

تاریخچه رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند تیرگان (بارمین - آپسین) در نواحی غربی و مرکزی کپه داغ، شمال شرق ایران

محمد جوانبخت^{۱*}، سید رضا موسوی حرمی^۲، اسداله محبوبی^۲

۱- استادیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، گروه زمین‌شناسی، مشهد، ایران

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

*پست الکترونیک: mo_ja58@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۰/۱/۱۱

تاریخ دریافت: ۹۰/۷/۱۷

چکیده

سازند تیرگان به سن بارمین - آپسین در ارتفاعات کپه داغ در شمال شرق ایران برونزد دارد. در این مطالعه سه برش از سازند تیرگان در برشهای اسفیدان، ددانلو و رادکان به ترتیب با ۲۰۷/۸، ۴۹۸/۲ و ۲۳۸ متر اندازه‌گیری و برداشت شده است. مطالعات پتروگرافیکی ۲۶۰ مقطع نازک منجر به شناسایی ۱۷ رخساره کربناته و چهار رخساره آواری شده است. رخساره‌های کربناته در یک رمپ هموکلینی و چهار کمر بند دریای باز، سد، لاگون و پهنه جزرومدی نهشته شده‌اند. رخساره‌های آواری نیز به چهار رخساره ماسه سنگ آهکی، کوارتز آرنایت، ساب آرکوز و ساب‌لایت طبقه‌بندی شده‌اند. تغییرات نسبی سطح آب دریا در زمان بارمین - آپسین باعث تشکیل دو سکانس رسوبی بزرگ مقیاس در برشهای مورد مطالعه شده است. مرز زیرین و بالایی سوپر سکانس تیرگان در برشهای مورد مطالعه از نوع دوم است. امید است اطلاعات به‌دست آمده بتواند در بازسازی وضعیت تکتونیکی منطقه در کرتاسه زیرین کمک نماید.

واژه‌های کلیدی: بارمین - آپسین، سازند تیرگان، کپه داغ، سکانس رسوبی.

مقدمه

داشته به طوری که بخشهای شرقی حوضه از پنج سوپر سکانس پیش‌رونده و پس‌رونده تشکیل شده است (Kalantary, 1969؛ Moussavi-Afsharharb, 1979; Harami & Brenner, 1992).

سازند تیرگان به عنوان یکی از سازندهای بسیار با اهمیت حوضه رسوبی کپه داغ که گسترش نسبتاً زیادی دارد، مورد توجه بوده و مطالعات زیادی بر روی آن صورت گرفته که

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرقی ایران، بین عرضهای جغرافیائی ۳۵° ۳۰' تا ۳۸° ۱۵' شمالی و طول جغرافیائی ۵۴° ۰۰' تا ۱۳' ۱۶° شرقی قرار دارد (افشارحرب، ۱۳۷۹). این حوضه علاوه بر ایران در کشورهای مجاور از جمله افغانستان و ترکمنستان گسترش نسبتاً وسیعی داشته و دارای مخازن هیدروکربوری است. پس از تشکیل، رسوب‌گذاری به طور نسبتاً پیوسته‌ای از ژوراسیک تا میوسن در آن ادامه

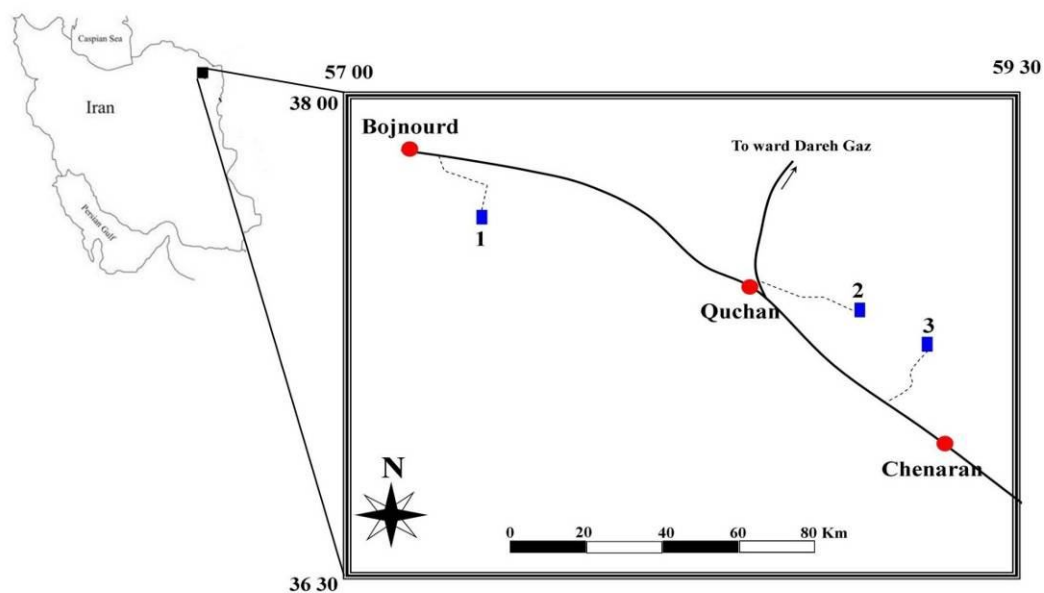
اندازه‌گیری و در تعبیر و تفسیر انرژی محیط به کار گرفته شده است (Carozzi, 1989). در این مطالعه، نام‌گذاری صحرایی سنگهای آهکی با استفاده از طبقه بندی Grabau (1904)، نام‌گذاری رخساره‌های کربناته بر اساس طبقه بندی Dunham (1962) و Embry & Kloven (1971) و رخساره‌های آواری بر اساس طبقه بندی Folk (1980) انجام شده است. جهت تشخیص کلسیت از دولومیت، اکثر مقاطع نازک توسط محلول آلیزارین قرمز و جهت تشخیص کربناته‌های آهن دار از بدون آهن توسط فروسیانید پتاسیم رنگ آمیزی شده‌اند (Dickson, 1966).

با توجه به داده‌های به‌دست آمده از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، مدل رسوبی و سکانسهای رسوبی سازند تیرگان در نواحی غربی و مرکزی تفسیر و تغییر شرایط محیط رسوبی حوضه رسوبی کپه داغ در زمان نهشته شدن سازند تیرگان از غرب به شرق مورد بررسی قرار گرفته است.

از آن جمله می‌توان به مطالعات هاشمی کاخکی (۱۳۸۵)، مرتضوی مهریزی (۱۳۸۶)، موسوی زاده و همکاران (۱۳۸۶) و Saffar *et al.* (2010) اشاره نمود که این نهشته‌ها را از لحاظ محیط رسوبی و تاریخچه رسوب‌گذاری در برشهای مختلف مورد بررسی قرار دادند.

روش مطالعه

به منظور بررسی رخساره‌های رسوبی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری، سه برش چینه‌شناسی از سازند تیرگان در نواحی غربی (اسفیدان) و مرکزی کپه داغ (ددانلو و رادکان) که دارای بهترین رخنمون بوده‌اند (شکل ۱) انتخاب و ۲۶۰ نمونه برداشت شده است. در مطالعات پتروگرافی، علاوه بر شناسایی اجزای اصلی و فرعی تشکیل دهنده سنگها، اندیسهای تخریبی (Calsticity index) و فراوانی (Frequency index) آنها تعیین گردیده است. برای اندیس تخریبی، قطر ائید، اینتراکلسیت، اکتینوئید و کوارتز



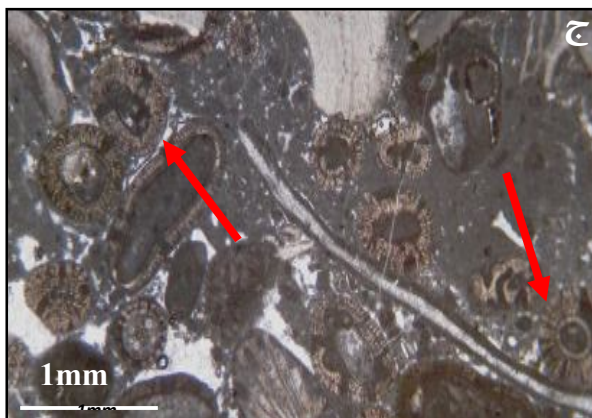
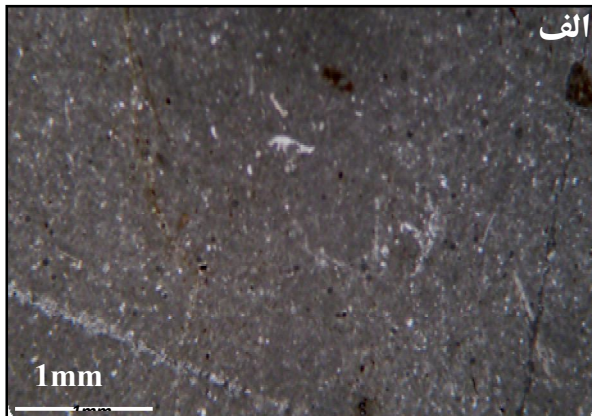
شکل ۱: موقعیت جغرافیایی برشهای مورد مطالعه

رخساره‌ها

شامل هفده رخساره شناسایی شده است. تعداد سه رخساره مربوط به کمر بند رخساره‌ای رمپ خارجی (Outer ramp)،

بر اساس مطالعات پتروگرافی و تلفیق آنها با داده‌های صحرایی، چهار مجموعه رخساره کربناته (A, B, C, D)

صفحه‌ای (۲۰٪)، دوکفه‌ای و براکیوپود (۱۰-۱۲٪) است. در برخی نمونه‌ها آنکوئید (۱۰ درصد) تا ۳ میلی‌متر قطر، خرده‌های اکتینودرم تا ۲ میلی‌متر، براکیوپود، و دوکفه‌ای، به صورت خردشده و کامل از ۵ تا ۶ میلی‌متر قطر دارند (شکل ۲ج). این رخساره در صحرا با لایه بندی متوسط حاوی طبقه بندی مورب مشخص می‌شود.



شکل ۲: رخساره‌های دریای باز (ppl): الف) مادستون، ب) پکستون - وکستون بیوکستی، پ) پکستون ائیدی، ائیدها از انواع مماسی (بالا، سمت چپ) و شعاعی (پایین، سمت راست) هستند.

سه رخساره مربوط به کمر بند رخساره‌ای رمپ میانی (Mid-ramp) و یازده رخساره مربوط به کمر بند رخساره‌ای رمپ داخلی (Inner ramp) است. علاوه بر این، پنج رخساره آواری نیز در این نهشته‌ها تشخیص داده شد. مجموعه رخساره کربناته به ترتیب از سمت دریا به خشکی به شرح زیر است.

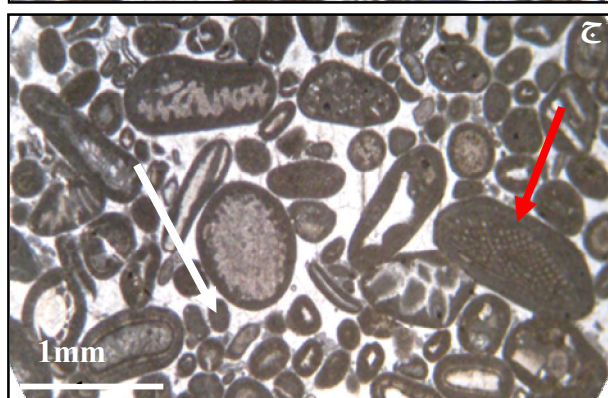
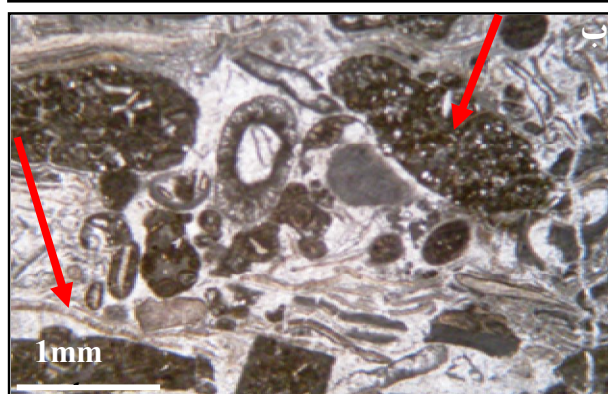
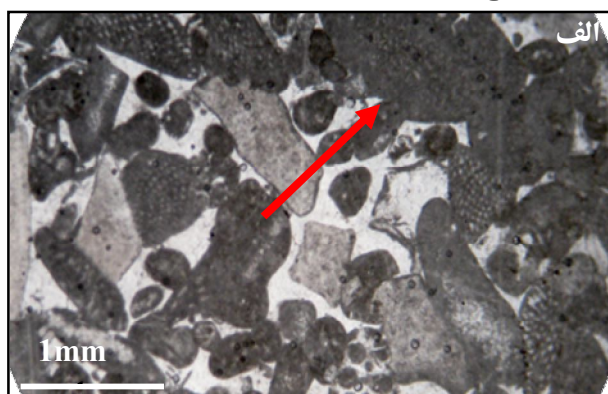
مجموعه رخساره‌ای A: این مجموعه شامل سه رخساره است.

رخساره A1 (مادستون): در این رخساره خرده‌های شکسته اسکلتی شامل پوسته‌های اوربیتولینیدها، دوکفه‌ای و براکیوپود از مهمترین اجزا محسوب می‌گردند. اوربیتولینیدها ۵-۶ درصد و اندازه ۰/۶ - ۰/۷ میلی‌متر، پوسته‌های دوکفه‌ای ۳-۴ درصد و بزرگی ۰/۴ - ۰/۵ میلی‌متر و براکیوپود با فراوانی ناچیز (۱-۲ درصد) در این رخساره وجود دارد (شکل ۲الف). معمولاً نازک تا متوسط لایه بوده و به رنگ خاکستری تیره برونزد دارد.

رخساره A2 (پکستون - وکستون بیوکستی): در این رخساره خرده‌های اسکلتی غالباً به فرم شکسته و شامل اوربیتولینیدها با فراوانی ۲۰-۲۵ درصد و اندازه ۰/۵ تا ۱/۷ میلی‌متر، دوکفه‌ای با فراوانی ۱۰٪ و اندازه ۰/۸ میلی‌متر و براکیوپود با فراوانی ۸ درصد و بزرگی ۰/۷ میلی‌متر به همراه سایر خرده‌های اسکلتی از قبیل اکتینودرم، بریوزوا و گاستروپود با فراوانی مجموع ۱۰ درصد هستند. علاوه بر آن، اینتراکلاست، آنکوئید و ائید نیز وجود دارد (شکل ۲ب). در روی زمین متوسط لایه و به رنگ خاکستری برونزد دارد.

رخساره A3 (پکستون - فلوتستون ائیدی): در این رخساره ائید دارای ۶۰ درصد فراوانی است. علاوه بر این، اینتراکلاست، آنکوئید و خرده‌های اسکلتی از دیگر ذرات مهم محسوب می‌گردند. خرده‌های شکسته اسکلتی شامل بریوزوئر (۱۵-۱۶٪)، اکتینودرم (۱۰-۱۲٪)، اربیتولینیدهای

اینتراکلست با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر به همراه خرده‌های اسکلتی شکسته نظیر اربیتولین با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۱ تا ۱/۷۵ میلی‌متر، خرده‌های براکیوپود در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر و فراوانی ۱۰ درصد و پلوئید با فراوانی ۱۵ درصد که اکثراً زاویه‌دار بوده و با قطر ۰/۸ میلی‌متر مشاهده می‌گردد. این رخساره در صحرا لایه متوسط، خاکستری رنگ دارای طبقه بندی و لامیناسیون مورب مسطح و تراف است.



شکل ۳: رخساره‌های سدی سازند تیرگان (ppl): الف) گرینستون بیوکلستی، ب) گرینستون اینتراکلستی بیوکلستی، پ) گرینستون ائیدی؛ اوربیتولینید (پیکان تیره)، اکینودرم (پیکان روشن).

مجموعه رخساره‌ای B: این مجموعه از سه رخساره تشکیل شده است.

رخساره B1 (گرینستون بیوکلستی): در این رخساره انواع دانه‌های اکثراً شکسته اسکلتی که در کنار یکدیگر یافت می‌شوند به هم متصل شده‌اند. اجزای اصلی این رخساره را خرده‌های براکیوپود (در اندازه ۱/۵ تا ۲ میلی‌متر و ۱۵ تا ۲۰ درصد فراوانی)، دوکفه‌ای (در اندازه ۱/۵ تا ۱/۷۵ میلی‌متر و ۱۰ تا ۱۲ درصد فراوانی)، اکینودرم (در اندازه ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلی‌متر و ۸ تا ۱۰ درصد فراوانی) و اوربیتولینیدهای مخروطی (اندازه ۱/۵ تا ۲ میلی‌متر و ۵-۸ درصد فراوانی) تشکیل می‌دهند (شکل ۳ الف). علاوه بر این دانه‌های غیراسکلتی نظیر ائید متحدالمرکز با هسته بیوکلستی (۵ تا ۱۰ درصد فراوانی و اندازه حدود ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلی‌متر) و اینتراکلست (۸ تا ۱۰ درصد فراوانی و اندازه ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر) در این رخساره وجود دارند. این رخساره در صحرا متوسط لایه، دارای لامیناسیون مورب و به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌گردد.

رخساره B2 (گرینستون - رودستون اینتراکلستی بیوکلست دار): مهمترین ویژگی این رخساره وجود اینتراکلست فراوان (۲۰-۳۰) است (شکل ۳ ب). متوسط اندازه دانه‌ها در رخساره گرینستونی ۱/۵ و در رخساره رودستونی حدود ۲/۵ میلی‌متر است که علاوه بر اینتراکلست اکثراً خرده‌های اسکلتی (شامل اوربیتولینیدها با اندازه ۱-۱/۲ میلی‌متر و فراوانی ۱۰ درصد، خرده‌های دوکفه‌ای و براکیوپود با اندازه ۱/۵ میلی‌متر و فراوانی ۸ درصد و اکینودرم با اندازه ۱ میلی‌متر و فراوانی ۶ درصد) و ائید در آنها دیده می‌شود. در صحرا لایه متوسط و دارای طبقه بندی مورب مسطح هستند.

رخساره C3 (گرینستون ائیدی): ائیدها در اندازه بین ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر فراوانی و تا ۶۵ درصد دانه‌های این رخساره را تشکیل می‌دهد (شکل ۳ پ). فابریک ائیدها به صورت شعاعی، مماسی و یا ترکیبی از هر دو است. علاوه بر این،

مجموعه رخساره ای C: این مجموعه رخساره‌ای از پنج رخساره تشکیل شده است.

رخساره C1 (پکستون - وکستون پلوئیدی): پلوئید با ۲۵ درصد فراوانی و خرده‌های شکسته اسکلتی با ۸ درصد فراوانی و شامل گاستروپود، میلیولیده از دانه‌های این رخساره‌اند. کوارتز نیز ۱۰ درصد فراوانی دارد و اندیس تخریب آن ۰/۳ میلی متر است (شکل ۴الف). در صحرا این رخساره نازک لایه و به رنگ خاکستری است.

رخساره C2 (پکستون - وکستون بیوکستی): دانه غالب پوسته‌های شکسته میلیولید (اندازه ۰/۴ تا ۰/۷ میلی متر و فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد)، اوریتولینیدهای مخروطی (در اندازه ۱ تا ۱/۵ میلی متر و فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد) و جلبکهای سبز است (شکل ۴ب). علاوه بر این، پلوئید با اندازه ۰/۳ تا ۰/۵ میلی متر و فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد وجود دارد. در صحرا این رخساره نازک لایه و به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌گردد که بعضاً خرده‌های درشت اسکلتی در آنها دیده می‌گردد.

رخساره C3 (پکستون - وکستون آئیدی): مهمترین خصوصیت این رخساره وجود آئید فراوان (قطر ۰/۲۵ تا ۰/۵ میلی متر و فراوانی ۱۲ تا ۴۵ درصد) است. این دانه‌ها بیشتر از نوع شعاعی بوده و اندازه آنها متغیر است (شکل ۴ج). سایر اجزای تشکیل دهنده شامل قطعات شکسته جلبک سبز با اندازه ۰/۸-۱ میلی متر، گاستروپود با اندازه ۰/۵ میلی متر و میلیولید با اندازه ۰/۴ میلی متر است که فراوانی این ذرات در حدود ۱۰-۱۵ درصد است. در صحرا این رخساره نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری و دارای لامیناسیون موازی و مورب است.

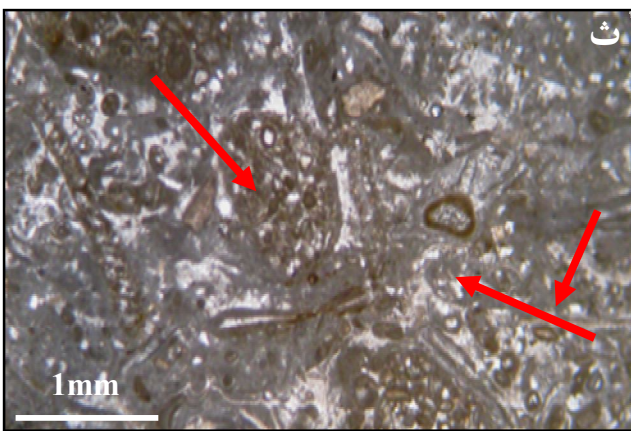
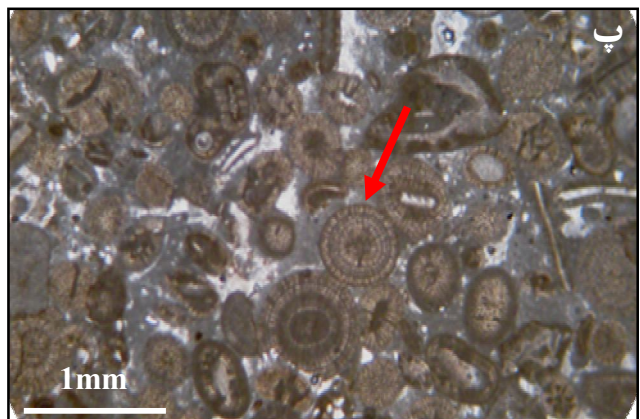
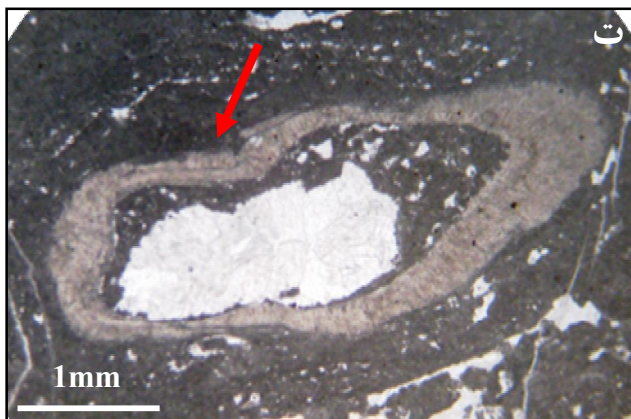
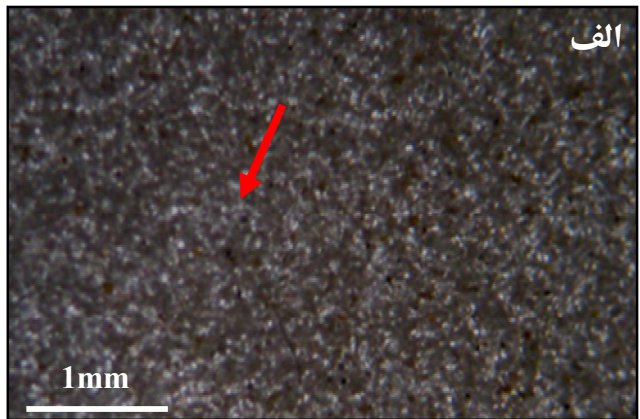
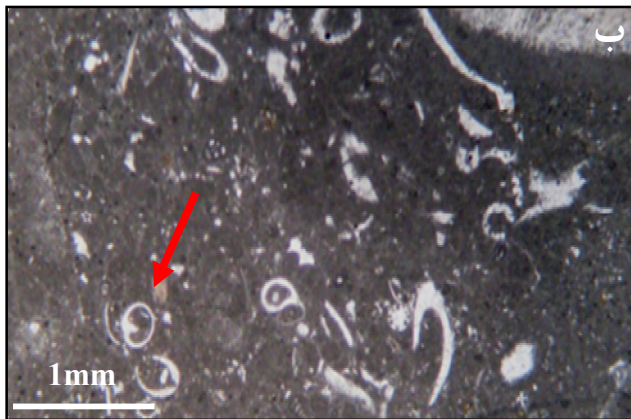
رخساره C4 (پکستون آنکوئیدی اینتراکلیست‌دار): این رخساره فقط در برش اسفیدان مشاهده می‌گردد. از مهمترین دانه‌های موجود می‌توان به آنکوئید، اینتراکلیست و خرده‌های شکسته اسکلتی اشاره نمود (شکل ۴د). آنکوئید

۱۵-۲۰ درصد و اینتراکلیست ۸-۱۰ فراوانی دارند. از خرده‌های اسکلتی می‌توان به براکیوپود (۱۵ درصد)، دوکفه ای (۸ درصد)، گاستروپود (۵-۷ درصد) و اکینودرم (۳-۵ درصد) اشاره نمود که به طور متوسط ۲ میلی متر قطر دارند. این رخساره در صحرا به صورت متوسط لایه، خاکستری رنگ و دارای لامیناسیون مورب مسطح است.

رخساره C5 (پکستون اینتراکلیستی بیوکلیست‌دار): حضور اینتراکلیستها با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد از خصوصیات این رخساره است (شکل ۴ث). اندازه اینتراکلیستها بین ۲ تا ۲/۵ میلی متر است. اجزای اسکلتی عمده در این رخساره اربیتولینیدهای مخروطی (conical) در اندازه ۲ تا ۲/۵ میلی متر و فراوانی ۱۰ درصد است. علاوه بر این اجزا دیگری نظیر پلوئید در اندازه ۰/۴ تا ۰/۵ میلی متر و فراوانی ۱۰ تا ۱۲ درصد و میلیولید در اندازه ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلی متر و فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد نیز در این رخساره دیده می‌شود. ۵ تا ۱۰ درصد جلبک سبز در این رخساره وجود دارد و دانه‌های در اندازه ۰/۷۵ تا ۱ میلی متر در بین آنها دیده می‌شود. در صحرا این رخساره متوسط لایه به رنگ خاکستری تیره و دارای لامیناسیون موازی و مورب بوده و در بعضی بخشها پوسته‌های نسبتاً سالم اوریتولینیدها مشاهده می‌گردد.

مجموعه رخساره‌ای D: این مجموعه شامل هفت رخساره به شرح زیر است.

رخساره D1 (گریستون پلوئیدی): پلوئیدها دانه اصلی این رخساره هستند. قطر پلوئیدها بین ۰/۳-۰/۴ میلی متر است و تا ۶۰ درصد فراوانی دارند (شکل ۵الف). پلوئیدها غالباً زاویه دار و احتمالاً از نوع سنگی هستند. علاوه بر این، آئید با فراوانی ۱۰-۱۵ درصد با اندیس تخریبی ۱/۶-۱/۸ میلی متر، خرده‌های اسکلتی شکسته دوکفه‌ای، براکیوپود و گاستروپود در حدود ۶-۸ درصد فراوانی دارند. اکثر فضاهای خالی توسط کلسیت اسپاری متوسط بلور پر شده



شکل ۴: رخساره های لاگونی سازند تیرگان (ppl): الف) پکستون - وکستون پلوئیدی؛ ب) پکستون - وکستون بیوکلستی، در تصویر خرده هایی از برش عرضی پوسته گاستروپود مشخص است (ppl). پ) پکستون - وکستون الئیدی، الئیدها اکثراً از نوع شعاعی - متحدالمرکز می باشد (ppl). ت) پکستون آنکوئیدی اینتراکستدار (ppl). ث) پکستون اینتراکستی بیوکلستدار که در تصویر اینتراکست به همراه پلوئید و خرده های دوکفه ای تفکیک گردید.

است. این رخساره در صحرا لایه متوسط و به رنگ خاکستری مشاهده می گردد که اکثراً دارای لامیناسیون مورب هستند.

این دانه های کوارتز تا ۹ درصد فراوانی نیز در این رخساره دیده می شود (شکل ۵ب). جورشدگی این رخساره متوسط است که در صحرا لایه متوسط تا ضخیم لایه بوده و به رنگ خاکستری مشاهده می گردد. در بعضی قسمتها این رخساره دارای طبقه بندی مورب مسطح و تراف است.

رخساره D3 (گرینستون - رودستون الئیدی): الئید با ۶۰-۶۵ درصد فراوانی از دانه های اصلی این رخساره است (شکل ۵پ). از اجزای دیگر می توان به خرده های شکسته

رخساره D2 (گرینستون - رودستون بیوکلستی اینتراکستی): این رخساره عمدتاً از خرده های شکسته بیوکلستی (در حدود ۴۰-۴۵ درصد) تشکیل شده است که دوکفه ای با ۱۶-۲۰ درصد بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده است. علاوه بر این، خرده های براکیوپود با ۱۰-۱۵ درصد، جلبک سبز با ۶-۸ درصد و گاستروپود با ۶ درصد فراوانی مشاهده می شوند. سایر دانه ها شامل اینتراکست با فراوانی ۲۳-۲۵ درصد و ۱-۲/۵ میلی متر قطر وجود دارد. علاوه بر

بلورها ۲۰ تا ۵۰ میکرون و در برخی رخساره‌ها دارای حاشیه‌های شفاف و بخش مرکزی کدر است (شکل ۵چ). حفرات چشم پرنده‌ای نیز در این رخساره فراوان دیده می‌شود. همچنین این رخساره حاوی ۱۵ درصد کوارتز در اندازه ماسه ریز تا متوسط با جورشدگی ضعیف و زاویه‌دار هستند. این مجموعه در صحرا به صورت تناوبی از لایه بندی نازک تا متوسط رخنمون دارد و دارای ساختمانهای چشم پرنده‌ای و لامیناسیونهای موازی است.

رخساره‌های آواری

این رخساره‌ها به دو گروه نامتجانس (هیبریدی) و متجانس تقسیم می‌شوند.

رخساره‌های آواری نامتجانس (هیبریدی)

این رخساره بیشتر در بخشهای ابتدایی و میانی برشهای رادکان و ددانلو و در مجاورت عدسیهای ماسه سنگی میانی مشاهده می‌گردد. این سنگها بیشتر شامل کوارتز در اندازه ماسه ریز تا متوسط هستند که در بین آنها حدود ۴۰ درصد ائید و یا در بعضی نمونه‌ها خرده‌های براکیوپود مشاهده می‌شود. هسته اکثر ائیدها را خرده‌های آواری به خصوص کوارتز تشکیل داده است (شکل ۶الف). کوارتز در بعضی نمونه‌ها در حدود ۱۵ درصد و ۸-۱۰ درصد خرده سنگهای رسوبی از نوع چرت و ماسه‌سنگ نیز مشاهده می‌گردد. در صحرا این رخساره متوسط لایه و به رنگ سبز متمایل به خاکستری دیده می‌شود.

رخساره‌های آواری متجانس

این رخساره‌ها شامل ماسه سنگ و شیل هستند. ماسه سنگها شامل کوارتز آرنایت، ساب‌لایت آرنایت و ساب‌آرکوز است. این رخساره‌ها در بخشهای میانی برشهای ددانلو و رادکان تفکیک شده‌اند.

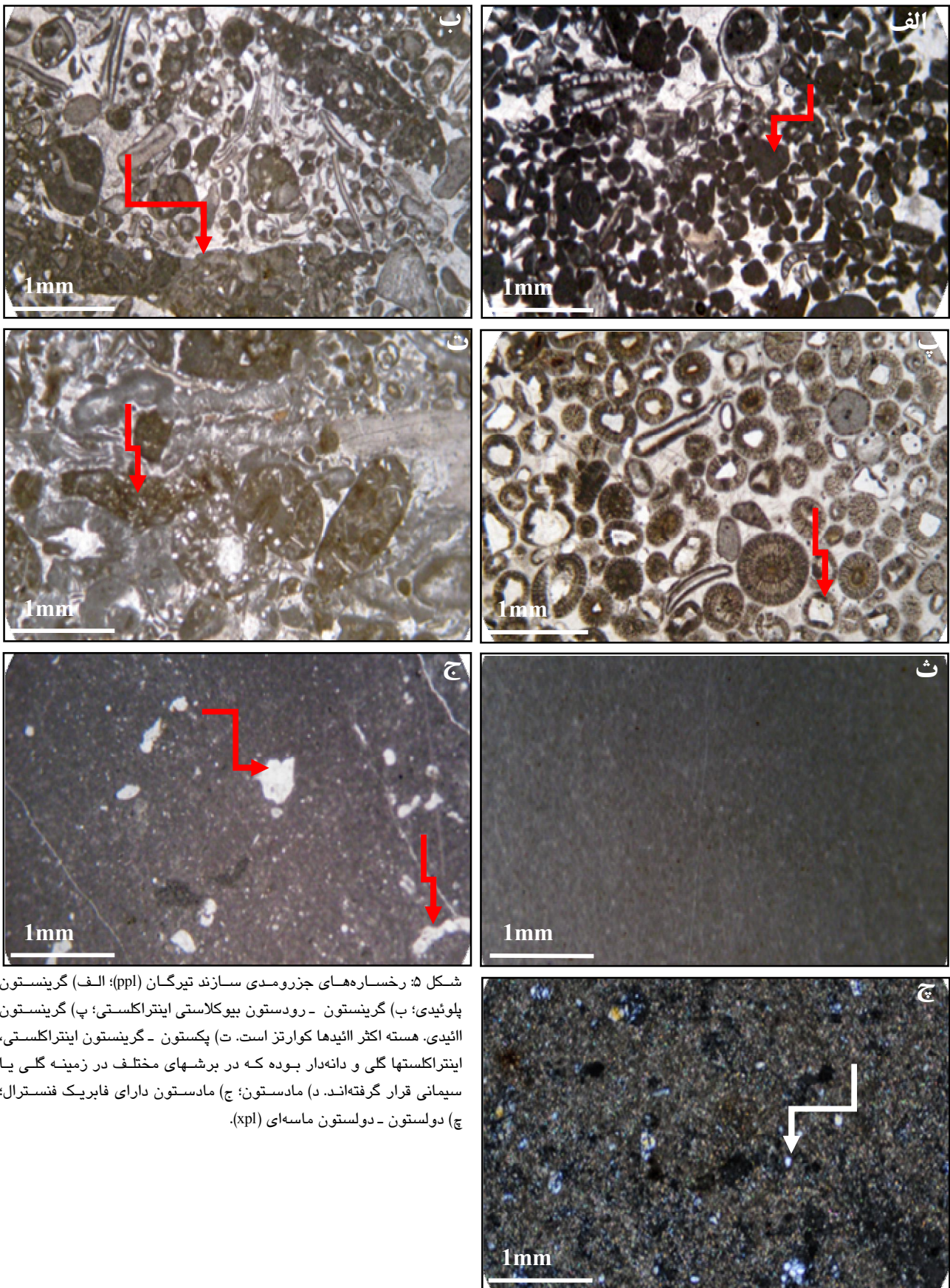
دوکفه‌ای، براکیوپودا، بریوزوئر و اکینودرم که بین ۱/۲-۱/۴ میلی‌متر قطر و ۸-۱۰ درصد فراوانی دارند، اشاره کرد. از دانه‌های غیراسکلتی می‌توان پلت و اینتراکلت را نام برد که به ترتیب ۵/۰ و ۱/۲ میلی‌متر قطر و مجموعاً ۶ تا ۷ درصد فراوانی دارند. در صحرا به رنگ خاکستری و متوسط تا ضخیم لایه بوده که دارای طبقه‌بندی مورب مسطح هستند.

رخساره D4 (پکستون - گرینستون اینتراکلتی): فراوان ترین دانه آهکی در این رخساره اینتراکلت است (شکل ۵ث). این دانه‌ها تا حدودی گردشده و جورشدگی متوسطند. فراوانی اینتراکلتها در حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد است و اندازه آنها بین ۵/۰ تا ۱/۵ میلی‌متر در تغییر است. اینتراکلتها به طور کامل از گل آهکی تشکیل شده‌اند. علاوه بر اینتراکلت حدود ۱۰ تا ۱۲ درصد پلوئید در اندازه ۴/۰ تا ۵/۰ میلی‌متر به چشم می‌خورد.

خرده‌های اسکلتی که غالباً شکسته‌اند در حدود ۹-۱۲ درصد فراوانی دارند و بیشتر شامل دوکفه‌ای و براکیوپود هستند که اندازه متوسط آنها در حدود ۱/۳ میلی‌متر است. در بعضی نمونه‌ها دانه‌های کوارتز و فلدسپات با فراوانی ۸ درصد و اندازه ۸/۰-۱ میلی‌متر وجود دارند. فضای بین دانه‌ها از گل آهکی و در بعضی نمونه‌ها از سیمان پر شده است. این رخساره در صحرا متوسط لایه دارای لامیناسیون مورب و به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن مشاهده است.

رخساره D5 (مادستون): فابریک فنسترال (چشم پرنده‌ای) در بعضی برشها مانند رادکان به خوبی در این رخساره گسترش پیدا کرده است (شکل ۵ث). برخی از این حفرات توسط بلورهای درشت کلسیت اسپاری پر شده‌اند (شکل ۵ج). در صحرا نازک تا متوسط لایه، به رنگ خاکستری روشن و بعضاً دارای فابریک فنسترال هستند.

رخساره D6 (دولومادستون ماسه ای): این رخساره حاوی دولومیت‌های ریزبلور، هم اندازه و شکل دار است. اندازه



شکل ۵: رخساره‌های جزرومدی سازند تیرگان (ppl): الف) گرینستون پلوئیدی؛ ب) گرینستون - رودستون بیوکلاستی اینتراکلاستی؛ پ) گرینستون ائیدی. هسته اکثر ائیدها کوارتز است. ت) پکستون - گرینستون اینتراکلاستی، اینتراکلاستها گلی و دانه‌دار بوده که در برشهای مختلف در زمینه گلی یا سیمانی قرار گرفته‌اند. د) مادستون؛ ج) مادستون دارای فابریک فنسترال؛ چ) دولستون - دولستون ماسه‌ای (xpl).

رخساره‌های آواری

کوارتز آرنایت: این سنگها دارای بیش از ۹۵٪ کوارتز در اندازه ماسه ریز تا متوسط، دارای جورشدگی خوب و سوپر مچور تا مچور هستند. دانه‌های کوارتز اغلب مونو کریستالین با خاموشی موجی هستند ولی دانه‌های کوارتز پلی کریستالین نیز به مقدار کمی مشاهده شدند (شکل ۶ب). این رخساره در صحرا متوسط لایه، سبز رنگ و دارای طبقه بندی مورب مسطح، رپلهای جریانانی و لامیناسیون مورب رپیلی است.

ساب آركوز: این ماسه سنگها در اندازه ریز تا متوسط، دارای ۸۰ تا ۸۵ درصد کوارتز، ۱۰ درصد فلدسپات (عمدتاً پلاژیوکلاز و مقدار کمی ارتوکلاز) می‌باشند (شکل ۶پ). جورشدگی در این رخساره نسبتاً خوب و مچور است. این رخساره در صحرا متوسط لایه به رنگ سبز و دارای طبقه بندی مورب مسطح و رپلهای جریانانی است.

سابلیت آرنایت: این سنگها دارای ۸۰ تا ۸۵ درصد کوارتز و میزان خرده سنگ (۵ تا ۸ درصد) بیشتر از میزان فلدسپات است. خرده سنگها عمدتاً رسوبی و بیشتر از نوع چرت هستند. البته مقدار کمی خرده‌های ماسه سنگی نیز مشاهده می‌شود. اندازه ذرات ریز تا متوسط است. در این سنگها فراوانی قطعات خرده سنگی بین ۵ تا ۸ درصد متغیر است (شکل ۶ت). جورشدگی نسبتاً خوب و مچور است. این رخساره در صحرا متوسط لایه و به رنگ سبز مشاهده می‌گردد که معمولاً دارای طبقه بندی مورب و رپلهای جریانانی است.

شیل: شیلها به دو نوع تقسیم می‌گردند. نوع اول شامل شیلهای سبز تا قرمز و فاقد فسیل است که بیشتر در بخشهای ابتدایی برشها مشاهده می‌گردند (شکل ۶ث). برخی در مجاورت با رخساره‌های ماسه سنگی یا کربناته جزرومدی هستند (Sh1) و برخی دیگر حاوی خرده‌های اسکلتی شکسته و در مجاورت رخساره‌های کربناته لاگونی (Sh2)

قرار دارند. نوع دوم شامل شیلهای سبز متمایل به خاکستری است که بیشتر در بخشهای میانی و بالایی برشها قرار دارند و حاوی خرده فسیلهای اکتینودرم و دوکفه‌ای (Sh3) می‌باشند (شکل ۶ج).

مدل رسوبی

بر اساس مطالعات صورت گرفته مدل رسوبی سازند تیرگان در ناحیه مورد مطالعه به صورت یک رمپ هموکلینال است (Read, 1985; Tucker & Wright, 1990; Sellwood, 1996; Read, 1998; Einsele, 2000; Longyi et al., 2011) که در ادامه تفسیر رخساره‌های مختلف در قالب این محیط ارائه می‌شود (شکل ۷).

در مجموعه رخساره‌ای A، اکثر خرده‌های اسکلتی شامل اوریتولینیدها، براکیوپود، اکتینودرم و به مقدار کمتر دوکفه‌ای و بریوزوئر است. این موجودات عمدتاً به شوری حساس هستند و معمولاً شرایط مساعد برای حفظ آنها محیط دریای باز است (Tucker & Wright, 1990; Sanders & Hofling, 2000; Aurell et al., 2009; Flugel, 2010). با توجه به فراوانی موجودات استنوهالین، وجود مقادیر فراوان گل و لایه بندی نازک می‌توان یک محیط با انرژی پایین و میزان رسوب گذاری آرام برای ته‌نشست این رخساره در نظر گرفت که متناسب با محیط دریای باز است (Martini et al., 2007; Flugel, 2010). مقادیر کمی از دانه‌های غیر اسکلتی نظیر ائید و اینتراکلیست که در این مجموعه رخساره‌ای وجود دارد، احتمالاً از کمرندهای رخساره‌ای مجاور با انرژی بالاتر انتقال یافته‌اند (Sanders & Hofling, 2000).

مجموعه رخساره‌ای B که از رخساره‌های گرینستون تشکیل شده است مؤید ته‌نشست در یک کمرند پر انرژی است (Hafmann et al., 2004; Flugel, 2010). وجود رخساره‌های ائیدی که در آبهای گرم، تلاطم نسبتاً شدید،



شکل ۶: تصاویر رخساره‌های آواری سازند تیرگان در برشهای مورد مطالعه؛ الف) ماسه سنگ آهکی که اکثر دانه‌ها از کوارتز منوکریستالین به همراه الئید تشکیل شده است. ب) کوارتز آرنایت؛ پ) ساب آرکوز که دانه‌های فلدسپار اکثراً دگرسان شده‌اند. ت) ساب‌لایت‌آرنایت که چرت‌ها خرده سنگ اصلی در این رخساره محسوب می‌گردند. ث) نمایی از شیل‌های فاقد فسیل در بخش ابتدایی برش چناران (Sh1 و Sh2)؛ ج) نمایی از شیل‌های حاوی اکتینودرم که در بخش‌های انتهایی اکثر برشها مشاهده می‌گردد (Sh3).

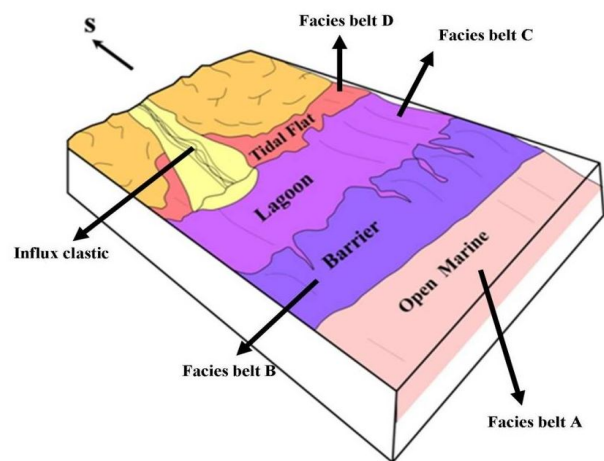
می‌گردد که در بخش‌های بالایی توالی بر فراوانی اوریتولینیدها افزوده می‌شود که وجود برخی از اجزای اسکلتی دریای باز نظیر اکتینودرم و براکیوپود ته‌نشینی این رخساره‌ها را در یک محیط حد واسط تأیید می‌نماید (Immenhauser *et al.*, 2004).

درجه شوری نرمال و عمق کمتر از ۲ متر (Tucker, 2001) تشکیل می‌شوند و همراهی آنها با اینتراکست و خرده‌های اسکلتی استنوهالین مؤید شرایط سدی است (Flugel, 2010). علاوه بر این، خرده‌های اسکلتی اکتینودرم، دوکفه‌ای، براکیوپود و به مقدار کمتر اوریتولینیدها مشاهده

پرانرژی جزرومدی نسبت داده می‌شوند. از طرفی اکثر اینتراکلیستها گلی بوده و هر چه به لاگون نزدیک می‌شویم پلوئید افزایش می‌یابد که خود شاهدی بر محیط جزرومدی است (Tucker, 2001). قرارگیری این رخساره‌ها در ستون رخساره‌ای بین رخساره‌های جزرومدی این تفسیر را تأیید می‌کند.

وجود سیکلهای به طرف بالا ریز شونده با قاعده ماسه سنگی (Miall, 1996)، حضور لایه‌های ماسه سنگی با گسترش جانبی محدود و گوه‌ای شکل، طبقه بندی مورب سطح و تراف که معرف حالت کانالی است (Reineck & Singh, 1986) و بالاخره خصوصیات پتروگرافی و همچنین ساختمانهای رسوبی یک جهتی همچون طبقه بندی و لامیناسیون مورب سطح و تراف و ریپل جریانی، نشان می‌دهد که رخساره‌های آواری موجود در بخشهای میانی برشهای ددانلو و رادکان و بخشهای ابتدایی این برشها در محیط ساحلی و کانالهای جزرومدی، تحت جریانهای پرانرژی در پلاتفرم کربناته تیرگان نهشته شده‌اند (El-Azabi & El-Araby, 2005). از طرفی معیوبیتی نسبتاً بالای رخساره‌های ماسه سنگی در بخشهای ابتدایی برشهای ددانلو و رادکان از یک طرف و وجود ساختمانهای رسوبی موجی مانند ریپل موجی و همچنین تداخل رخساره‌های کربناته با رخساره‌های آواری که باعث شکل‌گیری رخساره‌های هیبریدی شده‌اند از طرف دیگر نشان دهنده محیط ساحلی جهت تشکیل این نهشته‌ها می‌باشد.

رخساره‌های شیلی ابتدای برشها (Sh1 و Sh2) که معمولاً در تناوب با ماسه سنگهای ریز تا متوسط است احتمالاً در محیطهای آرام (لاگونی) که معمولاً رسوبات گلی فراوان تر هستند نهشته شده‌اند. معمولاً فعالیت امواج و جریانات جزرومدی باعث ورود ماسه به این محیطها شده که باعث تشکیل چنین تناوبی شده است (Cozar et al., 2006)، اما رخساره‌های شیلی قسمتهای انتهایی برشها (Sh3) که حاوی



شکل ۷: مدل شماتیک رسوبی سازند تیرگان در نواحی مورد مطالعه

در مجموعه رخساره‌ای C وجود پلت، استراکد، جلبک سبز، میلیولید، گاستروپود و اوریتولینیداها به همراه مقدار بالای گل آهکی حاکی از ته‌نشست این رخساره‌ها در یک محیط آرام و کم انرژی لاگونی است (Tucker, 1991). وجود ائیدهای متحدالمرکز به همراه پلوئیدهای مدفوعی فراوان نیز چنین محیطی را تأیید می‌نماید (Samankassou et al., 2003؛ Palma et al., 2007). وجود اینتراکلیستهای گلی و درشت بودن اندازه آنها در رخساره پکستونی نشان دهنده تشکیل آنها در محیط پرانرژی تر لاگون و نزدیک به ساحل است (Adachi et al., 2004). وجود مقدار کمی از موجودات استتوهایلین نظیر اکینودرم و براکیوپود مؤید این موضوع است که لاگون با دریای باز ارتباط داشته است.

در مجموعه رخساره‌ای D رخساره‌های دولستون و مادستون با توجه به فقدان فسیل و همچنین دانه ریز بودن در محیط سبخیایی ساحلی بالای پهنه جزرومدی بر جای گذاشته شده است (Nader et al., 2006؛ Preto & Hinnov, 2003). فقدان فسیلهای کامل در این مجموعه رخساره‌ای نشانه چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب زیست موجودات دریایی می‌باشد (Alsharhan & Warren, 2000؛ Kendall, 2003). رخساره‌های گرینستونی به علت جورشدگی خوب و اندیس تخریبی نسبتاً بالا به محیط

شده است. لازم به ذکر است از این پس با در نظر گرفتن این محدوده زمانی طول مدت تشکیل تمام سکانسها، دسته‌های رخساره‌ای و پاراسکانسها تخمین زده شده است.

این سکانس از دسته خساره‌های TST و HST تشکیل شده‌اند. دسته رخساره شامل دولستون، گرینستون ائیدی، گرینستون بیوکلستی اینتراکلستی، گرینستون پلوئیدی، پکستون ائیدی، پکستون بیوکلستی و پکستون پلوئیدی است که در محیط جزرومدی و لاگونی بر جای گذاشته شده‌اند. این دسته رخساره با حداکثر سطح غرقابی در رخساره وکستون بیوکلستی محیط لاگونی خاتمه می‌یابد. چهار پاراسکانس عمیق شونده تشخیص داده شده‌اند که همه آنها با رخساره‌های جزرومدی آغاز و با رخساره پکستون بیوکلستی لاگونی خاتمه می‌یابند. فقط در پاراسکانس انتهایی این مرحله تشکیل وکستون بیوکلستی لاگونی که شرایط عمیق‌تری را نسبت به پکستون بیوکلستی نشان می‌دهد، به عنوان سطح حداکثر پیش‌روی آب دریا در نظر گرفته شده است. این پاراسکانسهای عمیق شونده به‌طور کلی روند بالا آمدن سطح آب دریا را نشان می‌دهند. در مرحله HST، پاراسکانسهای کم عمق شونده ته‌نشست کرده‌اند. ضخامت این دسته رخساره در حدود ۲۶ متر است. که با رخساره پکستون بیوکلستی محیط لاگونی شروع و سپس با گرینستونهای بیوکلستی و پلوئیدی محیط جزرومدی ادامه و با رخساره دولومادستون ماسه‌ای جزرومدی خاتمه می‌یابد. این دسته رخساره نیز از سه پاراسکانس کم عمق شونده تشکیل گردیده است که به غیر از پاراسکانس اول که با رخساره پکستون بیوکلستی شروع و به رخساره مادستون جزرومدی ختم می‌گردد، دو پاراسکانس دیگر از تناوب گرینستون جزرومدی با مادستون این محیط شکل گرفته‌اند. این رخساره با رخساره مادستون جزرومدی خاتمه می‌یابد.

خرده‌های سالم از پوسته‌های موجودات دریای باز نظیر اکتینودرم، اوریتولینیدها، دوکفه‌ای و براکیوپود هستند احتمالاً در جلوی سد و زیر خط اثر امواج نهشته شده‌اند.

چینه‌نگاری سکانسی

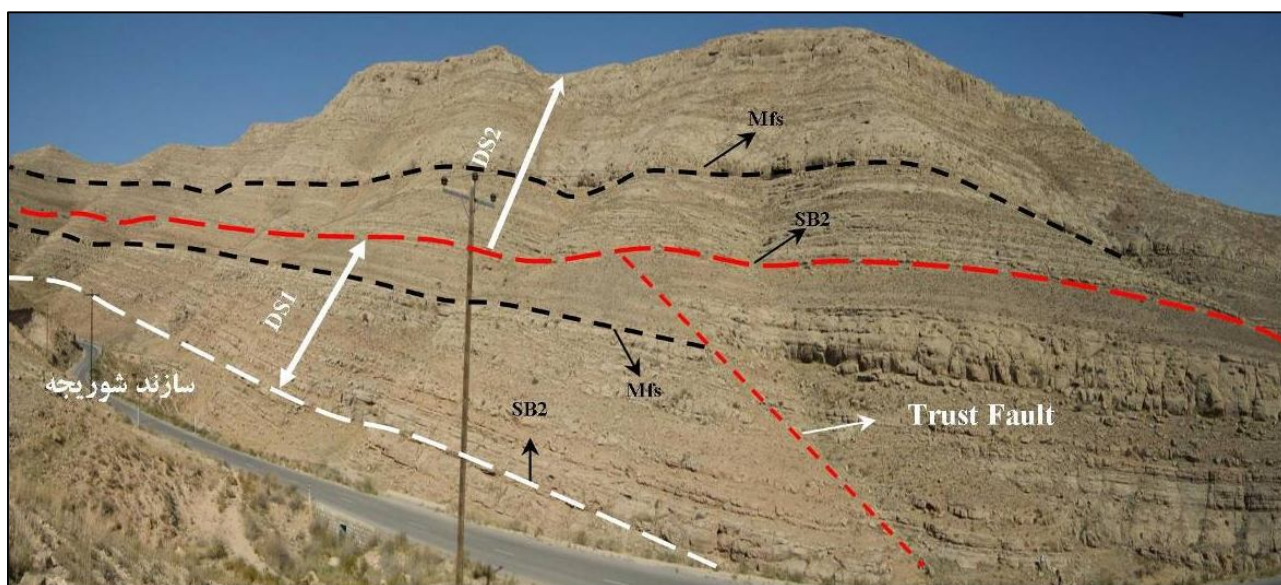
با استفاده از شواهد صحرایی، نوع رخساره‌های رسوبی و محیط رسوب‌گذاری آنها، مرز سکانسها، سکانسهای رسوبی و بالاخره دسته رخساره‌های مختلف رسوبی (LST، TST و HST) در هر یک از برشهای مورد مطالعه به شرح زیر مشخص گردیدند:

برش اسفیدان

در این برش دو سکانس رسوبی بزرگ مقیاس تشخیص داده شده که هر کدام از این سکانسها خود از چند پاراسکانس رسوبی تشکیل شده‌اند. این پاراسکانسها خود در برگیرنده رخساره‌های کربناته (لاگونی، سدی و دریای باز) در زمان بالا بودن نسبی سطح آب دریا و رخساره‌های مادستون و دولومادستون (پهنه‌های جزر و مدی) در زمان پایین بودن نسبی سطح آب دریا هستند (شکلهای ۸ و ۹).

سکانس رسوبی اول

مرز زیرین و بالایی این سکانس به‌دلیل نبود شواهد خروج رسوبات از آب از نوع دوم (SB₂) است (Emery & Myers, 1996؛ Coffey & Read, 2004). در این سکانس کربناته‌های قسمت زیرین سازند تیرگان در اثر بالا آمدن آهسته سطح آب دریا بر روی رسوبات سیلیسی آواری سازند شوربچه ته‌نشست کرده‌اند. ضخامت این سکانس ۹۰/۵ متر است. با توجه به مدت تشکیل سازند تیرگان در زمان بارمین - آپسین (در محدوده زمانی ۱۰ میلیون سال)، بدون توجه به فرآیندهای فرسایشی و فشردگی رسوبات، زمان نهشته شدن این سکانس رسوبی در حدود ۴/۳۴ میلیون سال تخمین زده



شکل ۸: تفکیک سکانسهای رسوبی سازند تیرگان در برش اسفیدان، دید به سمت جنوب غرب

این حالت از خصوصیات مرحله سکون نسبی و پایین آمدن سطح آب دریا (HST) است (Emery & Myers, 1996). این دسته رخساره با ۸۹ متر ضخامت، در حدود ۱۷/۵ میلیون سال نهشته شده است. رخساره‌های این مرحله عمدتاً شامل رخساره‌های سدی و دریای باز رمپ داخلی و میانی و در مدت حدود ۰/۱۳ میلیون سال نهشته شده‌اند. این دسته رخساره در سازند تیرگان با رخساره‌های گریستونی جزرومدی شروع و با رخساره پکستون ائیدی لاگونی ادامه می‌یابد. سپس با نهشته شدن رخساره گریستون ائیدی و در ادامه مادستون جزرومدی خاتمه می‌یابد.

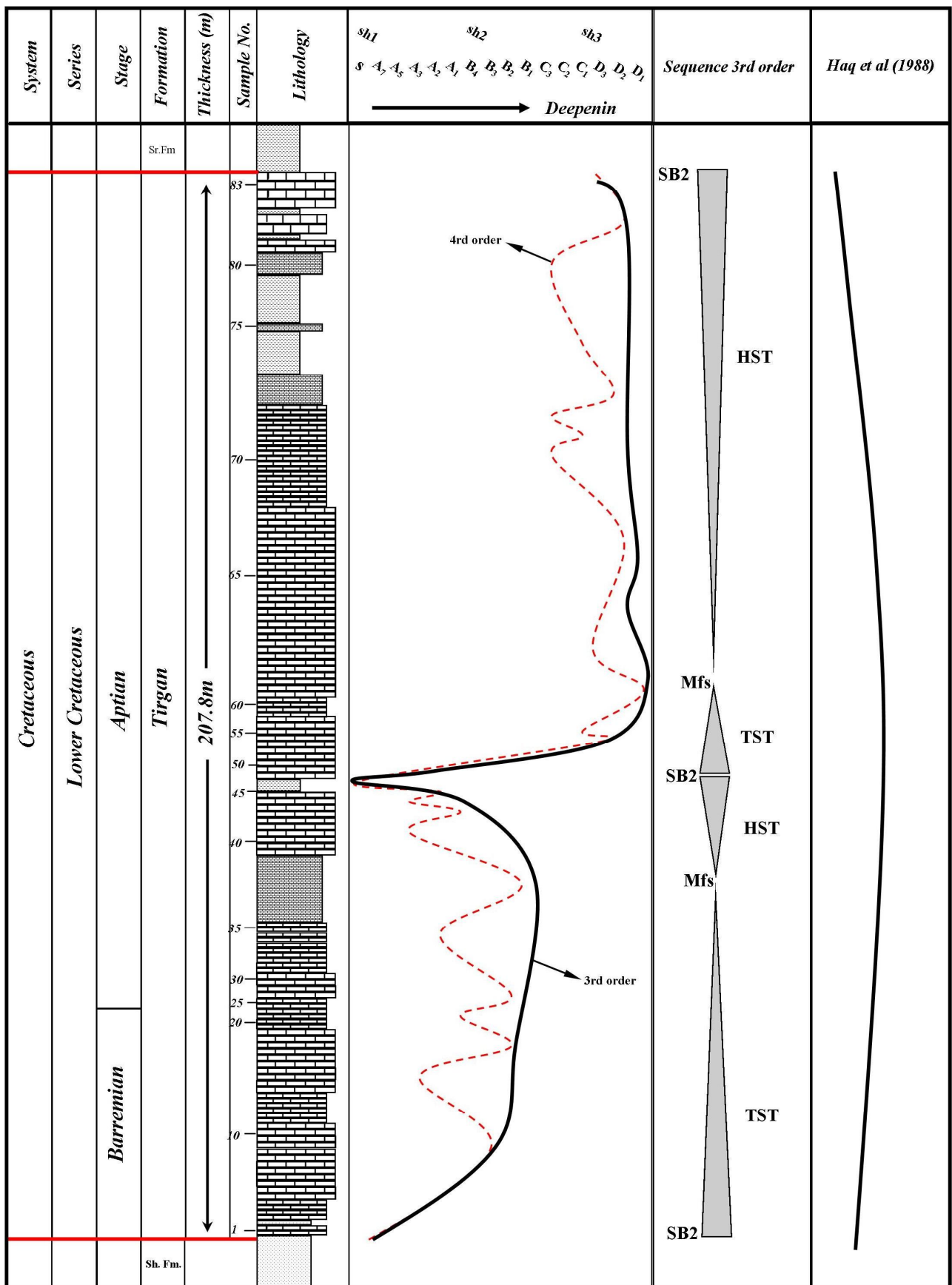
سکانسهای رسوبی در برش ددانلو

در این برش دو سکانس رسوبی رده سوم شناسایی شده است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). لازم به ذکر است ابتدای این برش شامل بخشی از دسته رخساره‌های آخرین سکانس رسوبی سازند شوربچه می‌باشد. این بخش ۶/۷۴ متر ضخامت داشته و در مدت حدود ۰/۱۳ میلیون سال نهشته شده‌اند. این دسته رخساره در سازند تیرگان با رخساره‌های گریستون ائیدی جزرومدی شروع و با رخساره پکستون ائیدی لاگونی ادامه

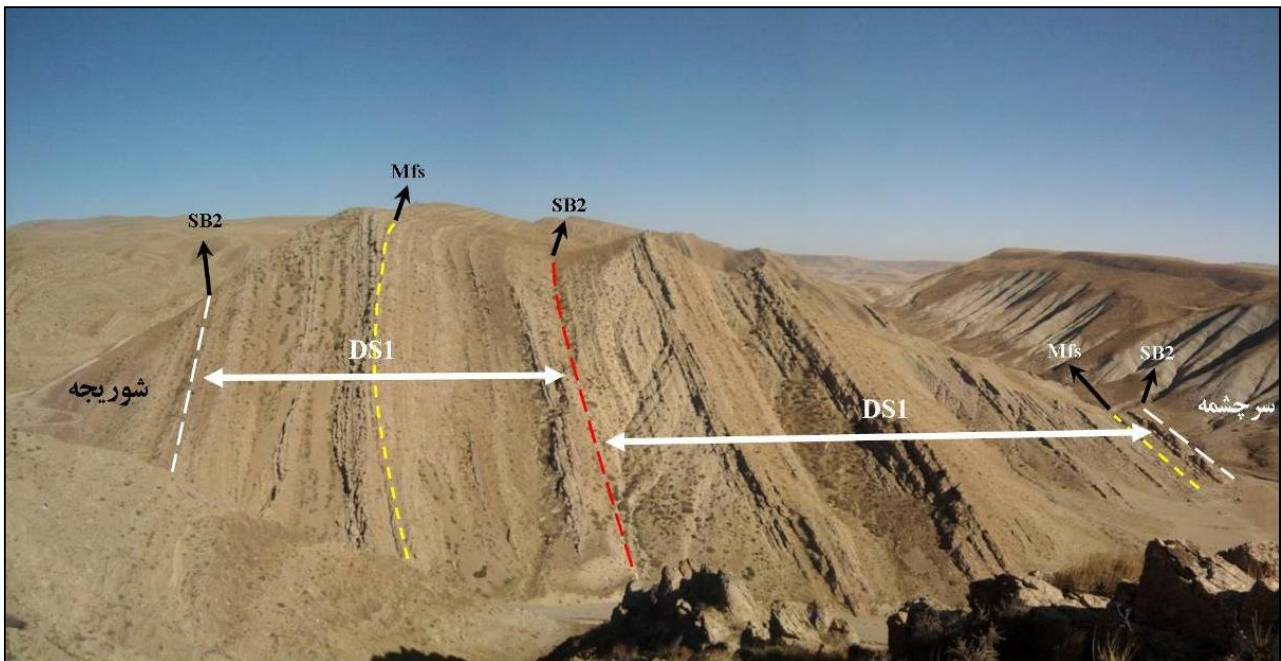
سکانس رسوبی دوم

در این سکانس غالباً رخساره‌های سدی و همچنین دریای باز قابل مشاهده است که حاکی از عمیق شدن محیط رسوب گذاری نسبت به سکانس اول است. سکانس دوم با دسته رخساره TST شروع می‌گردد که ۱۷/۸ متر ضخامت داشته و در زمان ۱ میلیون سال رسوب کرده است. رخساره‌های ابتدایی این مرحله شامل گریستونهای بیوکلستی و پلوئیدی جزرومدی و پکستون بیوکلستی لاگونی است. بر روی این مجموعه ابتدا گریستون ائیدی سدی و سپس پکستونهای ائیدی و بیوکلستی دریای باز قرار می‌گیرد. مجموع این رخساره‌ها باعث تشکیل دو پاراسکانس عمیق شونده شده است. این دسته رخساره با رخساره مادستونی دریای باز که نشان دهنده حداکثر سطح غرقابی (MFS) است خاتمه می‌یابد.

پس از تشکیل رخساره‌های مرحله TST، یک دسته پاراسکانسهای پس‌رونده تشکیل شده است که الگوی تجمعی آنها به دلیل کاهش میزان رخساره‌های عمیق و وجود رخساره‌های کم‌عمق‌تر در بخشهای بالایی به صورت مجموعه پس‌رونده دریایی (Progradational Stack) است.



شکل ۹: سکانشهای رسوبی سازند تیرگان در برش اسفیدان



شکل ۱۰: تفکیک سکانسهای رسوبی سازند تیرگان در برش دداتلو، جهت دید به سمت شرق

بیانگر بالا آمدگی سطح آب بوده و دسته رخساره‌های پیش‌روی (TST) را تشکیل می‌دهند. رخساره‌های محیط جزرومدی در این سکانس رسوبی عمدتاً گرینستون ائیدی است که به سمت انتهای این بخش از میزان خرده‌های آواری آن کاسته می‌شود. در انتهای آخرین پاراسکانس این مرحله، رخساره و کستون بیوکلستی لاگونی نهشته شده است که می‌توان آن را به عنوان MFS در نظر گرفت. ضخامت TST در این سکانس ۱۱۶ متر است. در ادامه با آغاز افت سطح آب دریا، توالی‌های به سمت بالا کم‌عمق شونده رسوب می‌کنند که دسته رخساره HST را تشکیل داده و شامل گرینستون‌های ائیدی و بیوکلستی سدی و پکستون‌های ائیدی و بیوکلستی دریای باز است. این دسته رخساره با رخساره پکستون بیوکلستی دریای باز خاتمه می‌یابد.

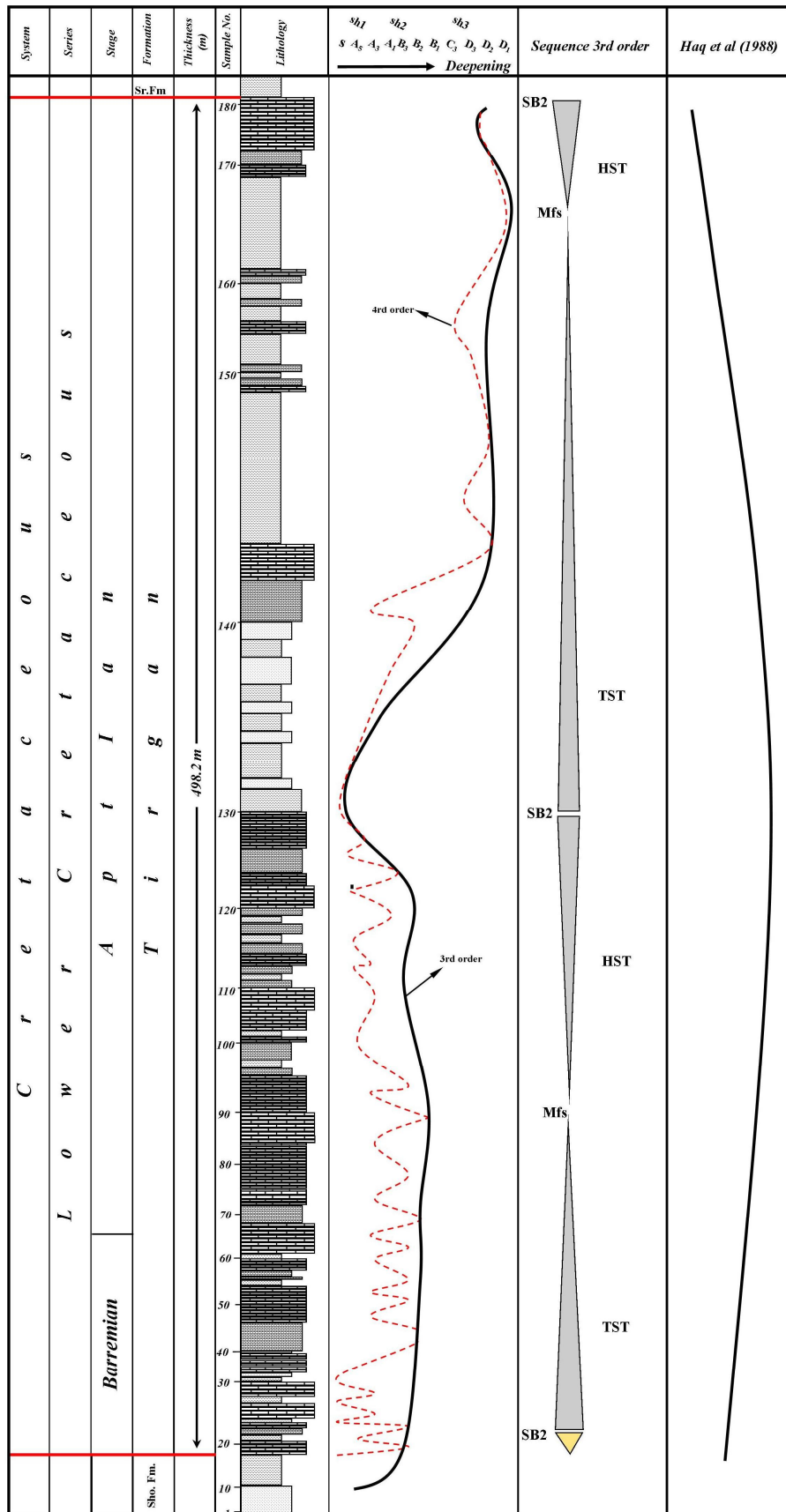
سکانس رسوبی دوم

این سکانس رسوبی به ضخامت ۲۶۸/۲ متر نیز توسط مرزهای نوع دوم محصور شده است. سکانس دوم با ۶۹ متر

می‌یابد. سپس با نهشته شدن رخساره گرینستون ائیدی و در ادامه مادستون جزرومدی خاتمه می‌یابد.

سکانس رسوبی اول

این سکانس رسوبی با ضخامت ۲۳۰ متر توسط مرزهای سکانسی نوع دوم محصور گردیده است. این سکانس به صورت پیش‌رونده بر روی رسوبات سیلیسی آواری سازند شوربچه نهشته شده‌اند (Moussavi-Harami, 1993). شروع این سکانس با سه پاراسکانس به سمت بالا عمیق شونده بوده که در پاراسکانس اول پکستون ائیدی در بین رسوبات پهنه جزرومدی و در دو سکانس بعدی قرارگیری گرینستون ائیدی در بین نهشته‌های آواری باعث شکل‌گیری آنها شده است. در ادامه پکستون‌های ائیدی و بیوکلستی لاگونی در بین گرینستون ائیدی پهنه جزرومدی باعث ایجاد چندین توالی به سمت بالا عمیق شونده گردیده است. تبدیل تدریجی نهشته‌های پهنه جزرومدی به محیط لاگونی باعث شکل‌گیری توالی به سمت بالا عمیق شونده شده است که



شکل ۱۱: تفکیک سکانسهای رسوبی سازند تیرگان در برش ددانلو

سکانس رسوبی اول

این سکانس رسوبی با ۹۹ متر ضخامت دارای مرز پایینی و بالایی نوع ۲ است. سکانس اول با رخساره دولستونی شروع و عمدتاً از رخساره‌های گرینستون پهنه جزرومدی و پکستون لاگونی تشکیل شده است. در این سکانس دسته رخساره TST از شش پاراسکانس عمیق شونده تشکیل شده‌اند. این رخساره‌ها شامل دولستون، مادستون و گرینستونهای اینتراکستی، ائیدی، بیوکلستی، اینتراکستی جزرومدی، پکستون اینتراکستی بیوکلستی محیط لاگونی و رخساره‌های آواری جزرومدی است. این بخش با رخساره و کستون بیوکلستی محیط لاگونی که نشان دهنده حداکثر پیش‌روی آب دریا در ساحل است خاتمه می‌یابد.

با توجه به ضخامت این بخش (۳۷ متر) و سن سازند، احتمالاً این مرحله در حدود ۱/۳ میلیون سال نهشته شده است. پس از تشکیل این دسته رخساره‌ها، فعل و انفعالات تکتونیکی باعث به هم خوردن تعادل بین فرونشینی و میزان رسوبات وارده شده و به شکل‌گیری رخساره شیلی و ماسه سنگی جزرومدی منجر گردیده است. بنابراین می‌توان عوامل خارج حوضه‌ای (آلوسی‌کلیک) را در تشکیل این رخساره‌ها مؤثر دانست. دسته رخساره HST نیز متأثر از همین فعل و انفعالات بوده و تناوب سنگ آهک و شیل و ایجاد چند پاراسکانس کم عمق شونده مؤید این امر است. شروع دسته رخساره HST با سکون نسبی سطح آب دریا و رسوب‌گذاری رخساره پکستون بیوکلستی مشخص می‌گردد. سپس گرینستونهای ائیدی و اینتراکستی پهنه جزرومدی و سپس پکستون اینتراکستی بیوکلست‌دار محیط لاگونی و گرینستون پلوتیدی و مادستون پهنه جزرومدی در تناوب با رخساره‌های آواری حاکی از اُفت سطح آب دریا است. تناوبی از رخساره‌های پهنه جزرومدی و محیط لاگونی به شکل‌گیری دو پاراسکانس کم عمق شونده انجامیده است.

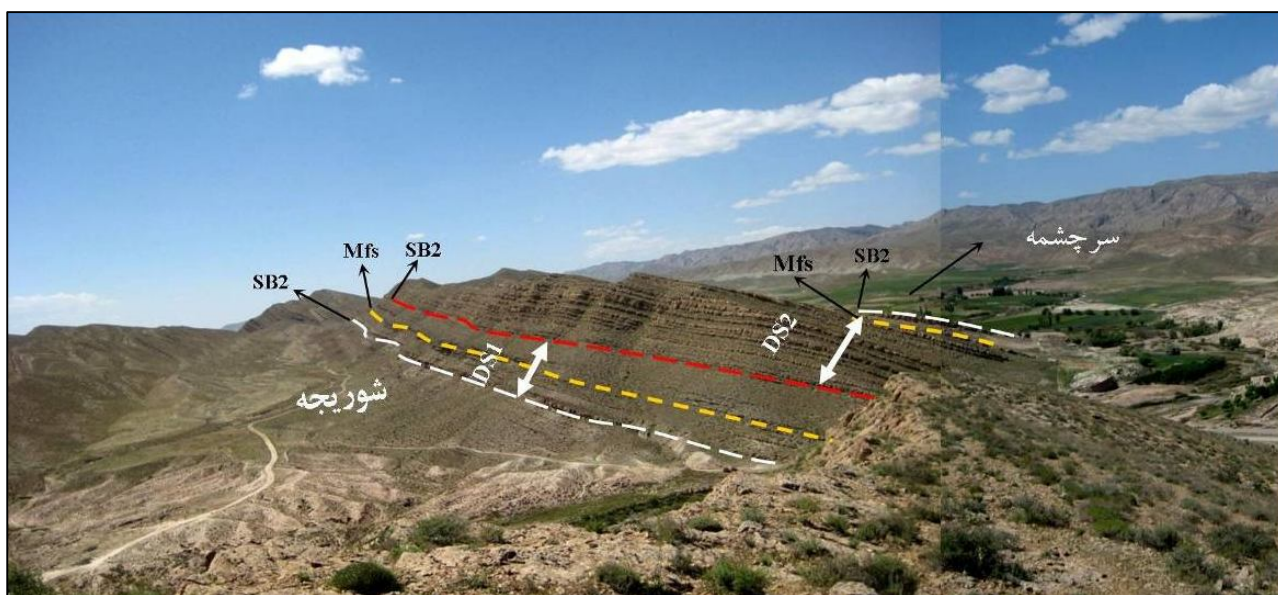
تناوب ماسه سنگ و شیل پهنه جزرومدی که فرم هندسی کانالی دارد آغاز می‌گردد. سپس گرینستونهای پلوتیدی و ائیدی پهنه جزرومدی، پکستونهای ائیدی پلوتیدی لاگونی، گرینستون ائیدی سدی و پکستونهای ائیدی بیوکلستی دریای باز به صورت تناوب در طی چندین پاراسکانس عمیق شونده تشکیل شده‌اند.

این دسته رخساره ۲/۲۲۳ متر ضخامت داشته و شامل ۴ پاراسکانس به سمت بالا عمیق شونده است (TST) که در خاتمه رخساره مادستون دریای باز (MFS) بر جای گذارده شده است. در ادامه دسته رخساره‌های مرحله HST با رخساره و کستون بیوکلستی دریای باز آغاز شده و به پکستون بیوکلستی دریای باز ختم می‌گردد. این بخش (HST) در سازند تیرگان ضخامتی برابر ۴۵ متر دارد که در یک میلیون سال نهشته شده است.

رخساره‌های مرحله HST در سازند تیرگان بیشتر شامل نهشته‌های سدی، لاگونی و پهنه جزرومدی است. بنابراین روند کم عمق‌شدگی رخساره‌ها که بیانگر پایین رفتن سطح آب دریا است، در ابتدای سازند سرچشمه که به صورت پیوسته بر روی سازند تیرگان قرار دارد، ادامه داشته و در نتیجه سکانس رسوبی دوم سازند تیرگان در این برش در سازند سرچشمه خاتمه می‌یابد.

برش رادکان

در این برش دو سکانس رسوبی شامل چندین پاراسکانس رسوبی با مقیاس کوچکتر تشکیل شده است (شکل‌های ۱۲ و ۱۳). این برش نیز همانند برش ددانلو با قسمتی از رخساره‌های آخرین سکانس موجود در سازند شوربجه آغاز می‌گردد. این بخش ۳ متر ضخامت داشته و شامل دولستون و گرینستون ائیدی است.



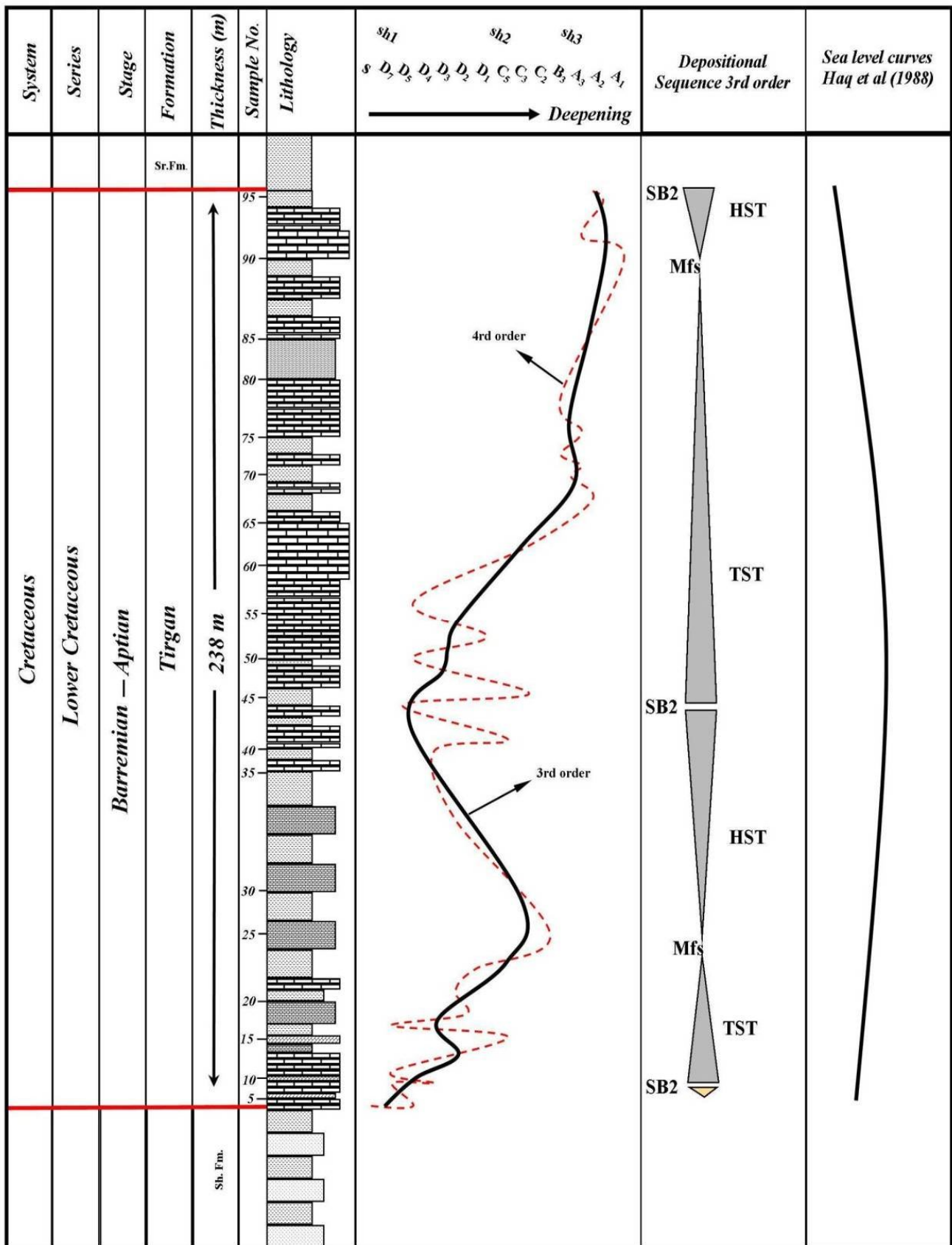
شکل ۱۲: تفکیک سکانسهای رسوبی سازند تیرگان در برش رادکان، جهت دید به سمت شمال غرب

دریای باز ادامه می‌یابد. این بخش از شش پاراسکانس عمیق شونده تشکیل یافته است که در مجموع بالا آمدن سریع آب دریا را نشان می‌دهند. این دسته رخساره اغلب حاوی مادستون پهنه جزرومدی، پکستون ائیدی لاگونی، گرینستون ائیدی سدی، پکستون بیوکلستی دریای باز و به مقدار کمتر گرینستونهای اینتراکلستی و ائیدی پهنه جزرومدی و مادستونی دریای باز است. لازم به ذکر است شیل‌های موجود در بین واحدهای کربناته اغلب حاوی پوسته‌های سالم اوریتولینید و اکی‌نودرم است (Sh3). این دسته رخساره ضخامتی در حدود ۱۱۳ متر داشته و در ۴/۸۷ میلیون سال نهشته شده است. پس از نهشته شدن رخساره مادستون دریای باز که حداکثر سطح غرقابی را نشان می‌دهد، مرحله HST آغاز می‌گردد. دسته رخساره‌های این مرحله شامل رخساره‌های دریای باز شامل پکستون ائیدی و وکستون بیوکلستی است. دسته رخساره‌های HST در سازند تیرگان دارای ۲۵ متر ضخامت و در طی ۱/۱ میلیون سال نهشته شده است.

این دسته رخساره که با رخساره دولومادستون جزرومدی خاتمه می‌یابد، ۶۲/۶ متر ضخامت داشته و در ۲/۶۲ میلیون سال نهشته شده است. با توجه به نبود خرده‌های اسکلتی و غیراسکلتی، وجود دولومیت ریز بلور به صورت بخشی در این رخساره و تناوب آن با رخساره‌های شیلی محیط جزرومدی این رخساره به عنوان حداکثر پایین افتادگی سطح آب دریا در نظر گرفته شده است. لازم به ذکر است وجود رخساره‌های آواری در بخش‌های انتهایی این سکانس مشابه بخش‌های انتهایی سکانس اول در برش ددانلو است، با این تفاوت که رخساره‌های این برش بیشتر شیلی بوده ولی در برش ددانلو ماسه سنگی است.

سکانس رسوبی دوم

مرزهای زیرین و بالایی این سکانس رسوبی نیز از نوع دوم است. این سکانس نیز از دسته رخساره‌های مرحله TST و HST تشکیل شده است. ضخامت آن در حدود ۱۳۸ متر است و در حدود ۵/۷۹ میلیون سال نهشته شده است. دسته رخساره‌های مرحله TST با رخساره‌های پهنه جزرومدی شروع و در ادامه با رخساره‌های لاگونی، سدی و



شکل ۱۳: سکانسهای رسوبی سازند تیرگان در برش رادکان

تفسیر تغییرات سطح آب دریا

از آن جایی که پلاتفرم کربناته اوایل کرتاسه در حوضه رسوبی کپه‌داغ چندین بار در حین تشکیل توسط آب دریا پوشیده شده است. بنابراین تعداد زیادی از پاراسکانسها با ضخامت‌های مختلف تشکیل شده‌اند. سیکل‌های کوچک مقیاس کم عمق شونده به سمت بالا می‌توانند توسط فرآیندهای درون حوضه‌ای (اتوسیکلیک) و خارج حوضه‌ای (آلوسیکلیک) کنترل شوند (Lasemi, 1995).

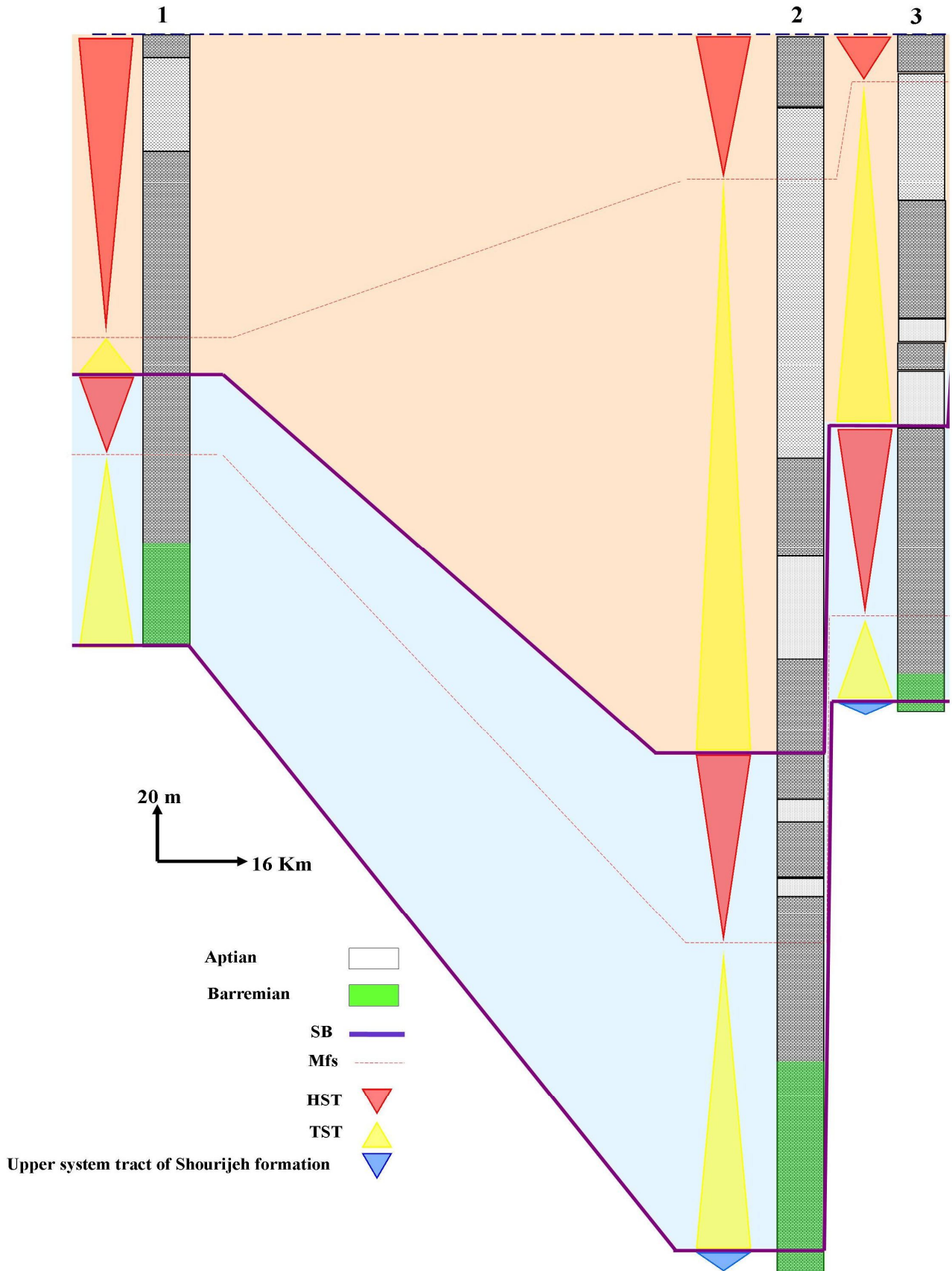
عواملی چون تکتونیک، گسل خوردگی و فرونشینی احتمالی کف حوضه در تشکیل سیکل‌های کم عمق شونده حائز اهمیت هستند. سیکل‌های اصلی کم عمق شونده و عمیق شونده سازند تیرگان قابل انطباق با سیکل‌های Haq *et al.* (1988) است که بیشتر دارای منشأ Tectono-Eustatic بوده و چون شواهدی دال بر رویدادهای یخچالی شدن قاره‌ای در طی کرتاسه پیشین وجود ندارد، این حوادث نقشی در این سیکل‌های رسوبی نداشته‌اند. هر دو عامل تکتونیک و فرآیندهای اتوسیکلیک می‌تواند مسؤول ایجاد سیکل‌های کم عمق شونده سازند تیرگان باشد. تجمع کربنات‌ها در فضای ایجاد شده توسط فرونشینی پلاتفرم و بالا آمدن سطح جهانی آب دریا باعث ایجاد پاراسکانس‌های کم عمق شونده به سمت بالا در تمام برش‌ها شده است. لذا پس از شناسایی سکانس‌های رسوبی در برش‌های مختلف، منحنی تغییرات سطح آب دریا در این برش‌ها با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا در زمان بارمین - آپسین (Haq *et al.*, 1988) ارائه شده، مقایسه گردید. در این منحنی سوپرسکانس تیرگان مطابق با بخشی از سوپرسیکل ZB-1 یا ZUNI II-1 است که خود بخشی از ZUNI II و بخشی از مگاسیکل ZUNI می‌باشد. مگاسیکل زونی (ZUNI) در زمان کرتاسه زیرین حالت پیش‌رونده (بالا آمدن سطح آب دریا) دارد که در حالت کلی با تغییر

رخساره‌های کربناته تیرگان به رخساره‌های شیل و مارنی سرچشمه مطابقت دارد.

در مقایسه بین سوپرسکانس تیرگان و بخش متناظر از سوپرسیکل ZUNI II-1 تشابه کلی وجود دارد و تفاوت اصلی در تعداد سکانسها است، به طوری که سوپرسکانس تیرگان از دو سکانس رده سوم تشکیل یافته در حالی که در منحنی جهانی سه سکانس رده سوم مشاهده شده است. از طرفی مرزهای مشاهده شده در منحنیهای جهانی از نوع دوم است به جز مرز سکانس دوم و سوم که از نوع اول و به سن آپسین است لذا می‌توان عنوان نمود که مرز زیرین و بالایی در نظر گرفته شده در سوپرسکانس تیرگان با منحنی جهانی هم‌خوانی داشته فقط تفاوت در مرز بین سکانس اول و دوم سوپرسکانس تیرگان می‌باشد که در این مطالعه از نوع دوم و در منحنی جهانی از نوع اول است. تفاوت‌های سکانس‌های رسوبی (رده سوم)، پاراسکانسها (رده چهارم و پنجم) و مرزهای سکانسی مشاهده شده در برش‌های مورد مطالعه با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا را می‌توان بیشتر ناشی از عوامل تکتونیک در منطقه دانست که باعث شده در حین رسوب‌گذاری مرتباً شرایط محیط تغییر کرده و به تبع آن رخساره‌های رسوبی متفاوت ایجاد شود (El-Azabi & El-Zecchin, 2005, 2007; Araby., 2005; Zecchin *et al.*, 2006, 2007; Rosas *et al.*, 2007; Carpentier *et al.*, 2007) که به منظور درک بهتر انطباقی بین توالی سکانسی سازند تیرگان در برش‌های مختلف صورت گرفته است (شکل ۱۴).

نتیجه‌گیری

به طور کلی به منظور بررسی نهشته‌های سازند تیرگان به سن بارمین - آپسین سه برش از غرب به شرق (اسفیدان، ددانلو و رادکان) انتخاب و مطالعه شد مهمترین نتایج به دست آمده از بررسی‌های صورت گرفته به شرح زیر می‌باشد:



شکل ۱۴: انطباق توالی سکانس سازند تیرگان در برشهای مورد مطالعه

مشاهده شده در اختلاف ضخامت دسته رخساره‌های مرحله TST و HST است. لذا در انتها می‌توان عنوان داشت که شرایط حاکم بر رسوب‌گذاری رخساره‌ها در برشهای مختلف به علت تغییرات محلی متفاوت بوده که به ایجاد تفاوتی در دسته رخساره‌ها و همچنین پاراسکانسهای شکل گرفته در هر برش منجر شده است. البته این در حالی است که شرایط جهانی حاکم بر منطقه یکسان بوده و شباهتهایی به خصوص در تعداد و مرز سکانسهای شناسایی شده ایجاد کرده است. بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً شرایط آرام‌تری در محل نهشته شدن رخساره‌های برش اسفیدان نسبت به دو برش دیگر حاکم بوده و در محل این برشها احتمالاً فعالیت‌های تکتونیکی صورت گرفته است.

سپاس‌گزاری

بر خود لازم می‌دانیم از همکاران عزیز گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد به ویژه آقایان دکتر علی اصغر آریایی و دکتر مرتضی طاهرپور خلیل آباد که تعیین سن نمونه‌ها را انجام دادند و نیز از آقای مهندس قدسی، شریفی، گلقدشتی، خرقانی، سوختانلو، صفار و پورنیکی که در عملیات صحرائی کمکهای شایانی کردند تشکر نمایم.

وجود خرده‌های آواری فراوان به خصوص در برشهای ددانلو و رادکان به طوری که این ذرات آواری تا رخساره سدی هم پیش‌روی کرده‌اند از یک طرف و وجود عدسیهای ماسه سنگی با ساختمانهای رسوبی که محیط ساحلی و کانالهای جزرومدی را تأیید می‌نمایند در بخشهای میانی برشهای ددانلو و رادکان، از طرف دیگر حاکی از ورود اجزای آواری به حوضه رسوبی در زمان نهشته شدن رخساره‌های کربناته در محل این برشهاست. وجود رخساره‌های رمپ داخلی با ضخامت زیاد در برشهای ددانلو و رادکان نسبت به برش اسفیدان مؤید افزایش فضای رسوب‌گذاری در محل این برشها در زمان نهشته شدن این رخساره‌هاست که می‌تواند به علت فرونشینی کف حوضه ایجاد گردد. نبود رخساره‌های ماسه سنگ هیبریدی در بخشهای ابتدایی برش اسفیدان در مقایسه با برشهای دیگر را می‌توان یکی دیگر از شواهد شرایط کم انرژی‌تر حاکم بر محیط رسوب‌گذاری در محل این برش نسبت به سایر برشها دانست. بخشی از دسته رخساره‌های آخرین سکانس رسوبی موجود در سازند شوربچه در برشهای ددانلو و رادکان در داخل سازند تیرگان تفکیک گردید، این در حالی است که احتمالاً در برش اسفیدان این دسته رخساره در بخشهای انتهایی سازند شوربچه قرار دارد. با در نظر گرفتن مشخصات چینه زیستی و چینه سنگی برشهای مختلف، سکانس اول در تمام برشها قابل انطباق است و تفاوت

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی کپه داغ. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ ص.
- مرتضوی مهریزی، م.، ۱۳۸۶. چینه‌نگاری سکانسی سازندهای شوربچه و تیرگان (کرتاسه زیرین) در ناحیه سفید سنگ (شمال شرق فریمان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۸۰ صفحه.
- موسوی زاده، م. ع.، محبوبی، الف.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م.، ۱۳۸۶. تاریخچه رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند تیرگان در جنوب غرب روستاهای جوزک و چمن بید در غرب حوضه رسوبی کپه داغ. مجموعه مقالات یازدهمین انجمن

زمین شناسی ایران، صفحه ۶۰.

هاشمی کاخکی، ن.، ۱۳۸۵. تحول زمین شناسی و بررسی چینه شناسی و میکروفاسیس اورگونین سازند تیرگان در حوضه کپه داغ. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، ۱۱۰ صفحه.

- Adachi, N., Ezaki, Y., & Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end-permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 161-178.
- Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, Tectonics and petroleum Geology of the Kopet-Dagh Region, Northern Iran. *Ph.D Thesis, Imperial College of Sciences, University of London, United Kingdom*, 316p.
- Alsharhan, A.S., & Kendall, C.G.ST.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Review*, 61: 191-243.
- Aurell, M., Badenas, B., Ibas, J., Ramajo, J., 2009. Sedimentary evaluation of an Upper Jurassic carbonate ramp (Iberian Basin, NE Spain). In: Van Buchem, F., Gerdes, F.K., Esteben, M., (eds.), Reference models of Mesozoic and Cenozoic carbonate systems in Europe and the Middel East – strigraphy and diagenesis. *Geological society of London, Special Publish*, 153: 138-161.
- Carozzi, A.V., 1989, Carbonate Rocks Depositional Models: A Microfacies Approach. *Prentice-Hall*, 604p.
- Carpentier, C., Lathuilière, B., Ferry, S., & Sausse, J., 2007. Sequence stratigraphy and tectonosedimentary history of the Upper Jurassic of the Eastern Paris Basin (Lower and Middle Oxfordian, Northeastern France). *Sedimentary Geology*, 197 (3-4): 235-266.
- Coffey, B.P., & Read, J.F., 2004. Mixed carbonate–siliciclastic sequence stratigraphy of a Paleogen transition zone continental shelf, southeastern USA. *Sedimentary Geology*, 166: 21-57.
- Cozar, I.D., Somerville, S., Rodrigues, R., Mas, P., Medina – Varea, P., 2006. Development of a late Visean (Mississippian) mixed carbonate/siliciclastic platform in the Guadalmellato Valley (southwestern Spain). *Sedimentary Geology*, 183: 269-295.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 491-505.
- Dunham, R.J., 1964. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks-A Symposium. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Einsele, G., 2000, Sedimentary Basin: Evolution, Facies, and Sediment Budget (2^{ed} edition). *Springer-Verlag*, 292p.
- El-Azabi, M.H., & El-Araby, A., 2005. Depositional facies, environments and sequence stratigraphic interpretation of the Middle Triassic–Lower Cretaceous (pre-Late Albian) succession in Arif El-Naga anticline, northeast Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 41 (1-2): 119-143.
- Embry, A.F., & Kloven, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Emery, D., & Myers, K., 1996. Sequence Stratigraphy. *Blackwell Science*, Oxford, 297p.
- Flügel, E., 2010, Microfacies Analysis of Carbonate Rocks: Analyses, Interpretation and Application. *Springer-Verlag*, 976p.
- Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing Co.* Austin, Texas, P. 182.
- Grabau, A.W., 1904. On the classification of sedimentary rock. *American Geology*, 33: 228-247.
- Hafmann, A., Dirks, P.H.G.M., & Jelsma, H.A., 2004. Shallowing upward carbonate cycles in the Blingwe Greenston belt, Zimbabwe: A record of Archean sea level oscillation. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (1): 64-81.
- Haq, B.U., Hrdenbol, J., & Vial, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Grevello, P.D., Wilson, J.L., Sarge, J.F., & Read, J.F., (ed.), Controls on carbonate platform and basin development. *SEPM Special Publication*, 44: 71-108.
- Immenhauser, A., Schlager, W., Burns, S.J., Scott, R.W., Geel, T., Lehmann, J., Van der Gaast, S., & Bolder-Schrijver, L.J.A., 1999. Late Aptian to Late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 69: 434-466.
- Kalantari, A., 1969. Foraminifera from the middle Jurassic-Cretaceous successions of Kopet Dag region (NE-Iran). *National Iranian Oil Company, (N.I.O.C.), Exploration and Production, Geological Laboratory Publication 3*, Tehran (Ph.D. thesis, London University). 298 p.

- Lasemi, Y., 1995. Platform carbonate of Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet-Dagh basin, NE Iran, facies, paleoenvironments and sequences. *Sedimentary Geology*, 99: 151-164.
- Longyi, S., Dongdong, W., Houan, C., Hao, W., Jing, L., & Pengfei, Z., 2011. Ramp facies in an intracratonic basin: A case study from the Upper Devonian and Lower Carboniferous in central Hunan, southern China. *Geoscience Frontiers, Elsevier*, 2 (3): 409-419.
- Martini, R., Cirilli, S., Saurer, C., Abate, B., Ferruzza, G., & Cicero, G.L., 2007. Depositional environment and biofacies characterization of the Triassic (Carnian to Rhaetian) carbonate succession of Punta Bassano (Marettimo Island, Sicily). *Facies*, 53 (3): 389-400.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer-Verlag*, New York, 582pp.
- Moussavi-Harami, R., & Brenner, R.L., 1992, Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstone, eastern portion of Kopet-Dagh basin, northeast Iran, *A.A.P.G Bulletin*, 76: 1200-1208.
- Moussavi-Harami, R., 1993. Depositional history and paleogeography of the lower Paleocene red beds in eastern Kopet-Dagh basin northeastern Iran. *Journal of Sciences, National Center for Scientific Research, Islamic Republic of Iran*, 4: 126-143.
- Nader, F.H., Abdel-Rahman, A.F.M., & Haider, A.T., 2006. Petrographic and Chemical traits of Cenomanian Platform Carbonates (center Lebanon): Implication for depositional environments. *Cretaceous Research*, 27: 689-706.
- Palma, R., López-Gómez, J. & Piethé, R., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195: 113-134.
- Preto, N., & Hinnov, L.A., 2003, Unraveling the origin of carbonate platform cyclothems in the Upper Triassic, Durrenstein formation (Dolomite, Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 73: 774-789.
- Read, J.F., 1985, Carbonate platform facies models, *AAPG Bulletin*, 69: 1-21.
- Read, J.F., 1998. Phanerozoic carbonate ramps from greenhouse, transitional and ice-house worlds: clues from field and modeling studies. *Geological Society of London, Special Publications*, 149: 107-135.
- Reineck, H.E., & Singh, I.B., 1986. Depositional Sedimentary Environments. *Springer-Verlag*, Berlin, 549p.
- Rosas, S., Fontboté, L., & Tankard, A., 2007. Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 24 (1): 1-24.
- Saffar, A., Mousavi, M.J., Totshizian, H.A., Javanbakht, M., 2010. The Investigation of sedimental Facies and sedimental environment of Tirgan Formation, Zavin Section, NW of Iran. *Proceeding The first international applied geological congress*. 2: 2045-2049.
- Samancassou, E., Tresch, J., & Strasser, A., 2005. Origin of Peloides in Early Cretaceous deposits, Dorest, South England. *Facies*, 51: 264-273.
- Sanders, D., & Hofling, R., 2000. Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). *Sedimentary Geology*, 137: 127-146.
- Sellwood, B.W., 1996. Shallow marine carbonate environments. In: Reading, H.G., (ed.), *Sedimentary Environment Processes, Facies and Stratigraphy*. *Blackwells Science*, Oxford, 688pp.
- Tucker, M.E., 1993. Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: Wright, V.P. (ed.), *Sedimentology Review*. *Blackwell Sci. Publ.*, Oxford, pp. 51-72.
- Tucker, M.E., 2001, *Sedimentary Petrology* (3rd edition). *Blackwell*, Oxford, 260p.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*, *Black-Wells*, Oxford, 482p.
- Warren, J.K., 2000. Dolomite, occurrence, evolution and economical important association. *Earth science Review*, 52: 1-18.
- Zecchin, M., 2005. Relationships between fault-controlled subsidence and preservation of shallow-marine small-scale cycles: example from the lower Pliocene of the Croton Basin (southern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 75: 300-312.
- Zecchin, M., 2007. The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: The controlling factors. *Earth-Science Reviews*, 84: 21-55.
- Zecchin, M., Mellere, D., & Roda, C., 2006. Sequence stratigraphy and architectural variability in growth fault-bounded basin fills: a review of Plio-Pleistocene stratal units of the Croton Basin, southern Italy. *Journal of the Geological Society*, London 163: 471-486.

Depositional history and sequence stratigraphy of Tirgan Formation (Barremian - Aptian) in western and central Kopet Dagh area, NE Iran

Javanbakht, M.^{1*}, Moussavi-Harami, R.², Mahboubi, A.²

1- Assistant Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

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

***E-mail: Mo_ja58@yahoo.com**

Abstract

The Tirgan Formation (Barremian - Aptian) is well exposed in the Kopet Dagh in northeast Iran. Three stratigraphic sections in Esfidan, Dadanlu and Radkan were measured and sampled. Their thicknesses are 207.8, 498.2 and 238 metres, respectively. Based on study of 260 thin sections, 17 carbonate and 4 clastic lithofacies have been identified. Carbonate lithofacies are deposited in a carbonate ramp in open marine, shoal, lagoon and tidal flat environments. Sea level changes during Barremian - Aptian time led to formation of two large scale depositional sequences in all sections. Base and top boundaries of the Tirgan supersequence are type Two. We believe that this study can help in reconstruction of tectonic history of the area during Lower Cretaceous time.

Keywords: Barremian - Aptian, Tirgan Formation, Kopet-Dagh, depositional sequence.