

میکروفاسیس و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در جنوب غرب بروجن

عزیز اله طاهری، دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود*

حسن سرادقی، کارشناس ارشد، شرکت نفت (مدیریت اکتشافات) تهران

چکیده

به منظور تفسیر رخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند سروک (به سن آلبین پسین-سنومانین در ناحیه مورد مطالعه) در منطقه جنوب غرب بروجن، یک برش چینه شناسی مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس تغییرات رخساره ای و خصوصیات سنگ شناختی هشت ریز رخساره متفاوت تشخیص داده شد که در چهار محیط رسوبی پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز نهشته شده اند. با توجه به رخساره های معرفی شده و شواهد صحرایی رسوبگذاری سازند سروک در منطقه مورد مطالعه در یک رمپ کربناته صورت گرفته است. سه سکانس رسوبی درجه ۳ در سازند سروک بر اساس روند عمیق و کم عمق شدگی تشخیص داده شده است. بخش بالایی سازند کژدمی نشانگر دسته رسوبی پیشرونده TST سکانس اول می باشد. مرز بین سازند کژدمی و سازند سروک به عنوان mfs و بخش قاعده ای سازند سروک به عنوان HST سکانس اول در نظر گرفته شده است. سکانس دوم به سن سنومانین بوده و در بر گیرنده بخش میانی سازند سروک است. این سکانس با انباشتگی عمودی رخساره های تالاب مشخص می شود. سکانس سوم به سن سنومانین میانی، رسوبات بخش بالایی سازند سروک را در بر می گیرد. دسته رسوبی TST از رخساره های سد و دریای باز تشکیل شده است. سنگ های تشکیل دهنده HST عمدتاً از رخساره های تالاب تشکیل گردیده اند. مرز بین سکانس سوم و سازند گورپی با ناپیوستگی نوع ۱ مشخص می گردد.

واژه های کلیدی: سازند سروک، ریز رخساره، رمپ، چینه نگاری سکانسی، بروجن.

مقدمه

سازند سروک به سن آلبین - تورونین یکی از سنگ مخزن های مهم در جنوب باختری ایران است (مطبعی، ۱۳۷۲). این سازند عمدتاً از سنگ های آهکی ساخته شده است. برش نمونه سازند سروک در تنگ سروک واقع در یال جنوبی تاقدیس کوه بنگستان واقع در شمال غرب شهرستان بهبهان اندازه گیری شده است (James and Wynd 1965).

میکروفاسیس ها و محیط های رسوبی سازند سروک در نواحی مختلف حوضه زاگرس از قبیل تاقدیس نار (فرزدی ۱۳۷۱) میدان نفتی اهواز (کیوانی، ۱۳۷۲)، برش نمونه و سفید کوه لرستان (جلیلیان-۱۳۷۵، لاسمی و جلیلیان- ۱۳۷۶)، ناحیه سمیرم (وزیری مقدم و صفری- ۱۳۸۲)، منطقه فارس ساحلی (شهابی ۱۳۸۳، طباطبایی، ۱۳۸۳، ابراهیمی ۱۳۸۳ و لاسمی و همکاران- ۱۳۸۳) میدان نفتی گچساران (رحیمی نژاد و همکاران ۱۳۸۵)، ناصری (۱۳۸۴)، اصیلیان مهابادی و لاسمی (۱۳۸۶)، لاسمی و کاوسی (۱۳۸۴)، و غیشاوی (۱۳۸۸) مطالعه شده است.

هدف از انجام این تحقیق بررسی تغییرات رخساره ای و تحلیل آنها، تفسیر محیط رسوب گذاری و ارائه مدل رسوبی و به کار گیری نتایج آن جهت تفکیک سکانس

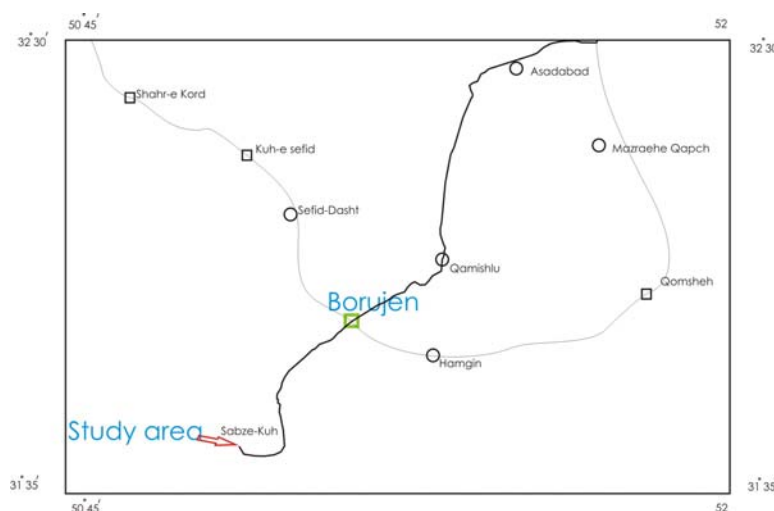
های رسوبی سازند سروک در برش مورد مطالعه (جنوب غرب فیروزآباد) می باشد (شکل ۱). سنگ های سازند سروک در این منطقه تا کنون به طور تفصیلی از نظر چینه نگاری سکانسی مورد بررسی قرار نگرفته و پژوهش های چینه نگاری سکانسی می تواند جهت شناسایی سنگ منشا، سنگ مخزن، سنگ پوشش و تفسیر جغرافیای دیرینه کمک شایانی نماید.

روش مطالعه

جهت رسیدن به اهداف تعیین شده، برش چینه نگاری سبز کوه انتخاب و اندازه گیری شده و تعداد ۱۲۴ نمونه بر اساس تغییرات رخساره ای جمع آوری گردید. برای تشخیص و تفکیک رخساره های مختلف تعداد ۱۴۰ مقطع نازک مورد بررسی و دقیق پتروگرافی قرار گرفته است.

جهت نام گذاری سنگ های آهکی از طبقه بندی دانهام (1962) استفاده شده است. چینه نگاری سکانسی سازند سروک بر اساس روش ها و اصول چینه نگاری سکانسی

(Haq et al. 1987; Van Wagoner et al. 1988; Emery and Myers 1996; Simmons et al. 2007) بررسی شده است.



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه و راههای دسترسی به آن.

مشخصات سنگ چینه‌ای

سنگ‌های سازند سروک در برش مورد مطالعه از نظر سنگ چینه‌ای قابل تقسیم به واحد‌های زیر است (شکل ۲):

واحد ۱-۷۰ متر آهک خاکستری رنگ و ضخیم لایه حاوی خرده‌های رودیست و خارپوست و بلورین با بین لایه‌هایی از آهک دولومیتی

واحد ۲-۴/۵ متر آهک کرم مایل به خاکستری قله‌ای واحد ۳-۱۸ متر آهک دولومیتی کرم مایل به خاکستری، نازک لایه

واحد ۴-۱۰ متر آهک دولومیتی متوسط تا نازک لایه، نخودی تا کرم رنگ

واحد ۵-۲۱/۶ متر تناوب آهک متوسط تا ضخیم لایه، کرم رنگ با آهک دولومیتی

واحد ۶-۱۱/۲۵ متر آهک خاکستری رنگ، متوسط تا نازک لایه

واحد ۷-۱۷ متر آهک خاکستری مایل به کرم، نازک لایه، حاوی خرده‌های رودیست

واحد ۸-۷/۶۵ متر آهک خاکستری تا کرم رنگ، متوسط تا نازک لایه

واحد ۹-۲ متر آهک و آهک مارنی خاکستری تا کرم رنگ، متوسط تا ضخیم لایه حاوی خرده‌های رودیست واحد ۱۰-۱۱ متر آهک دولومیتی خاکستری مایل به زرد، متوسط تا نازک لایه

واحد ۱۱-۲۲ متر آهک خاکستری کرم رنگ، بلورین، ضخیم تا متوسط لایه، حاوی خرده‌های رودیست

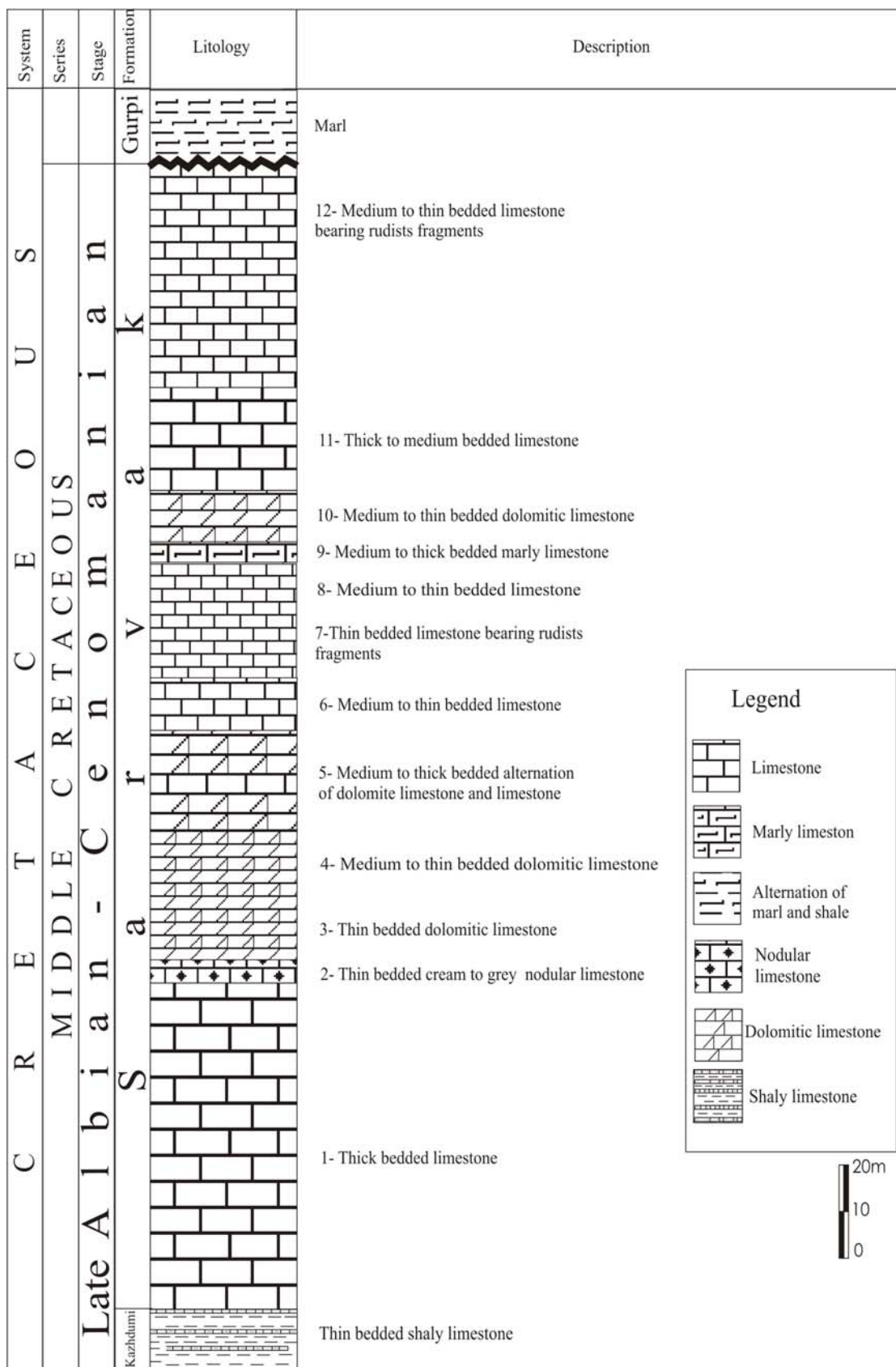
واحد ۱۲-۴۸ متر آهک کرم تا خاکستری متوسط تا نازک لایه حاوی خرده‌های رودیست مرز زیرین سازند با سازند کژدمی از نوع پیوسته و مرز بالای آن با شیل و مارن‌های قاعده سازند گورپی فرسایشی است.

رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

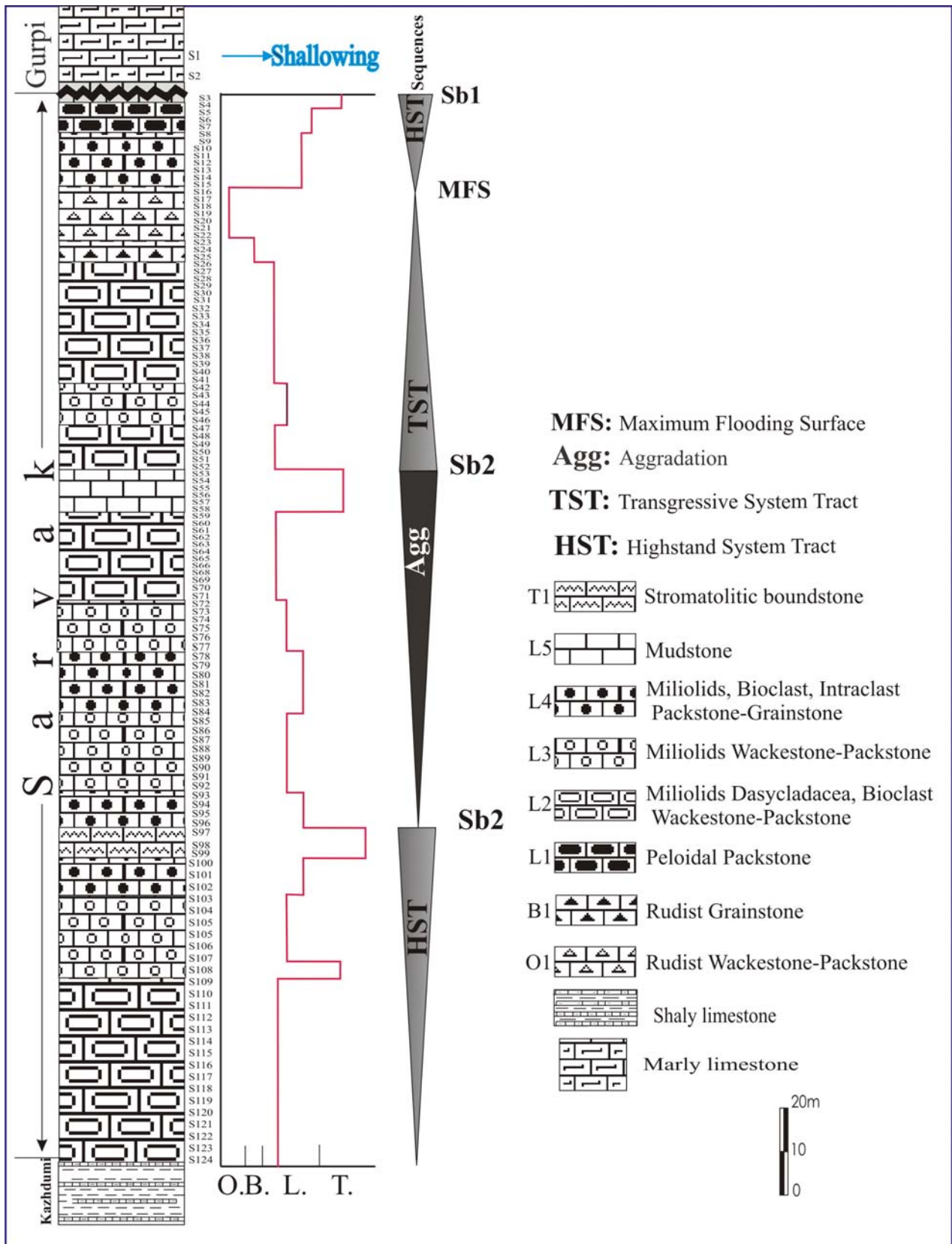
مطالعه و بررسی میکروسکوپی سازند سروک در برش مورد مطالعه منجر به شناسایی ۸ ریزرخساره شده است. تفکیک ریزرخساره‌ها بر اساس اجزای اسکلتی، غیر اسکلتی و بافت می‌باشد. تفسیر و توصیف ریزرخساره‌ها به شرح زیر است (اشکال ۳، ۴ و ۵).

رخساره رودیست و کستون / پکستون (O1)

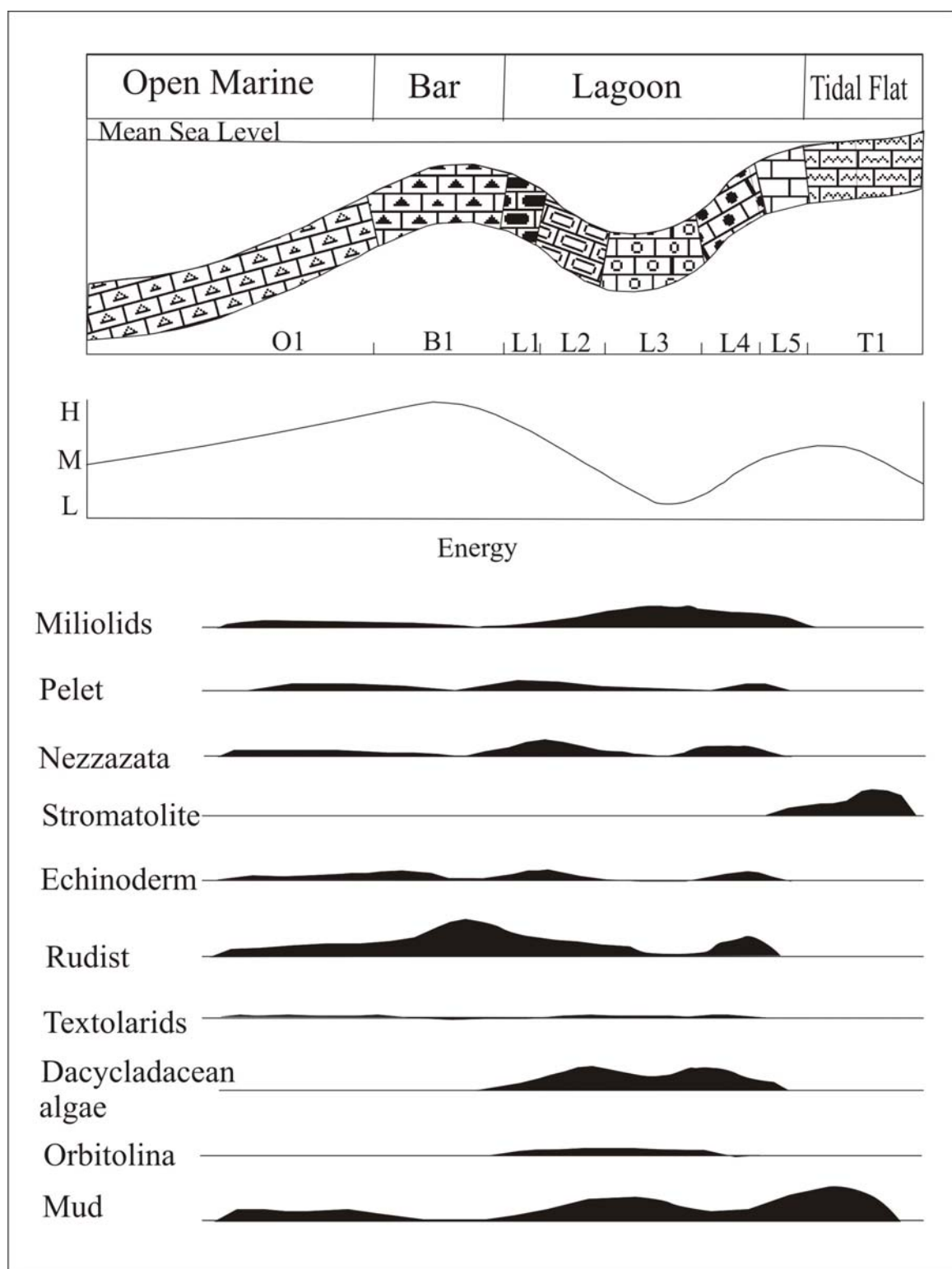
تشکیل دهنده‌ی اصلی این ریزرخساره خرده‌های رودیست می‌باشند که توسط گل آهکی در بر گرفته شده‌اند (شکل ۶a). قطعات رودیست از نواحی مجاور و پراکنده به منطقه محیط‌های دورتر از ساحل انتقال یافته‌اند. در بعضی از مقاطع درصد کمی از اکنید و تکستولاریا نیز وجود دارد. حضور خرده‌های اکنید، خرده‌های ریز رودیست، مشخصات بافتی و موقعیت چینه‌نگاری حاکی از تشکیل این رخساره در شرایط متوسط تا کم انرژی دریای باز است (Wilson 1975; Flugel 2004). مشابه این ریز رخساره از ناحیه خوزستان و لرستان (لاسمی و جلیلیان ۱۳۷۶) و ناحیه سمیرم (وزیری مقدم و صفری ۱۳۷۵) گزارش شده است.



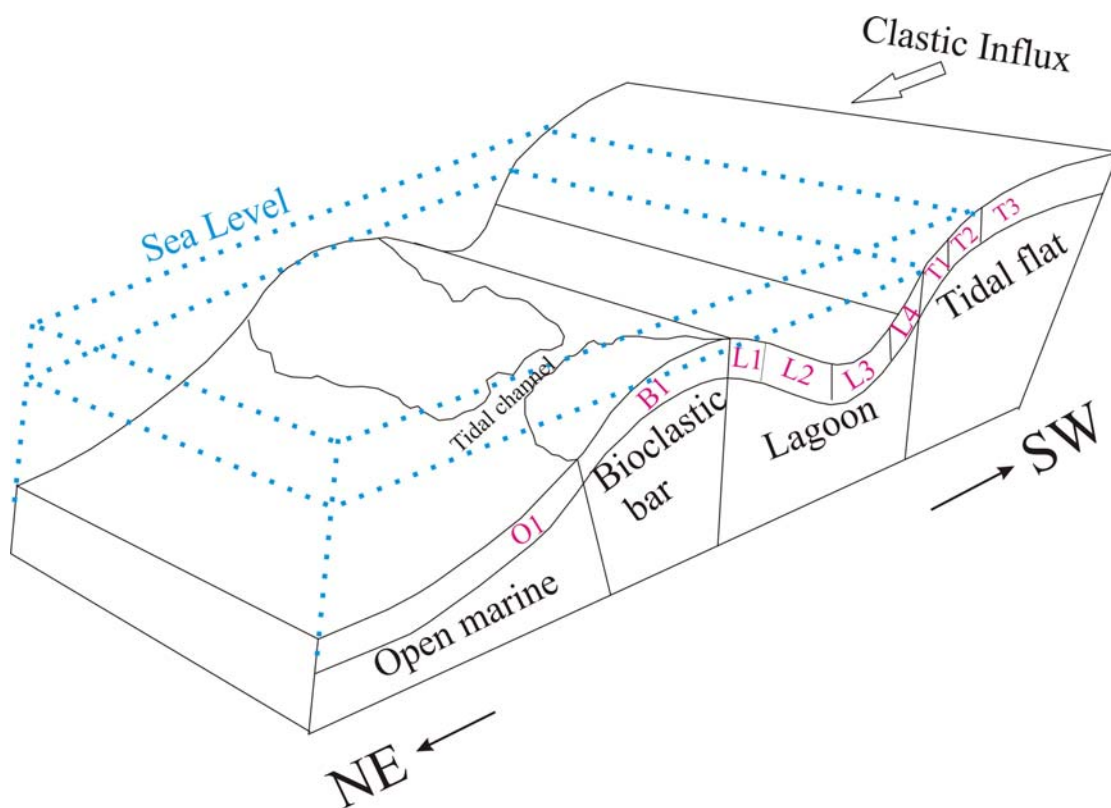
شکل ۲- سنگ چینه نگاری سازند سروک در ناحیه جنوب غرب بروجن



شکل ۳- ریز رخساره ها و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در ناحیه جنوب غرب بروجن



شکل ۴- پراکندگی و فراوانی عناصر اسکلتی، غیر اسکلتی و گل در سازند سروک در ناحیه جنوب غرب بروجن



شکل ۵- مدل رسوبی سازند سروک در ناحیه جنوب غرب بروجن

مهمترین آلوکم تشکیل دهنده این ریز رخساره پلوئید می‌باشد. این دانه‌ها در یک زمینه میکرایتی با بافت پکستون دیده می‌شوند (شکل ۶c). با توجه به فقدان بیوکلاست و غالب بودن پلوئید محیط رسوبگذاری این ریز رخساره به محیط تالاب کم انرژی و محدود شده که ارتباط محدودی با دریای باز دارد نسب داده می‌شود (Tomasovych 2004).

رخساره میلیولید- داسی کلاداسه آ- بیوکلاست و کستون / پکستون (L2)
فونای غالب این ریزرخساره را میلیولید، جلبک‌های سبز داسی کلاداسه آ، قطعات گاستروپد و رودیست می‌باشند.

رخساره اکنید- رودیست گرینستون (B1)
آلوکم اصلی تشکیل دهنده این رخساره خرده‌های فراوان رودیست و اکنید است. زمینه این میکروفاسیس سیمان اسپاری است و دانه‌ها از جورشدگی خوبی برخوردار می‌باشند (شکل ۶b). با توجه به عدم وجود گل‌آهکی و فراوانی زیاد دانه‌ها، نظیر خرده‌های اسکلتی رودیست و اکنید این ریز رخساره در یک محیط پر انرژی سدی یا پشته ای نهشته شده است (Flügel 2004; Wilson 1975). رخساره شبیه به این از شمال ساردینا گزارش شده است (Carannante et al. 2000).

رخساره پلوئید پکستون (L1)

اثر امواج و جریانها حاکی از تشکیل این رسوبات در حاشیه لاگون به سمت سد می‌باشد. وجود قطعات اکینید نشان‌دهنده چرخش نیمه محصور آب دریا است.

رخساره مادستون (L5)

میکرایت زمینه اصلی این ریز رخساره را تشکیل داده است. در این ریز رخساره خرده‌های اسکلتی وجود ندارند.

این ریز رخساره به دلیل داشتن گل آهکی فراوان، عدم وجود اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی، نبود شواهد خروج از آب و همچنین موقعیت قرار گیری در توالی در بخش لاگون به سمت ساحل نهشته شده است. نبود فسیل در این رخساره نشان‌دهنده چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات است (شکل ۶g).

رخساره باندستون استروماتولیتی (T1)

این ریز رخساره از لایه‌های تیره و روشن با لامیناسیون مشخص تشکیل شده و حاصل فعالیت سیانوباکتیریا هستند (شکل ۶h).

با توجه به محیط‌های رسوبی عهد حاضر و گذشته، محققین مختلف محیط تشکیل این رخساره را به پهنه جزر و مدی نسبت داده‌اند (Flugel 2004; Aguilera and Franco and Hernandez-Romano 2004; Steinhauff and Walker 1996). با توجه به ارتباط عمودی رخساره‌ها و بر اساس قانون والتر (Middleton 1973) که رخساره‌های قرار گرفته بر روی یکدیگر در زمان تشکیل در مجاور هم بوده‌اند و همچنین با مقایسه با کارهای دیگران

Tucker and Wright 1990; Reading 1996; Wilson 1975; Read 1985; Geel 2000; Burchette and Wrigh 1992)

زمینه این ریز رخساره را میکرایت تشکیل داده است (شکل ۶d).

وجود فونای شاخص لاگون از قبیل جلبک سبز و میلیولید حاکی از شرایط رسوبگذاری مناطق کم انرژی و عمق زیاد و منطقه با گردش محدود آب در لاگون دارد (Flugel 2004).

رخساره میلیولید و کستون / پکستون (L3)

مهمترین آلوکم تشکیل دهنده این ریز رخساره میلیولید می‌باشد. علاوه بر میلیولیدها مقدار کمی خرده‌های گاستروپود و جلبک سبز نیز دیده می‌شود. اجزاء فوق در زمینه‌ای از میکرایت دانه ریز قرار گرفته‌اند (شکل ۶e).

تنوع کم فونا و غالب بودن میکرایت نشانگر کم انرژی بودن محیط و ارتباط محدود آن با دریای باز است (Flugel 2004). میلیولیدها در انواع محیط‌های آبی کم عمق از نیمه شور تا خیلی شور و محیط‌های پشت ریف که میزان مواد مغذی زیاد است، قادر به زندگی هستند (Riess and Hottinger 1984). بر اساس موارد ذکر شده این ریز رخساره در بخش‌های محصورتر تالاب و نزدیکتر به محیط جزرومدی تشکیل شده است.

رخساره میلیولید-بیو کلاست-اینتراکلاست

پکستون/گریستون (L4)

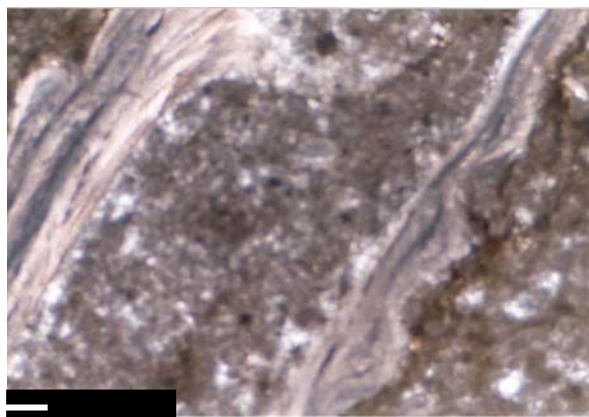
اجزای اصلی این ریز رخساره را میلیولید، قطعات اسکلتی گاستروپود، اکینید و اینتراکلاست تشکیل می‌دهند (شکل ۶f).

وجود میلیولید، اینتراکلاست‌های زاویه‌دار با جورشدگی ضعیف و همچنین فقدان ساخت‌های رسوبی حاصل از

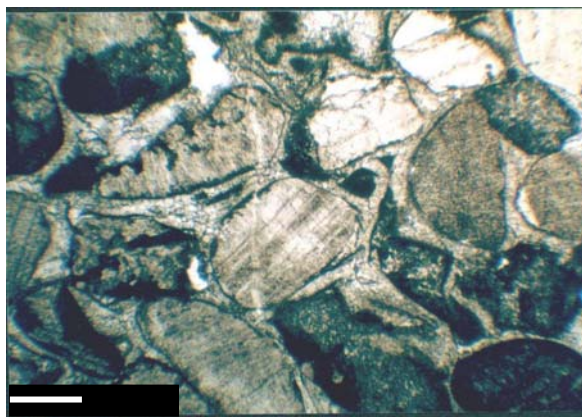
رخساره رودیست گرینستون در محدوده سطح اساس امواج نهشته شده و سد بیوکلاستی سازند سروک را در ناحیه مورد مطالعه تشکیل می دهد. وجود سیمان حاکی از آن است که گل کربناته در اثر افزایش انرژی از محیط شسته شده و فضای خالی توسط سیمان پر شده است (Flügge 2004; Carannante et al. 2000). رخساره فوق پر انرژی ترین رخساره ناحیه مورد مطالعه است و به صورت پشته هایی با خرده های اسکلتی فراوان بر روی رمپ تشکیل شده است. رخساره های تالاب با پلوئید، تنوع کم رونداران کف زی و جلبک سبز مشخص می شود. روزنداران غالباً روزندارانی با دیواره بدون منفذ هستند. شرایط محصور با فقدان موجودات استنوهالین و حضور فونای ناحیه محدود شده (روزنداران بدون منفذ) تایید می گردد (Zhicheng et al. 1997).

می توان برای سنگ های آهکی سازند سروک در منطقه مورد مطالعه یک پلت فرم کربناته کم عمق از نوع رمپ که چهار کمر بند رخساره ای دریای باز، پشته، لاگون و پهنه جزر و مدی در آن قرار دارند، پیشنهاد نمود (اشکال ۴ و ۵). با توجه به نبود رسوبات دوباره نهشته شده، وجود میکرایت در اکثر رخساره ها، وجود رخساره سد و تغییرات تدریجی رخساره ها حاکی از ته نشست رسوبات در رمپ کربناته می باشد (Flügge 2004; Gräfe 2005).

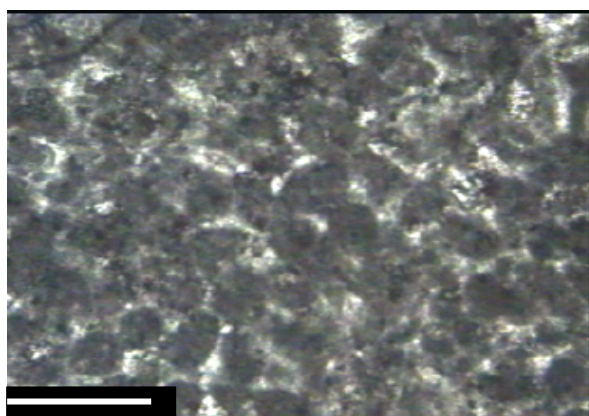
در نمونه های مورد مطالعه رخساره های مربوط به ناحیه ژرف دریای باز که مشخصه بارز آن وجود روزنداران شناور می باشد، مشاهده نگردیده است و ژرف ترین رخساره موجود رودیست و کستون/پکستون است که در بخش های بالای دامنه نهشته شده است. این رخساره ها در زیر سطح اساس امواج، جلوی سد بیوکلاستی نهشته شده است (Flügge 2004).



۶a



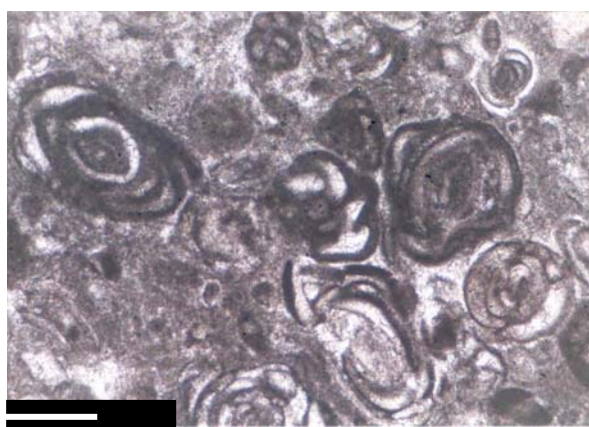
۶b



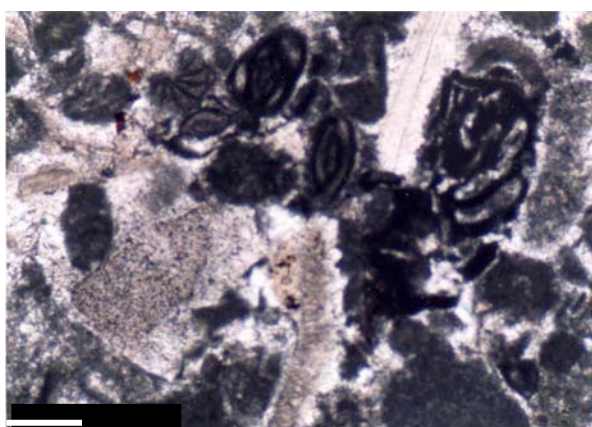
۶c



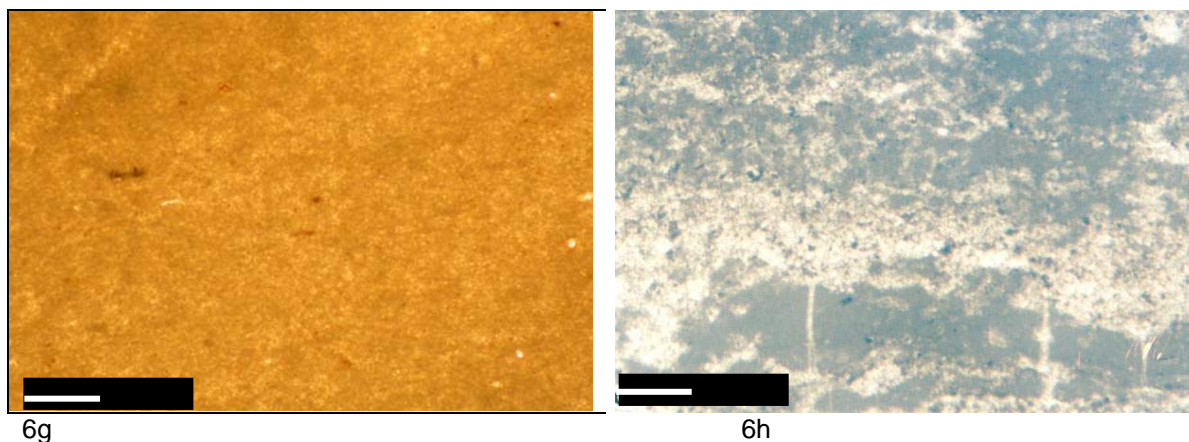
۶d



۶e



۶f



شکل ۶- ریز رخساره های شناسایی شده در سازند سروک در ناحیه جنوب غرب بروجن. مقیاس برای همه اشکال ۵ میلی متر

۶a. رخساره (O1) رودیست و کستون / پکستون

۶b. رخساره (B1) اکنید- رودیست گرینستون

۶c. رخساره (L1) پلوئید پکستون

۶d. رخساره (L2) میلیولید- داسی کلاداسه آ- بیوکلاست پکستون

۶e. رخساره (L3) میلیولید و کستون / پکستون

۶f. رخساره (L4) میلیولید-بیوکلاست-اینتراکلاست پکستون/گرینستون

۶g. رخساره (L5) مادستون

۶h. رخساره (T1) باندستون استروماتولیتی

چینه نگاری سکانسی

در چینه نگاری سکانسی نهشته‌های یک حوضه رسوبی به سکانس‌های رسوبی که بین ناپیوستگیها یا پیوستگی های هم ارز آنها قرار دارند، تقسیم می‌شوند. این کار با بررسی عمودی تغییرات رخساره ها و شناسایی محیط های رسوبی که مرتبط با تغییرات نسبی سطح اب دریا است انجام می‌گیرد (Emery and Mayres 1996). تغییرات عمودی میکروفاسیس ها و منحنی مربوط به تغییرات نسبی عمق، نشانگر

سه سکانس رسوبی رده سوم (بخشی از مگاسکانس Zuni) در سازند سروک است (شکل ۳). سکانس نخست به سن آلین بالایی- سنومانین در بر گیرنده بخش قاعده ای سازند سروک است و دسته رسوبی وابسته به بالاترین سطح آب دریا، سکون و آغاز پسروی (HST) را تشکیل می دهد. رخساره های تالاب و پهنه جزر و مدی تشکیل دهنده این بخش هستند. بخش بالایی سازند کژدمی دسته رسوبی پیشرونده این سکانس را تشکیل می‌دهد. مرز بین سکانس اول و

- سنگ‌های کربناته سازند سروک در برش جنوب غرب بروجن، در چهار کمر بند رخساره ای دریای باز، سد، تالاب و پهنه بین جزر و مدی نهشته شده اند.

- تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و مقایسه آن‌ها با محیط‌های عهد حاضر و قدیمی حاکی از آن است که رخساره‌های سازند سروک، در منطقه مورد مطالعه در پلت فرم کربناته نوع رمپ نهشته شده اند.

- تغییرات عمودی رخساره‌های میکروسکوپی و منحنی مربوط به تغییرات نسبی عمق حاکی از آن است که توالی سازند سروک در ناحیه مورد مطالعه از سه سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است.

منابع

۱- اصیلیان مهابادی، ح. و ی. لاسمی، ۱۳۸۶، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازندهای کژدمی و سروک در شمال باختر فارس. فصلنامه علوم زمین، جلد ۶۳، ص ۴۰-۳۰.

۲- جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۷۵، بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند سروک در مناطق خوزستان و لرستان. رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم، ۱۴۰ ص.

۳- رحیمی نژاد، ا. ح.، ح. وزیري مقدم، و ع. صیرفیان، ۱۳۸۵، بيو استراتیگرافی و میکروفاسیس‌ها سازند سروک در میدان نفتی گچساران (چاه شماره ۵۵). مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، جلد ۲۱، ص ۸۷-۱۰۳.

۴- غیث‌شای، ع.، ۱۳۸۸، چینه‌نگاری سازندهای سروک و ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارس. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، ۱۹۵ ص.

۵- فرزدي، پ، ۱۳۷۱، محیط رسوبی و میکروفاسیس‌های سازند سروک در طاقدیس نار (شمال شرق بندر

سکانس دوم مرز سکانسی نوع ۲ (SB2) است و با رخساره باندستون استروماتولیتی مشخص می‌گردد.

سکانس دوم به سن سنومانین بوده و در بر گیرنده بخش میانی سازند سروک است. این سکانس با انباشتگی عمودی رخساره‌های تالاب مشخص می‌شود. رخساره مادستون که نشانگر حداکثر پایین آمدن سطح آب دریا است نشاتگر مرز سکانسی نوع ۲ بین سکانس دوم و سوم است.

سکانس سوم به سن سنومانین میانی، رسوبات بخش بالایی سازند سروک را در بر می‌گیرد. این سکانس با پیشروی دریا و رسوبگذاری کربنات‌های لاگون و سد آغاز شده است و تدریجا به رسوبات آهکی بخش دریای باز تبدیل می‌گردد. این تغییرات نشانگر دسته رسوبی پیشرونده TST است. پس از ته نشست دسته رسوبی TST، آب دریا به حالت سکون نسبی در آمده و در این مرحله دسته رسوبی HST نهشته شده است. سنگ‌های تشکیل دهنده HST عمدتاً از رخساره‌های تالاب تشکیل گردیده اند. مرز بالایی این سکانس فرسایشی است که نشانگر پایین آمدن سطح آب دریا برای زمان طولانی و پدید آمدن مرز ناپیوستگی نوع ۱ (SB) است به نحوی که سازند گورپی با نبود زمانی مشخص بر روی سازند سروک قرار می‌گیرد. از بین رفتن بخش‌های بالایی سازند سروک ناشی از فرسایش سنومانین-تورونین است. این مرز سکانسی می‌تواند معادل مرز سکانسی K140 در صفحه عربی باشد (Sharland et al. 2001; Haq and Al-Qahtani 2002; Simmons et al. 2007).

نتیجه گیری

13- Aguilera-Franco, N., U., Hernandez-Romano, 2004, Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 170, p. 135-162.

14- Burchette, T. P., and V. P., Wright, 1992, Carbonate ramp depositional system: *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.

15- Carannante, G., D., Ruberti, and M. Sirna, 2000, Upper Cretaceous low-energy ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences: *Sedimentary Geology*, v. 132, p. 89-124.

16- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rock according to depositional texture. In: W. E. Ham (Ed.) *Classification of carbonate rocks, a symposium: Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1*, p. 108-121.

17- Emery, D., K.J., Myers, 1996, *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 297 p.

18- Flügel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Berlin, Springer-Verlag, 976p.

19- Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: Empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in Southeastern Spain, *Palaeo.*, v. 155, p. 211-238.

20- Ghabeishavi, A., H., Vaziri-Moghaddam and A., Taheri, 2008, Facies distribution and sequence Stratigraphy of the Coniacian-Santonian succession of the Bangestan Palaeo-high in the Bangestan Anticlin, SW Iran: *Facies*, v. 55, p. 243-257.

21- Ghabeishavi, A., H., Vaziri-Moghaddam, A., Taheri, and F., Taati, 2009, Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 11, p. 212-223.

22- Grafe, K. U., 2005, Late Cretaceous benthic foraminifera from the Basque- Cantabrian

کنگان)، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۰۸ص.

۶- کیوانی، ف، ۱۳۷۲، بررسی میکروفاسیس، محیط رسوبی و تاریخچه دیاژنزی سازندهای ایلام و سروک در میدان نفتی اهواز (درزفول شمالی)، پایان نامه کارشناسی ارشد آزاد اسلامی، ۱۱۵ص.

۷- لاسمی، ی، ع. ح، جلیلیان، ۱۳۷۶، بررسی میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند سروک در مناطق خوزستان و لرستان. فصلنامه علوم زمین - شماره ۲۶-۲۵، ص ۴۸-۵۹.

۸- مطیعی، ه، ۱۳۷۲، چینه شناسی زاگرس. سازمان زمین شناسی کشور، ۵۸۹ص.

۹- لاسمی، ی. و کاوسی، ع، ۱۳۸۴، چینه نگاری سازند سروک در جنوب خاور لرستان و شمال زون ایزه و کاربرد آن در اکتشاف هیدروکربور. نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

۱۰- لاسمی، ی. و جلیلیان، ع. ح، ۱۳۷۶، بررسی میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند سروک در مناطق خوزستان و لرستان، فصلنامه علمی - پژوهشی علوم زمین، شماره ۲۶، ص ۴۸، ۶۰.

۱۱- ناصری، ن، ۱۳۸۴، ژئوشیمی، محیط رسوبی و دیاژنزی سازند سروک در مقطع نمونه در طاقدیس کوه بنگستان و مقایسه آن با مقطع تحت الارضی در چاه پارسی ۳۵: رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴۵ص.

۱۲- وزیری مقدم، ح، و ا، صفری، ۱۳۸۲، بررسی رخساره های آهکی و تفسیر محیط رسوب گذاری سازند سروک در ناحیه سمیرم. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۱۸، ص ۷۴-۵۹.

- implications for global chronostratigraphy: *GeoArabia*, v. 12, no. 4, p. 101-130.
- 32- Steinhilber, D.M., and K.R., Walker, 1996, Sequence stratigraphy of an apparently non-cyclic carbonate succession: recognizing subaerial exposure in a largely subtidal, Middle Ordovician stratigraphic sequence in eastern Tennessee. In: Witzke, G.A., Ludvigson, J.E., Day, B.J. (Eds), *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton*. Special Paper-Geological Society of America, v. 306, p. 87-115.
- 33- Tomasovych A. 2004. Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of West Carpathians (Slovakia). *Facies*, v.50, p. 77-105.
- 34- Tucker, M. E., and V. P. Wright, 1990, *Carbonate sedimentology*: Blackwell Science Publication, Oxford, 425 p.
- 35- Van Wagoner, J. C., H. W., Posamentier, R. M. Jr., Mitchum, P. R., Vail, J. F., Sarg, T. S., Loutit, and J. Hardenbol, 1988, An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), *SEPM Special Publication* v. 42, p. 39-45.
- 36- Wilson, J. L., 1975, *Carbonate facies in geologic history*: Springer- Verlag, New York, 471 p.
- 37- Zhicheng, Z., H., Willenms, and Z., Binggao, 1996, Marine Cretaceous-Paleogene biofacies and ichnofacies in southern Tiber, China, and their sedimentary significance: *Marine Micropalaeontology*, v. 32, p. 3-29.
- Basin, Northern Spain: *Ibriam Geology*, v. 31, p. 277- 298.
- 23- Haq, B.U., J., Hardenbol, and P.R., Vail, 1987, Chronology of fluctuating sea level since the Triassic: *Science*, v. 235, p. 1156-1167.
- 24- Haq, B.U. and A.M. Al-Qahtani 2002, Phanerozoic regional Cycle Chart of sea level changes for the Arabian Platform. *American Association of Petroleum Geologists, International Petroleum Conference and Exhibition, Cairo, Egypt, Abstracts*, p. A40.
- 25- James, G. A., and J. G. Wynd, 1965, *Stratigraphic Nomenclature of Iranian oil Consertium area: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 49, no.12, p. 2206-2242.
- 26- Read, J. F., 1985, Carbonate platform facies models: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 69, no. 1, p.1-21.
- 27- Reading, H. G., 1996, *Sedimentary Environment and Facies*: Blackwell Science Publication, 615 p.
- 28- Reiss, Z., and L. Hottinger, 1984, *The Gulf of Aqaba; Ecological Micropaleontology: Ecological Study 50*, Springer, Berlin, 354 p.
- 29- Sharland, P.R., R. Archer, D.M. Casey, R.B. Davies, S.H. Hall, A.P. Heward, A.D. Horbury and M.D. Simmons 2001, *Arabian Plate Sequence Stratigraphy*. *GeoArabia Special Publication 2*, Gulf PetroLink, Bahrain, 371 p., with 3 charts.
- 30- Sharland, P.R., D.M. Casey, R.B. Davies, M.D. Simmons and O.E. Sutcliffe 2004, *Arabian Plate Sequence Stratigraphy: GeoArabia*, v. 9, no. 1, p. 199-214.
- 31- Simmons, M.D., P.R. Sharland, D.M. Casey, R.B. Davies and O.E. Sutcliffe 2007, *Arabian Plate sequence stratigraphy: Potential*