

محیط‌رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی و ارزیابی ژئوشیمی آلی سازند تیرگان در برش سرخ‌قلعه، شمال غربی روستای چمن‌بید، غرب حوضه کپه‌داغ

شیرین فرهادمهر^۱، نادر کهنسال قدیموند^۲، محمد جوانبخت^{۳*}، داوود جهانی^۴ و محمدرضا جعفری^۵

۱- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲ و ۴ - دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۵- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

نویسنده مسئول: mo_ja58@yahoo.com

دریافت: ۱۴۰۳/۳/۹ پذیرش: ۱۴۰۳/۷/۲۵

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

سازند تیرگان به سن کرتاسه پایینی (بارمین-آپتین) در غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ و در شمال غربی روستای چمن‌بید برونزد دارد. در این مطالعه برش سرخ‌قلعه از سازند تیرگان با ۳۱۵ متر ضخامت در این ناحیه انتخاب و برداشت شده است. براساس مطالعات صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی، ویژگی‌های بافتی و رخساره‌ای، ۱۶ ریزرخساره‌سنگی کربناته شناسایی شده است. تجزیه و تحلیل رخساره‌ها منجر به شناسایی محیط‌های جزرومدی، تالاب‌ها، سدها و محیط‌های باز دریایی با شرایط کم تا پرانرژی شد. به دلیل توزیع جانبی گسترده ریزرخساره‌ها و عدم وجود تغییرات عمقی متمایز پالئوسیستم رسوبی احتمالاً نمایانگر یک رمپ هموکلینال به سمت غرب است. بررسی توالی رخساره‌ای و شرایط تشکیل و نهشته شدن رخساره‌ها باعث تشخیص چهار سکانس رسوبی و سه مرز سکانسی از نوع SB2 در توالی‌های مورد مطالعه شده است. در طول آپتین، حوضه به صورت سیستم دریایی باز انتقال پیدا می‌کند. وقوع چنین تغییراتی منعکس‌کننده رویدادهای زمین‌ساختی و افزایش سطح جهانی سطح دریا در طول رسوب سازند تیرگان در حوضه کپه‌داغ است. بر اساس خصوصیات ژئوشیمی آلی سازند تیرگان در منطقه، نمونه‌های مورد مطالعه دارای کروژن نوع III و در مرحله بلوغ پنجره نفتی تا مرحله تولید گاز مرطوب قرار گرفته‌اند.

واژگان کلیدی: رخساره‌های میکروسکوپی، رمپ کربناته، بارمین-آپتین، کروژن

۱- پیشگفتار

میوسن در این حوضه نهشته شده‌اند (افشارحرب، ۱۹۷۹) که می‌توان آن‌ها را به پنج سکانس اصلی پیش‌رونده-پس‌رونده اختصاص داد (موسوی‌حرمی و برنر، ۱۹۹۰). سنگ‌های سیلیسی آواری ژوراسیک در ناحیه آق‌در بند به طور دگرشیب سنگ‌های پالئوزوئیک و تریاس (پی‌سنگ) را می‌پوشانند (موسوی‌حرمی و برنر، ۱۹۹۰). سازند تیرگان به سن بارمین-آپتین از سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای آلییدی و بیوکستی با میان لایه‌های ناچیزی از سنگ‌آهک‌های مارنی، مارن و شیل‌آهکی تشکیل شده است. مرز پایینی سازند تیرگان با سازند شوربجه و مرز بالایی آن با سازند سرچشمه به صورت تدریجی است. شاخص‌ترین سنگواره سازند تیرگان اوربیتولین است که بیشتر هسته آلیدها را تشکیل

کمر بند کوهزایی کپه‌داغ (آلن و آلن، ۲۰۱۳) از شرق دریای خزر تا شمال شرق ایران، ترکمنستان و شمال افغانستان گسترش دارد (افشارحرب، ۱۹۷۹؛ بوریاکوفسکی و همکاران، ۲۰۰۱). این کمر بند پی‌سنگ توران را از ایران مرکزی جدا می‌کند (علوی و همکاران، ۱۹۹۷). پس از بسته شدن پالئوتتیس در ژوراسیک میانی (علوی و همکاران، ۱۹۹۷) و بازشدن نئوتتیس طی ژوراسیک میانی تا پیشین (افشارحرب، ۱۹۷۹؛ بوریاکوفسکی و همکاران، ۲۰۰۱)، حوضه کپه‌داغ تحت یک رژیم کششی در این زمان تشکیل شده است (گاززانتی و گایاتانی، ۲۰۰۲). بیش از ۶۰۰۰ متر از سنگ‌های رسوبی در محدوده سنی ژوراسیک میانی تا

مشهد که در بخش شمالی منطقه قرار دارد و همچنین راه شوسه سنخواست- چمن‌بید از جنوب و نهایتاً با استفاده از راه آسفalte جاجرم- چمن‌بید می‌توان به نواحی مورد نظر دسترسی پیدا کرد. برش سرخ‌قلعه در جنوب روستایی به همین نام مورد مطالعه قرار گرفته است. در این برش مرز تحتانی (با سازند شورجه) و فوقانی (با سازندهای سرچشمه) به خوبی قابل مشاهده می‌باشد.

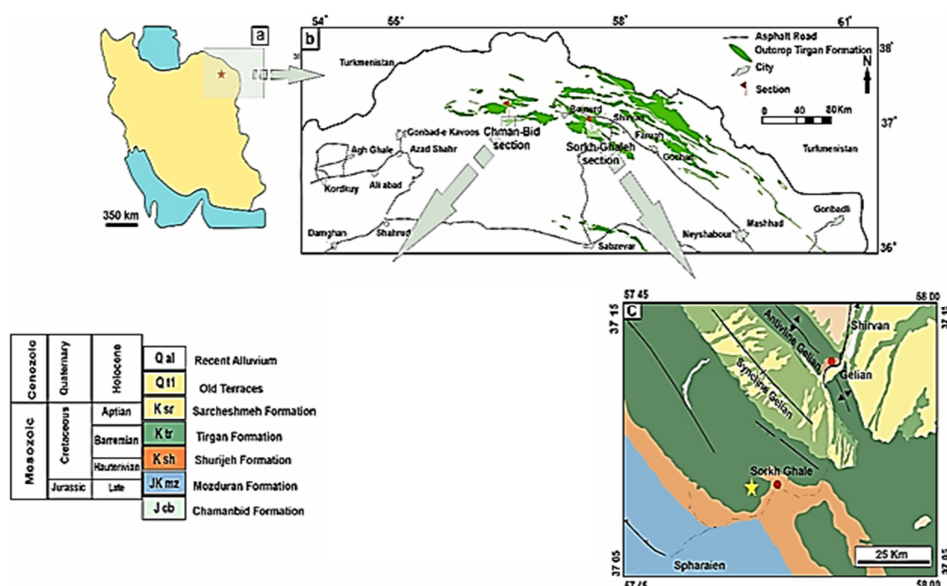
برش سرخ‌قلعه: سازند تیرگان در برش جنوب روستای سرخ‌قلعه در غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ ۳۱۵ متر ضخامت دارد (شکل ۱). امتداد لایه‌بندی $N270^{\circ}$ و دارای شیب 70° درجه به سمت شمال است. شیب توپوگرافی در این برش 35° درجه و 1139 متر از سطح دریا ارتفاع دارد. سازند تیرگان در این منطقه به صورت هم‌شیب بر روی سازند شورجه قرار می‌گیرد. کنتاکت فوقانی این برش با سازند سرچشمه به صورت تدریجی است. سازندهای مزدوران و تیرگان در این منطقه صخره‌ساز بوده و سازند شورجه در بین آن‌ها توپوگرافی پست ایجاد کرده است. سازند تیرگان در برش روستای سرخ‌قلعه به طور کامل از سنگ‌های آهکی دارای فسیل اربیتولین تشکیل شده است (شکل ۲).

می‌دهد. با توجه به اینکه عمده مطالعات سازند تیرگان مربوط به بخش‌های شرقی حوضه رسوبی کپه‌داغ است (به عنوان مثال هاشمی، ۱۳۸۵؛ مرتضوی، ۱۳۸۶؛ جوانبخت، ۱۳۹۰؛ جوانبخت و همکاران، ۲۰۱۸ و ...)، لذا در این تحقیق این سازند در غرب حوضه بررسی شده است. توالی‌های کرتاسه‌ی پایینی شمال شرق ایران در حوضه‌ی رسوبی کپه‌داغ نتیجه‌ی پیشروی دریای بریازین- بارمین هستند که پس از نخستین چرخه‌ی فرسایشی ژوراسیک پسین- کرتاسه‌ی پیشین نهشته شده‌اند. در انتها به منظور بررسی نقش پارامترهای راک - اول در تعیین نوع کروژن، سیستم تراکت و پتانسیل هیدروکربن‌زایی در منطقه مورد مطالعه تعداد ۱۰ نمونه انتخاب و مورد آنالیز قرار گرفتند. هدف ازانجام این مطالعه، شناسایی و تفکیک رخساره‌های سنگی، تفسیر محیط رسوب‌گذاری و ارزیابی ژئوشیمی آلی سازند تیرگان در برش مورد مطالعه است.

۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

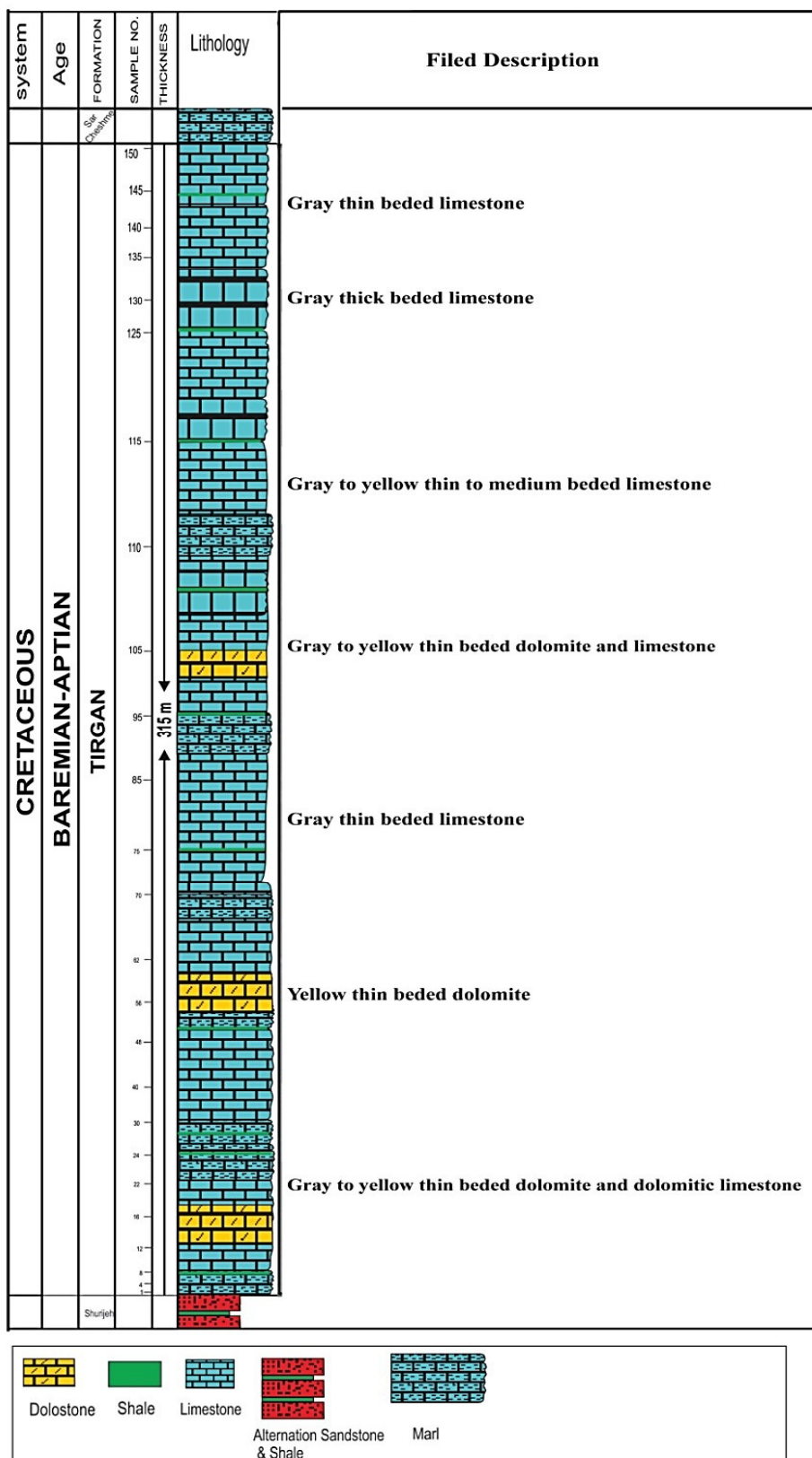
مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ واقع است. از طریق راه آسفalte گرگان- بجنورد- شیروان و



شکل ۱. الف- نقشه کلی ایران. منطقه مورد مطالعه در حوضه کپه‌داغ قرار دارد و با یک ستاره قرمز مشخص شده است. ج) نقشه ساده شده زمین‌شناسی ناحیه شیروان (۱:۱۰۰۰۰۰) شامل موقعیت برش سرخ‌قلعه (ندیم و هفت‌لنگ، ۱۳۸۲).

Fig. 1. a-b) The general map of Iran. The study area is located in the Kopet-Dagh Basin and marked by a yellow star. c) Simplified geological map of the Shirvan area, including the location of the Sorkh-Ghaleh section. Base map: sheets of 1:100,000 map of Shirvan (Nadim and Haftlang, 2003).

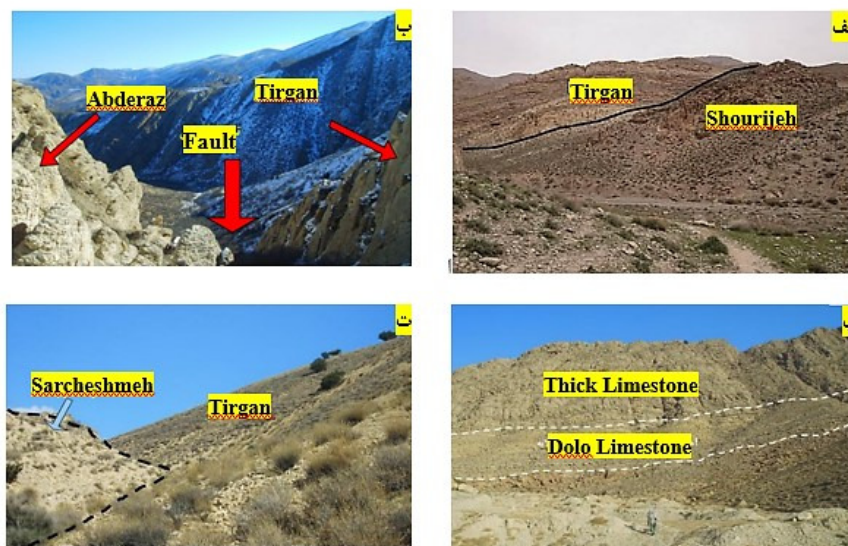


شکل ۲. ستون چینه‌شناسی شماتیک برش سرخ‌قلعه در منطقه مورد مطالعه
 Fig. 2. Schematic stratigraphic column of Sorkh -Ghaleh section in the study area

۳- روش مطالعه

پس از انجام بررسی‌های اولیه برش چینه‌شناسی مورد نظر انتخاب و نمونه‌برداری در جهت عمود بر لایه‌ها و بر اساس تغییراتی نظیر جنس، رنگ، اندازه دانه، ساخت و لایه‌بندی صورت گرفته است (شکل ۳). نام‌گذاری صحرایی نمونه‌ها با استفاده از طبقه‌بندی گرابو (۱۹۰۴) صورت گرفته است و در مجموع تعداد ۱۵۰ نمونه جمع‌آوری شده است. از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۱۰۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب گردید. این مطالعات شامل شناسایی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی (کاروزی، ۱۹۸۹؛ فیض‌نیا، ۱۳۷۷؛ فلوگل، ۲۰۰۴؛ رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۴) و تعیین درصد فراوانی هر یک از آن‌ها با استفاده از چارت‌های مقایسه‌ای (فلوگل، ۲۰۰۴) و نام‌گذاری سنگ‌ها بر اساس روش دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلون (۱۹۷۱) صورت گرفته است. برای بررسی و تفسیر شرایط رسوب‌گذاری از مدل‌های رسوبی (رید، ۱۹۸۵؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ سلوود، ۱۹۹۶؛ اینسل، ۲۰۰۰) که برای محیط‌های عهد حاضر و ادوار گذشته ارایه شده است، مدل رسوبی سازند تیرگان تفسیر و ارایه شده است. میکروسکوپ مورد استفاده از نوع Technisyn Cold CL و مدل MK₃ 8200 با حداکثر ولتاژ ۳۰ کیلوولت

می‌باشد. تمام مقاطع تحت شرایط خلاء ۰/۰۱ تور ولتاژ ۱۲ کیلوولت و شدت جریان ۱۹۰ تا ۲۱۰ میلی‌آمپر مطالعه شده و عکس‌برداری از آن‌ها با فیلم با حساسیت ۴۰۰ صورت گرفته است. در مطالعات ژئوشیمیایی نیز تعداد ۱۰ نمونه سنگ منشاء احتمالی از سازند تیرگان مورد ارزیابی قرار گرفت. به این منظور ۵۰ تا ۷۰ میلی‌گرم از نمونه تیمار و هم‌وزنیزه شده و توسط دستگاه راک-ایوال ۲ در آزمایشگاه GEUS دانمارک پیرولیز شد. در این روش بر اثر پیرولیز نمونه‌های پودر شده در برنامه مشخص حرارتی، کروژن موجود در نمونه تولید هیدروکربن نموده و سپس در اثر عمل اکسیداسیون پارامترهای مورد نظر تعیین می‌شود. در این روش مقدار هیدروکربن آزاد (S1)، توان هیدروکربن‌زایی (S2)، مقدار دی‌اکسید کربن (CO₂) موجود در کروژن که در اثر شکست حرارتی از نمونه تولید می‌گردد (S3) مقدار کل کربن آلی موجود در نمونه، حداکثر دمایی که در آن تمام کروژن به هیدروکربن تبدیل می‌شود، درجه حرارت حداکثر و ضمناً با استفاده از پارامترهای فوق شاخص هیدروژن، HI, Hydrogen (Index)، شاخص اکسیژن (OI, Oxygen Index) و شاخص پتانسیل هیدروکربن (PI)، نمونه‌های مورد آنالیز، محاسبه شده‌اند.



شکل ۳. الف - مرز زیرین سازند تیرگان با شوریرجه، ب - مرز فوقانی سازند تیرگان با سازند آبدراز دید به سمت شمال غربی، پ - تفکیک قسمت‌های پایینی و بالایی سازند تیرگان دید به سمت شمال غرب و ت - مرز بالایی سازند تیرگان یا سرچشمه دید به سمت شمال شرق.

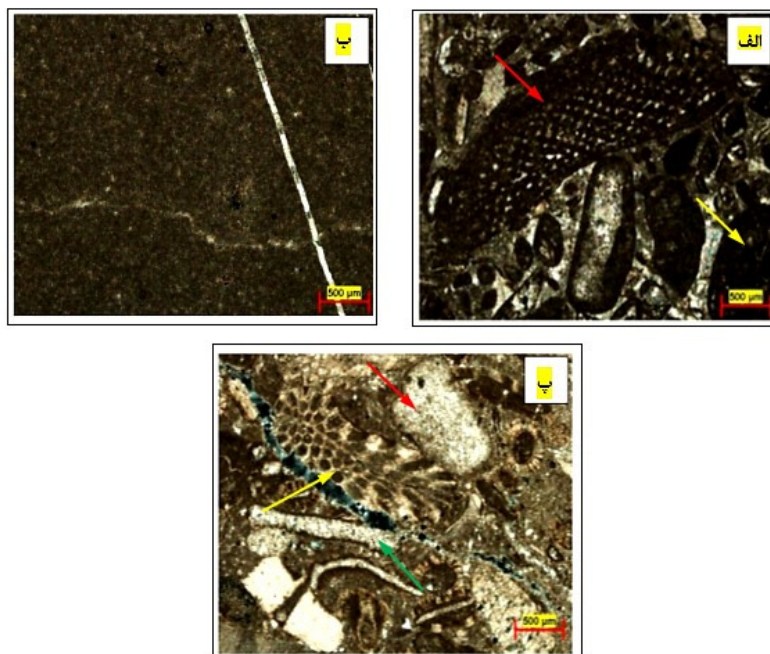
Fig. 3. A- Lower boundary of the Tirgan with the Shourijeh formations. B- The upper boundary of the Tirgan formation with the Abderaz formation view towards the northwest. P- Separation of the lower and upper parts of the Tirgan formation view towards the northwest. T- The upper boundary of the Tirgan with Sarcheshmeh Formations view towards the northeast.

۴- رخساره‌های سنگی

مطالعات سنگ‌شناسی به شناسایی ۱۶ ریزرخساره در قالب چهار کمر بند رخساره‌ای منجر شد (شکل‌های ۴ الی ۶). چهار مجموعه رخساره آهکی (A, B, C, D) در این رسوبات شناسایی شده است که جهت بررسی بهتر، در ۱۶ رخساره تقسیم شده‌اند. از بین این رخساره‌ها، تعداد سه رخساره مربوط به کمر بند رخساره‌ای رمپ بیرونی^۱ پنج رخساره مربوط به کمر بند رخساره‌ای رمپ میانی^۲ و هشت رخساره مربوط به کمر بند رخساره‌ای رمپ داخلی^۳ است. در جدول ۱ اطلاعات هر یک از این رخساره به ترتیب از سمت دریا به خشکی نشان داده شده است.

مجموعه رخساره‌های D حاوی مقدار کمی خرده اسکلتی و میزان متغییر گل آهکی است به طوری که به سمت بخش‌های بالای جزرومدی و نزدیک لاگون بر میزان گل آهکی افزوده می‌شود (شکل ۴). وجود شرایط با انرژی متغییر و آشفته نشان دهنده نبود شرایط مناسب برای زندگی موجودات می‌باشد (وارن، ۲۰۰۰؛ الشرهان و کندال، ۲۰۰۳؛ حیدری و همکاران، ۲۰۱۴؛ بیگی و همکاران،

۲۰۱۷). حضور بافت فنسترال در رخساره مادستون نشان دهنده حاکم بودن شرایط بالای جزرومدی در زمان تشکیل این رخساره است (آورجانی و همکاران، ۲۰۱۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ جوانبخت، ۱۳۹۰). با توجه به حضور اینتراکست در رخساره پکستون اینتراکست، محیط ساحل به سمت لاگون را برای این رخساره‌ها می‌توان تفسیر کرد که محیطی کم عمق‌تر و پرانرژی‌تر نسبت به رخساره‌های لاگونی است (ژی و همکاران، ۲۰۱۹). رخساره دولومادستون ماسه‌ای به بخش‌های بالایی در این مجموعه رخساره‌ای نسبت داده می‌شود (بیگی و همکاران، ۲۰۱۷). مجموعه رخساره‌های C غالباً گل‌پشتیان بوده و از موجودات محیط‌های محدود و همچنین دانه‌های غیراسکلتی شکل گرفته در محیط‌های لاگونی تشکیل شده‌اند (شکل ۵). چرخش محدود آب باعث ایجاد شرایط نسبتاً شور با موجودات محیط‌های محدود می‌شوند (مرادی و همکاران، ۲۰۱۸؛ غفاری و همکاران، ۲۰۱۷؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ جوانبخت، ۱۳۹۰).



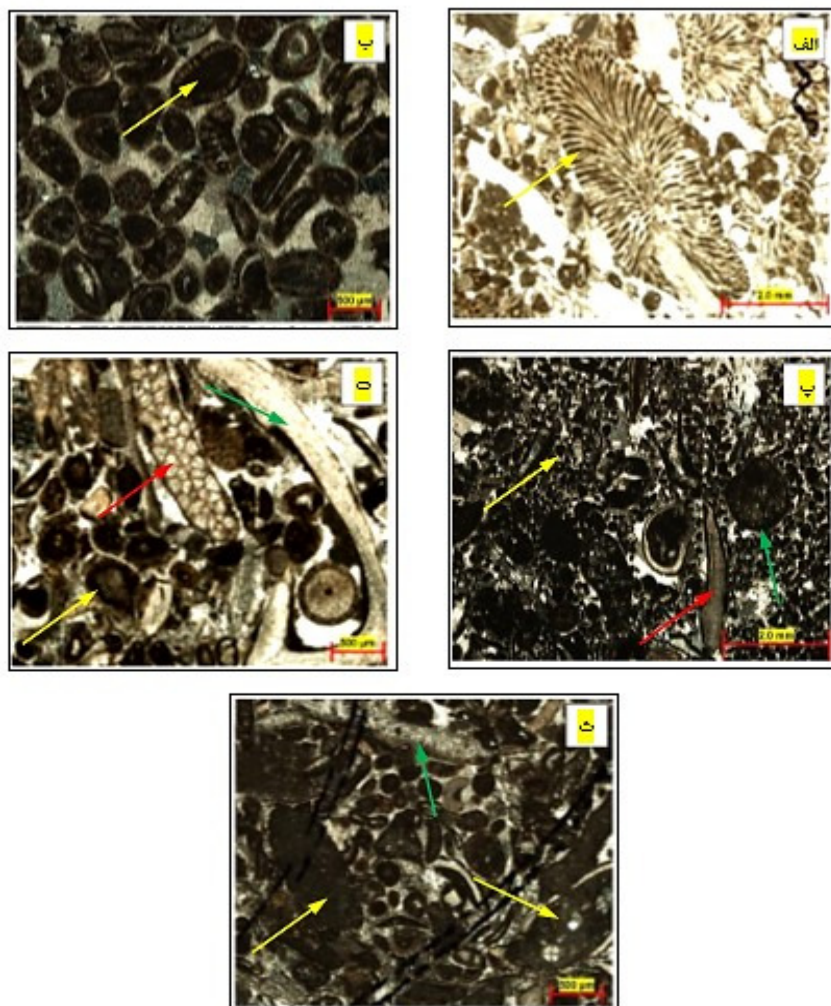
شکل ۴. الف - رودستون بیوکلستی (پیکان قرمز اوربیتولین) اینتراکستدار (پیکان زرد) (شماره ۸۵). مادستون (شماره ۴۲). پ - پکستون - وکستون بیوکلستدار (پیکان قرمز اکینودرم، پیکان سبز دوکفه‌ای، پیکان زرد بریوزویر) (شماره ۱۰۵).

Fig. 4. a) Intraclast (yellow arrow) bioclastic (red arrow orbitolin) rudstone (number 85), b) mudstone (number 42), c) bioclastic (echinoderm red arrow, bivalve green arrow, bryozoan yellow arrow) wackestone-packstone (nimber 105).

³ inner ramp

¹ outer ramp

² mid ramp

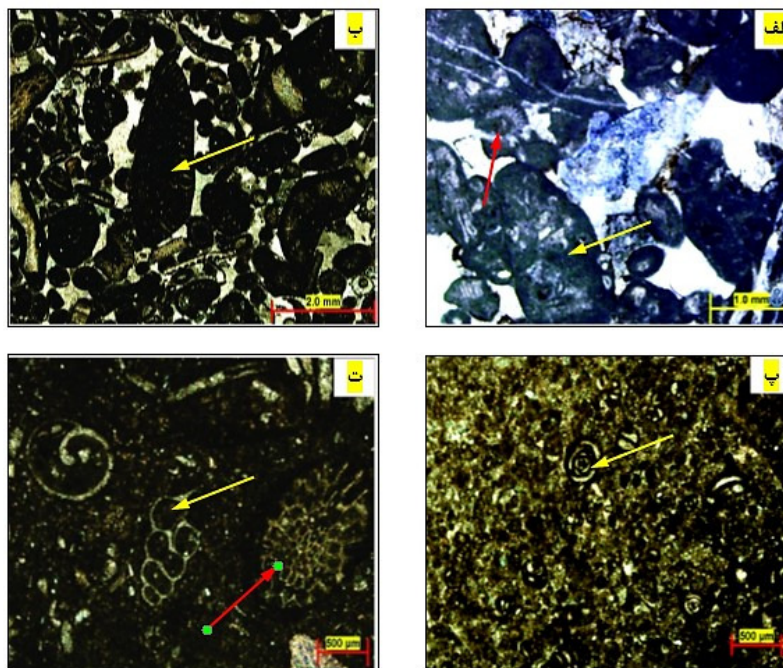


شکل ۵. الف- گرينستون بيوكلستدار (پيكان زرد بريوزوير) (شماره ۱۴۰). ب- گرينستون آليددار (پيكان زرد) (شماره ۶۶). پ- گرينستون پلويدي (پيكان زرد) بيوكلستدار (پيكان سبز جلبك سبز، پيكان قرمز برايوپود) (شماره ۱۴۸). ت- گرينستون بيوكلستي (پيكان قرمز بريوزوير، پيكان سبز برايوپود) آليددار (پيكان زرد) (شماره ۶۰). ث- گرينستون اينتراكلستي (پيكان زرد) بيوكلستدار (پيكان زرد دوکفه ای) (شماره ۳۰).

Fig. 4. a) Bioclastic (yellow arrow bryozoan) grainstone (number 140), b) ooid (yellow arrow) grainstone (number 66), c) Bioclastic (green alga arrow, red arrow brachiopod) peloid (yellow arrow) grainstone (number 148), e) Ooid (yellow arrow) bioclastic (red arrow bryozoan, green allow brachiopod) grainstone (number 60), f) bioclast (green arrow bivalve) intraclastic (yellow allow) grainstone (number 30).

می‌توان یک محیط لاگونی را برای این رخساره تفسیر کرد. مجموعه رخساره‌ای B غالباً دانه‌پشتیبان بوده و فاقد گل-آهکی هستند (شکل ۶). در برخی از رخساره‌ها (گرینستون‌های حاوی آلید) حضور مقادیر فراوان آلید و نبود گل کربناته نشان دهنده رسوب‌گذاری این مجموعه رخساره‌ای در شرایط کم ژرفا و پرانرژی و تحت اثر امواج نظیر محیط پشته سدی می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ آدابی و همکاران، ۲۰۱۰؛ جوانبخت، ۱۳۹۰؛ آقایی و همکاران، ۲۰۱۵).

در این مجموعه رخساره‌ای، وجود مقادیر بالای گل آهکی و آلوکم‌هایی نظیر میلیولید، شکم‌پایان با اندیس تخریب پایین حاکی از ته‌نشست این رخساره‌ها در یک محیط نسبتاً آرام، کم‌انرژی و دور از دسترس امواج می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ جعفریان و همکاران، ۲۰۱۷). بطور کلی حضور بایوکلست‌های محیط‌های محدود شده در این رخساره‌ها و گل آهکی فراوان شرایط کم انرژی نشان می‌دهد که محیط رسوبی این نهشته‌ها یک محیط کم عمق با آشفستگی کم و شرایط محدود شده بوده است (جوانبخت، ۱۳۹۰؛ باگز، ۲۰۱۵) بنابراین با ذکر این شواهد

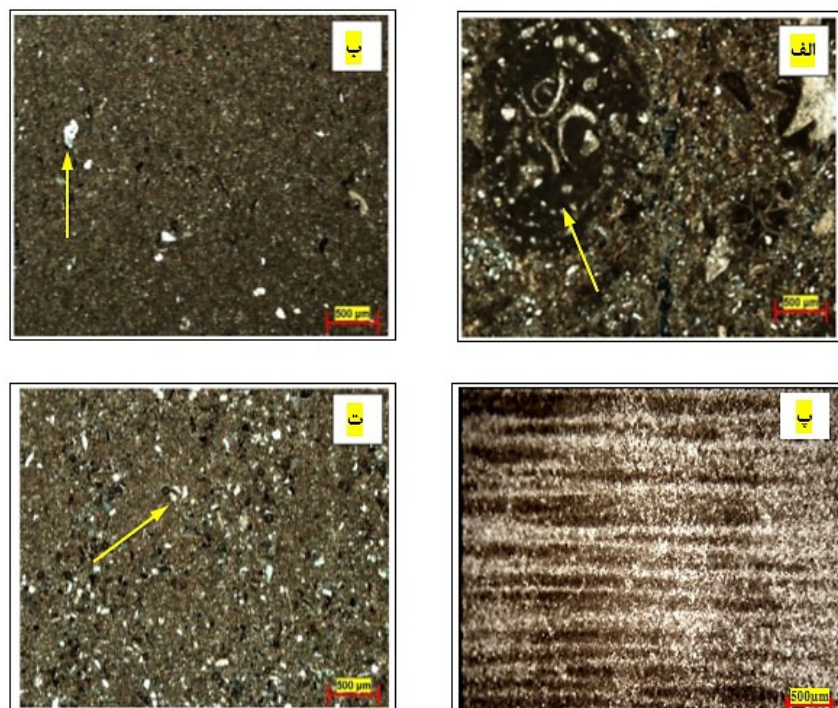


شکل ۶. الف- رودستون بیوکلستی (پیکان قرمز گاستروپود) اینتراکلیست‌دار (پیکان زرد) (شماره ۵۲). ب- رودستون بیوکلستی اربیتولین‌دار (فلش زرد) (شماره ۷۱). پ- پکستون- وکستون بیوکلستی میلیولید‌دار (فلش زرد) (شماره ۷۶). ت- وکستون بیوکلستی (فلش زرد) گاستروپود، فلش قرمز بریوزویر) (شماره ۵۴).

Fig. 6. a) Bioclast (red arrow gastropod) intraclastic (yellow arrow) rudstone (number 52), b) Orbitolina (yellow arrow) bioclastic rudstone (number 71), c) miliolid (yellow arrow) bioclastic packstone/wackestone (number 76), d) bioclastic (yellow arrow gastropod, red arrow bryozoan) wackestone (number 54).

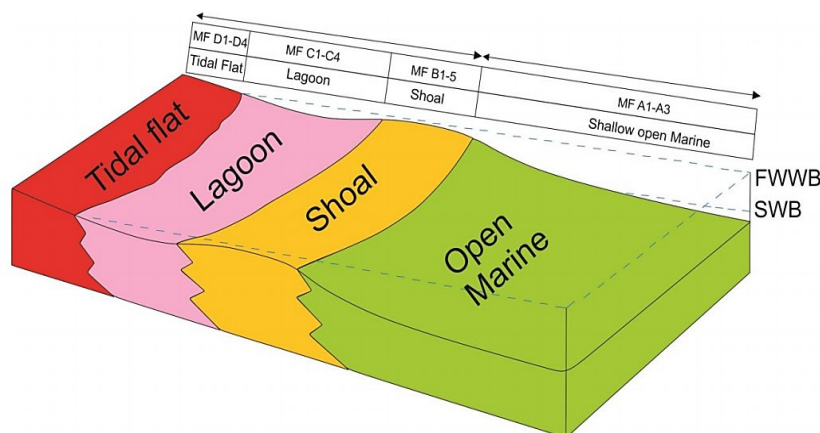
معرفی می‌شوند، یا به عبارت دیگر موجوداتی هستند که در شرایط شوری نرمال که مربوط به محیط‌های دریای باز می‌باشد قادر به ادامه حیات هستند. (ساندرز و هافلینگ، ۲۰۰۰؛ مارتینی و همکاران، ۲۰۰۷) اندازه آلوکم‌های اسکلتی متغییر بوده و گاهی کامل دیده می‌شوند که باعث نهشته شدن رخساره‌های رودستونی شده است (شکل ۷). در این مجموعه رخساره‌ای در مناطق کم‌عمق‌تر به میزان خرده‌های غیراسکلتی افزوده شده و اکثراً شامل آلیید و اینتراکلیست هستند. از طرفی با کاهش عمق از میزان گل‌آهکی کاسته شده، اندازه و فراوانی آلوکم‌ها بیشتر می‌شوند که این نشانگر بالا رفتن انرژی محیط و نزدیک شدن به محیط‌های کم‌عمق‌تر و پرانرژی می‌باشد (ساندرز و هافلینگ، ۲۰۰۰). وجود مقادیر فراوان گل‌آهکی به صورت ماتریکس پرکننده فضای بین آلوکم‌ها در این رخساره بیانگر شرایط پایین انرژی محیط و آرام بودن محیط در زمان تشکیل این رخساره می‌باشد (آداجی و همکاران، ۲۰۰۴).

از طرفی رخساره‌های آلییدی در آب‌های گرم، متلاطم، شوری نرمال و عمق کمتر از دو متر تشکیل می‌شوند (تاکر، ۱۹۹۱) که همراهی این آلوکم با اینتراکلیست و بیوکلست موید شرایط پشته سدی است (امن هاوزر و همکاران، ۱۹۹۹؛ سندولیا و راسنپیب، ۲۰۰۴؛ بتزلر و همکاران، ۲۰۰۶؛ جوانبخت، ۱۳۹۰). در انواع دیگر رخساره‌های این مجموعه، گرینستون‌هایی با حضور انواع بایوکلست‌های مربوط به محیط‌های با شوری نرمال دیده می‌شوند که می‌توان این رخساره‌ها را به بخش‌های رو به دریای باز، سدی نسبت داد. وجود پلویید در رخساره گرینستون پلوییدی از نوع سنگی بوده که نشان دهنده شرایط با انرژی بالا در این رخساره‌ها می‌باشد. با توجه به مجموعه شواهد فوق می‌توان گفت که این مجموعه رخساره‌ای در یک محیط پر انرژی مانند یک پشته سدی تشکیل شده است. در مجموعه رخساره‌ای A که شامل اکثراً رخساره‌های گل‌افزون می‌باشد که موجوداتی نظیر بریوزویر، اربیتولین، دوکفه‌ای و براکیوپود در آن‌ها فراوان هستند. این موجودات به عنوان موجودات استنوهالین، یعنی حساس به شوری



شکل ۷. الف - پکستون اینتراکلاستی (پیکان زرد - شماره ۱۰)، ب - مادستون ماسه‌ای (پیکان زرد - شماره ۱۵)، پ - باندستون استروماتولیتی مسطح، (شماره ۶) ت - دولومادستون ماسه‌ای (پیکان زرد - شماره ۴).

Fig. 7. a) Intraclastic (yellow allow-number 10) packstone, b) Sandy (yellow allow) mudstone (number 15), c) Stromatolite boundstone (number 6), d) Sandy (yellow allow) dolomudstone (number 4).



شکل ۸. مدل رسوبی سازند تیرگان در منطقه مورد مطالعه (FWWB: پایه امواج عادی، SWB: پایه امواج توفانی، MF: رخساره‌های میکروسکوپی، D: رخساره‌های دریای باز، C: رخساره‌های سدی، B: رخساره‌های لاگونی، A: رخساره‌های جزرومدی)

Fig. 7. Sedimentary model of Tirgan Formation in the studied area (FWWB: Fair weather wave base, SWB: Storm wave base, MF: Microfacies, D: open sea facies, C: barrier facies, B: lagoon facies, A: intertidal facies)

تشکیل در کنار یکدیگر قرار داشته‌اند و همچنین مقایسه با مدل‌های ارائه شده توسط سایر محققین (انسل، ۲۰۰۰؛ سل وود، ۱۹۹۶؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ رید، ۱۹۸۵) مدل رسوبی سازند تیرگان در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به صورت یک پلاتفرم کربناته کم‌عمق از نوع رمپ تفسیر

۵- تفسیر محیط رسوب‌گذاری و مدل رسوبی

با توجه به مجموعه شواهد ارائه شده برای تعیین محیط و شرایط رسوب‌گذاری هر یک از مجموعه‌های رخساره‌ای و همچنین ارتباط عمودی آن‌ها و با توجه به این اصل که رخساره‌هایی که بر روی یکدیگر قرار دارند در زمان

مورد تایید قرار می‌دهد. بنابراین بر اساس تقسیم‌بندی رید (۱۹۸۲ و ۱۹۸۵) می‌توان این رمپ را از نوع هموکلینال در نظر گرفت. به طوری که با توجه به تقسیم‌بندی شش گانه رید (۱۹۸۵) رمپ هموکلینال دارای پشته سدی بوده و رخساره‌های گرینستون آلیتی، پلوییدی و بیوکلستی رخساره‌های تشکیل دهنده پشته بوده‌اند (شکل ۸).

کرد که سنگ‌های آهکی در چهار کمربند رخساره‌ای دریای باز، پشته، لاگون و پهنه جزرومدی بر جای گذاشته شده‌اند. تغییرات تدریجی رخساره‌ها در توالی رخساره‌ای و همچنین عدم وجود رسوبات ناشی از تغییرات ناگهانی شیب محیط رسوبی و نیز نبود رخساره‌های ریفی که بیانگر حضور سد حاشیه‌ای در روی پلاتفرم می‌باشد (فلوگل، ۲۰۰۴؛ انسل، ۲۰۰۰؛ بورکت و رایت، ۱۹۹۲؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰) رسوب‌گذاری در یک رمپ کربناته را

جدول ۱. اطلاعات رخساره‌های شناسایی شده به ترتیب از سمت دریا به خشکی نشان داده شده است.

Table 1. The information of the identified facies is shown in order from the sea side to the land side.

گروه رخساره‌ها	کد ریز رخساره	ریز رخساره	اجزای تشکیل دهنده		انرژی محیط	محیط رسوب‌گذاری
			اسکلتی	غیراسکلتی		
FA	A1	رودستون بیوکلستی اینتراکلت‌دار (شکل ۴- الف)	Bryozoans, fragmented echinoderms, Brachiopods, disk-shaped Orbitolina	اینتراکلت، آئید	زیاد	دریای باز
	A2	مادستون (شکل ۴- ب)	Orbitolina, Bivalves, Brachiopods	-	کم	دریای باز
	A3	پکستون - وکستون بیوکلستی (شکل ۴- پ)	Bryozoans, Echinoderms, Bivalves, Brachiopods	آئید	کم	دریای باز
FB	B1	گرینستون بیوکلستی (شکل ۵- الف)	Brachiopods, Bivalves fragments, Echinoderms, disk-shaped Orbitolina	اینتراکلت، آئید	زیاد	سدی
	B2	گرینستون آئیدی (شکل ۵- ب)	Orbitolina and Brachiopod fragments	اینتراکلت، پلویید، آئید	زیاد	سدی
	B3	گرینستون پلوییدی بیوکلست‌دار (شکل ۵- پ)	Miliolids, Brachiopods, Echinoderm fragments, green algae	پلویید	زیاد	سدی به سمت لاگون
	B4	گرینستون بایوکلستی آئیددار (شکل ۵- ت)	Brachiopods, echinoderm, Bivalves, Red algae, Gastropods	اینتراکلت، کوارتز، آئید	زیاد	سدی
	B5	گرینستون اینتراکلت‌دار بایوکلستی (شکل ۵- ث)	Fossil debris, Echinoderms, Bivalves, Brachiopods	اینتراکلت، آئید	زیاد	سدی
FC	C1	رودستون اینتراکلتی بیوکلست‌دار (شکل ۶- الف)	Bioclastic fragments, Miliolids	اینتراکلت، پلویید، آئید	کم	لاگون کم عمق
	C2	رودستون بیوکلستی اربیتولین‌دار (شکل ۶- ب)	Miliolids, green algae, Orbitolina, Bivalves, Brachiopods	اینتراکلت	کم	لاگون کم عمق
	C3	پکستون بیوکلستی میلیولید دار (شکل ۶- پ)	Miliolids, green algae, Orbitolina	-	کم	لاگون مرتبط با دریای باز
	C4	وکستون بیوکلستی (شکل ۶- ت)	Foraminifer, Miliolid, Gastropods, Algae	-	کم	لاگون
FD	D1	پکستون اینتراکلتی (شکل ۷- الف)	-	اینتراکلت	متوسط	جزرومدی به سمت لاگون
	D2	مادستون (شکل ۷- ب)	-	Fenestral fabrics	کم	جزرومدی به سمت لاگون
	D3	باندستون استروماتولیتی مسطح (شکل ۷- پ)	-	توالی رسوبات و جلبک	متوسط	جزرومدی
	D4	دولومادستون ماسه‌ای (شکل ۷- ت)	-	کوارتز کانی	متوسط	جزرومدی

۶- چینه‌نگاری سکانشی

در برش مورد مطالعه براساس شناسایی سه مرز سکانشی از نوع ۲، چهار سکانش رسوبی DS_1 ، DS_2 ، DS_3 و DS_4 شناسایی شده است (شکل ۹).

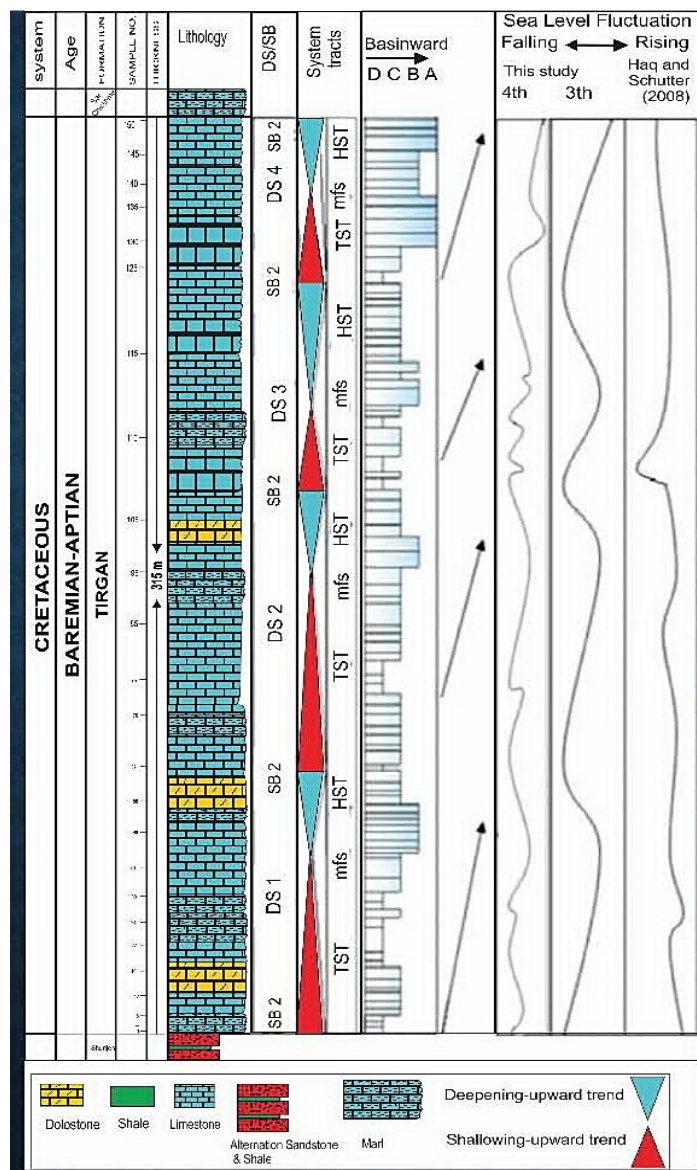
سکانش رسوبی اول (DS_1): این سکانش رسوبی ۹۱ متر ضخامت دارد و از دو دسته رخساره TST و HST تشکیل شده است. مرز پایینی این سکانش، مرز بین سازند شوربجه و تیرگان و مرز بالایی آن مرز سکانشی نوع ۲ است. این سکانش با رخساره‌های محیط جزرومدی آغاز می‌شود که عبارتند از دولومادستون ماسه‌ای، مادستون، استروماتولیت و پکستون اینتراکلاستی. پس از آن رخساره‌های وکستون بیوکلاستی، پکستون بیوکلاستی میلیولیدار و پکستون اینتراکلاستی بیوکلاست‌دار که در یک محیط لاگونی ته‌نشین شده‌اند مشاهده می‌شود. الگوی روی هم‌چینی این رخساره‌ها عمیق‌شدگی به سمت بالا را نشان می‌دهد که بیانگر پیشروی آب به سمت خط ساحلی است و منجر به تشکیل دسته رخساره TST می‌شوند که در این سکانش ضخامتی معادل ۶۳ متر دارد و شامل ۳ پاراسکانش است. پس از این رسوبات، رخساره‌های مربوط به محیط سدی وجود دارند. گرینستون بیوکلاستی و گرینستون پلوییدی بیوکلاستی از جمله رخساره‌های سدی مشاهده شده در این سکانش می‌باشد. از آنجا که رخساره گرینستون بیوکلاستی، عمیق‌ترین رخساره مشاهده در این سکانش است، به عنوان MFS در نظر گرفته می‌شود. این رخساره‌ها در مرحله بالاترین سطح آب تشکیل شده است. پس از رخساره‌های مربوط به محیط سدی مجدداً رخساره‌های لاگونی قرار دارند که عبارتند از پکستون اینتراکلاستی بیوکلاستی، پکستون میلیولیدی و وکستون بیوکلاستی که پاراسکانش‌های تشکیل شده توسط این رخساره‌ها در مجموع یک روند کم‌عمق‌شوندگی به سمت بالا را نشان می‌دهند که بیانگر پسروی آب به سمت دریاست. در نهایت این رسوبات به رخساره تشکیل شده در محیط جزرومدی یعنی مادستون منتهی می‌شود. مجموعه رسوبات تشکیل شده در شرایط بالاترین سطح آب و پایین افتادگی مجدد آن که شامل ۳ پاراسکانش بوده و در مجموع کم‌عمق‌شدگی به سمت بالا را نشان می‌دهد. به عنوان دسته رخساره HST معرفی می‌شود که در این سکانش ضخامتی معادل ۲۸ متر دارد.

سکانش رسوبی دوم (DS_2): سکانش رسوبی دوم توسط دو مرز سکانشی از نوع دوم از سکانش‌های بالایی و پایینی جدا می‌شود. این سکانش ۹۶/۵ ضخامت داشته و از دو دسته رخساره TST و HST تشکیل شده است. این سکانش با رخساره‌های محیط لاگونی آغاز شامل پکستون بیوکلاستی میلیولیدار، وکستون بیوکلاستی و رودستون اربیتولینی آغاز می‌شود. پاراسکانش‌های این قسمت عمیق‌شدگی به سمت بالا را نشان می‌دهد. این دسته رخساره ۷۰ متر ضخامت داشته و شامل ۳ پاراسکانش به سمت بالا کم‌عمق‌شونده است و به عنوان TST در نظر گرفته می‌شود. در ادامه این توالی، رخساره گرینستون پلوییدی بیوکلاستی مربوط به محیط سدی دیده می‌شود که عمیق‌ترین رخساره تشکیل شده در این سکانش بوده و به عنوان MFS در نظر گرفته می‌شود. در ادامه رخساره‌های رودستون اربیتولینی، پکستون بیوکلاستی میلیولیدار و وکستون بیوکلاستی که در محیط لاگونی تشکیل شده‌اند قرار دارد. آخرین رخساره مشاهده شده در این سکانش مادستون مربوط به پهنه جزرومدی است. توالی توصیف شده یک روند کم‌عمق‌شوندگی به سمت بالا را نشان می‌دهند که در نتیجه پسروی آب به سمت دریا به وجود آمده است. این رسوبات که از ۲ پاراسکانش تشکیل شده است دسته رخساره HST را تشکیل می‌دهد که ضخامتی معادل ۲۶/۵ متر دارد.

سکانش رسوبی سوم (DS_3): این سکانش نیز همانند سکانش دوم توسط دو مرز سکانشی از نوع دوم از سکانش‌های بالایی و پایینی جدا می‌شود. این سکانش ۷۱ متر ضخامت داشته و از دو دسته رخساره TST و HST تشکیل شده است. این سکانش با رخساره‌های مربوط به محیط لاگونی آغاز می‌شود که شامل پکستون میلیولیدی، وکستون بیوکلاستی و رودستون اربیتولینی است. پاراسکانش‌های تشکیل شده توسط این رخساره‌ها روند عمیق‌شدگی به سمت بالا را نشان می‌دهد. این توالی شامل ۲ پاراسکانش است و به عنوان TST معرفی می‌شود که ۲۹ متر ضخامت دارد. در ادامه رخساره گرینستون پلوییدی بیوکلاستی مربوط به محیط سدی دیده می‌شود. این رخساره عمیق‌ترین رخساره تشکیل شده در این سکانش بوده و به عنوان MFS در نظر گرفته می‌شود. پس از آن مجدداً رخساره‌های مربوط به محیط لاگونی دیده می‌شوند که در این قسمت از سکانش کم‌عمق‌شدگی

محیط سدی تشکیل شده در مرحله بالاترین حد پیشروی آب شروع و به رخساره محیط جزرومدی ختم شده و کم‌عمق‌شدگی به سمت بالا را نشان می‌دهد به عنوان دسته رخساره HST معرفی می‌شود.

به سمت بالا را نشان می‌دهند. رخساره‌هایی نظیر رودستون اربیتولینی، پکستون میلیولیدی و وکستون بیوکلاستی در این قسمت دیده می‌شوند. نهایتاً رخساره مادستونی مربوط به محیط جزرومدی این توالی را می‌پوشاند. ضخامت ۴۲ متر از رسوبات که با رخساره



شکل ۹. نمایش شماتیک سکانس‌های رسوبی شناسایی شده سازند تیرگان در برش مورد مطالعه

Fig. 9. Schematic representation of identified sedimentary sequences of Tirgan Formation in the studied section

این فواصل شانس بیشتری برای قرار گرفتن در شرایط خروج از آب، دگرسانی‌های دیاژنتیکی تحت تاثیر آب‌های متفوریکی و شرایط اکسیدان دارند (امیدپور و همکاران، ۲۰۲۱). ضخامت این سکانس ۵۶/۵ متر بوده و از یک دسته رخساره TST شامل ۳ پاراسکانس تشکیل شده

سکانس رسوبی چهارم (DS4): سکانس رسوبی چهارم از پایین توسط مرز سکانشی نوع ۲ از DS3 جدا شده و در بالا توسط مرز بین سازند تیرگان و سازند سرچشمه محدود می‌شود. مرز بین سازندها نشان‌دهنده کم‌عمق‌ترین بخش حوضه می‌باشد، بنابراین رسوبات در

کربناته سازند تیرگان به صورت پیشروی (TST) بر روی آن نهشته می‌شود. مرز بین سازند شورجه و تیرگان که آغاز پیشروی را نشان می‌دهد به عنوان مرز پیشروی (TS) معرفی می‌گردد. این حالت در مرز بین سازند آواری پسته‌لیق و سازند کربناته چهل کمان توسط محبوبی و همکاران (۲۰۰۱) شناسایی و به عنوان مرز سکانش نوع ۲ تفسیر شده است. بنابراین مرز بین سازند تیرگان و سرچشمه، محدودکننده سکانش چهارم سازند تیرگان است.

۷- ارزیابی ژئوشیمی آلی

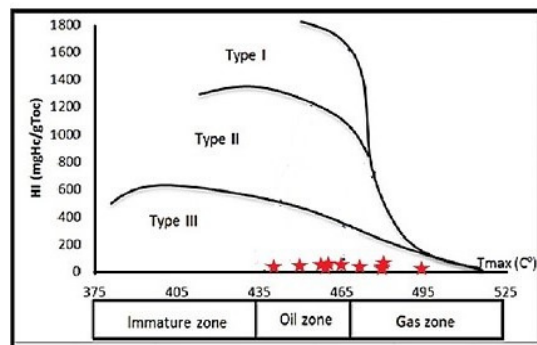
با توجه به پتانسیل سازند تیرگان به عنوان سنگ منشا و مخزن نفت در منطقه کپه‌داغ، بررسی این سازند از اهمیت ویژه‌ای برخوردار شده است. لذا بدین منظور تعداد ۱۰ نمونه از سازند تیرگان در برش سرخ‌قلعه از لحاظ پتانسیل هیدروکربن‌زایی با استفاده از دستگاه پیرولیز راک- اول مدل II آنالیز شدند. پیرولیز راک- اول اطلاعات مفیدی در مورد مقدار ماده آلی نوع و کیفیت ماده آلی، پتانسیل باقیمانده نمونه و تحول ماده آلی می‌دهد، این روش ساده‌ترین و سریع‌ترین روشی است که جهت توصیف پتانسیل تولید هیدروکربن سنگ‌های منشا بکار می‌رود (هانت، ۱۹۹۵). موقعیت نمونه‌های برداشت شده جهت پیرولیز راک- اول بر روی ستون چینه‌شناسی (شکل ۱۰) و نتایج حاصل از آن نیز در (جدول ۲) نشان داده شده است. در این مقاله سعی شده است که با بررسی پارامترهای پیرولیز راک- اول به نوع کروژن‌های تشکیل شده، سیستم تراکت و به طور کلی پتانسیل زایشی هیدروکربن آن‌ها پی برده شود. هانت (۱۹۹۶) برای تعیین نوع کروژن از نمودار شاخص هیدروژن در برابر مقادیر T_{max} استفاده کرده است، شکل (۱۰) نشان می‌دهد که تمام نمونه‌های سازند تیرگان در مناطق مورد مطالعه دارای کروژن نوع III هستند. اسپیتلی و همکاران (۱۹۸۵) معتقدند که کروژن نوع III نسبت به کروژن‌های نوع I و II نفت کمتری تولید می‌کند و اساساً منجر به تولید گاز می‌شود از نظر منشأ کروژن نوع III بیشتر از بقایای گیاهان آلی خشکی‌زی تشکیل شده است مقادیر قابل‌توجهی مواد مومی دارد و در مراحل دیاژنز و کاتائز توانایی تولید گاز متان را دارد. بر اساس معیارهای شاخص هیدروژن نمونه‌های سازند تیرگان بین ۹۵-۲۵ mgHc/gRock است.

است. این سکانش با رخساره‌های رودستون بیوکلاستی و پکستون میلیولیدی مربوط به محیط لاگونی آغاز می‌شود. توالی پاراسکانشی این رخساره‌ها عمیق‌شدگی به سمت بالا را نشان می‌دهد. در ادامه رخساره‌های گرینستون آلییدی و گرینستون بیوکلاستی محیط سدی دیده می‌شود که نسبت به رخساره‌های قبلی عمیق‌تر هستند. در ادامه روند بالآآمدگی سطح آب ادامه پیدا کرده و رخساره مربوط به دریای باز یعنی رودستون اینتراکلاستی حاوی خرده‌های بریوزویر و اकिनودرم تشکیل شده است. در برش سرخ‌قلعه منحنی تغییرات سطح آب دریا با منحنی‌های جهانی مقایسه شده که در دو نقطه همخوانی نشان می‌دهند، به این صورت که در سکانش اول و در محل MFS و در مرز سکانش دوم و سوم بین این دو منحنی همخوانی دیده می‌شود. منحنی رده چهارم تغییرات سطح آب دریا در برش سرخ‌قلعه نیز با منحنی‌های جهانی مقایسه شده‌اند که تنها در یک نقطه و آن هم در افت سطح آب، در مرز بین سکانش دوم و سوم همخوانی دارند (شکل ۹). از اواخر ژوراسیک یک فروافتادگی با روند تقریبی شرقی- غربی در منطقه پدید آمده است که در تمام طول کرتاسه فعالیت داشته و بر رسوب‌گذاری منطقه حاکم بوده است (افشارحرب ۱۳۷۳). این فروافتادگی در نتیجه توسعه گسل‌های پی با روند تقریبی شرقی- غربی در این منطقه است. حرکات نسبی بلوک‌های مربوط به این گسل، منجر به تغییر رخساره، تغییر ضخامت و حتی نبودهای رسوبی در منطقه شده است (افشارحرب، ۱۳۷۳). بنابراین عدم همخوانی منحنی‌های تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه و منحنی‌های جهانی را می‌توان به عملکرد این گسل‌ها و فرونشینی و بالآآمدگی‌های محلی در منطقه نسبت داد (شکل ۹).

سکانش رسوبی اول سازند تیرگان در این منطقه در واقع بخش پیشروی از یک سکانش رسوبی است که سازند شورجه به عنوان LST یا رخساره‌های مربوط به پایین‌ترین سطح آب در آن، در نظر گرفته می‌شود، به این صورت که مرز سکانشی آن در قاعده سازند شورجه و به عنوان مرز سکانشی نوع اول است. در زمان پایین بودن سطح آب ماسه‌سنگ‌های رودخانه‌ای سازند شورجه بر روی مرز سکانشی نوع اول نهشته شده که در ادامه با پیشروی آب بر روی آن و عمیق شدن حوضه رسوبات

منشأهای دارای S2 بین ۵ تا ۱۰ و بیشتر از ۱۰ mghHd/gRock به ترتیب سنگ منشأهای خوب و عالی می‌باشند و سنگ منشأهایی که دارای S2 بین ۵/۲ تا ۵ mghHc/gRock و کمتر از ۵/۲ باشند به ترتیب سنگ منشأهای متوسط و ضعیف می‌باشند (پیترز، ۱۹۸۶). بنابراین شکل ۱۲ نشان دهنده این است که نمونه‌های سازند تیرگان پتانسیل ضعیفی جهت تولید هیدروکربن دارند.

قبلاً به بلوغ حرارتی لازم برای شکستن گروه‌های کربوکسیل خود رسیده‌اند و همین موضوع سبب شده تا مقادیر شاخص اکسیژن این نمونه‌ها صفر باشد (هانت، ۱۹۹۶) (شکل ۱۱). برای تعیین پتانسیل هیدروکربن‌زایی نمونه‌ها از نمودار TOC در مقابل S2 استفاده شده است (پیترز، ۱۹۸۶؛ حسینی و براتی بلداجی، ۲۰۲۰؛ حسینی و محسنی، ۲۰۲۳). هیچ کدام از نمونه‌های سازند تیرگان دارای TOC بالای ۲ درصد وزنی نمی‌باشند. سنگ



شکل ۱۱. نمودار HI در مقابل Tmax جهت تعیین میزان بلوغ و نوع کروژن‌ها از هانت (۱۹۹۶).

Fig. 11. HI versus Tmax chart to determine the maturity level and type of kerogens from Hunt (1996).

جدول ۲. نتایج آنالیز نمونه‌های سازند تیرگان در برش سرخ‌قلعه در منطقه مورد مطالعه

Table 2. Results analysis of Tirgan Formation samples in the Sorkh - Ghaleh section in the study area

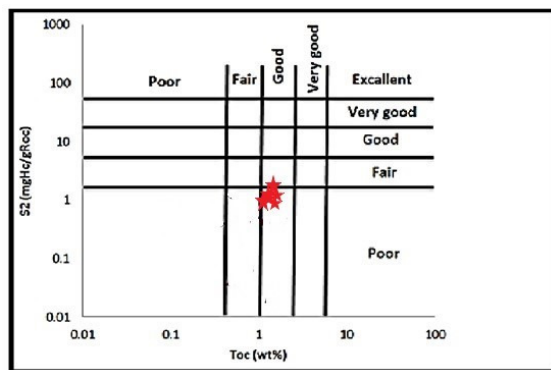
No	D	Formation	Area	TOC wt%	HI mg Hc/g Rock	T max c	S2 mg Hc/g Rock	S1 mg Hc/g Rock
1	8	Tirgan	Chamanbid	1.4	39.6	520	0.52	1.31
2	25	Tirgan	Chamanbid	1.8	35.1	495	0.61	0.86
3	28	Tirgan	Chamanbid	0.2	91.2	481	0.61	1.42
4	50	Tirgan	Chamanbid	0.71	95.1	475	0.51	0.92
5	75	Tirgan	Chamanbid	0.96	25.1	465	0.27	0.46
6	95	Tirgan	Chamanbid	0.85	25.7	443	0.36	0.73
7	108	Tirgan	Chamanbid	1.41	56.1	475	0.2	0.79
8	115	Tirgan	Chamanbid	0.65	46.2	465	0.39	0.9
9	125	Tirgan	Chamanbid	0.47	59.2	461	0.06	0.75
10	145	Tirgan	Chamanbid	0.75	37.9	456	0.17	0.71

متعدد است (شکل ۱۳). ویژگی‌های محدوده‌های مشخص شده عبارتند از: A محیط دریاچه‌ای شدیداً احیایی، AB محیط‌های دریایی پیش‌رونده احیایی B محیط‌های دریایی یا دریاچه‌ای نسبتاً احیایی BC محیط‌های دارای مواد آلی دریایی و قاره‌ای و رسوب‌گذاری سریع در شرایط نسبتاً اکسیدان، محیط‌های با سرعت رسوب‌گذاری متوسط و در شرایط احیایی: CD محیط‌های اکسیدان در نواحی کم‌عمق

برای تعیین رخساره‌ی آلی سازند تیرگان از نمودار جونز (۱۹۸۷) استفاده شده است. بنابراین با پلات کردن نمونه‌های سازند تیرگان در نمودار جونز (۱۹۸۷) نمونه‌های مورد مطالعه دارای محدوده رخساره‌ی CD می‌باشند. رخساره‌های آلی سازند تیرگان با داشتن محدوده‌های متغیر دلیلی بر تلفیق ماده‌ی آلی دریایی با خشکی بوده که نشان‌دهنده شرایط محیطی با پیشروی‌ها و پسروی‌های

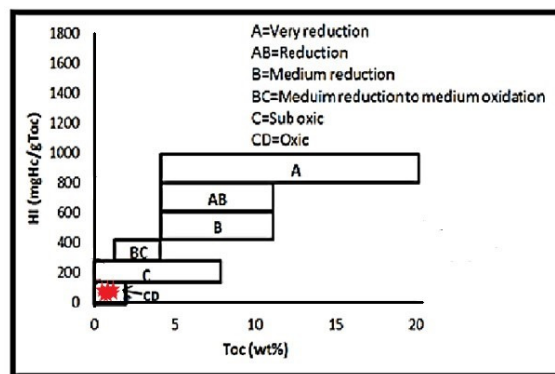
مطالعه در مرحله سطح پایین آب (پاراسکانس‌های کم‌عمق شونده) (شکل ۹) پیشروی‌ها و پسروی‌هایی را متحمل شده‌اند و همین امر سبب اکسید شدن نمونه‌ها و کاهش TOC آن‌ها شده و در نتیجه باعث کاهش پتانسیل هیدروکربن‌زایی سنگ منشأ شده است (شکل ۱۴).

(جونز، ۱۹۸۷). پس می‌توان عنوان نمود نهشته‌های سازند تیرگان در نواحی حاشیه‌ای و اکسیدان نهشته شده است که با توالی رخساره‌ای و محیط رسوبی آن هم‌خوانی دارد. جهت شناسایی شرایط محیط رسوب‌گذاری می‌توان از نمودار HI به TOC استفاده کرد (پاسلی و همکاران، ۱۹۹۱). اکثر نمونه‌های سازند تیرگان در مناطق مورد



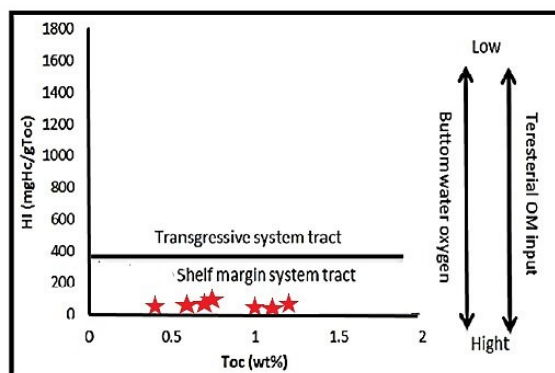
شکل ۱۲. نمودار TOC در مقابل S2 جهت پتانسیل هیدروکربن‌زایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از پیترز (۱۹۸۶).

Fig. 12. Toc versus S2 diagram for the hydrocarbon generation potential of the samples of the studied area from Peters, 1986



شکل ۱۳. نمودار جهت تعیین رخساره آلی از جونز (۱۹۸۷)

Fig. 13. Diagram for determination of organic facies from Jones, 1987



شکل ۱۴. نمودار TOC در مقابل HI از پاسلی و همکاران (۱۹۹۱)

Fig. 14. Plot of Toc versus HI from Pasley et al., 1991

۸- نتیجه‌گیری

مطالعات آزمایشگاهی و پتروگرافی نشان داده است که لیتولوژی سازند تیرگان در منطقه سرخ‌قلعه به طور کامل کربناته با میان لایه‌های شیلی می‌باشد. در قسمت پایینی برش، ضخامت‌هایی از دولومیت و آهک دولومیتی وجود دارد. مطالعات صورت گرفته بر روی رخساره‌های میکروسکوپی سازند تیرگان نشان داد که رسوبات این سازند از ۱۶ رخساره رسوبی تشکیل شده است که در چهار مجموعه رخساره‌ای پراکنده هستند. محیط رسوبی رسوبات سازند تیرگان در مناطق مورد مطالعه را می‌توان به صورت یک رمپ کربناته هموکلینال با پشته سدی تفسیر کرد. بررسی تغییرات سطح نسبی آب دریا در رسوبات سازند تیرگان منجر به شناسایی چهار سکانس رسوبی رده سوم در این توالی‌ها شده است. هر یک از این سکانس‌ها از دسته رخساره‌های TST و HST تشکیل شده‌اند که هر کدام از این دسته رخساره‌ها خود شامل پاراسکانس‌های به سمت بالا کم‌عمق‌شونده هستند. در این مطالعات سه مرز سکانشی شناسایی شده که تمام این مرزها در برش مورد مطالعه به صورت مرز سکانشی از نوع دوم هستند. بررسی‌های صورت گرفته و تفسیر نتایج پیرولیز راک-اول بر روی نمونه‌های سازند تیرگان در مناطق مورد مطالعه نشان می‌دهد که این نمونه‌ها دارای کروژن تیپ III بوده و در مرحله پنجره نفتی تا مرحله تولید گاز مرطوب قرار گرفته‌اند. شاخص هیدروژن نمونه‌های مورد مطالعه بین ۲۵ تا ۱۰۰ است، بنابراین به نظر می‌رسد توان سازند تیرگان در منطقه مورد مطالعه بیش‌تر معطوف به تولید هیدروکربن‌های گازی باشد. مطالعه اکثر نمونه‌های آنالیز شده در منطقه مورد مطالعه در مرحله سطح پایین آب، پیشروی‌ها و پسروی‌هایی را متحمل شده‌اند و همین امر سبب اکسید شدن نمونه‌ها و کاهش TOC آن‌ها شده و در نتیجه باعث کاهش پتانسیل هیدروکربن‌زایی سنگ منشأ شده است.

References

- 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 Science, University of London, United Kingdom, 316 p.
- Afshar-Harb, A (1994) Geology of Kopet Dag, In: Hushmandzadeh A (ed.) *Treatise on the Geology of Iran*, Geological Survey of Iran, Tehran, 1-275.
- Aghaei, A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Najafi, M., and Chakarpani, G., J (2014) Carbonate Diagenesis of the Upper Jurassic Successions in the West of Binalud-Eastern Alborz (NE Iran), *Journal Geological Society of India*, 83: 311-328.
- Alavi, M (1991) Sedimentary and Steructure characteristics of the Paleo Tethyse remnants in north eastern Iran. *Journal of Geology Society American Bulletin*, 103: 983-992.
- Allen, P. A., and Allen, J. R (2013) *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*: WileyBlackwell, 655 p.
- Alsharhan, A. S., and Kendall, C.G.S.T.C (2003) Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues: *Earth Science Review*, 61: 191-243.
- Avarjani, S., Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Amiri Bakhtiar, H., and Brenner, R. L (2015) Facies, depositional sequences and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun oil field, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran. *Palaeoworld*, 24: 336-358. doi.org/10.1016/j.palwor.2015.04.003.
- Bachmann, M., and Hirsch, F (2006) Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sealevel change: *Cretaceous Research*, 27: 487-512. doi.org/10.1016/j.cretres.2005.09.003.
- Banner, F. T., and Simmons, M. D (1994) Calcareous algae and foraminifera as water-depth indicators: an example from the Early Cretaceous carbonates of northeast Arabia, In: *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East* (Ed. M.D. Simmons), British Micropalaeontologists Society Publication Series, Chapman & Hall, London, 243-252.
- Beigi, M., Jafarian, A., Javanbakht, M., Wanas, H. A., Mattern, F., Tabatabaei, A (2017) Facies analysis, diagenesis and sequence stratigraphy of the carbonate-evaporite succession of the Upper Jurassic Surmeh Formation: Impact on reservoir quality (Salman Oil Field, Persian Gulf, Iran), *Journal of African Earth Science*, 129: 179-194.
- Adabi, M. H., Salehi, M. A., and Ghabeshavi, A (2010) Depositional environment, Sequence Stratigraphy and geochemistry of lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.
- Adachi, N., Ezaki, Y., and Liu, J (2004) The origins of peloids immediately after the end-Permian

- Betzler, C., Pawellek, T., Abdullah, M., and Kossler, A (2006) Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountaines): *Journal of Sedimentary Geology*, 194: 61-75.
- Boggs, S., J (2015) Provenance studies and mudrocks, *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 69-75.
- Bosence, D., and Wilson, J (2003) Maerl growth, Carbonate production rates and accumulation rates in the northeast Atlantic Aquatic Conservation, *Marine and Freshwater Ecosystems*, 13: 21-31. doi:10.1002/aqc.565.
- Burchette, T. P., and Wright, V. P (1992) Carbonate ramp depositional Systems, *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Buryakovsky, L., A, Chilingar, G., V, and Aminzadeh, F (2001) *Petroleum geology of the South Caspian Basin*: Gulf Professional Publishing USA, 442 p.
- Cantrell, D. L (2006) Cortical fabrics of Upper Jurassic ooids, Arab Formation, Saudi Arabia: Implications for original carbonate mineralogy *Sedimentary Geology*, 186: 157-170. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.11.015.
- Carannante, G., Ruberti, D., and Sirna, M (2000) Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (Southern Apennines, Italy): micro-and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences, *Sedimentary Geology*, 132: 89-123. doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00004-X.
- Carozzi, A. V (1989) *Carbonate Rock Depositional Modle: A Microfacies Approach*, Prentice-Hall, 604 pp.
- Chenarani, A., Vahidinia, M., Aganbati, A., Hosseini, A., and Amiri, F (2021) Microfacies and sedimentary environment of the Tirgan Formation in the west of Kopet Dag sedimentary basin, northeastern Iran. *Earth science researches*, year 12, number, 47: 1-21. (In Persian).
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham WE (ed.) *Classification of carbonate rocks. – A symposium*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoirs*, 1: 108-121. doi.org/10.1306/M1357.
- Dupraz, C., Pattisina, R., and Verrecchia, E. P (2006) Translation of energy into morphology: Simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model, *Sedimentary Geology*, 185: 185-203. doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.12.012.
- Einsele, G (2000) *Sedimentary Basin: Evolution, Facies, and Sediment Budget* (2 ed edition). Springer-Verlag, 292p.
- Embry, A. F., and Klovan, J. E (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 194: 730-781.
- Espitalie, J., Deroo, G., and Marquis, F (1985) La pyrolysis Rock-Eval at ses applications. *Oil & Gas Science and Technology*, 40 (6): 755-784.
- Fateh Behari, L., Mahmoudi Qaraei, M. H., Mehboubi, A., and Mousavi Harami, R (2019) Sedimentology and geochemistry of the Zard and Tirgan Formations (Lower Cretaceous) in the west of the Kopet Dag Basin with an emphasis on changes sea level PhD thesis, Ferdowsi University of Mashhad, 215 pages. (In Persian).
- Fayaznia, S (1998) *Carbonate Sedimentary Rocks*, Astan Quds Razavi Publications, Imam Reza University, 304 pages. (In Persian).
- Flugel, E (2004) *Microfacies Analysis of Carbonate Rocks, Analyses, Interpretation and Application*. Springer-verlag, Berlin, 976 p.
- Ghafari, M., Afghah, M., and Ahmadi, V (2017) Paleoenvironmental Distribution Patterns of Sequence Stratigraphy in the PaleoceneEocene Deposits of Sekonj Trough Event (Central Iran). *Journal of Geology*, 7: 647-665. doi.org/10.4236/ojg.2017.75044 .
- Garzanti, E., and Gaetani, M (2002) Unroofing history of late Paleozoic magmatic arcs within the Turan plate (Tuarkyr, Turkmenistan). *Sedimentary Geology*, 151(1): 67-87. doi:10.1016/S0037-0738(01)00231-7.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of palaeogene deposits in South Eastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238. doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00117-0.
- Grabau, A. W (1904) On the classification of sedimentary rock. *American Geology*, 33: 228-247.
- Hashemi Kakhki, N (2006) Geological evolution and stratigraphic and microfacies investigation of the Orgonian Tirgan formation in the Kopet Dag basin. Master thesis, Islamic Azad University, 110 pages. (In Persian)
- Heidari, A., Mahboubi, A, Moussavi-Harami, R., Gonzalez, L., Moalemi, S. A (2014) Biostratigraphy, sequence stratigraphy, and paleoecology of the Lower-Middle Miocene of Northern Bandar Abbas, Southeast Zagros basin in south of Iran, *Arabian Journal of Geoscience*, 7: 1829-1855.
- Hosseiny, E., and Barati Boldaji, S (2020) Evaluation of Hydrocarbon Generation Potential of Sargelu Source Rock in Southwestern Iran and the Northwestern Persian Gulf. *Journal of Analytical and Numerical Methods in Mining Engineering*, 10(23): 79-89.

- Hosseiny, E., and Mohseni, A (2023) Garau Formation as an unconventional hydrocarbon resource in southwestern Iran: a geochemical investigation. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 13(7): 1535-1549.
- Hunt, J. M (1996) *Petroleum geochemistry and geology*. W.H. Freeman and Company, New York, 743p.
- Husinec, A. I., Velic, L., Fusec, I., and Lahovic, D (2010) Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Lošinj (Croatia): *Cretaceous Research*, 21: 155–171, 2000. doi:10.1006/cres.2000.0203.
- Immenhauser, A., Schlager, W., Burns, S. J., Scott, R. W., Geel, T., Lehmann, J., Van der Gaast, S., and Bolder-Schrijver, L. J. A (1999) Late Aptian to Late Albian sea-level fluctuation constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman), *Journal of Sedimentary Research*, 69: 434-466.
- Irwin, M. L (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 445-459.
- Jafarian, A., Fallah-Baghtash, R., Mattern, F., and Heubeck, C. H (2017) Reservoir Quality along a homoclinal carbonate ramp deposit: The Permian Upper Dalan Formation, South Pars Field, Persian Gulf Basin, *Marine and Petroleum Geology*, 88: 587-604.
- Javanbakht, M., Moussavi-Harami, R., and Mahboubi, A (2011) Depositional History and Sequence Stratigraphy of the Tirgan Formation (Barremian – Aptian) in the west and central Kopet Dag section, NE Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 3: 108-118. (In Persian).
- Javanbakht, M., Wanas H. A., Jafarian, A., Shahsavani, N., and Sahraeyan, M (2018) Carbonate diagenesis in the Barremian-Aptian Tirgan Formation (Kopet-Dagh Basin, NE Iran): Petrographic, geochemical and reservoir quality constraints, *Journal of African Earth Sciences*, 144: 122-135.
- Jones, R. W (1987) *Organic Facies*. American Association of Petroleum Geologists London, 2: 1-90.
- Martini, R., Cirilli, S., Saurer, C., Abate, B., Ferruzza, G., and 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: 389-400.
- Masse, J. P (2000) Late Cenomanian. In: S. CRASQUIN (coord.), *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps – Explanatory notes*. CCGM/CGMW, Paris: 129-136
- Masse, J. P., Fenerci, M., and Pernarcic, E (2003) Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200: 65-81.
- Moradi, M., Moussavi Harami, R., Mahboubi, A., and Khanehbad, M (2018) Relationship between depositional facies and reservoir characteristics of the Oligo-Miocene Asmari Formation, Aghajari oil field, SW Iran. *Sedimentary Reservoirs*, 28: 248-270. doi.org/10.22059/GEOPE.2018.260775.648401.
- Mortazavi-Mehrizi, M (2007) Sequence stratigraphy of Shurijeh and Tirgan formations (Lower Cretaceous) in Sefid Seng area (northeast of Fariman). Master's thesis, Ferdowsi University of Mashhad, 180 pages. (In Persian).
- Moussavi-Harami, R., and Brenner, R. L (1990) Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits in eastern Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Cretaceous Research*, 11: 163-174. doi.org/10.1016/S0195-6671(05)80031-X.
- Moussavi-Harami, R., and Brenner, R. L (1993) Diagenesis of nonmarine petroleum reservoirs: The Neocomian (Lower Cretaceous) Shurijeh Formation, Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 16: 55-72. doi.org/10.1111/j.1747-5457.1993.tb00730.x.
- Murthy, S., and Annamraju-Rajanikanth, A (2017) Palynology and palaeoenvironment of Late Permian Sawang OCM, East Bokaro Coalfield, Damodar Basin, India. *Journal of Palaeosciences*, 66 (1-2): 61-70.
- Nadim, H., and Haftlang, R (2009) Geological map of Iran, scale 1:100,000, Shirvan sheet. Geological Survey and Mineral Explorations of Iran.
- Omidpour, A., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Rahimpour-Bonab, H (2021) Application of stable isotopes, trace elements and spectral gamma-ray log in resolving high-frequency stratigraphic sequences of a mixed carbonate-siliciclastic reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, 125: 104854.
- Palma, R., López-Gómez, J., and 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.
- Pasley, M. A., Gregory, W. A., and Hart, G. F (1991) Organic matter variations in transgressive and regressive shale. *Organic Geochemistry*, 17 (4): 483-509.
- Pennney, S. J., and Racey, A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis, *Earth- Science Reviews*, 67: 219–265. doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.02.005.
- Peters, K. E (1986) Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed

- pyrolysis. American Association of Petroleum Bulletin, 70: 318-329.
- Peters, K. E., and Cassa, M. R (1994) Applied source rock geochemistry. The petroleum system from source to trap: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 60: 93-120.
- Pittet, B., van Buchem, F. S. P., Hillgärtner, H., Razin, P., Grotsch, J., and Droste, H (2002) Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. Sedimentology, 49: 555-581. doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00460.x
- Rahimpour Bonab, H (2005) Carbonate lithology: relationship between diagenesis and porosity evolution, Tehran University Publications, Publishing and Printing Institute, 487 pages. (In Persian).
- Read, J. F (1982) Carbonate margins of passive (extensional) continental margins types, characteristics and evolution. Tectonophysics, 81: 195-212. doi.org/10.1016/0040-1951(82)90129-9.
- Read, J. F (1985) Carbonate platform facies models, AAPG Bulletin, 69: 1-21.
- Riding, R (2006) Microbial carbonate abundance compared with fluctuations in metazoan diversity over geological time, Sedimentary Geology, 185: 229-238. doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.12.015.
- Rossi, V. M., Perillo, M. M., Steel, R., and Olariu, C (2017) Quantifying Mixed-Process Variability In Shallow-Marine Depositional Systems: What Are Sedimentary Structures Really Telling Us? Journal of Sedimentary Research (2017) 87 (10): 1060-1074. doi.org/10.2110/jsr.2017.49
- Sandberg, P. A (1983) An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy, Nature, 305: 19-22.
- Sanders, D., and 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. doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00084-1.
- Sandullia, R., and Raspini, A (2004) Regional to global correlation of lower Cretaceous (Hauterivian-Barremian) shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy) and Dinarides (Montenegro), southern Tethyan Margin Sedimentary Geology, 165: 117-153. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.11.014.
- Sellwood, B. W (1996) Shallow marine carbonate environments in: H.G., Reading (ed.), Sedimentary Environment Processes Facies and Stratigraphy, Blackwells, Science, Oxford, 688pp.
- Shamir, M (2015) lithostratigraphy and biostratigraphy of the Tigran formation in the stratigraphic sections of Bigan and Baghchaq of Western Kopet Dag. Master thesis, Shahid Beheshti University. (In Persian).
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A., and Simmons, M. D (2001) Arabian Plate Sequence Stratigraphy. GeoArabia Special Publication 2, 371 p.
- Sheikholeslami, M., and Kouhpeyma, M (2012) Structural analysis and tectonic evolution of the eastern Binalud Mountains, NE Iran. Journal of Geodynamics, 61: 23-46. doi.org/10.1016/j.jog.2012.06.010.
- Shinn, E. A (1983) Tidal flat environment. In: Scholl PA, Bebout DG, Moore CH (eds.): Carbonate depositional environment. AAPG Memoirs, 33: 173-210.
- Sibley, D. F., and Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock Textures, Journal of Sedimentary Petroleum, 57: 967-975.
- Simmons, M. D., Whittaker, J. E., and Jones, R. W (2000) Orbitolinides from the Cretaceous sediments of the Middle East-a revision of F.R.S Henson and Associates collection carbonates of the Dinarids: Revue de Paléobiologie, Special 2 (Benthos'86): 467- 475e.
- Tasli, K., Özer, E., and Koç, H (2006) Benthic foraminifera assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments, Geobios, 39: 521-533. doi.org/10.1016/j.geobios.2005.05.002.
- Tucker, M. E., and Wright, V. P (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell. 482 pp.
- Tucker, M. E (1991) Sedimentary Petrology, Blackwell Scientific Publication, 260.
- Van Loon, A. J., and Pisarska-Jamrozy, M (2017) Changes in the heavy-mineral spectra on their way from various sources to joint sinks: a case study of pleistocene sandurs and an ice-marginal valley in northwest Poland, in: Mazumder, R. (Eds.) Sediment Provenance: Influence on compositional change from source to sink, Elsevier science publishing company, 600: 49-62. doi:10.1016/B978-0-12-803386-9.00004-6.
- Vincent, B., van Buchem, F. S. P., Bulot, L. G., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D., and Huc, A. Y (2010) Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian-Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations). In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H. J. (eds) Barremian-Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate. GeoArabia Special Publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain, 1: 139-197.

- Warren, J. K (2000) Dolomite, occurrence, evolution and economical important association. *Earth science Review*, 52: 1-18. doi: 10.1016/S0012-8252(00)00022-2.
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate Facies in Geological History*: Springer -Verlag, Berlin, 471 p.
- Xi, D. P., Wan, X. Q., Li, G. B., and Li, G (2019) Cretaceous integrative stratigraphy and timescale of China, *Science China, Earth Sciences*, 62: 256-286.
- Ziegler, M. A (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *Geological Arabia*, 6: 445-504.

Sedimentary environment, sequence stratigraphy and organic geochemical evaluation of Tirgan Formation in Sorkh Qhale section, northwest of Chaman Baid village, west of Kopet Dagh basin

Sh. Farhadmehr¹, N. Kohansal Ghadimvand², M. Javanbakht^{3*}, D. Jahani⁴ and M. R. Jafari⁵

1- Ph. D., student, Dept., of Geology, Faculty of Basic Sciences, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2, 4- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Basic Sciences, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

3- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

5- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Basic Sciences, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

* mo_ja58@yahoo.com

Received: 2024.5.29 Accepted: 2024.10.16

Abstract

The Lower Cretaceous Tirgan Formation (Barremian-Aptian) is exposed in the west of the Kopet Dagh sedimentary basin and in the northwest of Chaman-Bed village. In this study, the Sarkh Qhale section of the Tirgan Formation with a thickness of 315 meters was selected and measured in this area. Based on field studies, petrological studies, textural and facies characteristics, 16 carbonate rock microfacies have been identified. Facies analysis led to the identification of tidal environments, lagoon, shoal and open marine environments with low to high energy conditions. Due to the wide lateral distribution of microfacies and the absence of distinct depth changes, the sedimentary paleosystem probably represents a hemoclinal ramp towards the west. Investigating the facies sequence and the formation and deposition conditions of the facies has led to the identification of four sedimentary sequences and three sequence boundaries of the SB2 type in the studied sequences. During the Aptian, the basin is transformed into an open marine system. The occurrence of such changes reflects tectonic events and global sea level rise during the deposition of the Tirgan Formation in the Kopet Dagh basin. Based on the organic geochemical characteristics of the Tirgan Formation in the region, the studied samples have type III kerogen and are in the mature stage of the oil window to the stage of wet gas production.

Keywords: Microscopic facies, Carbonate ramp, Barremian-Aptian, Kerogen

Intradtuction

The Barremian-Aptian Tirgan formation consists of thick-layered limestones and bioclasts with small interlayers of marly limestone, marl and calcareous shale. The lower boundary of the Tirgan Formation is with the Shourijeh Formation and its upper boundary is with the Sarcheshmeh Formation. The most graine in rock of Tirgan Formation is Orbitulin, which forms most of the nuclei of ooids. Considering that most of the studies of the Tirgan Formation are related to the eastern parts of the Kopet Dagh sedimentary basin, therefore, in this research, this formation has been investigated in the west of the basin. The Lower Cretaceous sequences of northeastern Iran in the Kopet Dagh sedimentary basin are the result of the advance of the Briasian-Barremian sea, which were deposited after the first erosional cycle of the Late Jurassic-Early

Cretaceous. In the end, in order to investigate the role of Rock-first parameters in determining the type of kerogen, tract system and hydrocarbon generation potential in the studied area, 10 samples were selected and analyzed. The purpose of this study is to identify and separate the rock facies, interpret the depositional environment and evaluate the organic geochemistry of the Tirgan Formation in the study section.

Method and material

After the preliminary studies, the desired stratigraphic section was selected and sampled in the direction perpendicular to the layers and based on changes such as color, grain size, structure and layering. The field naming of the samples was done using Grabo's classification (1904) and a total of 150 samples were collected. From the collected samples, 100 samples were

selected for preparing thin sections. These studies include the identification of skeletal and non-skeletal components and determining the frequency percentage of each of them using comparative charts (Flugle, 2004) and the names of the rocks are based on the method of Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971). In order to investigate and interpret the sedimentation conditions from the sedimentary models (Read, 1985, Tucker & Wright 1990, Einsele, 2000) which have been presented for the environments of the present era and past periods, the sedimentary model of the Tirgan formation has been interpreted and presented. The microscope used is Technisin Cold CL and MK3 8200 model with a maximum voltage of 30 kV. All thinsections were studied under vacuum conditions of 0.01 Torr, voltage of 12 kV and current intensity of 190 to 210 milliamperes, and they were photographed with 400 sensitivity film. In the geochemical studies, 10 rock samples of possible origin from the Tirgan formation were evaluated. For this purpose, 50 to 70 mg of the treated sample was homogenized and pyrolyzed by the Rock-Eval 2 machine in the GEUS laboratory in Denmark. In this method, as a result of pyrolysis of the powdered samples in a specified thermal program, the kerogen in the sample produces hydrocarbons, and then the desired parameters are determined as a result of the oxidation process. In this method, the amount of free hydrocarbon (S1), the power of hydrocarbon generation (S2), the amount of carbon dioxide (CO₂) in the kerogen that is produced from the sample due to thermal cracking (S3), the total amount of organic carbon in the sample, the maximum temperature at which all kerogen is converted into hydrocarbon, the maximum temperature and also using the above parameters (Hydrogen Index, HI), Oxygen Index (OI) and Hydrocarbon Potential Index (PI), the analyzed samples have been calculated.

Discussion and result

The Lower Cretaceous Tirgan Formation (Barremian-Aptian) is exposed in the west of the Kopet Dagh sedimentary basin and in the northwest of Chaman-Bed village. In this study, the Sorkh Qhale section of the Tirgan Formation with a thickness of 315 meters was selected and measured in this area. Based on field studies, petrological studies, textural and facies characteristics, 16 carbonate rock microfacies have been identified. Facies analysis led to the identification of tidal environments, lagoon, shoal and open marine environments with low to high energy conditions. Due to the wide lateral

distribution of microfacies and the absence of distinct depth changes, the sedimentary paleosystem probably represents a hemoclinal ramp towards the west. Investigating the facies sequence and the formation and deposition conditions of the facies has led to the identification of four sedimentary sequences and three sequence boundaries of the SB2 type in the studied sequences. During the Aptian, the basin is transformed into an open marine system. The occurrence of such changes reflects tectonic events and global sea level rise during the deposition of the Tirgan Formation in the Kopet Dagh basin. Based on the organic geochemical characteristics of the Tirgan Formation in the region, the studied samples have type III kerogen and are in the mature stage of the oil window to the stage of wet gas production.

Conclusion

Laboratory and petrographic studies have shown that the lithology of the Tirgan formation in the Sorkh Qhale area is completely carbonate with shale interlayers. In the lower part of the section, there are thicknesses of dolomite and dolomitic lime. The studies conducted on the microscopic facies of Tirgan Formation showed that the sediments of this formation consist of 16 sedimentary facies that are scattered in four facies groups. The sedimentary environment of the Tirgan Formation sediments in the studied areas can be interpreted as a hemoclinal carbonate ramp with a barrier ridge. The relative sea level changes in Tirgan Formation sediments have been identified as four tertiary sedimentary sequences in these sequences. Each of these sequences consists of TST and HST facies, each of which includes shallow upward parasequences. In these studies, three sequence boundaries have been identified, and all these boundaries are of the second type in the section under study. Investigations and interpretation of the results of Rock First pyrolysis on the Tirgan formation samples in the studied areas show that these samples have kerogen type III and are in the oil stage until the window gas production stage. The hydrogen index of the studied samples being between 25 and 100, so it seems that the potential of the Tirgan formation in the studied area is mostly focused on the production of gaseous hydrocarbons. The study of most of the analyzed samples in the studied area at the stage of low water level has undergone advances and regressions, and this causes the samples to appear and reduce their TOC, and as a result, reduces the hydrocarbon potential. Stone formation has originated.