https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 37, Issue 3, No. 84, Autumn 2021, pp 113-138
Received: 14.09.2020 Accepted: 14.04.2021

Research Paper

Study of microfacies and interpretation of sedimentary environment of the Lower Cretaceous succession at Markesh Mountain in the north of Ravar

Madineh Kiani Shahvandi
M.Sc. in Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran
kianimadi@yahoo.com

Ahmad Lotfabad Arab *
Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran
a.l.arab@uk.ac.ir

Abstract
Lower Cretaceous deposits are outcropped in the Markesh Mountain, 15 km north of Ravar (Kerman Province), with a thickness of 143 m, and this section includes intercalation of gypsiferous marls, thin-bedded limestones, thin- to medium-bedded limestones, and medium- to thick-bedded limestones. For the shale and gypsiferous marls in the base of stratigraphic column due to the absence of fossils and also based on previous geological studies, the Upper Jurassic age has been considered. In the studied succession, 14 genera and 17 species of foraminifera, three genera and four species of calcareous algae, as well as 16 genera and 24 species of ostracods were identified, and the Barremian to Albian age was determined. The upward section, the Lower Cretaceous succession at the Markesh Mountain are covered by Neogene deposits. In general, the studied deposits include evaporitic facies and two marl and calcareous facies. The calcareous facies based on the microfacies characteristic consist of three sub-facies, (A) corresponding to the coastal sub-environment above the tidal zone, (B) the lagoonand (C) the bar sub-environment. Based on studies, Lower Cretaceous succession at the Markesh Mountain section was deposited in a shallow carbonate platform.
Keywords: Sedimentary facies, Lower Cretaceous, Markesh Mountain, Ravar, Kerman.

Introduction

The great structural-sedimentary cycle in the Bajocin is started with the transgression of the sea and led to the Late Cimmerian event in the Late Jurassic and Early Cretaceous (Seyyed-Emami 1999). The rocks related to this cycle consist of various detrital, marl, calcareous and evaporitic rock facies. Many lateral changes in these facies are an indication for tectonic movements. These rocks have been deposited in continental, coastal, intertidal, sabkha and marine environments. Huber and Stocklin (1954) refer to the Ravar evaporitic rocks as Mesozoic "colored melange" or gypsum domes belonging to the Cretaceous system. The sedimentary succession at the Markesh Mountain is considered one of the Lower Cretaceous sections in the Kerman Province and this section belongs to the Central Iran zone. The Lower Cretaceous succession in this area is exposed as high mountain in North of Ravar in the Kerman Province. The Lower Cretaceous deposits in the Kerman Province have a very good spread and many outcrops can be seen in this province. Neither has a comprehensive study been done nor the formal formation has been introduced in this area. The aim of this study is to investigate the sedimentary succession of the Lower Cretaceous at the Markesh Mountain section by studying the sedimentary facies of this section.

Material & Methods

After field studies, a suitable stratigraphic section at the Markesh Mountain, 15 km north of Ravar (Kerman Province), was selected and 70 samples from 143 m thickness were systematically collected. The age of studied succession

*Corresponding author
Kiani Shahvandi, M., Lotfabad Arab, A. (2021). Study of microfacies and interpretation of sedimentary environment of the Lower Cretaceous succession at Markesh Mountain in the north of Ravar. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 37(3), 113-138.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

at the Markesh Mountain is Lower Cretaceous (Barremian to Albian). The lithology of the studied section is mainly composed of marls, gypsums, and limestones. In order to do microfacies studies, the thin section was prepared from limestones. To study the sedimentary facies, the prepared thin sections were studied microscopically, and its components were identified. After a careful study of thin sections, microfacies were described. For the study of rocks and identification of sedimentary facies, the skeletal and non-skeletal grains were identified, and the microfacies distribution along this succession was drawn.

Discussion of Results & Conclusions

The lithology of this section consists of 15 m gypsiferous marls, 37 m thin-bedded limestones, 59 m of medium- to thin-bedded limestones, 32 m of medium- to thick-bedded limestones. There are a variety of microfossils in the Markesh Mountain section, including 14 genera and 17 species of benthonic foraminifera, three genera and four species of calcareous algae, as well as 16 genera and 24 species of ostracods. The main constitute skeletal grains of the microfacies consist of gastropods, ostracods, algae, orbitolinids and miliolids and the non-skeletal grains include peloids and ooids. In general, the Markesh Mountain section deposits include evaporitic facies and two marls and calcareous facies. The calcareous facies of this section were thoroughly studied. The carbonate facies of the Markesh Mountain section deposited in coastal environments, above the tidal zone, lagoon and bar sub-environments.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و هفتم، شماره پیاپی ۸۴، شماره سوم، پاییز ۱۴۰۰، ص۱۱۳-۱۳۸
تاریخ وصول: ۱۳۹۹/۰۶/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۵

مقاله پژوهشی

بررسی ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی نهشته‌های کوه مارکش در شمال راور (استان کرمان)

مدینه کیانی شاهوندی، کارشناس ارشد، چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکدهٔ علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
kianimadi@yahoo.com

احمد لطف‌آباد عرب*، استادیار، چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکدهٔ علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
a.l.arab@uk.ac.ir

چکیده

نهشته‌های کرتاسهٔ زیرین در کوه مارکش در ۱۵کیلومتری شمال راور (شمال کرمان) با ضخامت ۱۴۳ متر قرار دارد و این برش شامل توالی مارن‌های ژیپس‌دار، آهک نازک‌لایه، آهک نازک تا متوسط‌لایه و آهک متوسط تا ضخیم‌لایه است. برای رسوبات شیل و مارن‌های ژیپس‌دار در پایین ستون چینه‌شناسی با توجه به نبود فسیل و نیز براساس مطالعات زمین‌شناسی پیشین روی رسوبات راور، سن ژوراسیک بالایی در نظر گرفته شده است. در توالی مطالعه‌شده، فرامینیفرها، جلبک‌ها و استراکدها مطالعه و سن بارمین- آلبین تعیین شده است. به سمت بالا نهشته‌های رسوبی کرتاسهٔ زیرین در کوه مارکش با رسوبات نئوژن پوشیده شده است. به‌طور کلی نهشته‌های مطالعه‌شده شامل یک رخسارهٔ تبخیری و دو رخسارهٔ مارنی و آهکی است. رخسارهٔ آهکی براساس محیط تشکیل شامل سه زیررخسارهٔ A مربوط به محیط ساحلی بالای پهنهٔ جزر و مدی، B مربوط به محیط لاگونی و C مربوط به محیط سدی معادل مدل رخساره‌ای ویلسون است که از سمت خشکی به طرف دریای باز تفسیر شده است. براساس مطالعات انجام‌شده رسوبات کرتاسهٔ زیرین برش کوه مارکش در یک پلاتفرم کربناتهٔ کم‌عمق نهشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌های رسوبی، کرتاسهٔ زیرین، اربیتولینا، راور، کوه مارکش

* نویسنده مسئول

کیانی شاهوندی، م. و لطف آباد عرب، ا. (۱۴۰۰). بررسی ریز رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی نهشته های رسوبی کوه مارکش در شمال راور (شمال کرمان). *پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۳۷(۳):۱۱۳-۱۳۸.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

مقدمه

چرخهٔ بزرگ ساختمانی- رسوبی در باژوسین با پیشروی گستردهٔ دریا شروع شده است و به رویداد سیمیرین پسین در آخر ژوراسیک و آغاز کرتاسه ختم می‌شود. سنگ‌های مربوط به این چرخه از رخساره‌های سنگی گوناگون آواری، مارنی، آهکی و تبخیری ساخته شده است. تغییرات جانبی زیاد این رخساره‌ها بیان‌کنندهٔ ناآرامی‌های موجود تکتونیکی است. این سنگ ها در محیط های قاره‌ای، ساحلی، میان‌کشندی، سبخایی و دریایی نهشته شده‌اند (Seyyed Emami 1999).

برای نخستین‌بار Tipper 1921 به سنگ‌های تبخیری و گاه دیاپیری در منطقهٔ راور اشاره و آنها را رخسارهٔ خاصی از سنگ‌های کرتاسه معرفی کرده است. Huber and Stocklin 1954 از سنگ‌های تبخیری منطقهٔ راور با عنوان «آمیزهٔ رنگین» مزوزوئیک یا گنبدهای گچی نام برده و آنها را به سیستم کرتاسه متعلق دانسته‌اند. Gansser 1955 نیز بخشی از این تبخیری‌ها را به سیستم کرتاسه متعلق دانسته است. Stocklin 1961 بخشی از سازندهای تبخیری و گنبدهای گچی موجود در منطقهٔ راور را با نام «سازند راور» به سن اینفراکامبرین معرفی کرده است. تقریباً همزمان با Stocklin، نام «سری راور» برگزیدهٔ Huckriede et al. 1962 برای واحد تبخیری متعلق به دو زمان مختلف، در طول چندین سال گذشته عملاً مشکلات زیادی را ایجاد کرده و موقعیت چینه‌شناسی ردیف‌های تبخیری منطقهٔ راور- کرمان گاه از دیدگاه Stocklin و گاه از دیدگاه Huckriede et al. بررسی شده است؛ با این حال تاکنون برش الگوی مشخصی برای این دو واحد سنگ چینه‌نگاری معین نشده و در بیشتر مواقع ارتباط آنها با سنگ‌های کمر پایین و کمر بالا نامشخص است (Seyyed Emami 1999).

توالی رسوبی کوه مارکش ازلحاظ جایگاه چینه‌شناسی جزو نهشته‌های کرتاسهٔ زیرین پهنهٔ رسوبی- ساختاری ایران میانی محسوب می‌شود. رسوبات کرتاسهٔ زیرین در این ناحیه به‌صورت کوههای مرتفع یا ارتفاعات پراکنده رخنمون یافته‌اند. توالی برداشت‌شده از دیدگاه فرامینیفرها، جلبک‌ها و استراکدها مطالعه و برمبنای حضور فسیل‌های خانوادهٔ اربیتولینیده و جلبک‌های سبز شاخص سن بارمین- آلبین تعیین شده است. اربیتولینیده‌های مخروطی‌شکل آگلوتینه در بارمین- آپتین پدیدار شدند (Arnaud-Vanneau 1980). رسوبات آهکی در کوه مارکش به دلیل داشتن فسیل های شاخص خانوادهٔ اربیتولینیده Iraqia sp.، Palorbitolina parva، Palorbitolina lenticularis، Dictyoconus sp. و فسیل‌های Nezzazata Isabella، Cuneolina pavonia و Pseudocyclamina sp. و فسیل جلبک سبز Salpingoporella sp. و Holosporella farsica، سن بارمین- آپتین را نشان می‌دهد. نمونه‌های برداشت‌شده از برش کوه مارکش برای بررسی ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی این منطقه مطالعه شد.

تاریخچهٔ موضوع و پیشینهٔ پژوهش

Shamirani and Sadeghi 1993 با بررسی توالی رسوبی کرتاسه در جنوب راور اظهار کرده‌اند رسوبات کرتاسهٔ راور شامل تناوبی از واحدهای تبخیری و کربناته است.

Mosavian et al. 2014 با مطالعهٔ رخساره‌های رسوبی سازند شاه‌کوه در برش چینه‌شناسی کوه تنگل بالا به سن بارمین بالایی- آپتین زیرین در جنوب غرب شهرستان خور در شرق ایران مرکزی، ۴ کمربند رخساره‌ای ساحلی، لاگونی، سد و دریای باز کم‌عمق را معرفی کردند که در یک سکوی کربناتهٔ کم‌عمق ته‌نشست شده‌اند.

Safdari adimi et al. 2011 دیرینهٔ بوم‌شناختی سازند سروک در برش جنوب غرب فیروزآباد به سن آلبین بالایی تا سنومانین را مطالعه کردند و تغییرات در مجموعهٔ روزن‌داران اشکوب‌های آلبین پسین- سنومانین را در ارتباط با عوامل بوم شناختی متغیر عمق محیط‌زیست همچون تغییر در تغییرات

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

میزان اکسیژن و از بین رفتن جلبک‌های هم‌زیست، تغییرات آهنگ رسوب‌گذاری جنس رسوبات کف حوضه دانستند.

Khanjani et al. 2014 با مطالعهٔ ریزرخساره‌های رسوبی بخش بالایی سازند سروک به سن آلبین- تورونین بیان کردند رسوبات این سازند در یک محیط رسوبی رمپ کربناتی هموکلینال نهشته شدند.

Parvaneh nejad shirazi et al. 2015 با بررسی ریزرخساره‌های رسوبی سازند کژدمی در شمال شیراز (کوه سید محمد) و شناسایی ۴ کمربند رخساره‌ای پهنهٔ جزر و مدی، لاگونی، شول و دریای باز بیان کردند محیط رسوبی این برش از سازند کژدمی یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ است.

Hossini et al. 2016 محیط رسوبی نهشته‌های آواری- کربناتهٔ کرتاسهٔ زیرین شرق ایران مرکزی در برش دیهوک واقع در جنوب شرق طبس به سن بارمین بالایی- آپتین بالایی را ساحلی، پهنهٔ جزر و مدی، سدی و دریای محدودشده یا دریای باز کم‌عمق دانسته‌اند.

Rezaee and Lassemi 1999 محیط‌های رسوبی سازند بیدو (ژوراسیک بالایی- کرتاسهٔ زیرین) در شمال کرمان را محیط‌های رودخانه‌ای بریده‌بریده و مئاندری، حاشیهٔ ساحلی و بخش دور از ساحل، پهنهٔ جزر و مدی، لاگون، سد کربناتهٔ بایوکلاستی اائیدی و دریای باز بیان کرده‌اند.

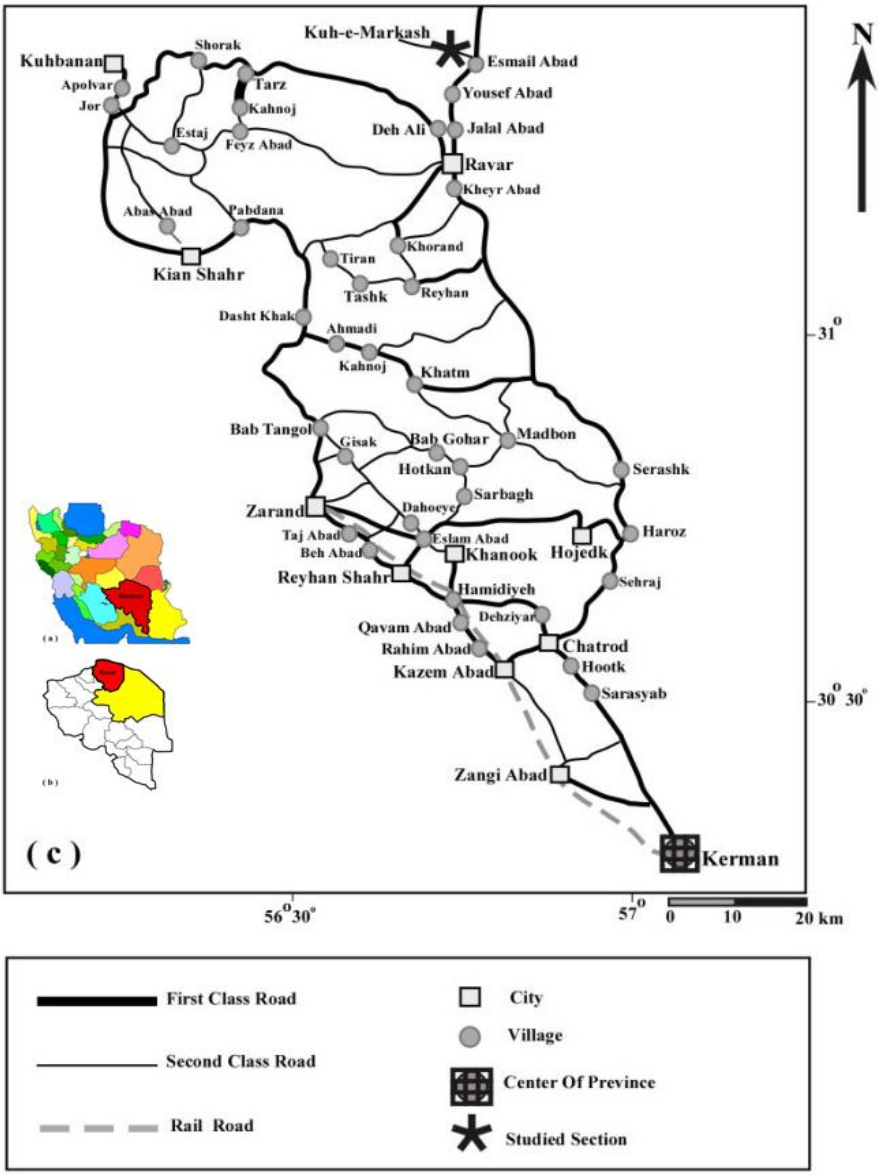
Mahboobi et al. 2004 رسوبات کرتاسهٔ زیرین رشته کوههای بینالود جنوب مشهد در منطقهٔ روستای امان‌آباد را بررسی و بیان کردند که محیط نهشته‌شدن این رسوبات یک پلاتفرم کم‌عمق از نوع رمپ است.

Kheradmand 2000 رخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری سازندهای بادامو و هجدک در جنوب شرق ایران مرکزی (ناحیهٔ کرمان- راور) را مطالعه و بررسی کرده است.

روش کار و شیوهٔ انجام پژوهش

کوه مارکش ازلحاظ جایگاه چینه‌شناسی جزو نهشته‌های کرتاسهٔ زیرین پهنهٔ رسوبی- ساختاری ایران میانی محسوب می‌شود. رسوبات کرتاسهٔ زیرین در این ناحیه به‌صورت کوههای مرتفع یا ارتفاعات پراکنده رخنمون یافته‌اند (Hajimolla Ali 1995). پس از مطالعات صحرایی و با استفاده از نقشهٔ زمین‌شناسی (Hajimolla Ali 1995)، برش چینه‌شناسی مناسبی در کوه مارکش در ۱۵کیلومتری شمال راور (شمال کرمان) انتخاب و تعداد ۷۰ نمونه از ۱۴۳متر ضخامت به‌صورت سیستماتیک نمونه‌برداری شده است. در شکل ۱، موقعیت برش برداشت‌شده با مختصات جغرافیایی "۱۶ ′۵۰ ۵۶° طول شرقی و "۲۶ ′۲۳ °۳۱ عرض شمالی همراه با نقشهٔ راههای دسترسی به منطقهٔ بررسی‌شده نمایش داده شده است. ازنظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی این برش به‌طور عمده از مارن، ژیپس و سنگ آهک تشکیل شده است. توالی برداشت‌شده از دیدگاه فرامینیفرها، جلبک‌ها و استراکدها مطالعه و سن بارمین- آلبین تعیین شده است. از نمونه‌های سخت، مقطع نازک تهیه شد. نمونه‌های مارنی به روش گل‌شویی با عمل غربال‌کردن و شست‌وشوی همزمان تا حد ممکن تمیز و دانه‌بندی و نمونه‌های باقی‌مانده روی الک‌ها جمع‌آوری و پس از خشک‌شدن، استراکدها از آنها جدا و مطالعه شدند. به‌منظور بررسی رخساره‌های رسوبی، مقاطع نازک تهیه‌شده مطالعهٔ میکروسکوپی و اجزای آن شناسایی و تفکیک شد. پس از مطالعهٔ دقیق مقاطع نازک، عکس‌برداری از میکروفسیل‌ها صورت گرفت. مطالعهٔ سنگ‌ها و شناسایی رخساره‌های رسوبی و نیز شناسایی دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی و درصد حضور و الگوی پراکندگی آنها در رخساره‌ها اهمیت زیادی در تفسیر محیط‌های رسوبی دارد (Flugel 2010). در برش مطالعه‌شده، فراوان‌ترین دانه‌های اسکلتی شامل گاستروپودها، استراکدها، جلبک‌ها، اربیتولینیده‌ها و میلیولیدها هستند. از میان دانه‌های غیراسکلتی نیز پلوئیدها و اائیدها بیشترین فراوانی را دارند؛ بر این اساس رخساره‌های کوه مارکش ازلحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی، فسیل‌شناسی و انواع

آلوکم‌های موجود توصیف و تفسیر و درنهایت رخساره‌های شناسایی‌شده با مدل‌های استاندارد Wilson 1975 و Flugel 2010 مقایسه شده‌اند. نام‌گذاری و طبقه‌بندی رخساره‌های میکروسکوپی براساس مطالعهٔ Dunham 1962 انجام شده است. به طور کلی نهشته‌های برش مطالعه‌شده شامل یک رخسارهٔ تبخیری و دو رخسارهٔ مارنی و آهکی است. درنهایت نتایج حاصل از مراحل بالا در قالب نمودارهای مربوط به ستون سنگ‌چینه‌ای، پراکندگی عمودی ریزرخساره‌های میکروسکوپی و مدل رسوبی ترسیم شد.



شکل ۱- نقشهٔ موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به ناحیهٔ مطالعه‌شده (**برگرفته از اطلس راههای ایران** Bakhtiyari 2012 **با اندکی تغییرات**)

Fig 1- Geographical location map and access roads to the study area (taken from Iran Road Atlas Bakhtiyari 2012 with some changes)

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

بحث و تحلیل یافته‌های پژوهش

لیتولوژی و نمونه‌های برداشت‌شده

ضخامت برش مطالعه‌شده ۱۴۳ متر و ازنظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی شامل بخش‌های زیر است (شکل ۲ و ۳):

۱۵ متر شیل ژیپس‌دار- مارن. نمونه های K1 تا K4 از این بخش برداشت شده است.

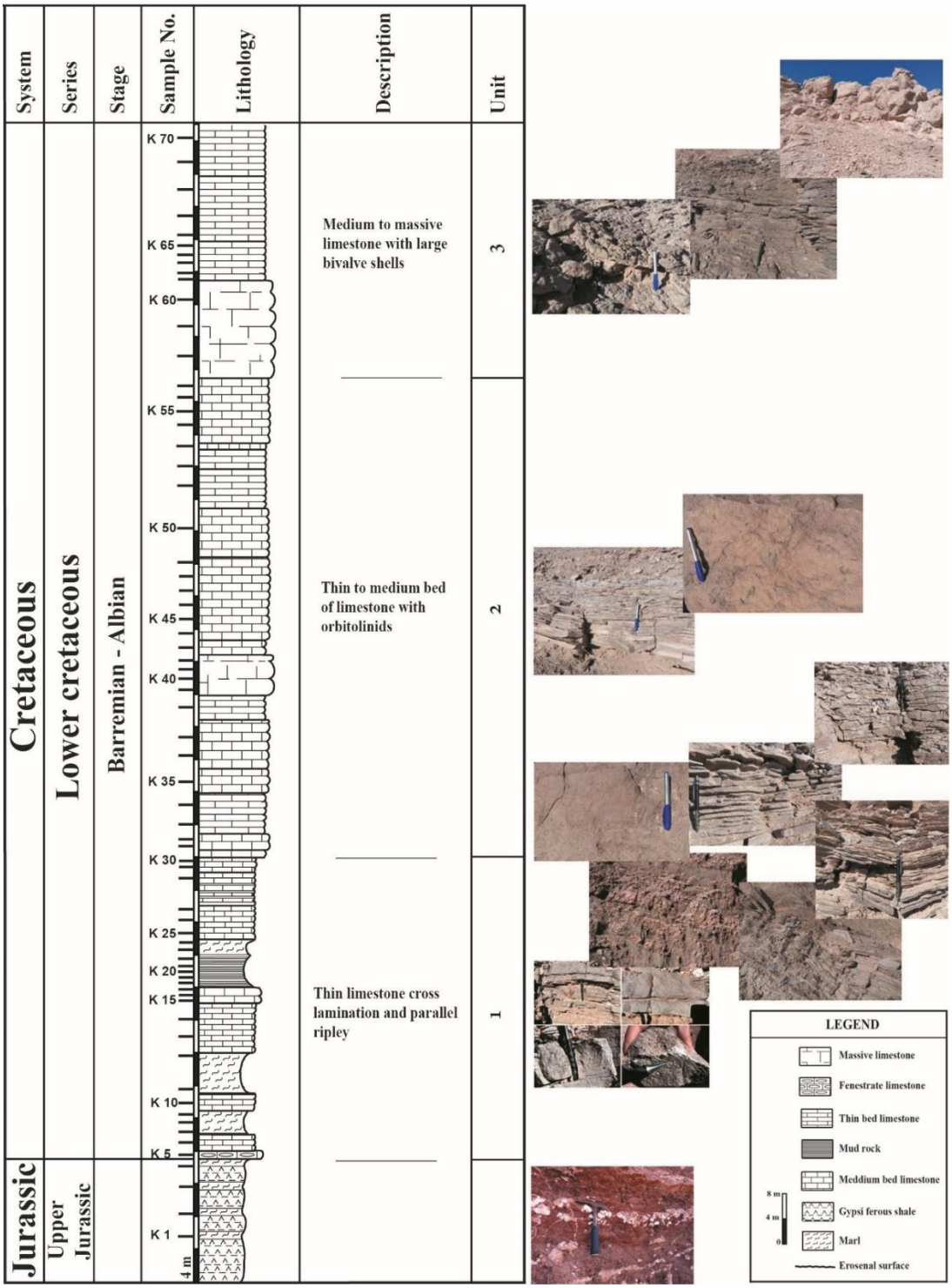
۳۷ متر آهک نازک‌لایه با لامیناسیون مورب ریپل و موازی. نمونه‌های K5 تا K30 از این بخش برداشت شده است.

۵۹ متر آهک متوسط تا نازک‌لایه همراه با فسیل شاخص اوربیتولین. نمونه‌های K31 تا K57 از این بخش برداشت شده است.

۳۲ متر آهک متوسط تا ضخیم‌لایه همراه با پوسته های بزرگ دوکفه‌ای. نمونه‌های K58 و K70 از این بخش برداشت شده است.

شکل ۲- نمایی از ناحیهٔ مطالعه‌شده

Fig 2- View of the study area



شکل ۳- نمایش ستون چینه‌نگاری واحدهای سنگ‌شناسی برش مارکش

Fig 3- Show of the stratigraphic column of lithological units in the Markesh section

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

بوم‌شناسی دیرینهٔ برش مطالعه‌شده

در برش کوه مارکش مجموعهٔ متنوعی از میکروفسیل‌ها ازجمله ۱۴ جنس و ۱۷ گونه فرامینیفرهای بنتیک، ۳ جنس و ۴ گونه جلبک‌های آهکی و ۱۶ جنس و ۲۴ گونه استراکد وجود دارد که برای مطالعات پالئواکولوژی بررسی شدند.

با توجه به نبود فرامینیفرهای پلانکتونیک در برش مطالعه‌شده، محیط رسوبی از نوع کم‌عمق تشخیص داده می‌شود. پراکندگی فرامینیفرهای بنتیک کوه مارکش در شکل ۴ نشان داده شده است. در این برش میلیولیدها نیز تنوع و فراوانی زیادی دارند که نشان می‌دهد محیط نهشته‌شدن رسوبات آهکی نازک‌لایه با لامیناسیون مورب ریپل و موازی، لاگونی، کم‌عمق و گرم بوده است. برای تعیین عمق نسبی محیط رسوبی و بازسازی محیط‌های قدیمی، شناسایی انواع فرامینیفرهای کف‌زی در محیط‌های کربناتی کم‌عمق عهد حاضر روش مناسبی است (Romero et al. 2002; Geel 2000). فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ جلبک‌های همزیست دارند. حضور فسیل‌های اربیتولینا و فراوانی آنها در نمونه‌های تشخیص داده‌شده نشان‌دهندهٔ رسوب‌گذاری آهک‌های متوسط تا نازک‌لایه همراه با جلبک آهکی سبز و فسیل شاخص اربیتولینا در منطقهٔ کم‌عمق و نورانی تا عمیق‌تر لاگون است. اربیتولینیدهای مخروطی‌شکل آگلوتینه در بارمین- آپتین پدیدار شدند (Arnaud-Vanneau 1980). اربیتولینیدها توانایی بقا در محیط‌های کربناتی کم‌عمق را داشته‌اند؛ آنها با تقسیم کردن دیواره‌ها به محفظه‌های کوچک‌تر، جلبک‌های همزیست را در دیواره‌های خود قرار داده و صدف مخروطی را مستحکم کرده‌اند (Masse 1976). جلبک‌های همزیست در محیط‌های نورانی برای میزبان خود در حین فتوسنتز دی‌اکسیدکربن را مصرف و کربنات کلسیم و مواد غذایی مورد نیاز برای رشد صدف اربیتولینا تولید می‌کنند (Ter Kuile 1991). حضور اربیتولیناهای مخروطی‌شکل با اندازهٔ کوچک، معرف محیط‌های نورانی و کم‌عمق با انرژی زیاد و اربیتولیناهای بسیار کشیده با اندازهٔ بزرگ‌تر معرف قسمت‌های عمیق‌تر با میزان نور کمتر در محیط دریای باز است (Renema 2007; Safdari adimi et al. 2011). فرامینیفرهای کف‌زی در محیط‌های دارای مواد غذایی کم و آب و هوای گرم، بیشترین فراوانی و اندازهٔ پوسته را دارند (Safdari adimi et al. 2011). هرچه اندازهٔ اربیتولینا بزرگ‌تر می‌شود، محیط رسوب‌گذاری عمیق‌تر می‌شود؛ علاوه بر این حضور اربیتولینا، شاخص محیط‌های الیگوتروفیک است. محیط‌های الیگوتروفیک با میزان زیاد اکسیژن و مواد غذایی کم مشخص می‌شوند. در این محیط‌ها، گونه‌های سطح‌زی غالب هستند؛ در حالی که در محیط یوتروفیک مواد غذایی زیاد و مقدار اکسیژن کم است. در این محیط‌ها گونه‌های درون‌زی غالب هستند. محیط‌های مزوتروفیک بیشترین فراوانی گونه‌ها را به خود اختصاص می‌دهند (Gooday 1986; Kaminski et al. 1995; Nagy et al. 2009; Jorissen et al. 1995).

جلبک‌ها ازنظر شرایط اکولوژیکی محدود و شاخص‌های خوبی برای تفسیر محیط‌های رسوبی ازنظر عمق و پالئواکولوژی هستند. جلبک‌های آهکی در رسوبات دریایی فراوان‌اند. عوامل اکولوژیکی مختلفی از قبیل فاکتورهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی، پخش و توزیع جلبک‌ها را کنترل می‌کنند (Wilson 1975). نور یکی از عواملی است که موجب تغییر محیط بیولوژیکی می‌شود. جلبک‌های آهکی، مهم‌ترین شاخص‌های عمق‌سنجی هستند و با مطالعه و بررسی آنها می‌توان مناطق دریایی را براساس عمق نفوذ نور از هم تفکیک کرد. جلبک‌های سبز ماکزیمم جذب نور را دارند و نیازمند طیف قرمزند؛ بنابراین بیشتر به آب‌های کم‌عمق محدودند (Ghalavand 1993). جلبک‌های سبز بیشتر در نواحی محصورشده و لاگونی وجود دارند. در برش بررسی‌شده، ۴ گونه جلبک آهکی سبز از خانوادهٔ دازی‌کلاداسه‌آ شناسایی شده است. با توجه به حضور جلبک‌های آهکی سبز در این برش شرایط محیطی کم‌عمق، نورانی، گرم و لاگونی برای ته‌نشست رسوبات در نظر گرفته شده است. در برش مطالعه‌شده، علاوه بر فرامینیفرهای بنتیک

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

و جلبک‌های آهکی، مجموعه‌ای متنوع و غنی از استراکدها نیز مشاهده و شناسایی شده است که می‌توان از آنها در بازسازی شرایط پالئواکولوژی نهشته‌های مارنی مطالعه‌شده استفاده کرد. بـه عقیـدۀ Whatley 1991 اسـتراکدهای پلاتـی‌کوپیـد ماننـد جـنس‌هـای *Cytherella* و *Cytherelloidea* درمقابـل کمبـود اکسیژن مقاوم‌تر از استراکدهای پودوکوپید (سایر جـنس‌هـای اســـتراکدها) هســـتند. بعضـــی از اســـتراکدها ماننـــد *Xesteloberidae*، نوزادان خود را در بدن پرورش می‌دهند، اما تغذیه از نوع صافی‌خواری ندارند؛ بدین سبب در محـیط‌هـای کم‌اکسـیژنه از بـین مـی‌رونـد (Vaziri et al. 2009). در بیشـتر محیط‌های اکولوژیکی نامناسب و پـرتنش بـه‌ویـژه در شـرایط کمبود اکسیژن پلاتـی‌کوپیـدها غالـب هسـتند و پودوکوپیـدها درصـد کمـی از مجموعـۀ اسـتراکدها را تشـکیل مـی‌دهنـد (Whatley 1991). در بـرش بررسـی‌شـده، ۲۴ گونـه اسـتراکد شناسایی شد که بـا توجـه بـه حضـور همزمـان اسـتراکدهای پلاتی‌کوپید و پودوکوپید، تنوع و فراوانی زیـاد و غالـب‌بـودن استراکدهای پودوکوپید نسبت به پلاتی‌کوپید، شرایط محیطـی مساعد، بدون تنش، حاوی مواد غذایی و اکسیژن فراوان بـرای ته‌نشست رسوبات در نظر گرفته شده است.

A. *Dictyocunus* sp.، B. *Palorbitolina parva*، C.*Palorbitolina lenticularis*، D. *Iraqia* sp.، E, F. *Nezzazata isabellae Haplophragmoides* sp.، G. *Mayncina bulgarica*، H. *Charentia* sp.، I. *Pseudocyclammina* sp.، J. *Cuneolina pavonia*.

مقیاس تصاویر A-D، ۱ میلی‌متر و E-J، ۰/۲ میلی‌متر است.

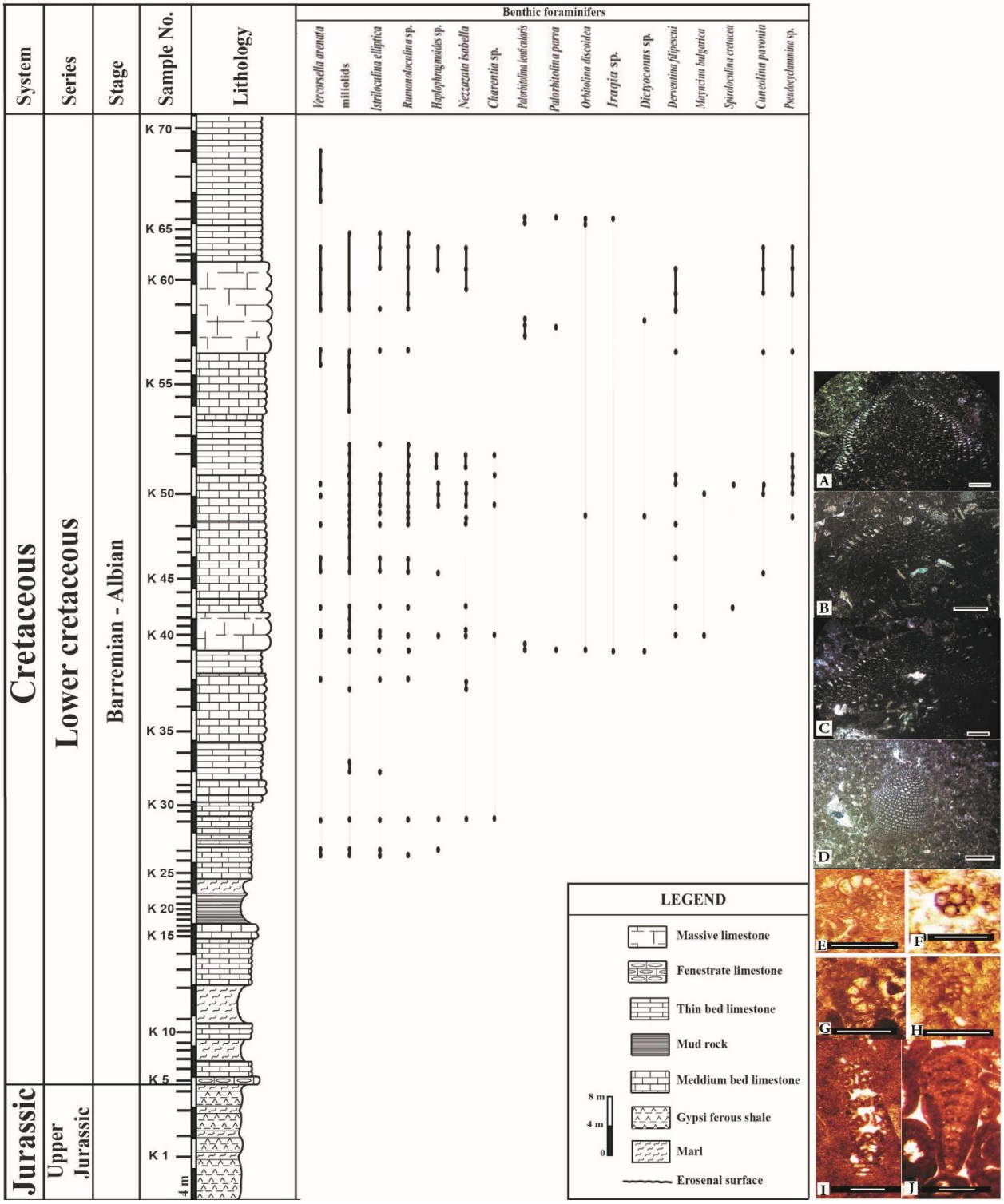
رخساره‌های رسوبی برش مطالعه‌شده

به طور کلی نهشته‌های برش کوه مارکش شامل یک رخسـارۀ تبخیری و دو رخسارۀ مارنی و آهکی اسـت. رخسـارۀ آهکـی براساس محیط تشکیل شامل سـه زیررخسـارۀ A، مربـوط بـه محیط ساحلی بالای پهنۀ جزر و مدی، B، مربـوط بـه محـیط لاگونی و C، مربوط به محیط سدی است که از سمت خشکی به طرف دریای بـاز تفسـیر شـده‌انـد. در بـرش مطالعـه‌شـده، فراوان‌ترین دانه‌های اسکلتی شامل گاسـتروپودها، اسـتراکدها، جلبـک‌هـا، اربیتولیناهـا و میلیولیدهاسـت. از میـان دانـه‌هـای غیراسکلتی نیز پلوئیدها و اائیدها بیشترین فراوانی را دارند.

رخسارۀ تبخیری

این رخساره فقط در ابتدای برش مدنظر مشـاهده و بیشـتر از کانی تبخیری شیل ژیپس‌دار تشکیل شده است. ایـن رخسـاره با میان‌لایه‌های مارن که در لایه‌ای به ضخامت ۱۵ متر مشاهده می‌شود، به‌طور عمودی به رخساره‌های کربناته تبدیل می‌شود. از میان‌لایه‌های مارنی تعداد ۴ نمونه برداشت و مطالعه شد که فاقد فسیل بوده و در رخسارۀ مارنی بیان شـده اسـت. ازنظـر زمین‌شناسی، تبخیـری‌هـا در مطالعـات آب و هـوای گذشـته مفیدند؛ زیرا بیشتر آنها محـیط‌هـای بـا درجـه‌حـرارت زیـاد، رطوبت نسبی کم و میزان تبخیر بسیار بیشتر از بارندگی، یعنی نواحی خشک و عرض‌های جغرافیایی پایین را نشان می‌دهنـد (Tucker 2001). رخسـاره‌هـای تبخیـری ژیـپس‌دار بیشـتر در محیط‌های بالای پهنه‌های جزر و مدی بـا نـام سـبخا تشـکیل می‌شوند (Warren 2000). می‌توان نتیجه گرفـت کـه رسـوبات تبخیری برش کوه مارکش نیـز در یـک محـیط سـبخا نهشـته شدند (شکل۵).

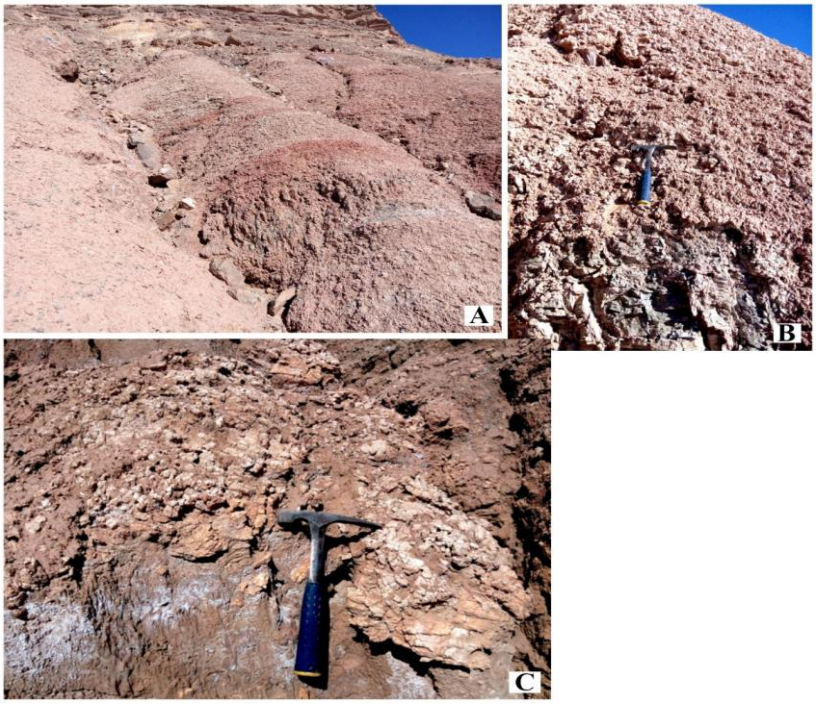
http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1



شکل ۴- پراکندگی فرامینیفرهای بنتیک در طول ستون چینه‌نگاری برش مارکش

Fig 4- Show of the dispersion of benthonic foraminifera along the stratigraphic column of the Markesh section

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1



شکل ۵- رخسارهٔ تبخیری کوه مارکش. این رخساره به طور عمودی به رخسارهٔ کربناته تبدیل می‌شود. نمونه‌های K1-K4 (شکل A نمای کلی، شکل B نمای نزدیک و شکل C ابتدای رخساره).

Fig 5- Evaporation facies of Markesh Mountain. This facies is converted vertically to the carbonate facies. Samples number K1-K4 (Figure A overview, Figure B close-up and Figure C at the beginning of the facies).

رخسارهٔ مارنی

رخسارهٔ مارنی در ابتدای برش مدنظر مشاهده شده و شامل مارن‌های استراکددار است.

پراکندگی: نمونه‌های K1-K4، K7-K9، K11,K12 و K18-K24.

توصیف: این رخساره شامل مارن‌های قرمز و سبزرنگ استراکددار برش مطالعه‌شده است. شست‌وشوی مارن‌ها و مطالعهٔ آنها در زیر میکروسکوپ باعث شناسایی جنس‌هایی مانند *Paracypris*، *Asciocyther*، *Habrocythere* و *Cytherella* شد (Kiani shahvandi 2015). این رخساره همچنین حاوی بعضی فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولید) است. موقعیت چینه‌شناسی مارن‌ها که در توالی‌های نواحی کم‌عمق یافت می‌شوند و همچنین فرامینیفرهای موجود در آن بیان‌کنندهٔ نهشته‌شدن این رسوبات در محیط‌های کم‌عمق و لاگونی است. این رخساره به‌طور عمودی به رسوبات آهکی تبدیل می‌شود (شکل۶). نمونه‌های K1-K4 از میان‌لایه‌های مارنی در رسوبات تبخیری برداشت و مطالعه شد که فسیل ندارند.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

شکل ۶- رخسارهٔ مارنی. این رخساره به‌طور عمودی به رخسارهٔ آهکی تبدیل می‌شود. نمونه‌های K11,K12،K7-K9،K1-K4 و K18-K24.

Fig 6- Marl facies. This facie converted vertically into the limestone facies. Samples number K1-K4, K7-K9, K11, K12 and K18-K24.

رخسارهٔ آهکی

این رخساره براساس محیط تشکیل شامل سه زیررخسارهٔ A, B, C با ویژگی‌های زیر است:

زیررخسارهٔ A

این زیررخساره خود شامل دو ریزرخسارهٔ دولومیتیک وکستون بیوکلاستی (A1) و مادستون- وکستون بیوکلاستی (A2) است.

ریزرخسارهٔ دولومیتیک وکستون بیوکلاستی (A1)

پراکندگی: نمونه‌های K69 و K70.

توصیف: این ریزرخساره از گل آهکی یا میکرایت تشکیل شده است که بلورهای دانه‌شکری و گاه شکل‌دار دولومیت به اندازه‌های کوچک‌تر از ۰/۱ میلی‌متر در آن مشاهده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها مقدار دولومیت به بیش از ۷۰ درصد می‌رسد. این ریزرخساره مقادیری خرده‌های فسیلی دارد و فقط فسیل قابل شناسایی در آن استراکد است. میزان فراوانی بیوکلاست‌های استراکد تقریباً ۱۵ درصد است (Pl.1.A).

ریزرخسارهٔ مادستون- وکستون بیوکلاستی (A2)

پراکندگی: نمونه‌های K5 و K26.

توصیف: این ریزرخساره از میکرایت و خرده‌های فسیلی تشکیل شده است که به‌طور پراکنده در ماتریکس میکرایتی قرار گرفته‌اند. این ریزرخساره بین ۱۰ تا ۱۸ درصد بیوکلاست‌های استراکد و فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولید) دارد. در این ریزرخساره فابریک فنسترال یا چشم‌پرنده‌ای نیز مشاهده می‌شود؛ همچنین در نمونهٔ K26 فابریک فنسترال لامینه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۷)؛ (Pl.1.B,C).

شکل ۷- ریزرخسارهٔ A2. فابریک فنسترال چشم‌پرنده‌ای و فابریک فنسترال لامینه‌ای. نمونه‌های K5 و K26.

Fig 7- Sub-facies A2. Bird eye fenestral fabric and laminated fenestral fabric. Samples number K5 and K26.

تفسیر محیط رسوبی زیررخسارهٔ A

در ریزرخساره‌های این زیررخساره، میزان بیوکلاست بین ۱۰ تا ۱۸ درصد است. کمبود یا ریزبودن بلورهای دولومیت در بعضی نمونه‌ها نشان‌دهندهٔ محیط ساحلی بالای پهنهٔ جزر و مدی است (Flugel 2010). این امر با حضور لایه‌های تبخیری همراه با این ریزرخساره‌ها نیز تأیید می‌شود (Alsharhan and Kendall 2003; Riding 2000; Flugel 2010). نبود فسیل در بعضی از ریزرخساره‌های این زیررخساره به دلیل چرخش محدود آب و نامناسب‌بودن شرایط زیست موجودات است. ریزرخسارهٔ A2 آثار انحلالی و فابریک فنسترال فراوان دارد. فابریک فنسترال نشان‌دهندهٔ محیط رسوبی میان جزر و مدی و بالای پهنهٔ جزر و مدی است (Lasemi et al. 2012). رسوبات مشابه این رخساره امروزه در پهنه‌های جزر و مدی خلیج فلوریدا و باهامای ونیز در پهنه‌های سبخای خلیج فارس تشکیل می‌شود (Purser 2012; Shinn 1986). با توجه به مطالب بالا می‌توان نتیجه گرفت که نهشته‌های زیررخسارهٔ A در پهنهٔ جزر و مدی و نیز منطقهٔ بالای جزر و مدی تشکیل شده است.

زیررخسارهٔ B

زیررخسارهٔ B از ۴ ریزرخسارهٔ وکستون جلبکی (B1)، وکستون بیوکلاستی (B2)، وکستون- پکستون پلوئیدی (B3) و مادستون (B4) تشکیل شده است.

ریزرخسارهٔ وکستون جلبکی (B1)

پراکندگی: نمونه K53.

توصیف: این ریزرخساره از گل آهکی تشکیل شده و مهم‌ترین عنصر تشکیل‌دهندهٔ آن حدود ۳۵ درصد جلبک سبز است. در این ریزرخساره، بیوکلاست‌های دوکفه‌ای،

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

آپتی‌کوس (درپوش‌آمونیت) و گاستروپود حدود ۱۵ درصد، استراکد ۵ درصد، فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولید) و فرامینیفرهای با دیوارهٔ آگلوتینه حدود ۱۰ درصد وجود دارد (Pl.1.D).

ریزرخسارهٔ وکستون بیوکلاستی (B2)

پراکندگی: نمونه‌های K6، K15-K17، K29-K32، K34، K38، K40,K41، K43-K45، K57 و K65-K68.

توصیف: این ریزرخساره اساساً از میکرایت تشکیل شده است. در بعضی نمونه‌ها بلورهای بسیار ریز میکرایت به علت فرایند نئومورفیسم افزایشی به میکرواسپار تبدیل شده‌اند. در این ریزرخساره، بیوکلاست‌ها به میزان ۱۰ تا ۲۵ درصد متغیرند و به‌طور متوسط شامل استراکد ۵ درصد، فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولید) ۱۰ درصد، دوکفه‌ای (رودیست) و بریوزوآ ۵ درصد و جلبک ۵ درصد است. در این ریزرخساره، اائید نیز مشاهده می‌شود.

در نمونهٔ K6 آثار انحلالی و در نمونهٔ K57 جلبک، آثار لوله کرم، دولومیت‌های خیلی دانه‌ریز و اائیدهای در حال دولومیتی‌شدن نیز مشاهده می‌شود. در نمونه‌های K30, K29 فرامینیفرهای با دیوارهٔ آگلوتینه (خانوادهٔ اربیتولینیده) مشاهده می‌شود. در نمونهٔ K41، عناصر اصلی شامل فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولید) و اائید است. در نمونه‌های K15، K16 و K17 عناصر اصلی شامل اائیدها، پلوئید، استراکدها، فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولید)، فرامینیفرهای با دیوارهٔ آگلوتینهٔ دوردیفی (*Vercorsella arenata*)، جلبک سبز و اینتراکلاست فراوان است. در این ریزرخساره، اینتراکلاست‌ها حاوی اائیدها و بیوکلاست‌هاست. در نمونهٔ K40 بیوکلاست‌های فراوان شامل فرامینیفرهای با دیوارهٔ آگلوتینه (اربیتولینا، کونئولینا، نزازاتا و سودوسیکلامینا)، جلبک سبز، قطعات اکینودرم، پوستهٔ دوکفه‌ای و گاستروپود مشاهده می‌شود (Pl.1.E, Pl.2.C).

ریزرخسارهٔ وکستون- پکستون پلوئیدی (B3)

پراکندگی: نمونه‌های K33 و K10, K37, K39, K47, K46.

توصیف: این ریزرخساره از گل آهکی و پلوئیدهایی تشکیل شده است که به‌صورت پراکنده در ماتریکس میکرایتی قرار گرفته‌اند. مقدار پلوئید در این ریزرخساره بین ۲۰ تا ۴۰ درصد متغیر است. در نمونه‌های K33, K46, K47 این ریزرخساره همچنین حاوی مقادیر اندکی از خرده‌های فسیلی است؛ به طوری که به‌طور متوسط استراکد حدود ۵ درصد و فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولید) حدود ۴ درصد است. در نمونهٔ K46 اائید نیز مشاهده می‌شود (Pl.1.G). در نمونه‌های K10, K37, K39، به‌طور متوسط استراکد حدود ۸ درصد، فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولید) حدود ۸ درصد و فرامینیفرهای با دیوارهٔ آگلوتینه حدود ۴ درصد است. نمونهٔ K39 همچنین حاوی میزان کمی اائید، فرامینیفرهای با دیوارهٔ آگلوتینه، اسپیکول اسفنج، گاستروپود و بریوزوآ است (Pl.2.A).

ریزرخسارهٔ مادستون (B4)

پراکندگی: نمونه‌های K14, K25, K28 و K35.

توصیف: این ریزرخساره از میکرایت تشکیل شده است. در این ریزرخساره پدیدهٔ نئومورفیسم به‌شدت رخ داده است؛ به طوری که بلورهای میکرواسپار در حال رشد هستند و بقایای میکرایت اولیه با ابعاد و اشکال متفاوت به‌صورت جزایر میکرایتی مشاهده می‌شوند (Pl.1.1.H).

توصیف: این ریزرخساره از گل آهکی و پلوئید تشکیل شده است؛ به طوری که مقدار پلوئیدها در این ریزرخساره بین ۳۵ تا ۶۰ درصد متغیر است؛ علاوه بر این مقادیر خرده‌های فسیلی نیز بین ۱۵ تا ۲۰ درصد تغییر می‌کند.

تفسیر محیط رسوبی زیررخسارهٔ B

در این زیررخساره دانه‌های اسکلتی اساساً شامل فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولید)، استراکدها، جلبک‌های

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

سبز، بیوکلاست‌های دوکفه‌ای، گاستروپود و فرامینیفرهای بنتیک دیوارهٔ آگلوتینه و دانه‌های غیراسکلتی شامل پلوئید فراوان و اائید است. حضور میلیولیدها به‌مثابهٔ شاخصی برای لاگون‌های محصورشده یا محیط‌های نسبتاً پرانرژی پشت ریف در نظر گرفته می‌شود (Geel 2000). پلوئید و ذرات اسکلتی میکرایتی‌شده در ماتریکس میکرایت نشان‌دهندهٔ محیط رسوب‌گذاری آرام، کم‌انرژی و محصور است (Tucker and Wright 1990). وجود گل آهکی در بین ذرات، نشان از چرخش محدود آب و رسوب‌گذاری در محیطی کم‌انرژی و کم‌عمق مانند لاگون دارد (Geel 2000; Bosence and Wilson 2003; Adachi et al. 2004; Palma et al. 2007; Bevington and Racey 2004). نبود یا کمبود فسیل در بعضی از ریزرخساره‌های این زیررخساره ممکن است به دلیل چرخش محدود آب و نامناسب‌بودن شرایط زیست موجودات باشد (Riding 2000; Flugel 2010). رخساره‌های پکستون در محیط سابتایدال کم‌عمق تا اینترتایدال زیرین نهشته می‌شوند (Wilson 1975). رخساره‌های پکستون پلوئیدی نیز شاخص محیط ساب‌تایدال کم‌عمق و محصور لاگونی هستند. فراوانی پلوئیدها و میزان کم موجودات استنوهالین نشان‌دهندهٔ شرایط چرخش محدود آب و محیط‌های محصور لاگونی است (Bosence and Wilson 2003; Bitner and Motchurova-Dekova 2005; Tasli et al. 2006; Palma et al. 2007). در این محیط‌ها موجوداتی از قبیل استراکد، گاستروپود و جلبک‌های سبز مشاهده می‌شوند که در آب‌های محدود تا نیمه‌محدود فراوان‌اند (Carozzi 1989; Tucker and Wright 1990). فرامینیفرهای خانوادهٔ تکستولاریدو انواع میلیولیدها در محیط‌های لاگونی با شرایط چرخش محدود آب و انرژی کم زندگی می‌کنند. حضور فرامینیفرهای کف‌زی و گاستروپودها در کنار پلوئیدها محیط زیر پهنهٔ جزر و مدی و یک محیط لاگونی نیمه‌بسته را نشان می‌دهد (Carozzi 1989; Tucker and Wright 1990). برای تعیین عمق نسبی محیط رسوبی و بازسازی محیط‌های قدیمی، شناسایی انواع فرامینیفرهای کف‌زی در محیط‌های کربناتی کم‌عمق عهد حاضر، روش مناسبی است (Romero et al. 2002; Geel 2000).

فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ جلبک‌های همزیست دارند. فرامینیفرهای کف‌زی در محیط‌های دارای مواد غذایی کم و آب و هوای گرم، بیشترین فراوانی و اندازهٔ پوسته را دارند (Arnaud-Vanneau 1980). حضور فسیل‌های خانوادهٔ اربیتولینیده و فراوانی آنها در رخساره‌های تشخیص داده‌شده، نشان‌دهندهٔ رسوب‌گذاری در منطقهٔ نورانی است. اربیتولینیده‌های آگلوتینه در بارمین- آپتین پدیدار شدند (Arnaud-Vanneau 1980). این فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ حاوی جلبک‌های همزیست هستند که سبب فراوانی آنها در شرایط کم غذایی و آب و هوای گرم می‌شود. خانوادهٔ اربیتولینیده‌ها توانایی بقا در محیط‌های کربناتی کم‌عمق را داشته‌اند. آنها با تقسیم‌کردن دیواره‌ها به محفظه‌های کوچک‌تر، جلبک‌های همزیست را در دیواره‌های خود قرار می‌دادند و صدف مخروطی را مستحکم می‌کردند (Masse 1976). جلبک‌های همزیست در محیط‌های نورانی برای میزبان خود در حین فتوسنتز دی‌اکسیدکربن را مصرف و کربنات کلسیم و مواد غذایی مورد نیاز برای رشد صدف اربیتولینیده تولید می‌کنند (Ter Kuile 1991). حضور اربیتولینیده‌های بسیار کشیده با اندازهٔ بزرگ معرف قسمت‌های عمیق‌تر با میزان نور کمتر در محیط‌های لاگونی است (Renema 2007; Safdari adimi et al. 2011).

درمجموع با توجه به مطالب بالا می‌توان نتیجه گرفت که ریزرخساره‌های این زیررخساره در محیط‌های کم‌انرژی و محصور لاگونی و از قسمت‌های کم‌عمق‌تر نزدیک به ساحل تا قسمت‌های عمیق‌تر لاگون نهشته شده‌اند. نمونهٔ عهد حاضر این رخساره‌ها در خلیج فارس در حال تشکیل است (Alsharhan and Kendall 2003).

زیررخسارهٔ C

این زیررخساره خود از ۵ ریزرخسارهٔ گرینستون پلوئیدی (C1)، پکستون- فلوتستون اربیتولینادار (C2)، گرینستون

اائیدی جلبک‌دار (C3)، گرینستون اائیـدی (C4) و گرینسـتون بیوکلاستی (C5) تشکیل شده است.

ریزرخسارهٔ گرینستون پلوئیدی (C1)

پراکندگی: نمونه‌های K42, K13.

توصیف: این ریزرخساره از اسپارایت و پلوئید تشـکیل شـده است. درمجموع مقدار پلوئید و اائید حدود ۶۰ درصـد اسـت. جلبک و بیوکلاست فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسـلانوز (انـواع میلیولیـد) نیـز حـدود ۵ درصـد ایـن ریزرخسـاره را تشـکیل می‌دهند. فرامینیفرها فراوانی زیادی ندارند و به‌صورت پراکنده در این ریزرخساره دیده می‌شوند (Pl.2.B).

ریزرخسارهٔ گرینستون بیوکلاستی (C2)

پراکندگی: نمونه‌های K54، K55، K56، K63، K64 .

توصیف: این ریزرخساره اساساً از اسپارایت و فرامینیفرهای با دیوارهٔ آگلوتینـه (خـانوادهٔ اربیتولینیـده) تشـکیل شـده اسـت؛ پوستهٔ دوکفه‌ای‌ها، ساقهٔ کرینوئید و اینتراکلاسـت‌هـا از دیگـر عناصر تشکیل‌دهندهٔ آن هستند. اربیتولینیده‌های مخروطی‌شکل به‌صورت پراکنده در سیمان اسپارایتی قرار گرفتـه و میـزان آن حدود ۴۵ درصد است؛ همچنین مقدار بیوکلاست‌هـای دیگـر حدود ۲۵ درصد است. این ریزرخساره همچنین حاوی حدود ۵ درصد اینتراکلاست است (Pl.1.F).

ریزرخسارهٔ گرینستون اائیدی جلبک‌دار (C3)

پراکندگی: نمونهٔ K27.

توصیف: این ریزرخساره اساساً از اسـپارایت و اائیـد تشـکیل شده است و جلبک‌ها، پلوئیدها و اینتراکلاست‌ها دیگر عناصر تشکیل‌دهندهٔ آن هستند. اائیدها به‌صورت پراکنـده در سـیمان اسپارایتی قـرار گرفتـه و میـزان آن حـدود ۳۰ درصـد اسـت؛ همچنین مقدار جلبک‌های سبز شـامل جـنس سـالپینگوپورلا، حدود ۲۵ درصد است. این ریزرخساره همچنین حاوی حدود ۵ درصد اینتراکلاست و ۵ درصد پلوئید است (Pl.2.D).

ریزرخسارهٔ گرینستون اائیدی (C4)

پراکندگی: نمونه‌های K36، K48، K49 و K58-K60.

توصیف: این ریزرخسـاره از اسـپارایت و اائیـدهایی تشـکیل شده است که به‌صـورت پراکنـده در سـیمان اسـپارایتی قـرار گرفته‌اند. مقدار اائیدها حدود ۵۰ درصد است. در نمونـهٔ K48 عناصر اصلی شامل اائیدها، فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسـلانوز (انواع میلیولید) و نیز جلبک‌هایی اسـت کـه هسـتهٔ اائیـدها را تشکیل می‌دهد. در این ریزرخساره بعضی از اینتراکلاسـت‌هـا نیز هستهٔ اائیدها را تشکیل می‌دهند. در نمونه‌های K36، K58، K59 و K60 عناصـر اصـلی شـامل اائیـدها، اسـتراکدها و فرامینیفرهای با دیوارهٔ پورسلانوز (انواع میلیولیـد) درمجمـوع حدود ۵ درصد و نیز فرامینیفرهای با دیـوارهٔ آگلوتینـه حـدود ۱۰ درصد و جلبک اسـت. در نمونـهٔ K60، اینتراکلاسـت نیـز مشاهده مـی‌شـود. نمونـه‌هـای K59 و K60 حـاوی فابریـک ژئوپتـال اسـت. در نمونـه‌هـای K58 و K59 دوکفـه‌ای (رودیسـت)، گاسـتروپود و قطعـات اکینـودرم نیـز مشـاهده می‌شـود. بیوکلاسـت‌هـا هسـتهٔ اائیـدها را تشـکیل مـی‌دهنـد (Pl.2.E,F).

ریزرخسارهٔ گرینستون بیوکلاستی (C5)

پراکندگی: نمونه‌های K50-K52 و K61, K62

توصیف: این ریزرخساره از اسـپارایت و بیوکلاسـت تشـکیل شـده اسـت؛ بـه طـوری کـه مقـدار بیوکلاسـت‌هـا در ایـن ریزرخسـاره حـدود ۶۰ درصـد اسـت. بیوکلاسـت‌هـا شـامل دوکفـه‌ای‌هـا، گاسـتروپودها، براکیوپودهـا، اسـتراکدها، فرامینیفرهـای بـا دیـوارهٔ پورسـلانوز (انـواع میلیولیـد) و فرامینیفرهای با دیـوارهٔ آگلوتینـه اسـت. در ایـن ریزرخسـاره اینتراکلاسـت فـراوان، پلوییـد، اائیـد و فابریـک ژئوپتـال نیـز مشاهده می‌شود (Pl.2.G,H).

تفسیر محیط رسوبی زیررخسارهٔ C

وجـود فسـیل‌هـای دوکفـه‌ای، قطعـات اکینـودرم و بریـوزوآ

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

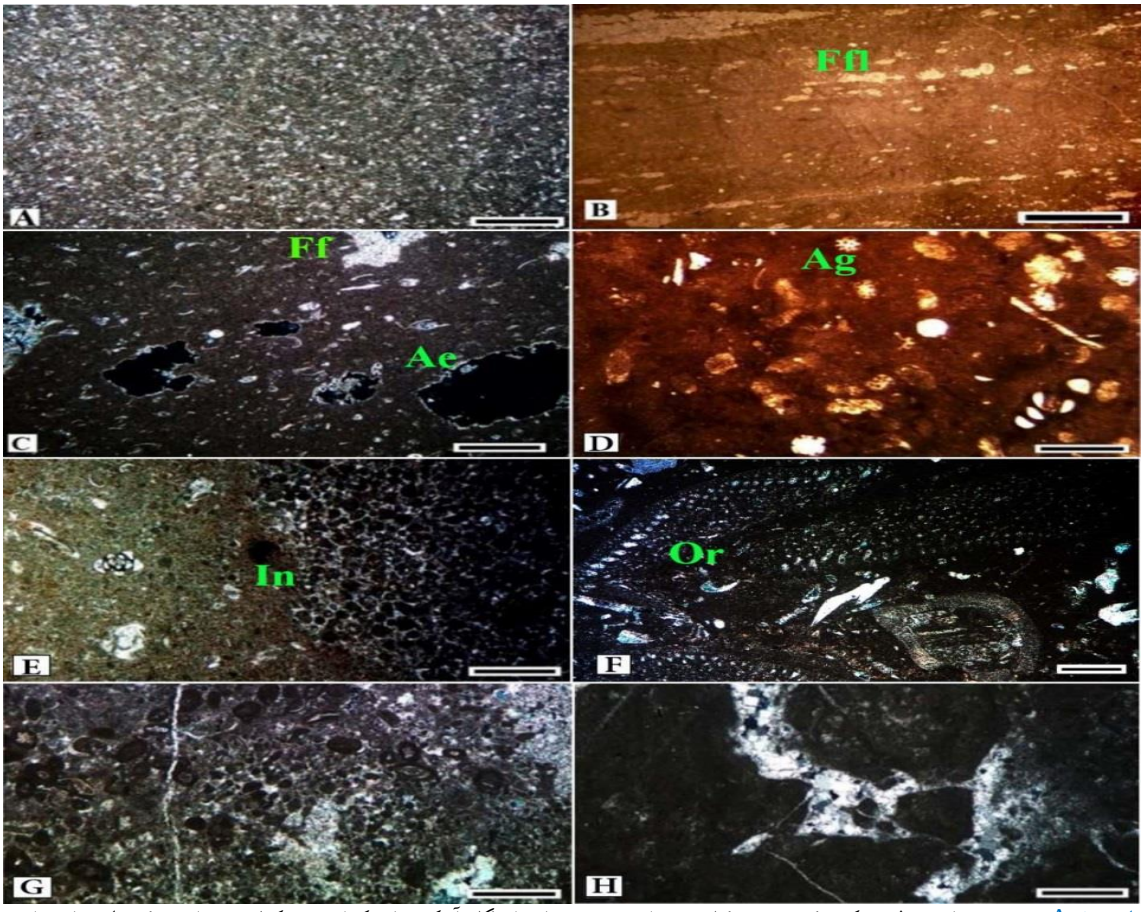
نشان‌دهندهٔ محیط‌های دریایی است (Heckel 1972; Maya et al. 1991). در بعضی موارد نیز رخساره‌های پکستون اائیدی و اائید اینتراکلاستی معرف محیط کانال‌های جزر و مدی است (Lasemi et al. 2012). رخسارهٔ گرینستون اائیددار شاخص محیط‌های سدی پرانرژی است (Geel 2000; Sanders and Hofling 2000; Masse et al. 2003; Palma et al. 2007)؛ همچنین حضور اائیدها، محیط‌های کم‌عمق با انرژی زیاد و بسیار آشفته مانند محیط حاشیهٔ ساحلی و نزدیک لبهٔ پلاتفرم (Strasser 1986; Carozzi 1989; Tucker and Wright 1990; Flugel 2010) را نشان می‌دهد. حضور سیمان اسپارایتی بین دانه‌های مختلف نیز گویای انرژی زیاد در محیط رسوب‌گذاری است؛ به طور کلی گرینستون‌ها می‌توانند شاخص سدهای کربناته با انرژی زیاد باشند (Wilson 1975; Harris et al. 1997). با توجه به مطالب بالا ریزرخسارهٔ گرینستون اائیددار می‌تواند معرف سدهای کربناته با انرژی زیاد باشد. سدهای کربناتهٔ مشابه این ریزرخساره امروزه در سواحل جنوبی خلیج فارس (Purser 2012) گزارش شده است. اربیتولینیده‌های مخروطی‌شکل با اندازهٔ کوچک‌تر، معرف قسمت‌های نورانی و کم‌عمق با انرژی زیاد است (Renema 2007; Safdari adimi et al. 2011). با توجه به مطالب بیان‌شده می‌توان نتیجه گرفت که زیررخسارهٔ C در محیط پرانرژی سد نهشته شده است.

مدل رسوبی

با توجه به اینکه موقعیت رخساره‌های کربناتهٔ نهشته‌های برش کوه مارکش در سه محیط ساحلی بالای پهنهٔ جزر و مدی، لاگونی و سدی نشان داده شده (شکل ۸)، براساس مطالعات پیشین (Mahboobi et al. 2004) مدل رسوبی رسوبات کرتاسهٔ زیرین منطقه از نوع رمپ تفسیر شده که به نظر می‌رسد بخش ساحلی رمپ تحت تأثیر جزر و مد نهشته شده است (شکل ۹)؛ به طوری که در جهت شیب حوضه نهشته‌های لاگونی به‌تدریج به نهشته‌های سدی تغییر رخساره می‌دهند. نهشته‌های زیررخساره‌های مربوط به محیط رسوبی لاگون، بیشترین گستردگی و ضخامت را در بین لایه‌های رمپ کربناته در برش مطالعه‌شده نشان می‌دهد. با توجه به اینکه رمپ‌ها براساس سطح انرژی اثر امواج از ساحل به سمت نواحی عمیق‌تر براساس تغییرات عمق آب به قسمت‌های رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی تقسیم می‌شوند (Burchett and Wright 1992) و مدل رسوبی ارائه‌شده در این پژوهش فقط از رخساره‌های رمپ داخلی تشکیل شده است، نمی‌توان به‌طور مشخص و برمبنای تقسیم‌بندی رمپ‌ها (Flugel 2010) هموکلینال‌بودن رمپ را مشخص کرد. این مدل با جغرافیای دیرینه و دیرینهٔ بوم‌شناختی کرتاسهٔ زیرین نیز همخوانی دارد (Kiani shahvandi 2015).

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

Pl.1

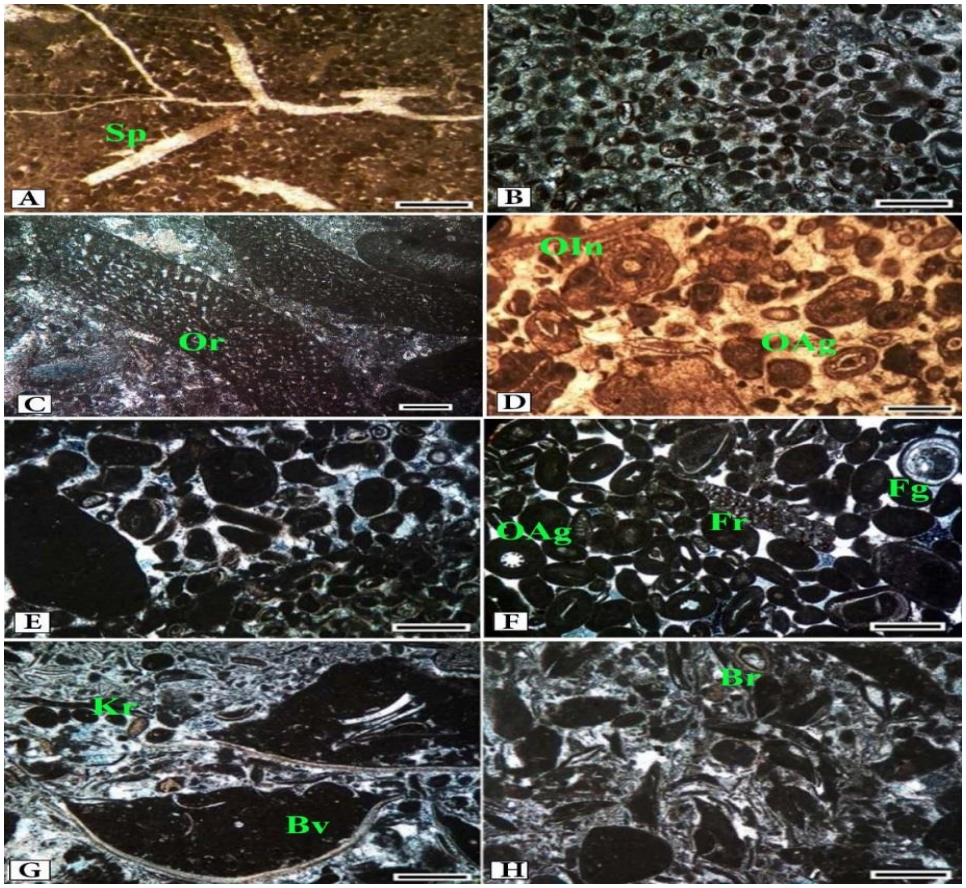


پلیت ۱-A - ریزرخسارهٔ دولومیتیک وکستون بیوکلاستی؛ این ریزرخساره از گل آهکی یا میکرایت تشکیل شده است که بلورهای دانه شکری و گاه شکل‌دار دولومیت به اندازه‌های کوچک‌تر از ۰/۱ میلی‌متر در آن مشاهده می‌شود (نمونه‌های K69 و K70). B, C. ریزرخسارهٔ مادستون- وکستون بیوکلاستی؛ این ریزرخساره از میکرایت و خرده‌های فسیلی تشکیل شده است که به‌طور پراکنده در ماتریکس میکرایتی قرار گرفته‌اند (فابریک فنسترال چشم‌پرنده‌ای: Ff، فابریک فنسترال لامینه‌ای: Ffl، اثر انحلالی: Ae)؛ (نمونه‌های K5و K26)؛ D. ریزرخسارهٔ وکستون جلبکی؛ این ریزرخساره از میکرایت تشکیل شده است (جلبک: Ag)؛ (نمونهٔ K53)؛ E. ریزرخسارهٔ وکستون بیوکلاستی (سمت چپ مقطع)؛ (اینتراکلاست: In)؛ (نمونه‌های K6، K15-K17، K31-K32، K34، K38، K40، K41، K43-K45، K57 و K65-K68)؛ F. ریزرخسارهٔ گرینستون بیوکلاستی (اربیتولینا: Or)؛ (نمونه‌های K54، K55، K56، K63، K64). G: ریزرخسارهٔ وکستون- پکستون پلوئیدی؛ این ریزرخساره از گل آهکی و پلوئید تشکیل شده است؛ به‌طوری که پلوئیدها به‌صورت پراکنده در ماتریکس میکرایتی قرار گرفته‌اند (نمونه‌های K33 و K46, K47)؛ H. ریزرخسارهٔ مادستون؛ این ریزرخساره از میکرایت تشکیل شده است. در این ریزرخساره پدیدهٔ نئومورفیسم به‌شدت رخ داده است. مقیاس تصاویر ۰/۵ میلی‌متر هستند (نمونه‌های K14, K25, K28 و K35). مقیاس تصویر B,F ۲ میلی‌متر است.

Plate 1- A- Dolomitic bioclastic Wackston microfacies, this microfacies consists of lime-mud or micrite in which granular and sometimes shaped dolomite crystals smaller than 0.1 mm are observed (K69 and K 70 samples). B and C: Bioclastic Mudstone-Wackstone microfacies, this microfacies is composed of micrites and fossil fragments that are scattered in the micritic matrix (bird's eye fenestral fabric: Ff, laminated fenestral fabric: Ffl, Dissolution effect: Ae) (K26 and K5 samples). D: Algal Wackstone microfacies, this microfacies consist of Micrite (algea: Ag) (K53 sample). E: Bioclastic Wackstone microfacies (left ward of thin section), (Intraclast: In) (K6, K15-K17, K31-32, K34, K38, K41, K40, K43-K45, K57, K65-K68 samples). F: Bioclastic Grainstone microfacies, (Orbitolina: Or) (K54, K55, K56, K63, K64 samples). G: Peloidal Wackstone-Packstone microfacies, this microfacies is composed of lime-mud and peloid so that the peloids are scattered in the micritic matrix (K33, K46, K47 samples). H: Mudstone microfacies, this microfacies consist of micrite. In this micofacies, neomorphism phenomenan has occurred severaly (K14, K25, K28, K35 samples). Scale bar represent 0.5 mm in all pictures and in the B and F pictures represent 2 mm.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

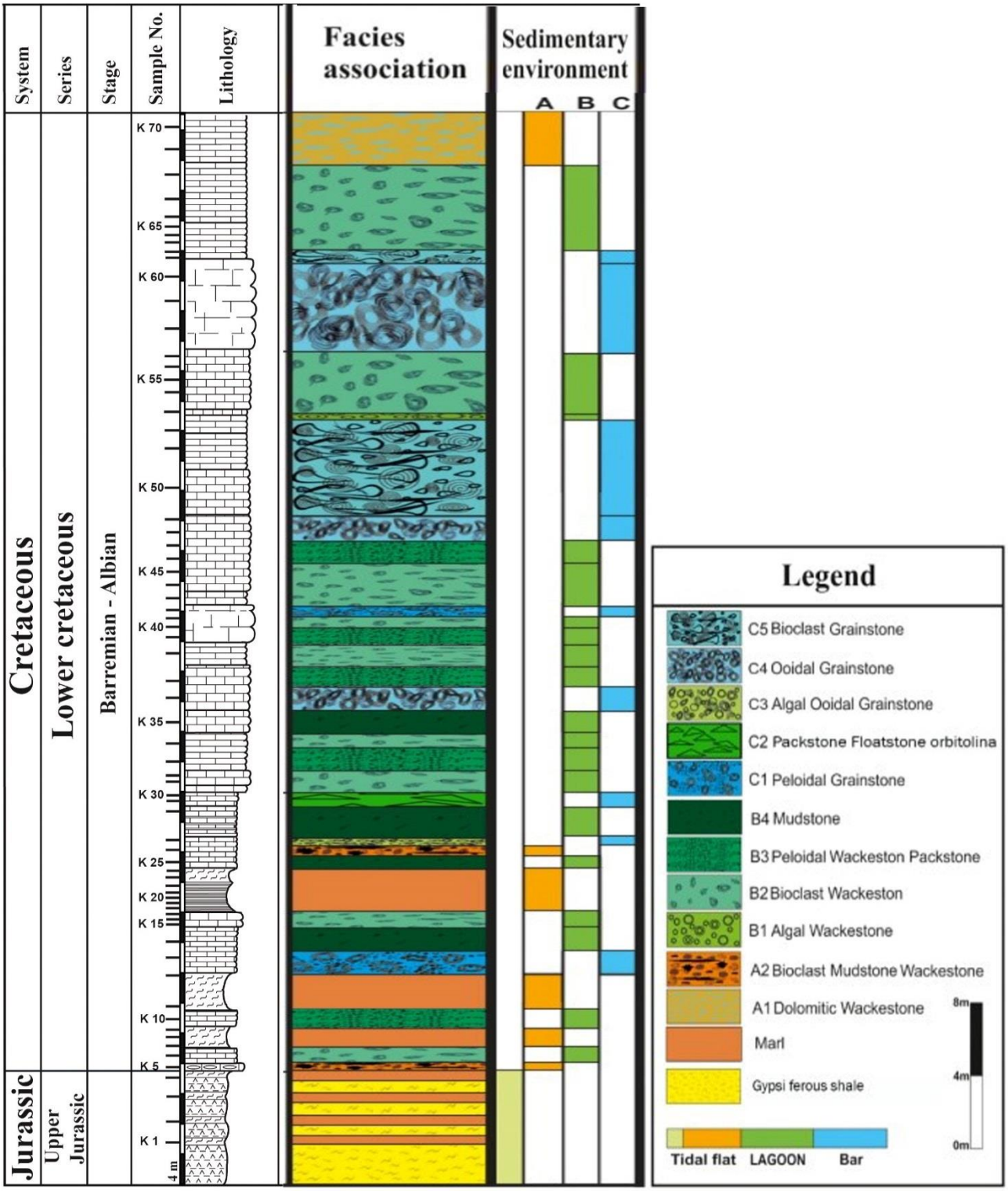
Pl.2



پلیت ۲- **A**- ریزرخسارهٔ وکستون- پکستون پلوئیدی؛ این ریزرخساره از گل آهکی و پلوئید تشکیل شده است (اسپیکول اسفنج: **Sp**)؛ (نمونه‌های **K39, K37, K10**)؛ **B**. ریزرخسارهٔ گرینستون پلوئیدی؛ این ریزرخساره اساساً از اسپارایت و پلوئید تشکیل شده است (نمونه‌های **K42, K13**)؛ **C**. ریزرخسارهٔ وکستون بیوکلاستی، (اربیتولینا: **Or**)؛ (نمونه‌های **K29, K30**)؛ **D**. ریزرخسارهٔ گرینستون اائیدی جلبک‌دار؛ این ریزرخساره از اسپارایت و اائید تشکیل شده است؛ به طوری که اائیدها به‌صورت پراکنده در سیمان اسپارایتی پراکنده‌اند (اائیدهای با هستهٔ جلبک سبز: **OAg**، اائید با هستهٔ اینتراکلاست: **OIn**)؛ (نمونه **K27**). **E,F**. ریزرخسارهٔ گرینستون اائیدی؛ این ریزرخساره از اسپارایت و اائید تشکیل شده است؛ به طوری که اائیدها به‌صورت پراکنده در سیمان اسپارایتی قرار گرفته‌اند (اائیدهای با هستهٔ جلبک سبز: **OAg**، فرامینیفر: **Fr**، فابریک ژئوپتال مربوط به یک گاستروپود: **Fg**)؛ (نمونه‌های **K36** ، **K48, K49** و **K58-K60**)؛ **G, H**. ریزرخسارهٔ گرینستون بیوکلاستی؛ این ریزرخساره از اسپارایت و بیوکلاست تشکیل شده است (تکه‌ای از ساقهٔ کرینوئید: **Kr**، دوکفه‌ای: **Bv**، براکیوپود: **Br**)؛ (نمونه‌های **K50-K52** و **K61, K62**). مقیاس تصاویر ۰/۵ میلی‌متر است. مقیاس تصویر **C** ۲ میلی‌متر است.

Plate 2- A- Peloidal Wackstone-Packstone, this microfacies composed of lime-mud and peloid (sponge spicule: Sp) (K39, K10, K37 samples). B: Peloidal Grainstone microfacies, this mirofacies mainly compose of sparite and peloid (K13, K42 samples). C: Bioclastic Wackstone microfacies, (Orbitolina: Or) (K29, K30 samples). D: Algal oolitic Graistone microfacies, this microfacies is composed of sparite and ooid so that the ooids are dispersed in sparite cement (Ooids with Green algea core: OAg, Ooids with Intraclast core: OIn) (K27 sample). E and F: Oolitic Grainstone microfacies, this microfacies is composed of sparite and ooid so that the ooids are dispersed in sparite cement, (Ooids with Green algea core: OAg, Foraminifara: Fr, Geoptal fabric related to a gastropod: Fg) (K36, K49, K48, K58-K60). G and H: Bioclastic Graistone microfacies, this microfacies is composed of sparite and bioclast (the part of Crinoids stem: Kr, Bivalve: Bv, Brachiopod: Br) (K50-52, K61, K62). Scale bar represent 0.5 mm in all pictures and in the C picture represent 2 mm.

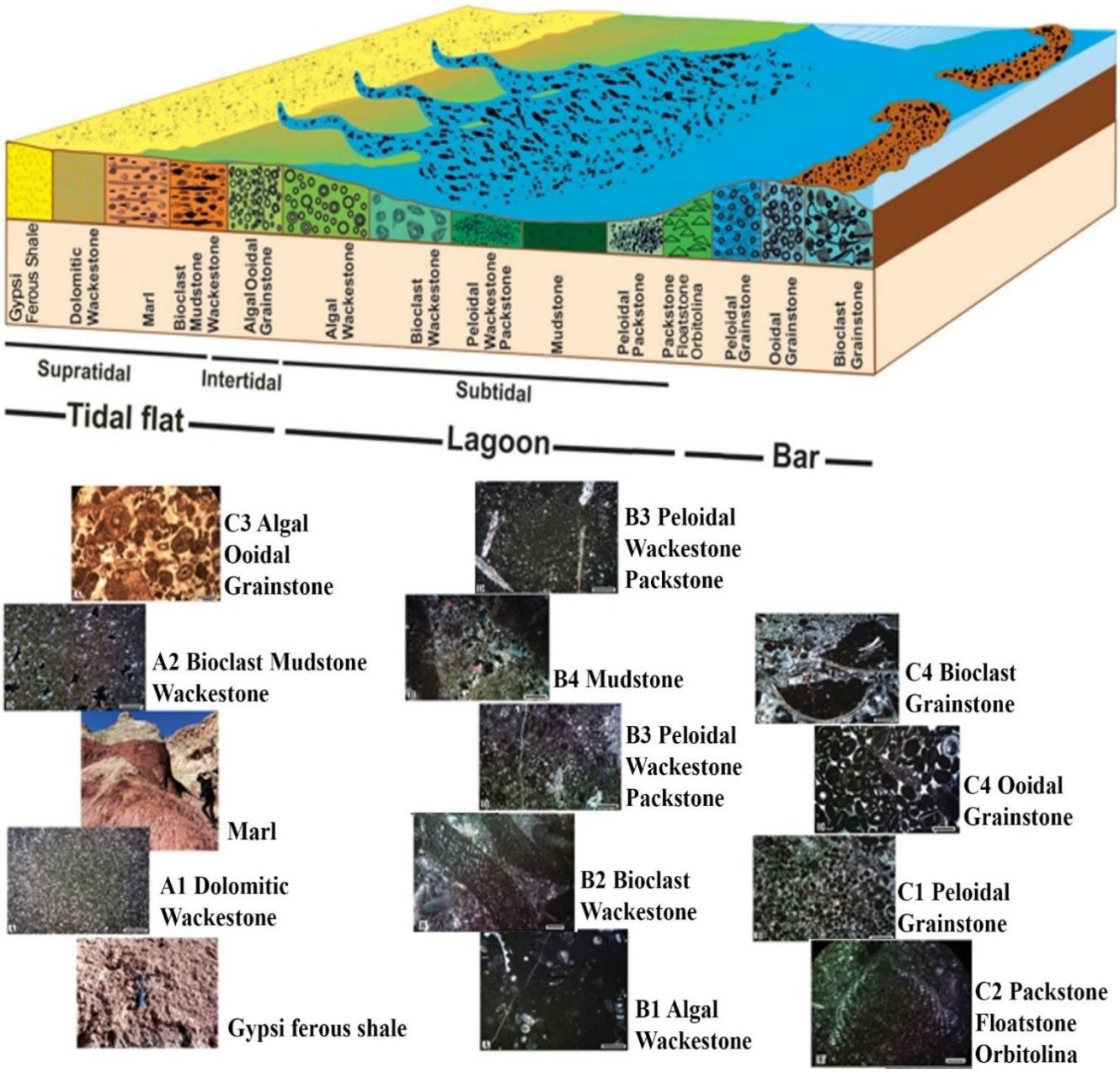
http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1



شکل ۸- توالی تغییرات عمودی رخساره‌ها در ستون چینه‌شناسی منطقهٔ مطالعه‌شده

Fig 8- Sequence of vertical changes of facies in the stratigraphic column of the study area

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1



شکل ۹- مدل رخساره‌ای رسوبات کرتاسهٔ زیرین در برش کوه مارکش

Fig 9- Facies model of Lower Cretaceous sediments in Markesh mountain section

نتیجه

۱. کوه مارکش در شمال راور نشان‌دهندهٔ بیرون‌زدگی‌های گستردهٔ رسوبات کرتاسهٔ زیرین در شمال کرمان است. این رسوبات با سن بارمین- آلبین اساساً به‌صورت آهک‌های لایه‌لایهٔ خاکستری‌رنگ همراه با فسیل شاخص اربیتولینا، جلبک سبز و پوسته‌های بزرگ دوکفه‌ای بیرون‌زدگی دارند. رسوبات کرتاسهٔ زیرین کوه مارکش روی رسوبات شیل و مارن‌های ژیپس‌دار به سن ژوراسیک بالایی قرار گرفته و در بالا با رسوبات نئوژن پوشیده شده است.

۲. به طور کلی نهشته‌های برش کوه مارکش شامل رسوبات تبخیری، مارنی و آهکی مرز ژوراسیک بالایی و کرتاسهٔ زیرین است.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

۳. براساس بررسی‌های انجام‌شده روی میکروفسیل‌های موجود، ۱۴ جنس و ۱۷ گونه از فرامینیفرهای بنتیک، ۳ جنس و ۴ گونه از جلبک‌های سبز و تعداد ۱۶ جنس و ۲۴ گونه از استراکدها در منطقهٔ مطالعه‌شده شناسایی شد.

۴. نسبت حضور فرامینیفرهای بنتیک و نبود فرامینیفرهای پلانکتونیک (P/B ratio) در این برش نشان‌دهندهٔ محیطی کم‌عمق است.

۵. حضور میکروفسیل شاخص اربیتولینا به همراه جلبک‌های سبز و استراکدها در این برش و همچنین وجود میلیولیدها با تنوع و فراوانی زیاد نشان‌دهندهٔ محیط نهشته‌شدن رسوبات، لاگونی، کم‌عمق و گرم بوده است.

۶. با توجه به شواهد گوناگون مانند حضور مجموعهٔ متنوعی از میکروفسیل‌ها ازجمله استراکدها، فرامینیفرها، جلبک‌ها و ماکروفسیل‌هایی مانند گاستروپود و دوکفه‌ای در کنار هم، شرایط محیط رسوب‌گذاری برش کوه مارکش محیطی، کم‌عمق، نورانی، اکسیژن‌دار، بدون تنش و غنی از مواد غذایی تشخیص داده می‌شود. این امر با توجه به غالب‌بودن استراکدهای پودوکوپید به پلاتی‌کوپید نیز تأیید می‌شود.

۷. مطالعهٔ جلبک‌های شناسایی‌شده در برش مدنظر نشان می‌دهد محیط رسوب‌گذاری یک منطقهٔ نورانی (photiczone) در نواحی محصورشده و لاگونی، آب‌های گرم تا معتدل دریاهای کم‌عمق مناطق حاره و نزدیک به ساحل بوده است.

۸. تنوع انواع موجودات دریایی همچون دوکفه‌ای، براکیوپود و خارپوست در این رسوبات بازتاب‌دهندهٔ عمیق‌شدن حوضهٔ رسوب‌گذاری و نزدیکی به دریای باز است.

۹. به طور کلی نهشته‌های مطالعه‌شده شامل یک رخسارهٔ تبخیری و دو رخسارهٔ مارنی و آهکی است. رخسارهٔ آهکی براساس محیط تشکیل شامل سه زیررخسارهٔ A مربوط به محیط ساحلی بالای پهنهٔ جزر و مدی، B مربوط به محیط لاگونی و C مربوط به محیط سدی است که از سمت خشکی به طرف دریای باز تفسیر شده است.

۱۰. تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و مقایسهٔ آنها با محیط‌های رسوبی قدیمه و عهد حاضر نشان‌دهندهٔ ته‌نشست نهشته‌های کرتاسهٔ زیرین برش کوه مارکش در یک پلاتفرم کربناتهٔ کم‌عمق است.

References

Adachi N. Ezaki Y. and Liu J. 2004. The fabrics origins of peloids immediately after the End-Permian extinction, Guizhou Province, South China. Sedimentary Geology. 164: 161-178.

Alsharhan A. S. and Kendall C. S. C. 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. Earth-Science Reviews. 61 (3): 191-243.

Arnaud-Vanneau. A. 1980. Micropaleontologie, paleoecologieet sedimentologie dune plate-forme carbonate edela marge passive de la Tethys. Geologie alpine Memorie, 11/3: 874 pp.

Bakhtiyari S. 2012. Atlas of Iranian Roads. 1:100000. Tehran Institute of Geography and Cartography. 288 p. (in Persian).

Bevington Penneya 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.

Bitner M. A. and Motchurova-Dekova N. 2005. Brachiopods from the Sanadinovo Formation (Lower Cenomanian) in northern Bulgaria. Cretaceous Research. 26 (4): 525-539.

Bosence D. W. J. and Wilson R. C. L. 2003. Carbonate depositional systems, The sedimentary record of sea-level change. Milton Keynes (UK). 7: 209-33.

Burchett T. P. and Wright V. P. 1992. Carbonate ramp depositional system. Sedimentary Geology. 79: 3-57.

Carozzi A.V. 1989. Carbonate Rocks Depositional Models: A Microfacies Approach. Prentice-Hall. London. 604 p.

Dunham R.J. 1962. classification of carbonate rock according to depositional texture. In: W. E. Ham (Eds.). Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1: 108-121.

Flugel E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application. Springer. Berlin Heidelberg. New York. 984 p.

Gansser A.1955. New aspecs of the geology in central Iran. Proc. 4th World Petr. Congr. Sec. Vol. I/A. 279-300. Rome.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

to Mishrif) in Siri oil fields. Earth Sciences. Stratigraphy and Sedimentology Researches. 94: 263-274. (in Persian).

Kheradmand A. 2000. Investigation of facies and sedimentary environment of Badamo and Hojdak formations in southeast of Central Iran (Kerman-Ravar region). Doctoral dissertation of Tarbiat Moallem University. 218 p. (in Persian).

Kiani Shahvandi M. 2015. Investigation of facies and sedimentary environment of Badamo and Hojdak formations in southeast of Central Iran (Kerman-Ravar region). Master Thesis. Shahid Bahonar University. Kerman, 206p.

Lasemi Y. D. Jahanj H. and Amin-Rasouli Z. 2012. Ancient Carbonate Tidalites. In: Davis R.A. Dalrymple R.W. (Eds.). Principles of Tidal Sedimentology: Springer Dordrecht Heidelberg London New York. 621 p. les paleoenvironnements et leur evolution. These Doct. D'Etat. Univ. Aix-Marseille. France.

Mahboobi A. Moosavi Herami R. Najafi M. and Yahya Sheibani V. 2004. History of sedimentation and sequential stratigraphy of Lower Cretaceous limestones in Amanabad region located in the south of Mashhad. Journal of Science, University of Tehran. 30(2):179-200 (in Persian).

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 (1): 65-81.

Masse J.-P. 1976. Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginian-Aptien). Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse Sci. Marseille, 445 p. 60 pl.

Maya L. Cole. D. R. and Hagaman. E. W. 1991. Carbon–nitrogen pyrolyzates: attempted preparation of carbon nitride. Journal of the American Ceramic Society. 74 (7): 1686-1688.

Mosavian S. M. Sadeghi A. and Adabi M. H. 2014. Lithographic, biological stratigraphy and sedimentary facies of Shah Kooh Formation in the section of Tangel Bala Mountain, southwest of Khor (Central Iran). Stratigraphic and Sedimentological Research. 30th consecutive. No. 54. first issue. 79-95. (in Persian).

Nagy J. Reolid M. and Rodríguez-Tovar F. J. 2009. Foraminiferal morphogroups in dysoxic shelf deposits from the Jurassic of Spitsbergen. Polar Research. 28(2): 214–221. (in Persian).

Palma R. M. Lopez-Gomez J. and Piethe R. D. 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin. Argentina: Facies and depositional sequences. Sedimentary Geology. 195 (3): 113-134.

Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology. 155: 211–238.

Ghalavand. H.1993. Recognition of calcareous algae in microscopic sections. Shahid Beheshti University. Faculty of Science. unpublished report. 143 p. (in Persian).

Gooday A.J. 1986. Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine Seabight (northeast Atlantic): size structure. standing stock, taxonomic composition, species diversity and vertical distribution in the sediment. Publication: Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers, 33(10): 1345-1373.

Hajimolla Ali.A.1995. Geological map of Iran. Ravar sheet. 1:100000. Geol. Surv. Iran.Tehran. in persian.

Harris M. K. Thayer P. A. and Amidon M. B. 1997. Sedimentology and depositional environments of middle Eocene terrigenous-carbonate strata, southeastern Atlantic Coastal Plain. USA. Sedimentary Geology. 108 (1): 141-161.

Heckel P.H. 1972. Recognition of ancient sedimentary environment. In: Rigby J.K. and Hamblin W.K. (Eds.). Recognition of ancient sedimentary environment. SEPM. Special Publicatin. 16: 226-286.

Hossini S. H. Vahidinia M. Najafi M. and Moosavi herami S. R. 2016. Biostratigraphy, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Lower Cretaceous detrital-carbonate deposits in East Central Iran, Dihuk. Kharazmi Earth Sciences. 2(2): 157-180. (in Persian).

Huber H. and Stocklin J. 1954. Hojedk coal Survey. Iran. Ol. Co. Geol. Rep. 116: 1-65. Tehran.

Huckriede R. Kursten M. and Venzlaff. H. 1962. Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman and Sagand (Iran). Beih. Geol. Jb. 51: 1-197.

Jorissen F.J. Stigter H.C. and Widmark J.G.V. 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. Mar. Micropaleontol. 26: 3- 15.

Kaminski M.A. Boersma A. Tyszka J. and Holbourn A.E.L. 1995. Response of deep water agglutinated forminifera todysoxic conditions in the California Borderland basins. In: Kaminski M.A. Geroch S. and Gasinski M.A. (Eds.). Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication 3: 131- 140.

Khanjani M. Moosavi Herami S. R. Rahimpor- Bonab H. and Kamali M. R. 2014. Sedimentary environment, diagenesis and sequential stratigraphy of the upper part of Sarvak Formation (equivalent

Shamirani A. and Sadeghi A. 1993. Cretaceous South Ravar (Kerman region): Journal of the Faculty of Earth Sciences. New Course. 2: 33-64. (In Persian).

Shinn E.A. 1986. Modern carbonate tidal flats: their diagnostic features: Colorado School of Mines Quarterly. 81: 7-35.

Smith F.D. 1955. Planktonic foraminifera as indicators of depositional environment. Micropaleontology. 1 (2): 147- 151.

Stocklin J. 1961. Lagunare Formationen and Salzdome in Ostiran. Eclogae Geologieae Helvet. 54 (1): 1-27. Basel.

Strasser A. 1986. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology. 33 (5): 711-727.

Tasli K. Ozer E. and Koc H. 2006. Benthic foraminiferal assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments. Geobios. 39 (4). 521-533.

Ter Kuile B. 1991. Mechanisms for calcification and carbon cycling in algal symbiont-bearing foraminifera. In: Lee J.J. Anderson O.R. (Eds.). Biology of Foraminifera. Academic Press. San Diego. p. 73–90.

Tipper G.H. 1921. The geology and mineral resources of eastern Persia. Rec. Geol. Surv. India. 53(1): 51-80. Calcutta.

Tucker M. E. 2001. Sedimentary Petrology. Third Edition, Blackwell, Oxford. 260 p.

Tucker M. E. and Wright V. P. 1990. Carbonate sedimentology, Black Well, Oxford. 482 p.

Vaziri M. R.and Dstanpoor M. and Nazeri V. 2009. Elements of Paleontology (Microfossils Shahid Bahonar University of Kerman). 175 p. In Persian.

Warren J.K. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: Earth Science Reviews. 52: 1-81.

Whatley R. 1991. The platycopida signals: a means of detecting kenoxic events using Ostracoda. Journal of Micropalaeontoloty. 10: 181- 183.

Wilson J. L. 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag. New York. 471 p.

Parvaneh Nejad Shirazi M. Bahrami M. and Ghaedi Kia S. 2015 Microfacies and sedimentary environments of Kazhdami Formation in the north of Shiraz (Seyed Mohammad mountain). New Findings of Applied Geology. 9(18):58-64. (in Persian).

Purser B. H. 2012. The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Springer Science and Business Media. 471 p.

Renema W. 2007. Fauna Development of Larger Benthic Foraminifera in the Cenozoic of Southeast Asia. Springer, Biogeography, Time and Place: Distributions, Barriers and Islands, 179-215.

Lassemi Y. and Rezaee P. 2002. Lithostratigraphy, facies analysis and sedimentary environments of Bido group in Feyzabad section, North Kerman. Journal of Geosciences, 11(43-44):68-79. (in Persian).

Riding R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms. Sedimentology. 47 (s1). 179-214.

Romero J. Caus E. and Rossel J. 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of large foraminifera based on Late - Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (SE) Spain: Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology. 179(1-2): 43-56.

Safdari Adimi H. Vaziri Moghaddam H. Taheri A. Ghabishavi A. and Seyrafian A. 2011. Biostratigraphy and paleontology of Upper Albin-Cenomanian sediments in south western Firoozabad. Iranian Geological Quarterly. Fifth Year. 18.53-62. (in Persian).

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 (3): 127-146.

Seyyed Emami K.1999. New knowledge about the Ravar evaporitic line and the stratigraphic position of the Middle and Upper Jurassic sedimentary lines in the Ravar-Kerman region (Central Iran). Journal of the Faculty of Engineering. University of Tehran. 33(4): 81-95. (in Persian).

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.124608.1179 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.3.1.1