



Research Article

Microfacies and sedimentary environment of Tirgan Formation in the west of Kopeh-Dagh sedimentary basin, NE Iran

Atefeh Chenarani¹, Mohammad Vahidinia^{1*} , Seyed Ali Agha Nabati², Seyed Abolfazl Hosseini³

1-Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2-Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran

3-Geochemical and Paleontological Studies and Research Building, Exploration Management, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

Received: 28 Aug 2020 Accepted: 06 Jun 2021

Extended Abstract

Introduction

In order to study of microfacies and depositional environment of the Tirgan Formation, three outcrop sections were measured and sampled near the Estarkhi, Jozak villages and Zaw Mountain. According to the field observations, petrographic studies and comparison of vertical and lateral changes of the facies, the carbonate facies assemblage were deposited in a homoclinal carbonate ramp and petrofacies were deposited in tidal environments at high detrital entry rates. The Kopeh-Dagh Basin in northeast Iran, is an inverted basin (Allen et al, 2013) extending from the east of Caspian Sea to NE Iran, Turkmenistan and north Afghanistan (Afshar Harb, 1979; Buryakovsky et al, 2001). This basin separates Central Iran from the Turan plate (Alavi et al, 1997). Following the closure of Palaeo-Tethys in the Middle Triassic (Alavi et al, 1997) and the opening of Neo-Tethys during the Early to Middle Jurassic (Buryakovsky et al, 2001), the Kopeh Dagh Basin formed in an extensional regime during the Early to Middle Jurassic (Garzanti and Gaetani, 2002). The objectives of this study are facies analysis and depositional model of the Tirgan Formation in the study areas.

Materials and Methods

In this study, 3 outcrop sections from the Tirgan Formation, were measured bed-by-bed, and samples were taken systematically. Over 524 fresh carbonate samples were collected, from which 500 thin sections were made. Carbonates were classified using the Dunham (1962) scheme. Siliciclastic rocks were classified using the Folk (1980) scheme.

Results and Discussion & Conclusion

Petrographic studies in the study area, 17 different microfacies types have been distinguished in four facies belts including tidal-flat, lagoon, shoal, and open marine and 2 petrofacies including subarkose and quartzarenite. According to the field observations, petrographic studies, and comparison of vertical and lateral changes of the facies, the carbonate facies assemblage were deposited in a homoclinal carbonate ramp, while the siliciclastic lithofacies were deposited in tidal environments at high detrital entry rates.

Keywords: Kopeh-Dagh sedimentary basin, Tirgan Formation, Microfacies, Depositional environment.

Citation: Chenarani, A. et al, 2021. Microfacies and sedimentary environment of Tirgan Formation in the west of Kopeh-Dagh sedimentary basin, NE Iran, *Res. Earth. Sci.* 12(3), (1-21) DOI: 10.48308/esrj.2021.100777

* Corresponding author E-mail address: Vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir



میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند تیرگان در غرب حوضه رسوبی کپه داغ، شمال شرق ایران

عاطفه چنارانی^۱، محمد وحیدی نیا^{۱*}، سید علی آقا نباتی^۲، سید ابوالفضل حسینی^۳، فریده امیری^۳

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کل کشور، تهران، ایران

۳- مرکز تحقیقات دیرینه شناسی و ژئوشیمی، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۶/۷ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۳/۱۶

چکیده

سازند تیرگان به سن بarmین -آپتین در حوضه رسوبی کپه داغ اصولا از سنگ‌های آهک تشکیل شده است. به منظور مطالعه میکروفاسیس ها، محیط رسوبی سازند تیرگان در غرب حوضه رسوبی کپه داغ، سه برش چینه شناسی در حوالی روستای اسطرخی، جوزک و کوه زاو اندازه گیری و نمونه برداری شده است. ضخامت سازند تیرگان در برش اسطرخی، جوزک و زاو به ترتیب ۱۲۹، ۳۶۲ و ۶۳۹ متر است. در برش های روستای اسطرخی و جوزک، سازند شوربچه در زیر سازند تیرگان به صورت همشیب و پیوسته قرار گرفته است. همچنین مرز بالایی سازند تیرگان در برش اسطرخی با سازند سرچشمه به صورت هم شیب و پیوسته اما در برش جوزک به صورت گسله با سازند آبدراز است. در برش کوه زاو، مرز زیرین سازند تیرگان با سازند زرد به صورت پیوسته و هم شیب است ولی مرز بالایی آن به صورت پوشیده و نامشخص می باشد. براساس مطالعات پتروگرافی در منطقه مورد مطالعه، منجر به شناسایی ۱۷ میکروفاسیس مختلف مربوط به ۴ کمربند رخساره ای پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز و ۲ پتروفاسیس ساب اركوز و کوارتزارنایت در این منطقه شده است. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی و مقایسه تغییرات عمودی و جانبی رخساره ها مجموعه رخساره ای کربناته در یک رمپ کربناته هموکلاین در حالیکه لیتوفاسیس های سیلیسی کلاستیک در شرایطی که نرخ ورود آواری ها زیاد بوده در محیط های جزرومدی نهشته شده اند.

واژه های کلیدی: سازند تیرگان، حوضه رسوبی کپه داغ، محیط رسوبی، میکروفاسیس.

مقدمه

حوضه‌های رسوبی مناطقی فرونشست یافته از سطح زمین بوده که بر هم کنش فاکتورهای مختلف چینه‌نگاری سکansı در مقیاس‌های مختلف زمانی و مکانی، پاسخی بر ساختار چینه‌شناسی موجود در آنهاست (Kikichi et al, 2018; LI et al, 2018a, 2019; Valle et al, 2019; Allen and Allen, 2013; Marangon et al, 2011; Adachi et al, 2004). یکی از اهداف شناسایی رخساره‌ها، بررسی نوع تغییرات و نحوه توزیع عمودی و جانبی مجموعه‌های رخساره‌ای است. نحوه جایگیری مجموعه‌های رخساره‌ای می‌تواند نشان دهنده تغییرات کوچک و بزرگ در الگوهای محیطی نظیر آب و هوا، شدت جریان آب و تغییرات نسبی سطح تراز آب دریا باشد (Bachman and Hirsch, 2006). کمربند کوهزایی کپه‌داغ یک حوضه درون قاره‌ای بوده (Allen and Allen, 2013) که از شرق دریای خزر تا شمال شرق ایران، ترکمنستان و شمال افغانستان گسترش دارد (Buryakovsky et al, 2001; Afshar-Harb, 1979). این کمربند پی سنگ توران را از ایران مرکزی جدا می‌کند (Alavi et al, 1997). پس از بسته شدن پالتوتیس در ژوراسیک میانی (Alavi et al, 1997) و بازشدن نفوتتیس در طی ژوراسیک پیشین تا میانی (Buryakovsky et al, 2001)، حوضه کپه‌داغ تحت یک رژیم کششی و در طی ژوراسیک پیشین تا میانی تشکیل شده است (Garzanti and Gaetani, 2002). بیش از ۶۰۰۰ متر از سنگ‌های رسوبی در محدوده سنی ژوراسیک میانی تا میوسن در این حوضه نهشته شده اند (Afshar-Harb, 1979) که می‌توان به پنج سکانس اصلی پیشرونده-پسرونده اختصاص داد (Moussavi-Harami and Brenner, 1990). کربنات‌ها و سنگ‌های سیلیسی آواری ژوراسیک-سنوزوئیک به‌طور دگرشیب سنگ‌های پالتوزوئیک (پی سنگ) و تریاس را

می‌پوشانند (Moussavi-Harami and Brenner, 1990). حوضه کپه‌داغ دارای میدین گازی خانگیان و گنبدلی است که به ترتیب در سال‌های ۱۹۶۹ و ۱۹۶۹ کشف شده‌اند و به‌طور عمده از سازند مزدوران ژوراسیک بالایی تشکیل شده‌اند. سازند تیرگان به سن بارمین-آپتین از سنگ آهک-های ضخیم لایه تا توده‌ای الیتی و بیوکستی با میان لایه‌های ناچیزی از سنگ آهک‌های مارنی، مارن و شیل آهکی تشکیل شده است. با توجه به اینکه عمده مطالعات سازند تیرگان مربوط به بخش‌های شرقی حوضه رسوبی کپه‌داغ است (هاشمی، ۱۳۸۵؛ مرتضوی، ۱۳۸۶)، لذا در این تحقیق این سازند در غرب حوضه بررسی شده است. هدف از انجام این مطالعه، شناسایی و تفکیک رخساره‌های سنگی، تفسیر محیط رسوبگذاری سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه است.

منطقه مورد مطالعه

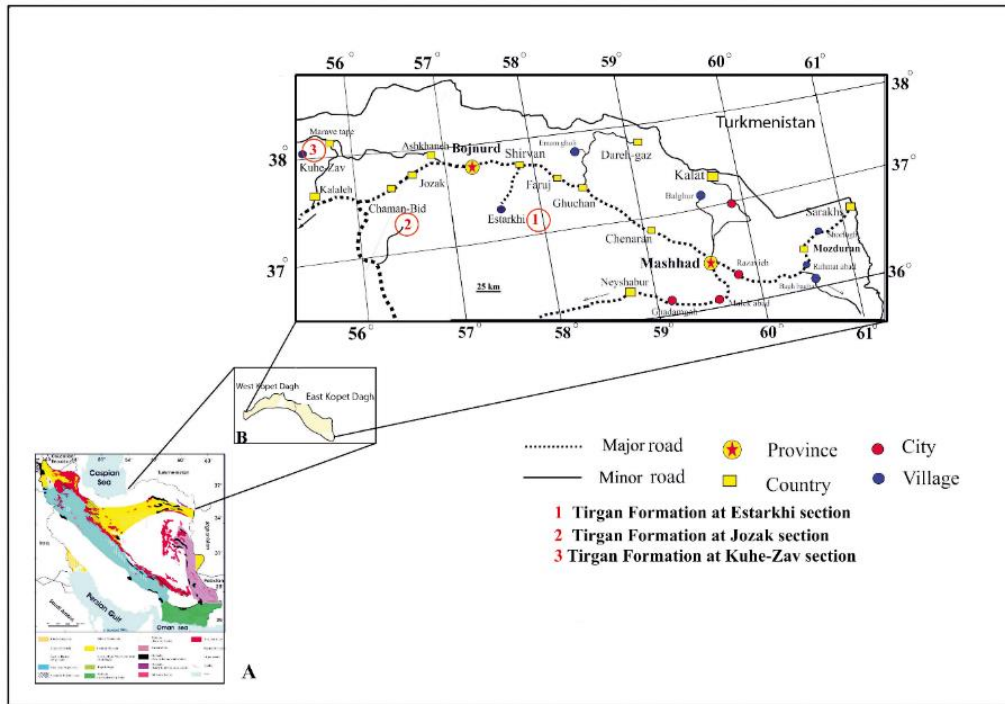
موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به

برش‌های مورد مطالعه

به منظور بررسی محیط رسوبی سازند تیرگان، سه برش چینه‌شناسی به شرح ذیل مورد برداشت و نمونه‌برداری قرار گرفت. برش اسطرخی به مختصات جغرافیایی ذکر شده در جدول ۱ در ۳۰ کیلومتری جنوب شیروان (روستای اسطرخی) قرار دارد. ضخامت سازند تیرگان در این برش ۱۲۹ متر بوده و سازند مورد مطالعه به صورت هم شیب و پیوسته در بالای سازند شوربچه و در زیر سازند سرچشمه قرار گرفته است. برش جوزک به مختصات جغرافیایی ذکر شده در جدول ۱ در ۴۰ کیلومتری باختری شهرستان بجنورد قرار گرفته است. ضخامت سازند تیرگان در برش مذکور ۳۶۲ متر بوده و به صورت هم‌شیب و پیوسته در روی سازند شوربچه و به صورت ناپیوستگی فرسایشی در

متر می‌باشد. لازم به ذکر است که سطح تماس فوقانی سازند مورد مطالعه در این برش به صورت پوشیده بوده و سطح تماس زیرین آن با سازند زرد به صورت هم شیب و پیوسته است (شکل ۱ و ۲).

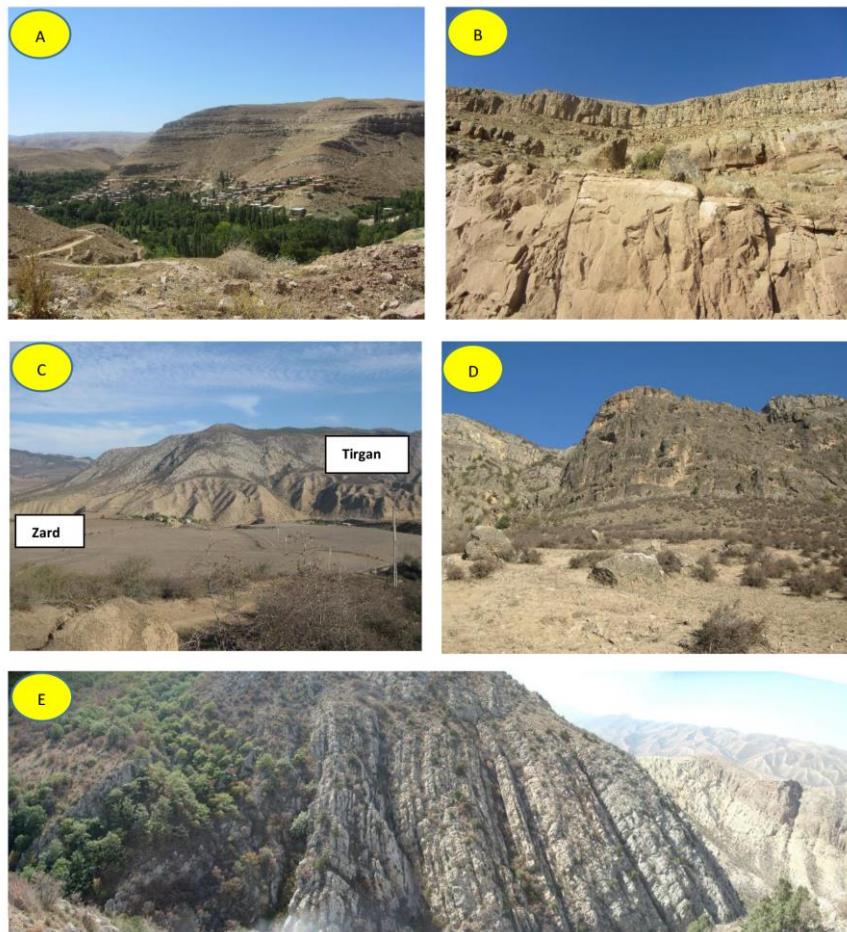
زیر سازند آبدراز قرار گرفته است. برش کوه زاو به مختصات جغرافیایی ذکر شده در جدول ۱ در روستای زاو و در نزدیکی گرگانرود از توابع بخش پیشکمر و در فاصله ۴۵ کیلومتری شهر کلاله واقع شده است. ضخامت سازند تیرگان در این برش ۶۳۹



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به برش‌های مورد مطالعه

جدول ۱: مختصات جغرافیایی سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه

مختصات جغرافیایی		برش مورد مطالعه
عرض شمالی	طول شرقی	
۳۷° ۱۱' ۲۹"	۵۷° ۵۱' ۳۱"	برش استرخی
۳۷° ۲۴' ۵۵/۸"	۵۶° ۴۲' ۲۵"	برش جوزک
۳۷° ۳۱' ۲۰"	۵۵° ۴۵' ۱۰/۶"	برش کوه زاو



شکل ۲: (A) نمای کلی سازند تیرگان در برش روستای اسطرخی، دید به سمت شمال غرب، (B) آهک‌های ضخیم لایه سازند تیرگان در برش روستای اسطرخی، دید به سمت شمال، (C) نمایش سطح تماس زیرین سازند تیرگان با سازند زرد در برش کوه زاو، غرب حوضه رسوبی کپه داغ، دید به سمت شمال، (D) نمای کلی سازند تیرگان در برش کوه زاو، غرب حوضه رسوبی کپه داغ، دید به سمت شمال غرب، (E) نمای کلی سازند تیرگان در برش جوزک، دید به سمت شمال شرق.

مواد و روش‌ها

این پژوهش در قالب سه برش سطحی با نمونه برداری سیستماتیک (Tucker and Wright, 1990) در فواصل ۲ متری و در مناطقی با تغییرات شدید لیتولوژی و رخساره‌ای با فواصل کمتر انجام گرفت. در مجموع تعداد ۵۲۴ نمونه سنگی برداشت شد. نمونه‌های سنگی جهت تهیه برش نازک به کارگاه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد انتقال داده و مقاطع نازک تهیه شد. مقاطع نازک پس از آماده‌سازی، توسط میکروسکوپ پلاریزان جهت

بررسی محیط رسوبی مورد مطالعه قرار گرفتند. رخساره رسوبی به روش فلوگل (Flugel, 2010) نامگذاری شد. مقاطع نازک کریناته پس از رنگ آمیزی توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم (Dickson, 1966) به روش دانهام (Dunham, 1962) نامگذاری شده‌اند. دسته‌بندی رخساره‌ها بر مبنای طبقه‌بندی ویلسون (Wilson, 1975)، کاروزی (Carozzi, 1989) و فلوگل (Flugel, 2010) انجام شده است. پتروفاسیس‌ها به روش فولک (Folk 1980) نامگذاری شدند.

بحث و نتایج

رخساره‌ها و کمربندهای رسوبی موجود در

برش‌های مورد مطالعه

مطالعه رخساره‌های میکروسکوپی به همراه مشاهدات صحرایی اطلاعاتی جهت مطالعه روند تکاملی محیط دیرینه و نوسانات سطح آب دریا ارائه می‌کند (Cadjenoic et al, 2008; Heldt et al, 2008). همچنین کمربندهای رخساره‌ای توسط ویژگی‌های سنگ‌شناسی اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و بافت مشخص شده و نشان دهنده شرایط حاکم بر محیط رسوبگذاری است (Betzler et al, 2006; Bachmann and Hirisch, 2006).

تغییرات جانبی و عمودی در کمربندهای رخساره‌ای به علت اختلاف در الگوهای محیطی، تاثیر فعالیت‌های تکتونیکی، ورود رسوبات آواری و تغییرات سطح آب دریا صورت می‌گیرد. بررسی مشاهدات صحرایی و همچنین تجزیه و تحلیل پتروگرافی و میکروسکوپی نهشته‌های برش‌های مورد مطالعه، منجر به شناسایی ۱۷ ریزرخساره کربناته مربوط به دریای باز، رخساره‌های سدی، لاگون، پهنه جزرومدی و ۲ پتروفاسیس شد که به ترتیب از سمت دریا به خشکی به شرح زیر می‌باشند:

مجموعه رخساره‌ای A: این مجموعه از ۴ ریزرخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

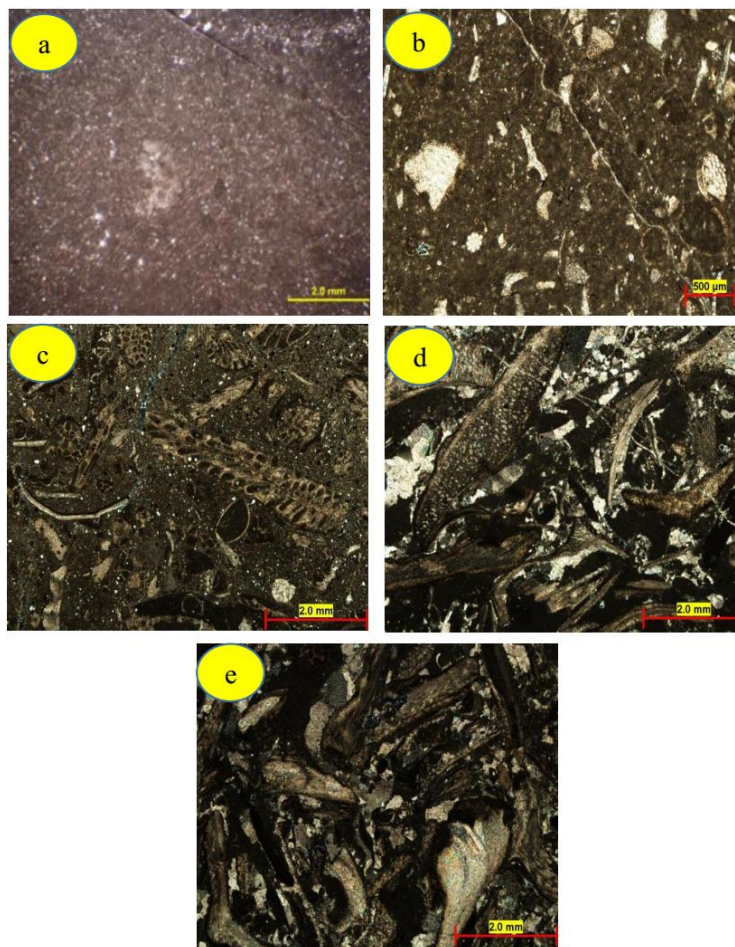
ریزرخساره A1 (مادستون): این ریزرخساره در صحرا به صورت نازک لایه و به‌طور عمده از میکریت تشکیل شده است. در این ریزرخساره خرده‌های اسکلتی دارای کمتر از ده درصد و به صورت پراکنده است که شامل اربیتولینها ۴-۲ درصد و اندازه ۰/۸ میلیمتر، پوسته‌های دوکفه‌ای ۲ درصد و با اندازه ۰/۵ تا ۱ میلیمتر و براکیوپود با فراوانی ۲ درصد با

اندازه تا حداکثر ۱ میلیمتر در این ریزرخساره وجود دارد (شکل ۳a).

ریزرخساره A2 (وکستون بایوکلاستی): این ریزرخساره در صحرا به صورت نازک تا متوسط لایه تشکیل شده است. در این ریزرخساره خرده‌های اسکلتی شامل اربیتولین‌ها دارای فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد با اندازه ۱/۵ تا ۱/۹، دو کفه‌ای‌ها با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۱ میلیمتر، براکیوپودها با فراوانی ۱۰ درصد و بزرگی ۰/۵ به همراه سایر خرده‌های اسکلتی از قبیل اکتینودرم و بریوزوئر با فراوانی مجموع ۴ درصد می‌باشند. اربیتولین‌ها دارای شکل کشیده و دیسکی هستند (شکل ۳b).

ریزرخساره A3 (پکستون - وکستون بایوکلاستی): ریزرخساره A3 در صحرا به صورت متوسط لایه دیده می‌شود. در این ریزرخساره مقادیر فراوان گل آهکی که ۲۵ تا ۵۰ درصد خرده اسکلتی در آن پراکنده است به چشم می‌خورد. عمده خرده‌های اسکلتی را اربیتولین‌های دیسکی شکل با فراوانی ۳۰ درصد و اندازه ۲ میلیمتر، دو کفه‌ای با فراوانی ۱۳ درصد و اندازه ۰/۷ میلیمتر و سایر آلوکم‌های اسکلتی (اکتیوید، براکیوپود) به فراوانی ۷ درصد می‌سازند. بافت این ریزرخساره از وکستون تا پکستون تغییر می‌کند (شکل ۳c, d).

ریزرخساره A4 (پکستون بایوکلاستی براکیوپود دار): این ریزرخساره در صحرا به صورت متوسط تا ضخیم لایه رخنمون دارد. آلوکم اصلی در این ریزرخساره براکیوپود با فراوانی ۳۰ درصد در اندازه ۱/۵ میلیمتر است که در زمینه‌ای میکرایتی در تماس با یکدیگر می‌باشند. خرده‌های اسکلتی دیگری از جمله اکتینوید، دوکفه‌ای، بریوزوئر و مقادیری فرامینیفر بنتیک در مجموع با فراوانی ۲۲ درصد در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلیمتر وجود دارند (شکل ۳e).



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی ریزرخساره‌های دریای باز: (a) مادستون، (b) وکستون بایوکلاستی، (c, d) پکستون-وکستون بایوکلاستی، (e) پکستون بایوکلاستی براکیوپوددار.

تفسیر رخساره A: در این مجموعه رخساره‌های آلوکم‌های مربوط به محیط دریایی باز به‌طور نسبتاً فراوان به چشم می‌خورند که این آلوکم‌ها عمدتاً از نوع براکیوپود، اکینودرم، اربیتولین، بریوزوئر و دوکفه‌ای می‌باشند. این موجودات عمدتاً حساس به شوری هستند و شرایط مساعد برای حفظ آنها یک محیط دریایی باز می‌باشد (Villson, 1975; Tucker and Wright, 1990; Abdel-Fattah et al, 2018; LI et al, 2018a, 2019; Valle et al, 2019). اکینودرم‌ها موجودات منحصراً دریایی هستند ولی بعضی از انواع متحرک گاهی به محدوده لاگون و خلیج دهانه‌ای در آب‌های لب‌شور دیده می‌شوند. ریزرخساره‌های دارای اکینودرم بیشتر مربوط به محیط دریایی باز می‌باشند (Dill

et al; 2007). براکیوپودها نیز موجودات دریایی بوده و در دو بستر نرم و سخت زندگی می‌کنند (Brandano et al, 2010; Slooman et al, 2016). با توجه به وجود مقادیر فراوان از موجودات استنوهالین نظیر بریوزوئر، اکینودرم و براکیوپود (Sequero et al, 2018; Guo et al, 2018)، این مجموعه رخساره‌ای در یک محیط با شوری نرمال مثل دریای باز تشکیل شده است. فرامینیفرهای بزرگ بنتیک مثل اربیتولین در این مجموعه رخساره‌ای دیده می‌شوند که از انواع دیسکی شکل و کاملاً کشیده می‌باشند. مورفولوژی اربیتولین‌ها (نسبت عرض به ارتفاع) به عمق محیط رسوبی مربوط می‌شود. نسبت بالای عرض به ارتفاع

دیگری نظیر براکیوپود و اکینودرم نیز در حدود ۷ تا ۱۰ درصد و به صورت خردشده در اندازه ۱/۵ تا ۱ میلیمتر در بین سایر اجزا دیده می‌شود. ۲ تا ۳ درصد جلبک سبز داسی کلاداسه آ در این ریزرخساره دیده می‌شود که بیشتر حالت خردشده دارند. فضای بین دانه‌ها توسط سیمان اسپاریتی اشغال شده است (شکل b۴).

ریزرخساره B3 (گرینستون ائیدی): این ریزرخساره در صحرا به صورت متوسط تا ضخیم لایه رخنمون دارد و دارای لامیناسیون مورب است. آلوکم اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره ائیدها می‌باشند. ائیدها در اندازه بین ۰/۵ تا ۱/۷ میلیمتر بوده و ۴۵ درصد این ریزرخساره را به خود اختصاص داده است. فابریک ائیدها به صورت شعاعی، مماسی و یا ترکیبی از هر دو می‌باشد، ولی فراوانی بیشتر مربوط به ائیدهای با فابریک مماسی است. هسته ائیدها از دانه‌های مختلفی تشکیل شده است که مهم‌ترین آنها پلوئیدها و فرامینیفراهای کوچک بنتیک نظیر میلیولید هستند. ائیدها اکثرا یک هسته دارند و ائید با هسته مرکب به ندرت در نمونه‌ها دیده می‌شود. علاوه بر این، اینتراکست با فراوانی ۱۶ درصد و اندازه ۱ تا ۲ میلیمتر و همچنین فرامینیفراهای بنتیک نظیر اربیتولین با فراوانی ۶ درصد و اندازه ۱ تا ۱/۷۵ میلیمتر در این ریزرخساره یافت می‌شوند. خرده‌های براکیوپود در اندازه ۰/۵ تا ۰/۹ میلیمتر و فراوانی ۹ درصد از دیگر اجزاء اسکلتی موجود در این ریزرخساره است. فضای بین دانه را کلسیت اسپاری متوسط بلور پر کرده است (شکل c۴).

رخساره B4 (باندستون): این ریزرخساره در صحرا به صورت متوسط تا ضخیم لایه رخنمون دارد. اجزاء اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره مرجان شاخه-ای و مرجان تجمعی (۵۰ درصد) است که به صورت محلی بین سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه تیره رنگ شناسایی شده است و همچنین به صورت

(اربیتولین‌های صفحه‌ای یا دیسکی) مربوط به محیط‌های با عمق بیشتر و اشکال مخروطی (نسبت پایین عرض به ارتفاع) مربوط به محیط‌های با عمق کمتر می‌باشد (Sequero et al, 2018; Guo et al, 2018). از آنجا که اربیتولین‌های موجود در این مجموعه رخساره‌ای از نوع دیسکی شکل هستند، تشکیل این مجموعه رخساره در یک محیط دریای باز رخ داده است.

مجموعه رخساره‌ای B: این مجموعه از ۵ ریزرخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

رخساره B1 (گرینستون بایوکلاستی): این ریزرخساره در صحرا به صورت متوسط تا ضخیم لایه رخنمون دارد. در این ریزرخساره انواع دانه‌های اسکلتی وجود دارند که توسط سیمان کلسیت اسپاری به هم متصل شده‌اند. عمده اجزا را خرده‌های براکیوپود، دوکفه‌ای و اکینودرم تشکیل می‌دهند. علاوه بر این دانه‌های غیراسکلتی نظیر ائید و اینتراکست در این ریزرخساره وجود دارند. اجزای اصلی در این ریزرخساره خرده‌های براکیوپود در اندازه ۱ تا ۲ میلیمتر با فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد فراوانی، دو کفه‌ای در اندازه ۰/۸ تا ۱ میلیمتر با فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد، اکینودرم در اندازه ۰/۵ تا ۰/۷ میلیمتر با فراوانی ۷ تا ۱۲ درصد و اربیتولین-های صفحه‌ای شکل تا اندازه ۲ میلیمتر با فراوانی حدود ۱۰ درصد را تشکیل می‌دهد. همچنین در این ریزرخساره آلوکم‌های غیر اسکلتی همچون ائیدها با فابریک مماسی در اندازه ۰/۴ تا ۰/۸ با فراوانی ۱۰ درصد به همراه اینتراکلاست‌ها با اندازه ۲ میلیمتر و فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد دیده می‌شود (شکل a۴).

ریزرخساره B2 (گرینستون پلوئیدی): این ریزرخساره در صحرا به صورت ضخیم لایه رخنمون دارد و دارای پلوئید به اندازه ۰/۳ تا ۰/۶ میلیمتر با فراوانی ۳۵ تا ۴۵ درصد است. خرده‌های اسکلتی

مجموعه رخساره‌ای در سمت رو به دریای باز محیط سدی نهشته شده است (Tesch et al, 2018; Sequero et al, 2019). یکی از خصوصیات این مجموعه رخساره تشکیل طبقه‌بندی مورب در ریزرخساره‌های ائیددار آن است. ریزرخساره‌های ائیددار با طبقه‌بندی مورب نشان دهنده تشکیل آنها در آب‌های گرم، کم عمق، آشفته، اشباع یا فوق اشباع نسبت به کربنات کلسیم است. ائیدها و سایر بیوکلست‌های در ارتباط با ساختمان‌های رسوبی مانند طبقه‌بندی مورب، در سدهای با انرژی بالای جزرومد تشکیل می‌شوند (Tomassetti et al, 2018). این شرایط در محیط‌های امروزی نظیر خلیج فارس و باهاما وجود دارد (Tomassetti et al, 2018) و نشان دهنده محیط‌های پر انرژی سد می‌باشد. فقدان گل آهکی، فراوانی ائیدهای مماسی و نیز لامیناسیون موازی و مورب، رسوبگذاری یک محیط پرانرژی و کم عمق نظیر پشته را نشان می‌دهد (Tomassetti et al, 2018; Tesch et al, 2018). حضور موجودات استنوهالین نظیر اکتینودرم، بریوزوئر، براکیوپود و دوکفه‌ای در محیط سد به سمت دریا نشان دهنده تشکیل آنها در محیط‌های با انرژی بالاست که توسط جریان‌ات جزرومدی به این محیط وارد شده اند (Tomassetti et al, 2018). در ریزرخساره B1 عدم وجود گل آهکی و نیز وجود زمینه‌ای که به‌طور کامل از سیمان تشکیل شده و همچنین اندازه دانه‌های تشکیل دهنده آن بیانگر بالا بودن میزان انرژی در زمان تشکیل این ریزرخساره بوده که می‌توان محیط تشکیل آن را به عنوان یک محیط سدی یا پشته‌ای تفسیر کرد (Tomassetti et al, 2018; Tesch et al, 2018). از طرفی فراوانی موجودات استنوهالین در این ریز رخساره می‌تواند موید تشکیل آن در قسمت‌های رو به دریای سد یا پشته باشد. ریزرخساره B3 که آلوکم اصلی آن را ائید

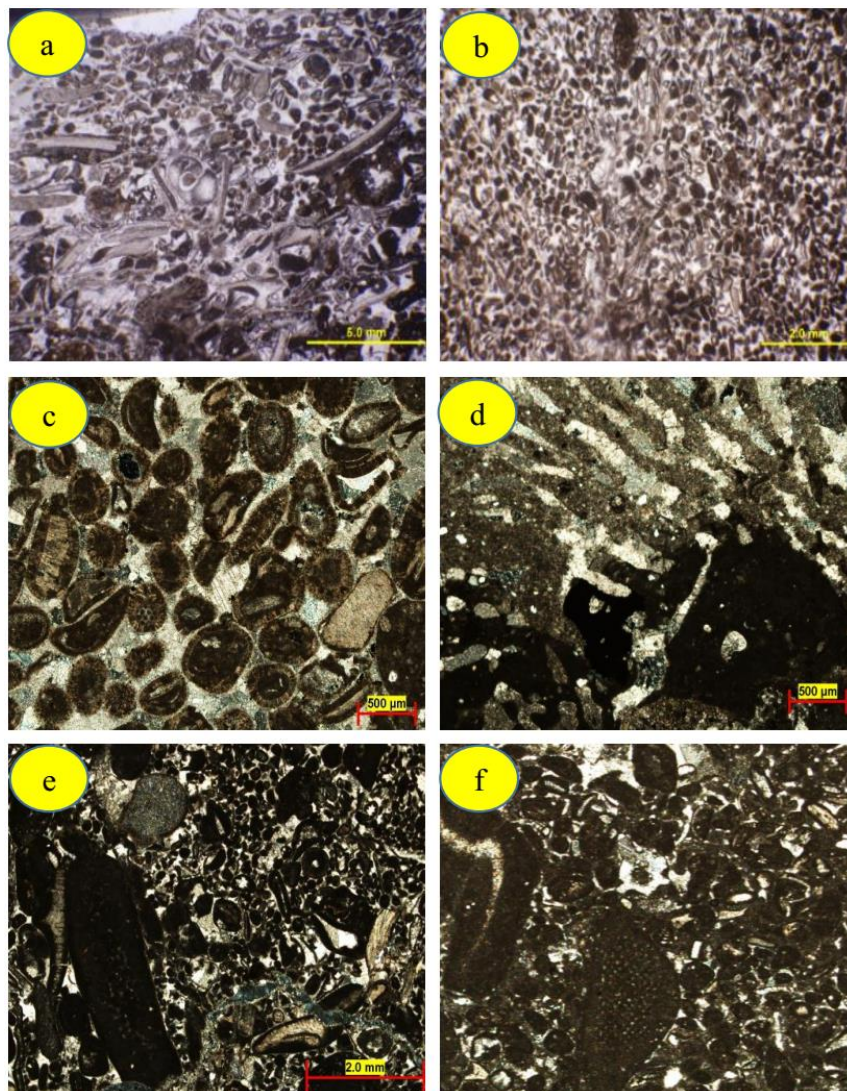
تکه‌های ریفی دیده می‌شوند. کرینوئید، براکیوپود، دوکفه‌ای، بریوزوئر و مقادیر کمتر از فرامینیفر هزای بنتیک (۱۰ درصد) از فونای همراه این ریزرخساره هستند. مقادیر اندک ماسه کوارتزی (۱ درصد) در اندازه خیلی ریز نیز در این ریزرخساره وجود دارد. اجزا اسکلتی دارای جورشدگی و گردشگی خوب تا متوسط است. زمینه این ریزرخساره از سیمان آهکی و مقادیر کمتر گل آهکی تشکیل شده است. مرجان‌ها به صورت انفرادی و کلنی دیده می‌شوند. فضای بین حجرات مرجان‌ها توسط کلسیت و به میزان کمتر گل آهکی به همراه بایوکلاست‌های گاستروپود و اکتینوئید پر شده است (شکل d۴).

ریزرخساره B5 (گرینستون پلوییدی اربیتولین دار): این ریزرخساره در صحرا به صورت ضخیم لایه رخنمون دارد و دارای پلوئید به اندازه ۰/۳ تا ۰/۵ میلیمتر با فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد است. اربیتولین نیز در حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد و در اندازه ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر در این ریزرخساره دیده می‌شود. خرده های اسکلتی دیگری نظیر براکیوپود و اکتینودرم نیز در حدود ۵ تا ۱۱ درصد در اندازه ۱ تا ۲ میلیمتر در بین سایر اجزا دیده می‌شود. فضای بین دانه‌ها توسط سیمان اسپاریتی اشغال شده است (شکل e, f۴).

تفسیر مجموعه رخساره B: از خصوصیات اصلی این مجموعه رخساره‌ای نبود ماتریکس گل آهکی است. حضور گرینستون‌ها نشان دهنده حضور محیط‌های پر انرژی مانند پشته‌ها می‌باشد. در برخی ریزرخساره‌ها حضور مقادیر فراوان ائید نشان دهنده رسوبگذاری تحت شرایط کم عمق و پر انرژی همانند پشته‌ها و سدها است (Ahmad and bhat, 2006; Flugle, 2010; Khila et al, 2018; Tomassetti et al, 2018). وجود فسیل‌های مربوط به بخش‌های بالای منطقه نفوذ نور به همراه موقعیت این مجموعه رخساره‌ای، بر روی رخساره‌های دریای باز، می‌توان نتیجه گرفت که این

سطح نسبتاً بالا و فشارهای جانبی حاصل از برخورد آب متلاطم، با پیکره مرجان است. مرجان‌هایی با این ساختار درونی در محیطی با انرژی متوسط تا نسبتاً بالا قادر به زیست بوده‌اند. این محیط به لحاظ دارا بودن اکسیژن کافی، جریان‌های تغذیه‌ای، شوری مناسب و نور فراوان، شرایط زیستی به دلیل وجود ساخت‌های رسوبی نظیر لایه‌بندی مورب مربوط به محیط سدی می‌باشد (Tesch et al, 2018; Sequero et al, 2019).

تشکیل می‌دهد مربوط به یک محیط سدی پراثری می‌باشد. ریزرخساره B2 نیز عدم وجود گل آهکی و زمینه کاملاً سیمانی از ویژگی‌های کاملاً بارز می‌باشد که نشان دهنده تشکیل در یک محیط با انرژی بالاست (Tesch et al, 2018; Sequero et al, 2019). ریزرخساره B4 که آلوکم اصلی آن را مرجان تشکیل می‌دهد به دلیل وجود دیس اپیمنت ضخیم، اندازه متوسط تا بزرگ مرجان‌ها یک ساختار تطابقی برای مواجهه با جریان‌های آشفته با



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی ریزرخساره های سدی: (a) گرینستون بایوکلستی، (b) گرینستون پلوییدی، (c) گرینستون الییدی، (d) باندستون، (e) گرینستون پلوییدی بایوکلست دار.

مجموعه رخساره ای C: این مجموعه از ۶ ریزرخساره به شرح زیر تشکیل شده است.

ریزرخساره C1 (پکستون- وکستون ائیدی): این ریزرخساره در صحرا به صورت متوسط تا ضخیم لایه رخنمون دارد. مهم‌ترین خصوصیت این ریزرخساره وجود ائید با فراوانی ۱۵ تا ۴۵ درصد و اندازه ۱/۵ میلی‌متر می‌باشد. فابریک ائیدها در این رخساره بیشتر از نوع شعاعی است. سایر اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره عبارتند از جلبک-های سبز آهکی با فراوانی ۱۲ درصد و اندازه ۰/۲ تا ۰/۸ میلی‌متر، گاستروپود با فراوانی ۷ درصد و اندازه ۰/۶ میلی‌متر و میلیولید در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر با فراوانی ۳ درصد می‌باشد (شکل a۵، b).

ریزرخساره C2 (وکستون بایوکلاستی): این ریزرخساره در صحرا به صورت متوسط لایه رخنمون دارد. در این ریزرخساره اربیتولین فراوان-ترین آلوکم بوده و ۷ تا ۱۰ درصد نمونه را تشکیل می‌دهد. اربیتولین‌ها بیشتر از انواع مخروطی و در اندازه حدود ۲/۵ تا ۳ میلی‌متر هستند. از دیگر اجزا موجود در این ریزرخساره می‌توان به میلیولید با فراوانی ۴ تا ۶ درصد و با اندازه ۰/۴ تا ۰/۹ میلی‌متر، جلبک‌های سبز با فراوانی ۳ تا ۵ درصد در اندازه ۰/۷۵ تا ۱ میلی‌متر و همچنین خرده‌های دو کفه‌ای در حدود ۲ درصد و در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر اشاره کرد. اینتراکلیست نیز با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۱/۲۵ تا ۱/۷۵ میلی‌متر در این ریزرخساره دیده می‌شود. فضای بین آلوکم‌ها توسط گل آهکی پر شده است (شکل c۵).

ریزرخساره C3 (پکستون- وکستون بایوکلاستی): این ریزرخساره در صحرا به صورت ضخیم لایه رخنمون دارد. در این ریزرخساره غالباً قطعات شکسته شده فرامینیفرهای بنتیک به اندازه ۰/۵ میلی‌متر و فراوانی ۲۲ درصد، جلبک‌های سبز به اندازه ۰/۷ میلی‌متر و فراوانی ۱۰ درصد، مقادیری

پلوئید و ائید به فراوانی ۵ درصد نیز قابل رویت است. همچنین قطعات شکسته شده دو کفه‌ای و گاستروپود با فراوانی مجموع ۱۰ درصد و اندازه ۰/۸ میلی‌متر نیز قابل مشاهده است (شکل e۵، d). ریزرخساره C4 (مادستون): این ریزرخساره که در صحرا به صورت نازک لایه رخنمون دارد به‌طور عمده از گل آهکی حاوی دوکفه‌ای و فرامینیفر بنتیک تشکیل شده است (شکل f۵). این ریزرخساره فاقد و یا دارای کمتر از ۱۰ درصد آلوکم است.

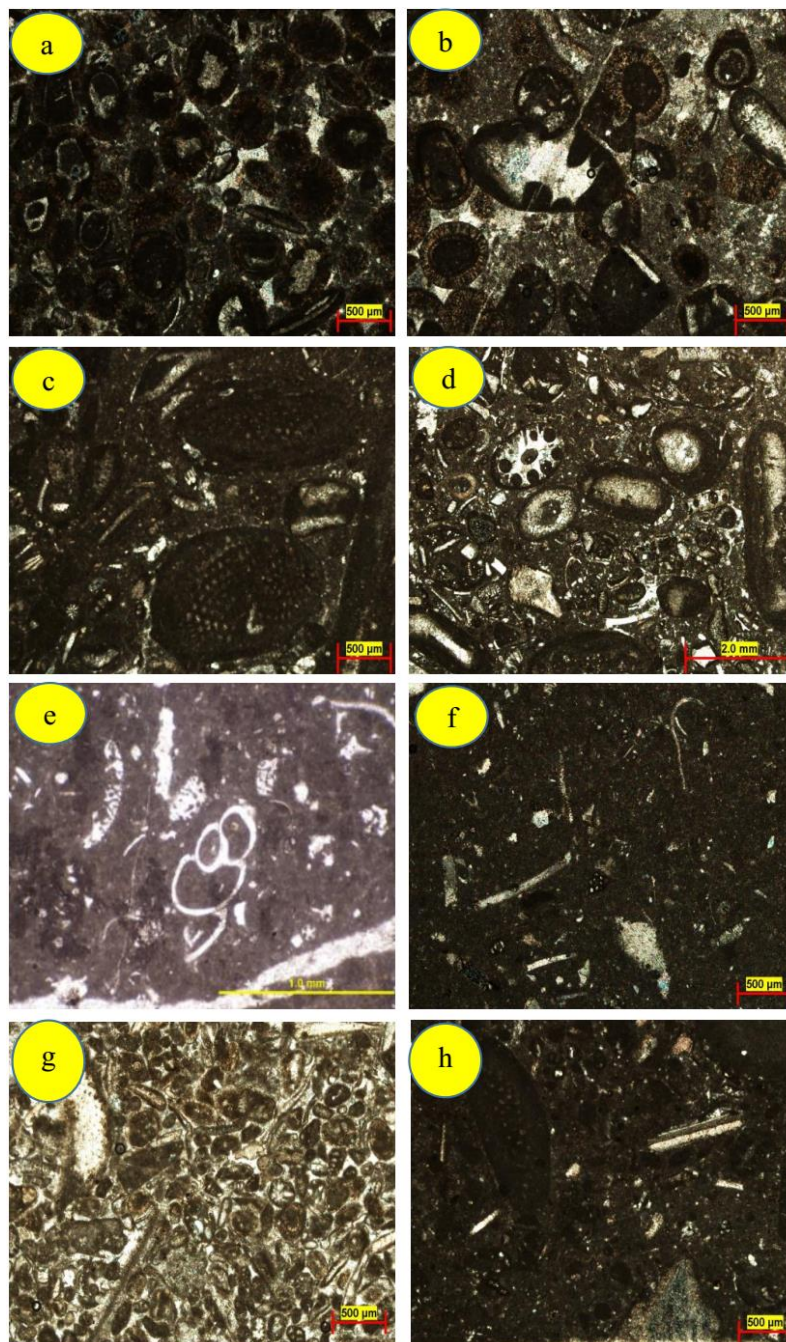
ریزرخساره C5 (پکستون پلوئیدی): این ریزرخساره که در صحرا به صورت ضخیم لایه رخنمون دارد. مهم‌ترین اجزای این ریز رخساره پلوئید است. پلوئیدها دارای فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد در اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر می‌باشد. اجزای اسکلتی این ریزرخساره شامل گاستروپود، دوکفه‌ای، جلبک سبز و فرامینیفر بنتیک به عنوان اجزای فرعی (۶ تا ۱۴ درصد) می‌باشند. آلوکم‌ها در زمینه‌ای میکرایتی و در تماس با یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل g۵).

ریزرخساره C6 (وکستون اربیتولین دار): این ریزرخساره در صحرا به صورت متوسط لایه رخنمون دارد. در این ریزرخساره اربیتولین فراوان-ترین آلوکم بوده و ۱۰ تا ۱۵ درصد نمونه را تشکیل می‌دهد. اربیتولین‌ها بیشتر از انواع مخروطی و در اندازه حدود ۲ تا ۲/۵ میلی‌متر هستند. سایر اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره عبارتند از جلبک-های سبز آهکی با فراوانی ۴ درصد و اندازه ۰/۲ تا ۰/۸ میلی‌متر و گاستروپود با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۶ میلی‌متر می‌باشد (شکل h۵).

تفسیر مجموعه رخساره C: زمینه گل آهکی در مجموعه رخساره‌ای C که در بعضی ریزرخساره‌ها نئومورف شده است، نشان دهنده شرایط کم انرژی محیط تشکیل آنها می‌باشد. پراکندگی فرامینفرهای بنتیک در محیط‌های عهد حاضر

عمق تر و محدودتر شدن محیط با شرایط انرژی کم در محیط‌های لاگونی است. تنوع جانوری کم در محیط‌های لاگون منعکس کننده رسوبگذاری تحت شرایط شوری بالا و چرخش محدود آب و ارتباط کم با محیط‌های دریایی است. در این مجموعه رخساره‌ای علاوه بر موجودات مناطق چرخش آب محدود، فسیل‌های دریایی باز مانند بریوزوئر، براکیوپود و اکینودرم دیده می‌شود که گاهی فراوانی آن‌ها به ۵ تا ۱۰ درصد نیز می‌رسد. به‌طور کلی محیط لاگون با تنوع پایین موجودات استنوهالین مشخص می‌شود (Ahmad and bhat, 2006; Badenas and Aurell, 2010; LI et al, 2019; Valle et al, 2019) و حضور این فسیل‌ها در محیط‌های لاگون احتمالاً بر اثر حمل و نقل توسط فعالیت‌های طوفانی می‌باشد (Tucker, 2001). همراهی بیوکلست‌های دریایی و فسیل‌های لاگونی با اینتراکلست‌ها، رسوبگذاری در محیط‌های لاگون و در انتهای حاشیه پلت فورم را نشان می‌دهد. از طرفی فراوانی اربیتولین‌های مخروطی به عنوان یک فرامینیر بنتیک که در محیط‌های کم عمق و کم انرژی با چرخش پایین آب حضور دارند نشان دهنده تشکیل ریزرخساره C6 در یک محیط لاگونی است. همچنین با وجود اینتراکلاست‌های حاوی ائید و پلوئید می‌توان این ریزرخساره را به قسمت‌های نزدیک به سد لاگون نسبت داد.

توسط عوامل مختلفی نظیر درجه حرارت، درجه شوری، آشفته‌گی آب، نفوذ نور، نرخ رسوبگذاری مواد غذایی بستر و عمق آب کنترل می‌شود (Dill et al, 2007). این فرامینیرها در محیط‌های کم عمق و کم انرژی نظیر لاگون، پشت ریف و محیط‌های ساحلی کم عمق و نیز پائین‌تر از عمق خط اثر امواج طوفانی زیست می‌کنند (Tomassetti et al, 2018; Tesch et al, 2018; Sequero et al, 2019). وجود فرامینیرهایی از قبیل میلیولیده که از موجودات تپییک محیط‌های کم عمق و محصور دریایی با انرژی پائین‌اند، نشان دهنده تشکیل این مجموعه رخساره‌ای در شرایط کم عمق و کم انرژی در محیط لاگون است (Badenas and Aurell, 2010; LI et al, 2018a, 2019; Valle et al, 2019). همچنین حضور جلبک‌های سبز نیز تشکیل این مجموعه رخساره را در محیط لاگونی تایید می‌نماید (Bachmann and Hirsch, 2006). حضور گاستروپودها نیز در این مجموعه رخساره، خود نشان دهنده شرایط چرخش محدود آب دریا می‌باشند. در این مجموعه رخساره علاوه بر خرده‌های اسکلتی آلوکم‌هایی نظیر پلوئید نیز دیده می‌شود که تقریباً دارای جورشدگی خوبی هستند. پلوئیدها مؤید آب‌های کم انرژی، گرم و فوق اشباع از کربنات کلسیم با چرخش محدود می‌باشد (Badenas and Aurell, 2010; LI et al, 2018a, 2019; Valle et al, 2019). فراوانی بالای پلوئیدها حاکی از کم



شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی ریزرخساره‌های لاگون: (a, b) و کستون-پکستون اییدی، (c) و کستون بایوکلاستی، (d, e) و کستون-پکستون بایوکلاستی، (f) مادستون، (g) پکستون پلویدی، (h) و کستون اریتولین دار.

که در نتیجه از دست دادن آب و یا بر اثر فعالیت های حفرکننده کرم‌ها و حشرات ایجاد شده‌اند به خوبی در این ریزرخساره گسترش پیدا کرده است. برخی از این حفرات توسط بلورهای درشت کلسیت اسپاری پر شده‌اند. بلورهای شکل‌دار و منفرد

مجموعه رخساره ای D: این مجموعه شامل ۵ ریز رخساره به شرح زیر می‌باشد:
ریزرخساره D1 (مادستون): این ریزرخساره تماما از گل آهکی تشکیل شده و هیچگونه اجزا اسکلتی یا غیراسکلتی در آن دیده نمی‌شود. فابریک فنسترال

حفره‌ای، غالب بودن گل آهکی در ریزرخساره‌های این مجموعه بیانگر خارج شدن گروه رخساره‌ای پهنه‌های جزرومدی از آب و حاکم شدن شرایط محیطی اینترتایدال بالایی تا سوپراتایدال است.

پتروفاسیس‌ها

لازم به ذکر است که این پتروفاسیس‌ها تنها در داخل برش اسطرخی مورد شناسایی قرار گرفت. کوارتزآرنایت: فراوان‌ترین پتروفاسیس موجود در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه پتروفاسیس کوارتز آرنایت است. اندازه دانه‌ها در این رخساره سنگی بین ۰/۱۲۵ تا ۰/۵ میلی‌متر در تغییر بوده و عمدتاً دارای جور شدگی خوب و نیمه گرد شده تا گرد شده است. بنابراین از لحاظ ضریب بلوغ بافتی در محدوده فوق بالغ تا بالغ قرار می‌گیرند. کوارتز تک بلورین با خاموشی عمدتاً مستقیم تا موجی فراوان-ترین دانه در این پتروفاسیس است. در اکثر نمونه‌ها فراوانی این ذرات بیش از ۹۷ درصد از کل دانه‌ها است که با انواع مرزهای مماسی، محدب - مقعر و مضرس در کنار یکدیگر قرار دارند. کوارتزهای چند بلوری نیز به میزان بسیار جزئی (کمتر از ۱ درصد) در این پتروفاسیس شناسایی شده است. این ماسه سنگ‌ها حاوی سیمان‌های مختلف سیلیسی و کربناته هستند. دانه‌های کوارتز اغلب به صورت منوکرستالین و دارای خاموشی مستقیم تا موجی و دارای ادخال‌هایی (Inclusion) از تورمالین هستند (شکل ۶c).

Fine to medium grain, super mature to mature, carbonate and silica cement, tourmaline quartzarenite.

ساب آرکوز: دانه‌های کوارتز اکثراً منوکرستالین بوده که دارای خاموشی مستقیم تا موجی هستند. فراوانی این کانی بین ۶۵ تا ۹۰ درصد در تغییر است. فلدسپات‌ها اکثراً شامل میکروکلین، پرتیت، آلپیت و ارتوکلاز هستند که درصد فلدسپات‌های پتاسیم‌دار بسیار بالاتر از پلاژیوکلاز است.

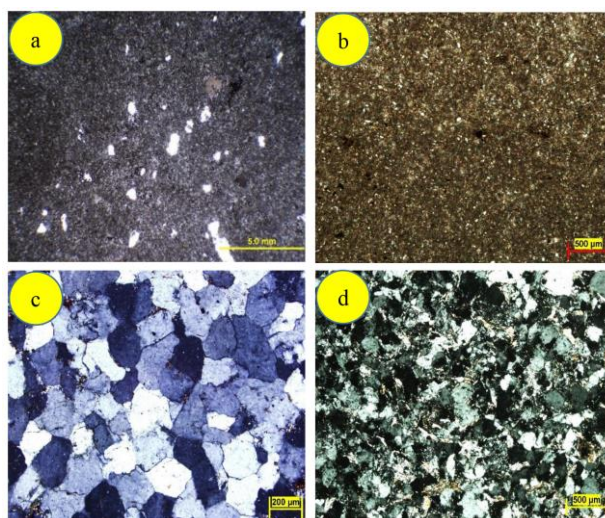
دولومیت با فراوانی ۱۰ تا ۱۳ درصد در اندازه‌های ریز تا متوسط به همراه کانی‌های تبخیری به‌طور پراکنده در این ریز رخساره دیده می‌شود (شکل ۶a).

ریزرخساره D2 (دولومادستون ماسه‌ای): این ریزرخساره در صحرا به صورت تناوبی از لایه‌بندی نازک تا متوسط رخمون دارد که بیشتر در قسمت‌های پایین برش‌ها دیده می‌شوند. این ریزرخساره حاوی دولومیت‌های ریزبلور، هم اندازه و شکل‌دار در اندازه ۲۰ تا ۵۰ میکرون است. حفرات چشم پرنده‌ای نیز فراوان دیده می‌شود. همچنین این ریزرخساره حاوی ۱۰ تا ۱۲ درصد کوارتز در اندازه ماسه ریز تا متوسط با جورشدگی ضعیف است که بیشتر زاویه‌دار هستند (شکل ۶b).

تفسیر مجموعه رخساره D: در این مجموعه رخساره‌ای گل آهکی به فراوانی یافت شده و ذرات آواری در حد ماسه‌ریز و سیلت به چشم می‌خورد. در این مجموعه رخساره‌ای رسوبگذاری رخساره-های گلی به همراه قطعات اسکلتی و غیر اسکلتی دانه‌ریز صورت گرفته که نشان دهنده محیط‌های با انرژی پایین و آب‌های آرام می‌باشد. حضور رخساره دولومادستون در این مجموعه رخساره می‌تواند نشان دهنده تشکیل در یک محیط کم عمق که در آن شرایط تبخیر حکم فرماست، باشد. کمبود یا نبود فسیل در این مجموعه رخساره‌ای نشان دهنده عدم شرایط زیست مناسب و چرخش محدود آب است (Alsharhan and Kendall, 2003). گل آهکی مخلوط با ذرات آواری فراوان مجموعه فونای پایین و ارتباط نزدیک با میان لایه‌های آواری نزدیک ساحل، نشان دهنده تشکیل گل آهکی در یک موقعیت شلف دریایی کم عمق (بالای جزرومدی) در طی پایین آمدن سطح دریا می‌باشند. شواهدی از قبیل گسترش دولومیت‌های ریزبلور، فقدان دانه و فابریک چشم پرنده‌ای و

۱۰ درصد از کل سنگ نیز می‌رسد. از کانی‌های فرعی دیگر می‌توان به زیرکان، آپاتیت و ندرتا تورمالین اشاره کرد. اندازه دانه‌ها در این رخساره سنگی بین ۰/۱۲۵ تا ۰/۱ میلی‌متر در تغییر بوده و عمدتاً دارای جور شدگی بد و زاویه‌دار تا نیمه گرد شده است. سیمان در این ماسه سنگ‌ها اکثراً دولومیتی - هماتیستی است. ماسه سنگ‌ها در این پتروفاسیس از نظر مجوریتی بافتی اغلب ساب مجور هستند (شکل ۶d).

فلدسپات‌ها به دو صورت تازه و دگرسان شده یافت می‌شوند که در مواردی کاملاً از بین رفته و به زمینه رسی تبدیل شده‌اند. به‌طور کلی این ذرات فراوانی بین ۵ تا ۲۵ درصد را شامل شده که به‌طور متوسط در حدود ۱۲ درصد می‌باشند. فراوانی خرده سنگ‌ها در این پتروفاسیس حداکثر به ۷ درصد بالغ شده که به‌طور میانگین ۴ درصد می‌رسد. اکسید آهن (هماتیت آواری) مهم‌ترین کانی فرعی در این پتروفاسیس به شمار می‌رود که گاهی مقادیر آن به



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های پهنه جزرومد: (a) مادستون، (b) دولومادستون ماسه‌ای وکستون، (c) کوارتزنایت، (d) ساب ارکوز.

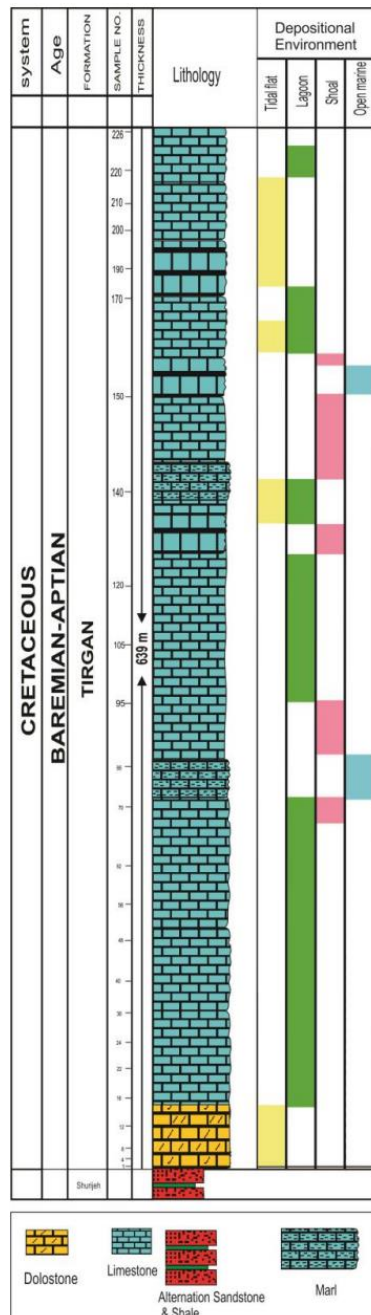
آزمایشگاهی و ریزرخساره‌های شناسایی شده و همچنین با مقایسه تغییرات عمودی و جانبی ریزرخساره‌های مختلف در توالی مطالعه شده مدل رسوبی نهشته‌های نواحی مورد مطالعه ارائه شده است. لذا با توجه به شواهد موجود، اعم از عدم حضور ریزرخساره‌های مربوط به شکستگی در شیب حوضه و همچنین تبدیل تدریجی ریزرخساره‌ها به همدیگر و وجود ریزرخساره‌های آب‌های کم‌عمق می‌توان محیط رسوبگذاری رسوبات کربناته سازند تیرگان را در ناحیه مورد مطالعه به فرم یک پلاتفرم از نوع رمپ از نوع هوموکلین (شکل ۱۰) در نظر گرفت (Tucker and Wright, 1990; Flugel,)

مدل رسوبی سازند تیرگان

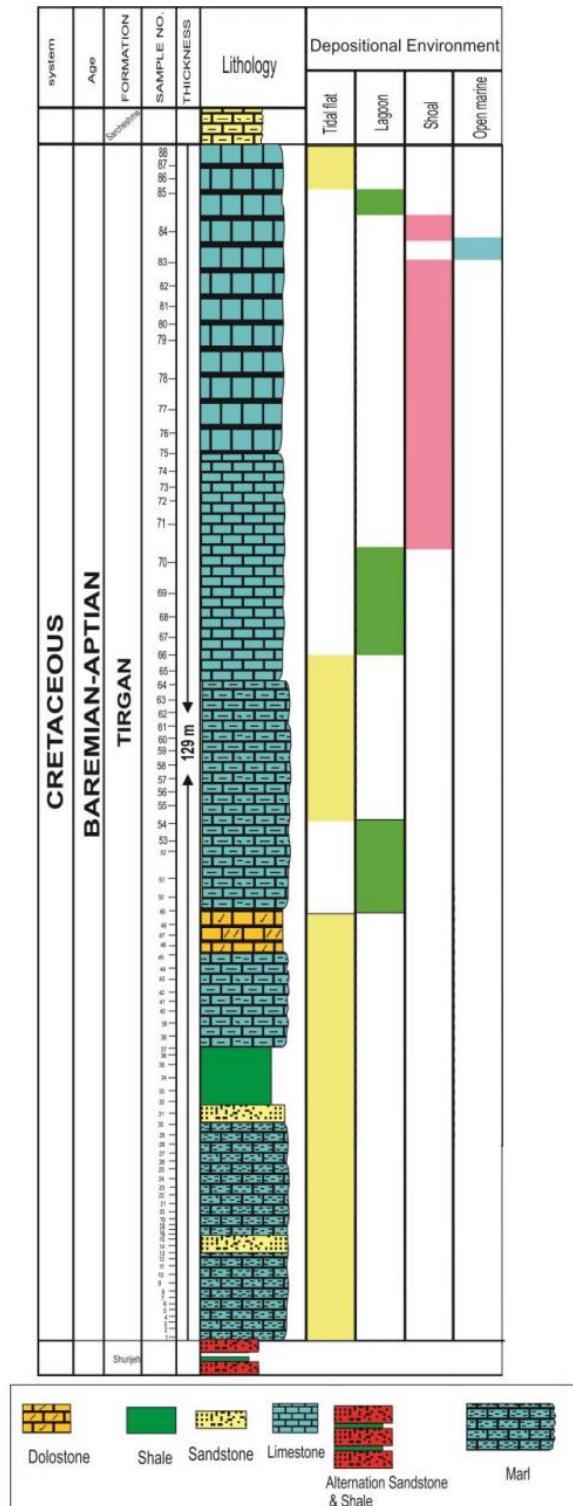
اصولاً با توجه به مقایسه محیط‌های عهد حاضر و قدیمه (Flugle, 1982) و با استفاده از قانون تطابق رخساره‌ها (Walter, 1983) و نیز مدل‌های مختلف رسوبی که توسط افراد مختلفی از جمله آروین (Irwin, 1965)، ویلسون (Wilson, 1975)، فلوگل (Flugle, 1982)، رید (Read, 1985)، کاروزی (Carozzi, 1989)، تاکر و وایت (Tucker and Wright, 1990)، و اینسل (Einsele, 2000)، ارائه شده می‌توان رسوبات ناحیه مورد مطالعه را تعبیر و تفسیر نموده و مدل رسوبی آن را پیشنهاد نمود. در این بخش با توجه به مطالعات صحرائی و

(مانند برش اسطرخی) گسترش دارند و به سمت غرب ناحیه، به تدریج حذف شده و به آهک‌های نسبتاً عمیق و رخساره‌های دریای باز تغییر رخساره می‌دهند (مانند برش‌های جوزک و زاو) (شکل ۷، ۹، ۱۰).

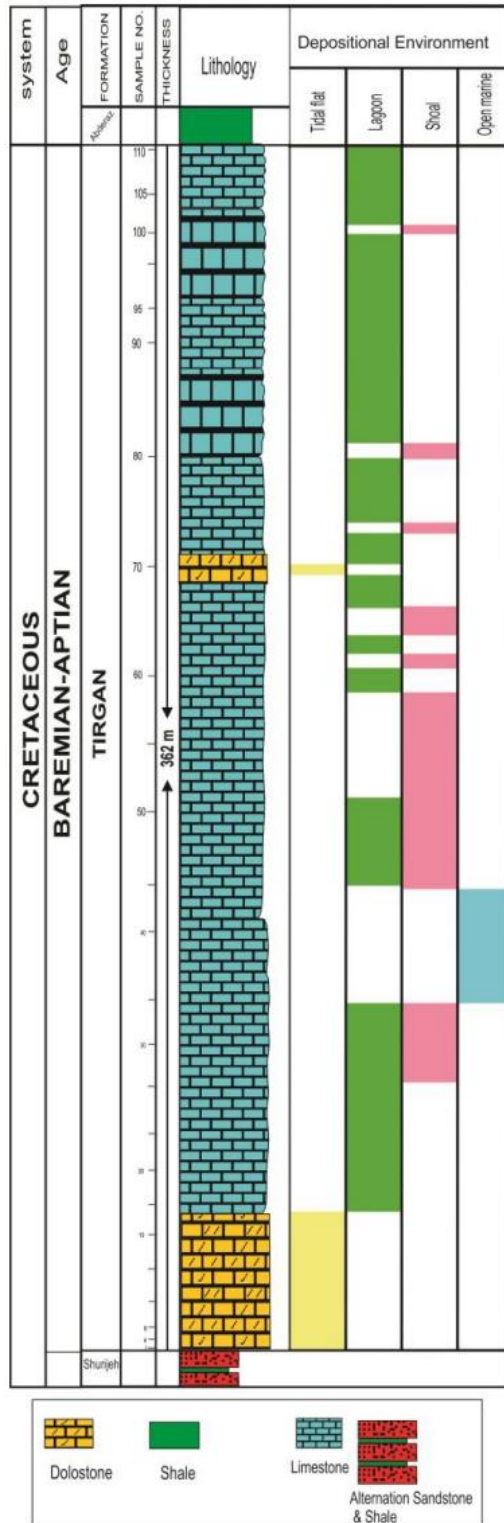
(2010; Einsele, 2000). این نوع رمپ شامل ریزرخساره‌های پهنه جزر و مدی، لاگونی، سدی و دریای باز می‌باشد. در این مدل رسوبی، در بخش‌های ساحلی، رخساره‌های آواری با منشاء قاره‌ای شامل کوارتزآرنایت و ساب آرکوز دیده می‌شود که عمدتاً در بخش‌های شرقی ناحیه مورد مطالعه



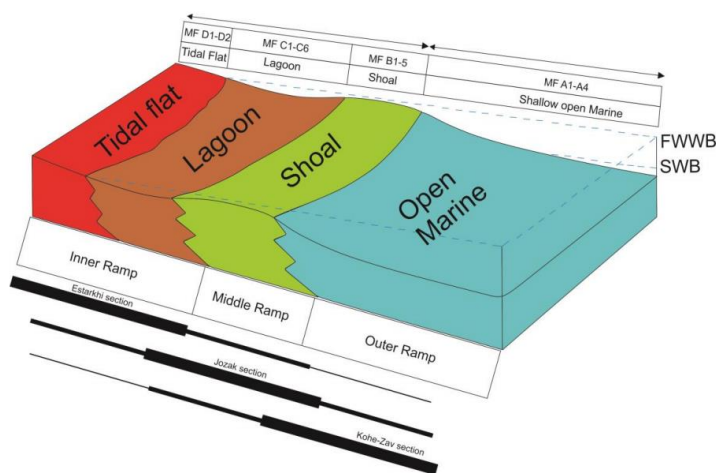
شکل ۷: ستون چینه‌شناسی و محیط رسوبی سازند تیرگان در برش کوه زاو، غرب حوضه رسوبی کپه داغ



شکل ۸: ستون چینه‌شناسی و محیط رسوبی سازند تیرگان در برش اسطرخی، غرب حوضه رسوبی کپه داغ



شکل ۹: ستون چینه‌شناسی و محیط رسوبی سازند تیرگان در برش جوزک، غرب حوضه رسوبی کپه داغ



شکل ۱۰: مدل رسوبی سازند تیرگان در ناحیه مورد مطالعه که محل تشکیل ریزرخساره‌ها در رمپ کربناته را نشان می‌دهد.

دارد. تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و مقایسه آنها با محیط‌های رسوبی قدیمه و عهد حاضر و عدم وجود ریف‌های سدی، آنکوئید و دانه‌های اگرگات (که خاص شلف‌های لبه‌دار هستند) و از طرفی تبدیل تدریجی رخساره‌ها به هم و وجود پهنه‌های وسیع جزر و مدی نشان دهنده ته نشست سازند تیرگان بر روی یک رمپ هموکلینال است.

سپاسگزاری

بر خود لازم می‌دانیم از همکاری جناب آقای دکتر میثم شفیع اردستانی پژوهشگر پسا دکتری دانشگاه فردوسی مشهد که ما را در ویراستاری و بررسی چکیده انگلیسی مقاله یاری رساندند کمال تشکر و قدردانی را داریم.

-هاشمی کاخکی، ن.، ۱۳۸۵. تحول زمین‌شناسی و بررسی چینه‌شناسی و میکروفاسیس اورگونین سازند تیرگان در حوضه کپه داغ، رساله کارشناسی-ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، ۱۲۰ ص.

نتیجه‌گیری

سازند تیرگان در برش‌های مطالعه شده به‌طور عمده از سنگ آهک تشکیل شده است. براساس نوع و میزان فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده، سنگ‌های کربناته به ۴ مجموعه رخساره‌ای (شامل ۱۷ ریزرخساره) و سنگ‌های سیلیسی آواری به ۲ پتروفاسیس تفکیک شده‌اند. مجموعه رخساره‌های کربناته از طرف دریا به سمت خشکی در کمربندهای رخساره‌ای دریای باز، سد، لاگون و جزرومدی بر جای گذاشته شده‌اند. تغییرات جانبی ریزرخساره‌ها از برش اسطرخی به سمت برش زاو نشان از تغییر محیط رسوبگذاری و مناسب شدن شرایط برای ته‌نشست رسوبات کربناته عمیق در اثر کاهش ورود رسوبات آواری و عمیق شدن حوضه

منابع

-مرتضوی مهریزی، م.، ۱۳۸۶. چینه‌نگاری سکانسی سازندهای شوریه‌جه و تیرگان (کرتاسه تحتانی) در ناحیه سفید سنگ (شمال شرق فریمان). رساله کارشناسی‌ارشد رسوب‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۱۰ ص.

- Abdel-Fattah, Z.A., Kora, M.A. and Raafat, S.A., 2018. Depositional environments and sequence stratigraphy of a mixed siliciclastic-carbonate ramp: An example from the cenomanian to Turonian Galala Formation in the northern Eastern Desert, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, v. 147, p. 352-373.
- Adachi, N., Ezaki, Y. and Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the endpermian extinction, Guizhou Province, South China: *Journal of Sedimentary Geology*, v. 164, p. 161-178.
- Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, northern Iran. Unpublished PhD thesis, Imperial College of Science and Technology, London, 316 p.
- Ahmad, A.H.M. and Bhat, G.M., 2006. Petrofacies, provenance and diagenesis of the dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachchh sub-basin, Western India: *Journal of Asian Earth Science*, v. 27, p. 857-872.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emame, K. and Lasemi, Y., 1997. The Triassic and associated rocks of the Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnant of the southern Turanian active continental margin: *GSA Bull*, v. 109, p. 1563-1575.
- Allen, P.A. and Allen, J.R., 2013. *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*: Wiley-Blackwell, 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*, v. 61, p. 191-243.
- 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*, v. 27, p. 487-512.
- Bádenas, B. and Aurell, M., 2010. Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non-skeletal grains (Kimmeridgian, Spain): *Facies*, v. 56, p. 89-110.
- 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*, v. 194, p. 61-75.
- Brandano, M., Morsilli, M., Parente, M., Vannucci, G., Bosellini, F.R. and Mateu-Vicens, G., 2010. Rhodolith-rich lithofacies of the Porto Badisco calcarenite (upper Chattian, Salento, Apulia, southern Italy): *Italian Journal of Geosciences*, v. 129, p. 119-131.
- Buryakovsky, L.A., Chilinger, G.V. and Aminzadeh, F., 2001. *Petroleum geology of the South Caspian Basin*: Gulf Professional Publishing USA, 442 p.
- Cadjenovic, D., Kilibarda, Z. and Radulovic, N., 2008. Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic carbonate platform and Budva Basin, Southern Montenegro: *Journal of Sedimentary Geology*, v. 24, p. 1-17.
- Carozzi, A.V., 1989. *Carbonate Rock Depositional Modle: A Microfacies Approach*: Prentice-Hall, 604 p.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, p. 441-505.
- Dill, H.G., Khishigsuren, S., Melcher, F., Bulgamaa, J., Bolorma, Kh., Botz, R. and Schwarz-Schampera, U., 2007. Facies related diagenetic alteration in acustrinedeltaic red beds of the Paleogene Ergeliin Zoo Formation

- (Erdene Sum area, S. Gobi, Mongolia): *Journal of Sedimentary Geology*, v. 181, p. 1-24.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In: Ham WE (ed) *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 1, p. 108-121.
- Einsle, G., 2000. *Sedimentary Basin Evolution, Facies, and Sediment Budget (2 nd edition)*: Springer-Verlag, 292 p.
- Flügel, E., 1982. *Microfacies Analysis of Limestone*: Berlin, Springer-Velag, 663 p.
- Flugel, E., 2010. *Microfacies of carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application*: Springer-Verlog, 976 p.
- Folk, R.L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: *Dolomitization and limestone diagenesis* (Ed. By L.C., Pray and R.C., Murray): *Society of Economic Paleontologists and Mineralogisis*, v. 13, p. 14-48.
- Garzanti, E. and Gaetani, M., 2002. Unroofing history of late Paleozoic magmatic arcs within the Turan Plate (Tuarkyr, Turkmenistan): *Journal of Sedimentary Geology*, v. 151, p. 67-87.
- Guo, C., Chen, D., Song, Y., Zhou, X., Ding, Y. and Zhang, G., 2018. Depositional environments and cyclicity of the Early Ordovician carbonate ramp in the western Tarim Basin (NW China): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 158, p. 29-48.
- Heldt, M., Bachmann, M. and Lehmann, J., 2008. Microfacies, biostratigraphy and geochemistry of the hemipelagic BarremianAptian in north central Tunisia: Influence of the OAE 1a on the southern Tethys margin: *Palaeos*, v. 261, p. 246-260.
- Irwin, M.L., 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 49, p. 445-459.
- Khila, A., Ouaja, M. and Zargouni, F., 2018. Coniacian carbonate-conglomerate event on carbonate ramps from the Northern Chotts ranges, South Tunisia: facies geometry and tectono-sedimentary evolution: *Arabian Journal of Geosciences*, [https:// doi.org/ 10.1007/ s12517- 018 - 3388-7](https://doi.org/10.1007/s12517-018-3388-7).
- Li, M., Song, H.J., Tian, L., Woods, A.D., Dai, X. and Song, H.Y., 2018a. Lower Triassic deep sea carbonate precipitates from South Tibet, China: *Sedimentary Geology*, v. 376, p. 60-71.
- Li, M., Song, H.J., Tian, L., Woods, A.D., Dai, X. and Wignall, P.B., 2019. Facies and evolution of the carbonate factory during the Permian–Triassic crisis in South Tibet, China. *Sedimentology*: <https://doi.org/10.1111/sed.12619>.
- Marangon, A., Gattolin, G., Della Porta, G. and Preto, N., 2011. The Latemar: A flattopped, steep fronted platform dominated by microbialites and synsedimentary cements: *Sedimentary Geology*, v. 240, p. 97-114.
- Moussavi-Harami, R. and Brenner, R.L., 1990. Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits in eastern Kopet- Dagh Basin, northeastern Iran: *Cretaceous Research*, v. 11, p. 163- 174.
- Read, J.F., 1982. Carbonate margins of passive (extensional) continental margins types, characteristics and evolution: *Tentonophysics*, v. 81, p. 195-212.
- Sequero, C., Bádenas, B. and Aurell, M., 2018. Facies mosaic in the inner areas of a shallow carbonate ramp (Upper Jurassic, Higuieruelas Fm, NE Spain): *Facies*, <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0521-8>.
- Slootman, A., Cartigny, M.J.B., Boer, P.L. and Moscardiello, A., 2016.

- Depositional character of submarine dunes on a Pleistocene distally steepened carbonate ramp (Favignana Island, Italy), *Marine and River Dune Dynamics – MARID V – 4 & 5 April 2016 – North Wales, UK.*
- Tesch, P., Reece, R.S., Pope, M.C. and Markello, J.R., 2018. Quantification of architectural variability and controls in an Upper Oligocene to Lower Miocene carbonate ramp, Browse Basin, Australia: *Marine and Petroleum Geology*, v. 91, p. 432-454.
- Tomassetti, L., Petracchini, L., Brandano, M., Trippetta, F. and Tomassi, A., 2018. Modeling lateral facies heterogeneity of an upper Oligocene carbonate ramp (Salento, southern Italy): *Marine and Petroleum Geology*, v. 96, p. 254-270.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, 482 p.
- Valle, B., Bó, P.F.D., Mendes, M., Favoreto, J., Rigueti, A.L., Borghi, L. and Silva, R., 2019. Stratigraphic evolution of a Brazilian carbonate platform during the Cretaceous: the late Albian–early Turonian of the Sergipe–Alagoas Bas: *Facies*, <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0543-2>.
- Walter, L.M. and Wilmsen, M., 2003. Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian stage in northern Germany: *Cretaceous Research*, v. 24, p. 525-568.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geological History*: Springer -Verlag, Berlin, 471 p.