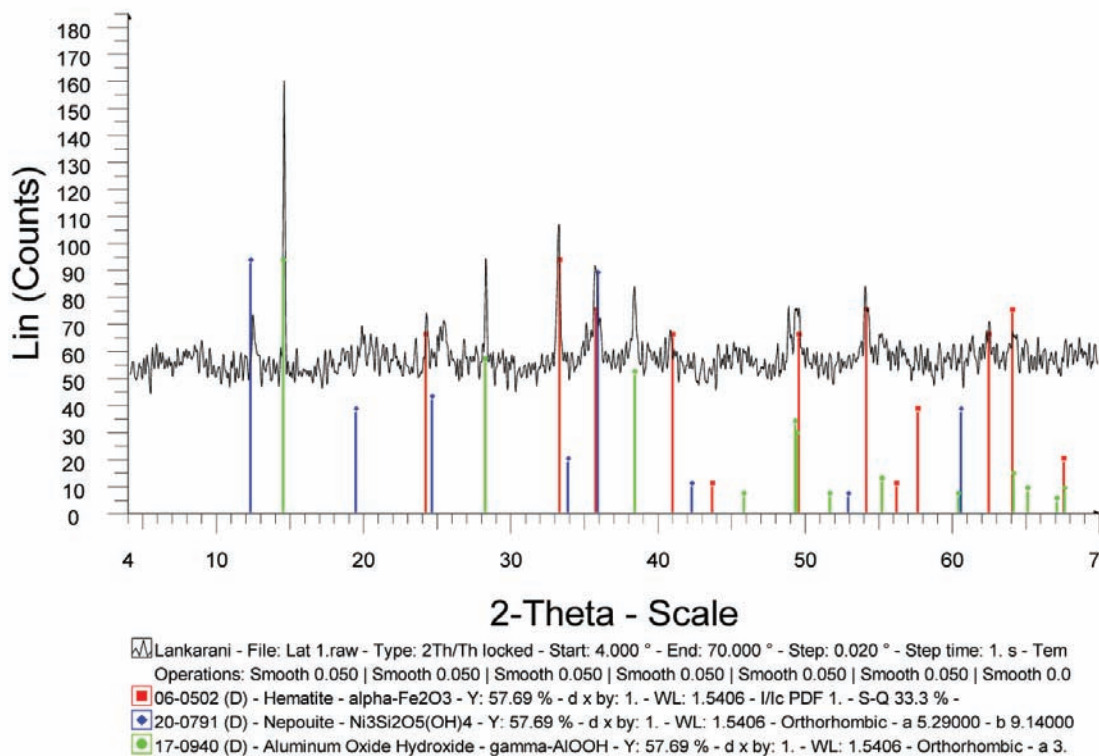
3. Subaerial exposure
4. Hyaline



شکل ۹- طیف پراش پرتو ایکس (XRD) مربوط به آهکهای سیلیسی شده در مرز ناپیوستگی رأس سکناس ششم



شکل ۱۰- طیف پراش پرتو ایکس (XRD) مربوط به آهکهای سیلیسی شده در ناپیوستگی مرز پرمین- تریاس (رأس ابرسکناس آزاروکای میانی)



شکل ۱۱- طیف پراش پرتو ایکس (XRD) مربوط به لاتریت - بوکسیت‌های مرز پرمین - تریاس (رأس ابرسکانس آزاروکای میانی)

سطوح چینه‌بندی و در افق‌های کربناته دارای آثار حفاری زوفیکوس رخ داده است. از آنجایی که چرت‌های موجود از نوع گرھکی^۴ هستند، شکل‌گیری آنها ناشی از دیاژنز بوده است که از این نظر از چرت‌های مطبق رسوبی^۵ متمایز می‌شوند (Prothero and Schwab, 1996). نگاهی به ستون رخساره‌ای برش گدوک و سیستم تراکت‌های تشکیل دهنده آن (شکل ۵) روشن می‌سازد که ساخت زوفیکوس غالباً در آهک‌های تیره‌رنگ لاگونی وابسته به سیستم تراکت تراز بالا به چشم می‌خورد زیرا در این برهه از تشکیل سکانس رسوبی، به سبب افزایش پشته‌های کربناته در رمپ داخلی و انباشتگی توده‌های کربناته در آن، لاگون پشت سدی، گسترده و عمیق می‌گردد (Tucker et al., 1993). در این شرایط بر اثر نرخ رسوبگذاری بالای کربنات و از سوی دیگر، تجزیه و فساد کالبد جلبک‌های کف، بستری کم اکسیژن حاوی مقادیر بالای مواد آلی توسعه می‌یابد که جانوران رسوب‌خوار^۶ با حفر بستر از مواد مغذی آن بهره‌مند می‌شوند. زیست‌آشفته‌گی به وجود آمده در رسوبات، در کنترل فرآیندهای دیاژنتیک بعدی نقش موثری ایفا می‌کند و با پدید آوردن ناهمگنی در تخلخل و تراوایی رسوب، مسیره‌های مهاجرت سیالات را تعیین می‌کند (Libelo et al., 1994). حفاری در رسوبات، میزان

رسوبات این سکانس رسوبی به آشکوب میدین^۱ (آخرین آشکوب پرمین میانی) است.

بحث

مشخصه‌های سنگ‌شناسی رخساره‌های مورد مطالعه، جایگاه آنها در ستون چینه‌شناسی و ماهیت سطوح محدودکننده آنها، امکان بررسی تغییرات نسبی سطح آب دریای پرمین در حین نهشته‌شدن این توالی را به خوبی نشان می‌دهد. با در نظر گرفتن شاخص اندازه آلومک‌های^۲ موجود در رخساره‌ها، ارتباط آنها با تغییرات انرژی محیط و نیز تغییرات نسبی سطح آب دریا به خوبی قابل تجزیه و تحلیل می‌باشد. وجود افق‌های خاک (مرزهای سکانسی دوم و هشتم)، پدیده کارستی‌شدن و انحلال واحدهای کربناته در اثر نفوذ آب‌های جوی (مرزهای سکانسی هفتم و هشتم)، گسترش آثار دیاژنتیک مرتبط با محیط فراتیک و وادوز آب شیرین (مرزهای سکانسی سوم، چهارم، ششم، هفتم و هشتم) از جمله موارد تعیین‌کننده مرزهای سکانسی هستند. سیلیسی‌شدن و چرت‌زایی در برش مطالعه شده، در افق‌های آهکی بخش‌های فوقانی سازند روت، عمدتاً در طبقاتی به چشم می‌خورد که واجد آثار زیست‌آشفته‌گی^۳ هستند. این پدیده در

1. Midian
2. Clasticity index
3. Bioturbation

4. Nodular chert
5. Bedded chert
6. Deposit feeder

رسوبات در معرض محیط‌های جوی گرم و مرطوب قرار گرفته‌اند. به دلیل اسیدی بودن آبهای حفره‌ای^۳ در این محیطها (Worden and Burely, 2003)، انحلال کربنات کلسیم و جانشینی سیلیس به جای آن صورت گرفته است (شکل‌های ۹ و ۱۰ و جدول‌های ۱ و ۲ مبین سیلیسی شدن شدید سنگهای آهکی در مرزهای سکانسی هستند).

کانال‌های حاصل از حفاری موجودات در رسوبات آهکی، مسیری را برای حمل محلولهای سیلیسی پدید آورده و سرعت انحلال کربنات کلسیم و سیلیسی شدن آهکها را افزوده‌اند. سیلیس لازم برای گسترش گرهکهای چرتی در طبقات کربناته از دانه‌های کوارتز حمل شده به پلات فرم کربناته و اسکلت موجودات تأمین گردیده و یا حاصل هوازدگی و دگرسانی بازالت و توفهای سیلیسی است (Tucker, 2001). منشأ سیلیس زیستی در آهکهای پلاتفرمی عمدتاً از اسپیکول‌های اسفنج و در آهکهای پلاژیک آبهای عمیق از رادیولارها و دیاتومه‌ها ذکر شده است (Gao and Land, 1991). بررسی حاضر نشان می‌دهد که منشأ تأمین کننده سیلیس برای مرزهای سکانسی هفتم و هشتم در توالی رسوبی گدوک متفاوت بوده است. در مرز سکانسی هفتم، سیلیسی شدن آهکهای سیستم تراکت تراز بالا که خود بر روی رخساره‌های وکستونی واجد اسپیکول اسفنج، مرتبط با حداکثر غرقابی^۱، قرار گرفته‌اند، رخ داده است (شکل ۵). بررسی‌های

حمل سیالات و به تبع آن، نرخ واکنش سیالات دیاژنتیک با رسوب را افزایش داده و منجر به افزایش در سرعت انحلال کربنات و سیلیسی شدن یا دولومیتی شدن آن می‌شود (Green et al., 1992). از این رو، چنین استنباط می‌شود که فضاهای به وجود آمده در اثر زیست‌آشفتگی، مسیر عبور سیالات حاوی سیلیس را کنترل کرده‌اند و نیز می‌توان دریافت که سیلیسی شدن این آهکها، پدیده‌ای ائوژنتیک^۱ بوده و پیش از رخداد سنگی شدن^۲ آنها و بسته شدن کانالهای حاصل از حفاری موجودات رخ داده است. فرآیندهای ائوژنتیک در رسوبات، توسط محیط رسوبی، نرخ رسوبگذاری و میزان ورود آبهای جوی، وابسته به تغییرات نسبی سطح آب دریا، کنترل می‌شوند (Mc Kay et al., 1995). از سوی دیگر، شکل‌گیری گرهکها غالباً در مرتبط با وقفه یا کاهش در نرخ رسوبگذاری در نظر گرفته شده است (Bosence and Wilson, 2003). در پلات فرم‌های کربناته، در مرحله افت سطح آب دریا، که با سیستم تراکت افت و تشکیل مرز سکانسی همراه است، رسوبگذاری کربنات متوقف شده و انحلال و دیاژنز جوی گسترش می‌یابد (Schlager, 1991). بنابراین با توجه به قرارگیری حوضه در عرضهای جغرافیایی پایین و اقلیم گرم و مرطوب در دوره پرمین، پس از خروج طبقات کربناته از آب (در نتیجه افت نسبی سطح آب دریا)، این

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی آهکهای سیلیسی شده رأس ششمین سکانس رسوبی، به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF)

Comp	C (%)	Comp	C (%)	Comp	C (%)	Comp	C (%)	Comp	C (%)	Comp	C (%)
CuO	0.016	SO3	0.396	MgO	0.832	PbO	0.0059	ZnO	0.0071	MnO	0.016
P2O5	0.025	Cl	0.027	Na2O	0.039	TiO2	0.043	SrO	0.0930	K2O	0.181
Fe2O3	0.242	Al2O3	0.986	SiO2	14.9	CO2	34.52	CaO	47.63		

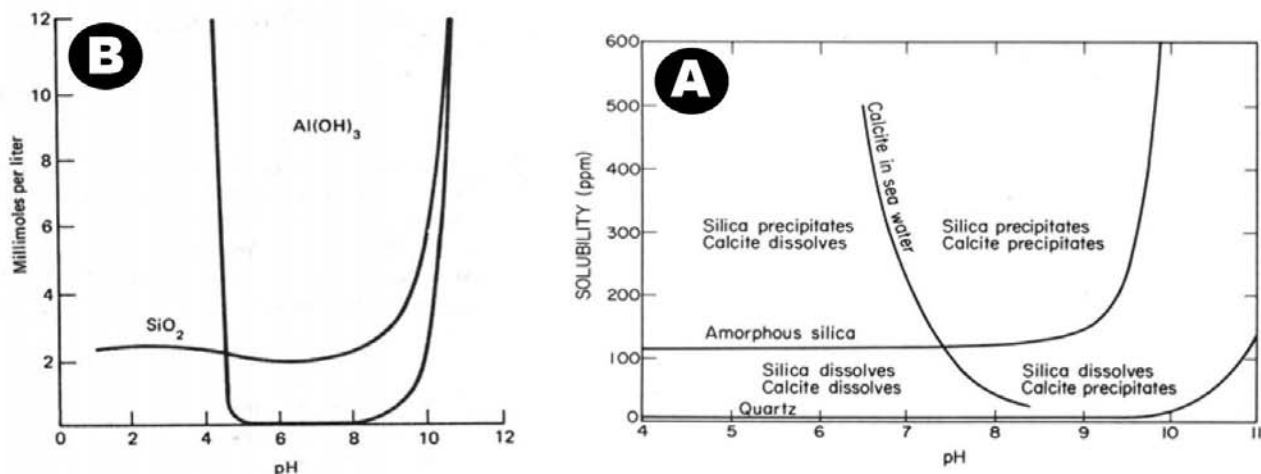
جدول ۲- داده‌های تجزیه شیمیایی آهکهای سیلیسی شده رأس هفتمین سکانس رسوبی (ناپیوستگی مرز پرمین - تریاس) به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF)

Compound	Percent	Compound	Percent	Compound	Percent
CuO	0.11	MgO	0.51	SO3	0.652
MnO	0.0098	P2O5	0.026	PbO	0.032
TiO2	0.033	ZnO	0.041	SrO	0.0731
Na2O	0.087	Cl	0.13	K2O	0.14
Fe2O3	0.348	Al2O3	0.931	CO2	21.48
CaO	34.47	SiO2	40.9		

1. Eogenetic
2. Lithification

3. Porewater

چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های پرمین (ابرسکانس آزاروکای میانی) ...
 بازسازی محیط رسوبی دیرینه سازند زیارت ...



شکل ۱۲- الف) ارتباط میان pH و میزان حلالیت کلسیت، سیلیس بی‌شکل و کوارتز (Blatt, 1980)
 ب) نمودار تغییرات میزان حلالیت سیلیس و هیدروکسید آلومینیوم در شرایط pH متفاوت (Mason and Moore., 1982)

سیلیسی شده و شدت سیلیسی شدن در مرز سکانسی هشتم، که حد فوقانی ابرسکانس آزاروکای میانی و منطبق بر ناپیوستگی جهانی مرز پرمین-تریاس است، بیشتر و قابل ملاحظه‌تر است (مقایسه جداول ۱ و ۲). این امر ناشی از طولانی‌تر بودن زمان رخنمون تحت‌الجوی در مرز پرموتریاس می‌باشد.

در انتهای گوادلوپین^۳ سطح عمومی آب دریاها تا نزدیکی لبه کراتون‌ها افت کرده و دامنه نوسانات سطح جهانی آب دریاها با همان روند به کاهش خود ادامه داد و بدین سبب، دریاها تا پایان پالئوزوئیک پادگانه‌های قاره‌ای را فرانگرفتند (Ross and Ross, 1987) و بالاخره در پایان دوره پرمین، سطح جهانی آب دریاها به پایین‌ترین حد خود در تاریخ زمین‌شناسی رسیده است (Haq et al., 1988). افت جهانی سطح آب دریاها در پایان پرمین میانی (آشکوب میدین Midian) منجر به خروج رمپ کربناته حاشیه شمال گندوانا از آب و ایجاد ناپیوستگی وسیع مرتبط با آن گردید که این ناپیوستگی جهانی، مرز فوقانی سکانس رده دوم دربرگیرنده همه نهشته‌های پرمین، ابرسکانس آزاروکای میانی^۴ (Sloss, 1963)، را تشکیل می‌دهد.

کل توالی رسوبی پرمین در برش مطالعه شده، محدود به ناپیوستگی‌های عمده، توأم با فرسایش و نبود رسوبگذاری قابل ملاحظه، است. با توجه به قرارگیری در بین ناپیوستگی‌های بزرگ مقیاس و بازه زمانی چند ده میلیون ساله نهشتگی، این توالی دربرگیرنده یک سکانس رسوبی رده دوم یا ابرسکانس^۵ می‌باشد. مرز زیرین این ابرسکانس با ناپیوستگی فرسایشی عمده و نبود زمانی چندین میلیون ساله (عدم حضور طبقات کربونیفر میانی و فوقانی) همراه است و مرز فوقانی آن با عدم نهشتگی سازند نسن، ناشی از افت گسترده و جهانی سطح آب دریاها و خروج از آب رمپ کربناته حاشیه پالئوتتیس، و نیز گسترش نهشته‌های

میکروسکوپی بر روی رخساره اخیر نشان می‌دهد که از این اسپیکول‌ها، تنها قالبهایی پر شده با کلسیت باقی مانده و سیلیس آنها شسته شده است. از این رو، نظر به قرارگیری بخشهای سیلیسی شده بر روی این مجموعه، تأمین سیلیس جهت تشکیل چرت در این مرز سکانسی از منشأ اسپیکولهای اسفنج (طبقات زیرین) محتمل به نظر می‌رسد. این وضعیت مشابه منشأ چرت‌های گرهمکی در آهک‌های اردوویسین اکلاهما^۶ می‌باشد که در آنها انحلال اسپیکول‌های اسفنج به هنگام خروج از آب پلات‌فرم، تأمین شده است (Gao and Land, 1991). سیلیس گرهمک‌های چرتی رأس سکانس هفتم (مرز پرموتریاس) منشأیی متفاوت داشته است. عدم حضور اسپیکولهای اسفنج و دانه‌های کوارتز آواری در رخساره‌های این سکانس از یک سو و افزایش شدت سیلیسی شدن به سمت محل تماس آهک‌ها با افق‌های ولکانیکی رأس توالی از سویی دیگر، فرض تأمین سیلیس چرت‌های مرز ناپیوستگی پرمین-تریاس را از دگرسانی سنگ‌های ولکانیکی تقویت می‌کند. بنابراین چنین استنباط می‌شود که در اثر رخنمون تحت‌الجوی ناشی از افت سطح آب دریا و دگرسانی شدید و درازمدت سنگ‌های ولکانیکی در شرایط اقلیمی گرم و مرطوب، سیلیس این سنگ‌ها شسته شده و تنها عناصر کم تحرکی چون آلومینیوم و آهن باقی مانده‌اند (شکل ۱۲).

سیلیس شسته شده از این مجموعه موجب سیلیسی شدن افق‌های کربناته زیرین گردیده است. تشکیل ذخایر لاتریت - بوکسیت مرز پرموتریاس برش گدوک حاصل چنین فرآیندی بوده است. این نهشته‌های لاتریت - بوکسیتی معرف فاز پس‌روی پرمین بالایی است، که از مرغابین پسین شروع شده و تا تریاس پیشین ادامه داشته است. این نهشته‌ها از نقاط مختلف البرز گزارش شده‌اند (Ghasemi-Nejad, 2002). ضخامت بخش

1. Maximum flooding
 2. Oklahoma

3. Guadalupian
 4. Middle Absaroka

5. Supersequence

تراکتهای پیشرونده و تراز بالا مهم‌ترین ادوار رسوبگذاری در رمپ‌های کربناته به شمار می‌روند (Tucker et al., 1993). با توجه به اینکه ذوب یخچالی و بالاآمدگی سطح اساس، سریع‌تر از تشکیل کلاهدک یخچالی و افت سطح اساس رخ می‌دهد (Blum, 2001) و رمپ‌های کربناته به سرعت غرقاب می‌شوند، سیستم تراکت پیشرونده (TST) در آنها نازک بوده و طرح برانبارش آن همواره پس‌نشستی^۲ است. در رمپ‌های کربناته، توده‌های ماسه کربناته با ضخامت قابل توجه غالباً در سیستم تراکت تراز بالا تشکیل می‌شوند زیرا در این برهه، نرخ ایجاد فضای رسوبگذاری با نرخ رسوبگذاری کربنات (مصرف این فضا) تقریباً برابر است و برافزایش توده‌های ماسه کربناته در رمپ داخلی رخ می‌دهد (Tucker et al., 1993). در چنین شرایطی، لاگون پشت سدی احتمال گسترش و عمیق‌شدگی دارد و از این رو، رخساره‌های لاگونی، ضخامت قابل توجهی را در توالی‌های کربناته رمپ تشکیل می‌دهند که این خصیصه در برش مطالعه شده نیز مشهود است.

نتیجه‌گیری

توالی رسوبی پرمین در برش گدوک البرز مرکزی، تغییری تدریجی از محیط دریایی کم‌عمق با برتری نهشته‌های آواری به یک رمپ کربناته با برتری رسوبات کربناته را نشان می‌دهد. رسوبگذاری این مجموعه، که هم‌ارز ابرسکانس آبروکای میانی است، در اثر رخداد ذوب یخچالی در گندوانا و بالاآمدگی جهانی سطح آب دریاها در پرمین زیرین آغاز گردیده و تا اواخر پرمین میانی (اشکوب میدین) ادامه یافته است. سکانس‌های رسوبی شناسایی شده در سازندهای دورود و روته (مجموعاً هفت سکانس رسوبی) از نوع رده سوم می‌باشند که خود در پطن یک سکانس رده دوم (ابرسکانس) جای گرفته‌اند. این سکانس‌ها با سکانس‌های پیشنهاد شده برای پرمین دیگر نقاط جهان همسان هستند. هم‌زمانی و تشابه سکانس‌های پرمین البرز مرکزی با سکانس‌های جهانی برای پرمین، نشان می‌دهد که تغییرات نسبی سطح آب دریا در حوضه مطالعه شده، عمدتاً متأثر از نوسانات ائوستاتیک (مطلق) سطح آب دریاها بوده است.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور؛ چاپ اول، ۵۸۳ ص.
- رحیمی، ب.، ۱۳۸۱. مطالعات ساختاری رشته‌کوه البرز در شمال دامغان. پایان‌نامه دکترای زمین‌شناسی (تکتونیک)، دانشگاه شهید بهشتی.
- لنکرانی، م.، ۱۳۸۶. محیط رسوبگذاری و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های پرمین در البرز شرقی و مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی (رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی)، دانشگاه تهران.

ضخیم لائیت- بوکسیتی، کارستی‌شدن و سیلیسی‌شدن گسترده طبقات کربناته همراه است. این شواهد نشان می‌دهد که هر دوی این مرزها، مرز سکانسی رده دوم می‌باشند. این ابرسکانس (آبروکای میانی) خود از تعدادی سکانس‌های کوچک مقیاس‌تر تشکیل شده که نظر به بازه سنی دربرگیرنده و انطباق با روند تغییرات جهانی رده سوم سطح آب دریاها، سکانس‌های رده سوم تشخیص داده شده‌اند.

ائوستازی، تأمین رسوب و نرخ فرونشینی (تکتونیک محلی) از عوامل اصلی کنترل‌کننده الگوی رسوبی سکانس‌ها به شمار می‌روند (Catuneanu et al., 2005). با توجه به این‌که نرخ فرونشینی در حاشیه‌های غیرفعال شبه‌اطلس (Atlantic type passive margin)، که حوضه البرز در دوره پرمین در آن قرار داشته، به طور یکنواخت به سمت حوضه افزایش می‌یابد، الگو و ضخامت رسوبات نهشته شده، به نرخ تغییرات سطح آب دریا و نرخ رسوبگذاری بستگی دارد (Pitman, 1978). نظریه هم‌زمانی قابل توجه سکانس‌های پرمین البرز با سکانس‌های جهانی پرمین (Ross and Ross, 1987) و انطباق میان منحنی تغییرات نسبی سطح آب دریا در حوضه البرز با منحنی جهانی نوسانات ائوستازی پرمین، گمان می‌رود که تحولات رسوبگذاری در حاشیه جنوبی اقیانوس پالئوتتیس در دوره پرمین عمدتاً متأثر از نوسانات جهانی سطح آب دریاها (ائوستازی) بوده است.

تغییر در شرایط اقلیمی و ترکیب جو، تشکیل و تفریق قاره‌ها و تغییرات در میزان تابش خورشیدی باعث دوره‌های یخچال‌زایی می‌گردد که نتیجه آن افت جهانی سطح آب دریاهاست (Reading and Levelle, 1996). بازه زمانی کربونیفر (پنسیلوانین) - پرمین از جمله این ادوار بوده است که در طی آن یک نوسان ائوستازی یخچالی بزرگ مقیاس رخ داده است (Hambrey and Harland, 1981; Tucker, 1993; Reading and Levelle, 1996). ائوستازی یخچالی که واجد دامنه‌ای متغیر و نامتقارن است، تشکیل سکانس‌های رده سوم را در کنترل دارد (Church and Coe, 2003). توسعه یخچال‌ها در این برهه، به افت جهانی سطح آب دریاها انجامیده و ناپیوستگی مهم پیش از پرمین در بالای سنگهای سازند مبارک پدیدار شده است، به طوری که در بسیاری از نقاط البرز، رسوبات کربونیفر (حداکثر با سن نامورین زیرین) مستقیماً در زیر طبقات پرمین قرار گرفته‌اند و در این میان، دوره طولانی عدم رسوبگذاری و فرسایش وجود داشته که از کربونیفر میانی تا فوقانی به طول انجامیده است. با کاهش قلمرو یخچالها و ذوب تدریجی آنها در آستانه پرمین، سطح جهانی آب دریاها به تدریج شروع به بالاآمدن نمود و در اثر آن بسیاری از مناطق در حاشیه جنوبی پالئوتتیس دوباره به زیر آب رفتند و رسوبگذاری دریایی در آنها مجدداً احیاء گردید. با رخداد این یخچال‌زدایی^۱ و گرم شدن اقلیم، رمپ کربناته گرمسیری در حاشیه غیرفعال پالئوتتیس شکل گرفت. سیستم

1. Deglaciation
2. Retrogradational

- Aguirre, J. and Riding, R., 2005. Dasycladalean Algal Biodiversity Compared with Global Variations in Temperature and Sea Level over the Past 350 Myr. *PALAIOS*, 20, 581-588.
- Bacelle, L. and Bosellini, A., 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentary. *Sci.Geol.Paleont*, 1, 3, 59-62.
- Blatt, H., Middleton, G.V. and Murray, R., 1980. Origin of sedimentary rocks, Prentice-Hall, 781.
- Blum, M.D., 2001. Importance of falling stage fluvial deposition: Quaternary examples from the Texas Gulf Coastal Plain and Western Europe. 7th International Conference on Fluvial Sedimentology, Program and Abstracts, 61.
- Bosence, D.W.J. and Wilson, R.C.L., 2003. Sequence stratigraphy of carbonate depositional system, In: Coe, A.L. (ed.), The sedimentary record of sea level change, The Open University, Cambridge University press, 234-257.
- Carozzi, A.V., 1989. Carbonate rock depositional model: a microfacies approach, Prentice Hall (Englewood Cliffs), 604.
- Catuneanu, O., Martins-Neo, M.A. and Erikson, F.G., 2005. Precambrian Sequence stratigraphy, *Sed Geol*, 176, 67-95.
- Church, K. D., and Coe, A.L., 2003. Processes controlling relative sea-level change and sediment supply, In: Coe, A.L. (ed.), The sedimentary record of sea level change, The Open University, Cambridge University press, 99-118.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *J. Sed.Petrol*, 36, 491-505.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate rocks according to depositional texture, in: Classification of Carbonate rocks, Ham, W. E (ed.), AAPG memoir 1, 108-121.
- Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate rocks, Springer-Verlag, 976.
- Gallagher, S.J., 1998. Controls on the distribution of calcareous Foraminifera in the Lower Carboniferous of Ireland. *Marine Micropaleontology*, 34, 187-211.
- Gao, G. and Land, L.S., 1991. Nodular chert from the Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma: a combined field, Petrographic and isotopic study. *Sedimentology*, 38, 857-870.
- Ghasemi Nejad, E., 2002. Biostratigraphy and depositional history of the Paleozoic deposits in the South of Central Alborz Basin, Based on Foraminifera. *Iranian.Int. J.Sci*, 3, 1, 93-114.
- Green, M.A., Aller, R.C. and Aller, J.Y., 1992. Experimental evaluation of the influences of biogenic reworking on carbonate preservation in nearshore sediments. *Marine Geol*, 107, 175-18.
- Hambrey, M.J. and Harland, W.B. (eds.), 1981. Earth's Pre-Pleistocene glacial record, Cambridge University press, 1004.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, In: Wilgus, C.K; Hastings, B.S; Kendall, C.G.St.C; Posamentier, H.W; Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C (eds.) : Sea-level changes: An integrated approach, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.42, 71-108.
- Hunt, D. and Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sed.Geol*, 81, 1-9.
- Lankarani, M., Amini, A., Mosadegh, H., (In press). Facies Analysis and Depositional Environment of the Permian Siliciclastic-Carbonate Transition, Central Alborz, Iran. *JDUBS*.
- Libelo, E.L., Macintyre, W.G., Seitz, R.D. and Libelo, L.F., 1994. Cycling of water through the sediment-water interface by passive ventilation of relict biological structures. *Marine Geol*, 120, 1-12.
- Mason, B., Moore, C.B., 1982. Principles of Geochemistry, John Wiley & Sons, 344.
- Mc Kay, J.L., Longstaffe, F.J. and Plint, A.G., 1995. Early diagenesis and its relationship to depositional environment and relative sea level fluctuation (Upper Cretaceous) Marshybank Formation, Alberta and British Columbia. *Sedimentology*, 42, 161-190.
- Miall, A.D., 1988. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southeast Colorado. *Sed Geol*, 55, 233-262.
- Miall, A.D., 2002. Architecture and sequence stratigraphy of Pleistocene fluvial systems in the Malay Basin, based on seismic time-slice analysis. *AAPG Bull*, 86, 7, 1201-1216.
- Pettijohn, F.J., Potter, P. E. and Siever, R., 1987. Sand & Sandstone, Springer-Verlag, 553.

-Pitman, W.C., 1978. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *GSA Bull*, 89, 1389-1403.

-Prothero, D.R. and Schwab, F., 1996. *Sedimentary Geology*, W.H. Freeman and company, 575.

-Reading, H.G. and Levell, B.K., 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: Reading, H.G (ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies & stratigraphy*. Blackwell, 5-36.

-Ross, C.A. and Ross, J.R.P., 1987. Late Paleozoic sea level and depositional sequences. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Spec.pub.24, 137-149.

-Schlager, W., 1991. Depositional bias and environmental change – important factors in sequence stratigraphy. *Sed.Geol*, 70, 109-130.

-Sloss, L.L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *GSA Bull*, 74, 93-113.

-Tucker, M.E., 1993. Carbonate diagenesis and Sequence stratigraphy, In: *Sedimentology review/1* (ed. Paul Wright). Blackwell, 51-72.

-Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary petrology*, Blackwell, 260.

-Tucker, M.E., Calvet, F. and Hunt, D., 1993. Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platform of eastern Spain, In: Posamentier, H.W; Summerhayes, C.P; Haq, B.U and Allen, G.P (eds.), *Sequence stratigraphy and facies associations*. Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol, 18, 397-415.

-Worden, R.H. and Burley, S.D., 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to sandstone, In: Burley, S.D; Worden, R.H. (Eds.), *Sandstone Diagenesis - Recent and Ancient*. Reprint Series Volume 4 of the IAS, Blackwell, 3-44.

Archive of SID