

Research Article

## Introduction and preliminary study of shell beds of the Late Cretaceous marine deposits in the western part of Makran (southeastern Kahnuj and Kerman)

Ebrahim Mohammadi<sup>1\*</sup>, Mehdi Ghaedi<sup>2</sup>

1-Department of Ecology, Institute of science, High technology and environmental science, Graduate University of advanced Technology, Kerman, Iran;

2- Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

**Keywords:** *Late Cretaceous, Cenomanian, Orbitolina, Makran, Chah Mirek.*

### 1-Introduction

Compared with other geological zones of Iran, the Makran geological zone has been studied less. The Makran accretionary wedge is exposed in SE Iran and SW Pakistan (Burg, 2018). The slightly arcuate Makran accretionary wedge extends ~ 1000 km along the strike between the Minab –Sabzevaran dextral fault system to the west and the Chaman – Ornach-Nal sinistral fault system to the east (Burg, 2018). The eastern part of the onshore Iranian Makran has been divided into four major east-west-oriented units separated by major thrust zones. These units are from north to south, i.e. from the structural top to bottom: (1) North Makran, (2) Inner Makran, (3) Outer Makran and (4) Coastal Makran (Dolati, 2010; Burg, 2018). This study aims to introduce and study the Late Cretaceous fossiliferous units (part of the Chah Mirak unit) (Morgan, 1979, 1980) in the southeastern Kahnuj (the northwestern part of the Iranian Makran geological zone) to draw the geologists' attention to this area. Given the note that most of the rock units in the region are non-sedimentary (ophiolitic) complexes or Quaternary continental sediments, every fossil evidence is of great value for investigating and reconstructing the paleo-environmental condition of the area.

### 2-Material and methods

The sampling of fossiliferous units was carried out according to standard methods, given that most of the fossiliferous layers contained abundant tuff grains, and there was a possibility that the number of index fossils (foraminifera) was low. Therefore, a more significant number of rock samples were taken (compared to systematic sampling) to determine the age of the successions. Due to the low thickness of the marine unit, to observe and investigate all the (biological and lithological) facies changes, the spatial extension of the layers was followed, and all the observed changes of the layers were examined and sampled. Thin sections were prepared from rock samples. The thin sections were subjected to detailed lithological examination, and their components were identified and studied. The age of the reviewed sections was determined based on bio-stratigraphic criteria and comparison with previous studies (Loeblich and Tappan 1988, Wynd 1965, BouDagher-Fadel 2018, Wilmsen et al. 2020, Schlagintweit 2021, 2022, 2023).

### 3-Results and discussions

Lithologically, the studied successions mainly consist of tuffaceous limestones, which were deposited during the reduction of pyroclastic material entering the basin, and its lower and upper contacts are composed of volcanic rocks. The successions present fossil groups such as abundant gastropods, corals, algae, bivalves, and foraminifera.

\* Corresponding author: emohammadi02@gmail.com

DOI: 10.22055/AAG.2023.43169.2348

Received: 2023-02-28

Accepted: 2023-05-30

#### 4-Conclusion

The successions present fossil groups such as abundant gastropods, corals, algae, bivalves, and foraminifera. The gastropod-rich sequences and younger marine layers are Cenomanian and Cenomanian-early Santonian in age, respectively. The shallow marine lagoonal environment (accompanied by mollusks, especially abundant gastropods) and slightly deeper settings containing coral and algae are suggested for the deposition of these successions. Further studies are necessary for a more detailed examination of the fossil groups.

#### 5-References

- BouDagher-Fadel, M.K., 2018. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera, 2st edition. UCL Press, London, P. 693. <https://doi.org/10.2307/j.ctvqhsq3>
- Burg, J.P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation: Earth-Science Reviews 185, 1210–1231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011>
- Dolati, A., 2010. Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran. PhD Thesis, ETH Zurich, Zürich
- Loeblich Jr., A.R., Tappan, H., 1988. Foraminiferal Genera and Their Classification (Volumes I–II). Van Nostrand Reinhold, New York, P. 2047.
- Morgan, K.H., 1979. Kahunj Sheet Map 1:100,000, Geological survey of Iran, Tehran
- Morgan, K.H., 1980. Qaleh Manujan Sheet Map 1:100,000, Geological survey of Iran, Tehran
- Schlagintweit, F., 2021. Orbitolinids and other larger benthic foraminifera from the Aptian-Albian of Tibet: critical discussion of some recently published data. Acta Palaeontologica romaniae 19, 45-52. <https://doi.org/10.35463/j.apr.2022.01.03>
- Schlagintweit, F., 2022. Late Cretaceous Orbitolinidae (larger benthic foraminifera): Taxonomy, determination, biostratigraphy and palaeobiogeography. Newsletters on Stratigraphy 55, 427-450. <https://doi.org/10.1007/s13146-017-0363-4>
- Schlagintweit F., 2023. Annular chambers in Cretaceous orbitolinidae (larger benthic foraminifera): an overview. Acta Palaeontologica Romaniae 18, 17-23. <https://doi.org/10.35463/j.apr.2023.01.05>
- Wilmsen, M., Berensmaier, M., Fürsich, F.T., Schlagintweit, F., Hairapetian, V., Pashazadeh, B., Majidifard, M.R., 2020. Mid-Cretaceous biostratigraphy (ammonites, inoceramid bivalves and foraminifers) at the eastern margin of the Anarak Metamorphic Complex (Central Iran). Cretaceous Research 110, 104411. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104411>

#### HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Mohammadi, E., Ghaedi, M., 2024. Introduction and preliminary study of shell beds of the Late Cretaceous marine deposits in the western part of Makran (southeastern Kohnouj and Kerman). Adv. Appl. Geol. 13(4), 1089-1104.

DOI: 10.22055/AAG.2023.43169.2348

URL: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_18595.html](https://aag.scu.ac.ir/article_18595.html)

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

## معرفی و مطالعه مقدماتی افق‌های پرفسیل (shell beds) نهشته‌های دریایی کرتاسه پسین در بخش غربی مکران (جنوب شرقی کهنوج و کرمان)

ابراهیم محمدی\*

گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی،  
دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

مهدی قائدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

\*emohammadi02@gmail.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۲/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۳/۰۹

### چکیده

زون زمین‌شناختی مکران، کمتر از دیگر زون‌های زمین‌شناختی ایران مورد مطالعه قرار گرفته است. هدف از این تحقیق معرفی و مطالعه مقدماتی توالی‌های فسیل‌دار کرتاسه پسین (بخشی از واحد چاه‌میرک)، در جنوب شرقی کهنوج (بخش شمال غربی زون زمین‌شناختی مکران)، به منظور جلب توجه زمین‌شناسان به این منطقه است. با توجه به این‌که بیشتر واحدهای سنگی منطقه، کمپلکس‌های (افیولیتی) غیر رسوبی و یا رسوبات قاره‌ای کواترنری هستند، کمترین شواهد فسیلی، برای بررسی و بازسازی محیط‌دیرینه منطقه از اهمیت زیادی برخوردار است. توالی‌های مورد مطالعه به لحاظ سنگ‌شناسی عمدتاً شامل سنگ آهک‌های توفی است که در دوره کاهش ورود مواد آذراواری به حوضه، نهشته شده است و در بالا و پایین با سنگ‌های ولکانیک ارتباط دارد. واحد مورد مطالعه، دارای گروه‌های فسیلی مختلفی همچون گاستروپودهای فراوان، مرجان، جلبک، دوکفه‌ای‌ها و فرامینیفرها است. سن توالی‌های گاستروپوددار، سنومانین و سن لایه‌های دریایی جوانتر، سنومانین-سانتونین پیشین است. محیط دریایی کم‌عمق شامل محیط‌های لاگونی کم‌عمق (با حضور نرم‌تنان، خصوصاً گاستروپود فراوان) و محیط‌های اندکی عمیق‌تر حاوی مرجان و جلبک، برای رسوبگذاری این واحدها پیشنهاد می‌گردد. برای بررسی دقیق‌تر گروه‌های فسیلی مطالعات بیشتر ضروری است.

**واژه‌های کلیدی:** کرتاسه پسین، سنومانین، *Orbitolina*، مکران، چاه میرک

### ۱- مقدمه

دیرینه‌شناسی واحدهای رسوبی دریایی کرتاسه پسین در جنوب شرقی کهنوج (در بخش شمال غربی زون مکران) می‌پردازد. پیشتر بررسی دیرینه‌شناسی قابل‌وصفی در این منطقه صورت نگرفته و بیشتر پژوهش‌های انجام شده بر روی تکتونیک، و یا سنگ‌های غیر رسوبی (فاقد فسیل) منطقه بوده است. محدود مطالعات انجام شده بر سنگ‌های رسوبی زون مکران، بر روی دگرریختی‌ها و تعیین سن پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه-های مکران ساحلی و یا واحدهای دریایی میوسن متمرکز شده است. مطالب ارائه شده در مورد واحدهای رسوبی مزوزوئیک زون مکران (Aghanabati, 2004) صرفاً بر اساس گزارش نقشه-های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهنوج (Morgan, 1979a) و ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب (Morgan, 1979b) هستند که به خوبی

واحد زمین‌شناختی مکران، نسبت به دیگر زون‌های زمین‌شناختی ایران کمتر مورد توجه و مطالعه زمین‌شناسان قرار گرفته است. این کم‌توجهی، در مطالعات دیرینه‌شناسی بیشتر نمایان است و مطالعات دیرینه‌شناسی بر روی واحدهای رسوبی مزوزوئیک به مراتب کمتر بوده و تقریباً هیچ مطالعه‌ای (به‌جز برای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه) انجام نشده است، چراکه بخش اعظم رسوبات دوران دوم، در زمان فرورانش، با فرو رفتن به زیر صفحه ایران از بین رفته است؛ رسوبات دریایی مزوزوئیک فقط در نواحی محدودی به همراه افیولیت‌ها به سطح رانده شده‌اند و به عنوان تنها شاهد رسوبی دریایی مزوزوئیک مکران از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. این مقاله به بررسی مقدماتی

نزدیکی برمه و اندونزی ادامه می‌یابد (Sengor and Kidd, 1979; Sebere et al., 1997; Glennie, 2000). این کمربند کوهزایی در اثر باز و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان پدید آمده و محل برخورد دو بزرگ قاره اوراسیا و گندوانا است (Berberian and King, 1981; Agard et al., 2005; Shieian et al., 2015). فرورانش در ناحیه مکران از زمان کرتاسه پسین آغاز شده است، اما فرورانش همچنان ادامه دارد و برخورد نهایی صفحه‌ها هنوز صورت نگرفته است (Lepichon, 1968; Afarin et al., 2013).

زون مکران شامل کوههایی با روند شرقی-غربی است که از سواحل دریای عمان تا فراوافتادگی جازموربان ادامه دارد. مرز غربی کوهها از طریق خط عمان (گسل میناب) از زون برخوردی زاگرس جدا شده و در شرق پس از گذر از بلوچستان پاکستان تا محور لاس‌بلا (Las Bela) ادامه می‌یابد (شکل ۳). در امتداد محور لاس‌بلا، گسل‌های چپگرد «چمن» و «آرناچ نال» معرف یک زون تراسی بین زون فرورانش مکران و زون برخوردی هند-اوراسیا است (Aghanabati, 2004).

پی‌سنگ زون مکران نوعی پوسته اقیانوسی با میانگین ضخامت حدود ۷ کیلومتر است که با توالی ضخیمی از رسوبات فلیش‌گونه و گاه شبه مولاس پوشیده شده که ممکن است تا حدود ۱۰ هزار متر ضخامت داشته باشد. در شمالی‌ترین بخش ناحیه مکران مجموعه‌ای از پوسته‌های اقیانوسی و رسوبات پلاژیک کرتاسه بالا رخنمون دارند که به طور عموم با ردیف‌های فلیشی کرتاسه بالا - ائوسن پوشیده و یا در آمیخته‌اند. بخش میانی ناحیه مکران با فلیش‌های الیگوسن، با چند دگرشیبی موازی درون-سازندی و یک دگرشیبی زاویه‌ای در بالا، پوشیده شده است. رسوب‌های میوسن، به ویژه پلیوسن، بیشتر رخساره آواری دارد که بخش میانی تا ساحل دریای عمان را زیر پوشش دارند. جوان‌ترین رسوب‌های ناحیه مکران، ماسه‌سنگ‌های سست و کم-سیمان به سن پلیو - پلیستوسن هستند که به ویژه در نواحی ساحلی با پادگانه‌های دریایی کواترنری پوشیده شده‌اند (Aghanabati, 2004). در زون مکران رسوبگذاری از الیگوسن تا میوسن به طور ممتد صورت گرفته است (Afarin et al., 2013) و مطالعات دیرینه‌شناختی ارزشمندی بر روی نهشته‌های دریایی سنوزوئیک مکران انجام شده است (McCall et al., 1994; Crimes and McCall et al., 1995; Ghaedi et al., 2016, 2022; Ansarifar et al. 2017; Abbasi et al., 2020).

بیانگر فقدان منابع مربوطه می‌باشد. لذا، هدف این مقاله، معرفی و بررسی مقدماتی واحدهای رسوبی کرتاسه، معرفی عمومی فسیل‌های موجود، و بررسی مقدماتی شرایط رسوبگذاری آن‌ها است.

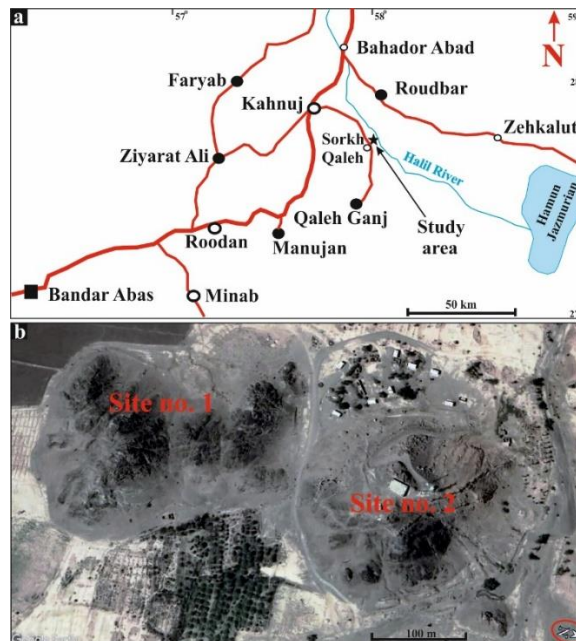
## ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

منطقه مورد مطالعه در مسیر کهنوج به قلعه گنج (در جنوب شرقی استان کرمان)، در روستای زیارت بچه، دهستان سرخ قلعه از توابع شهرستان قلعه گنج و در ۳۵ کیلومتری کهنوج قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۲). ناحیه مورد مطالعه در ۲ کیلومتری شمال امامزاده ابوالقاسم (زیارت بچه) روستای سرخ قلعه واقع شده است. توالی‌های مورد مطالعه در سایت شماره ۱ دارای مختصات  $27^{\circ}48'47''$  عرض شمالی و  $57^{\circ}58'3''$  طول شرقی و در سایت شماره ۲ دارای مختصات  $27^{\circ}48'57''$  عرض شمالی و  $57^{\circ}58'3''$  طول شرقی هستند و موقعیت آن‌ها بر روی شکل ۱a و ۱b نشان داده شده است.

## ۳- موقعیت زمین‌شناسی

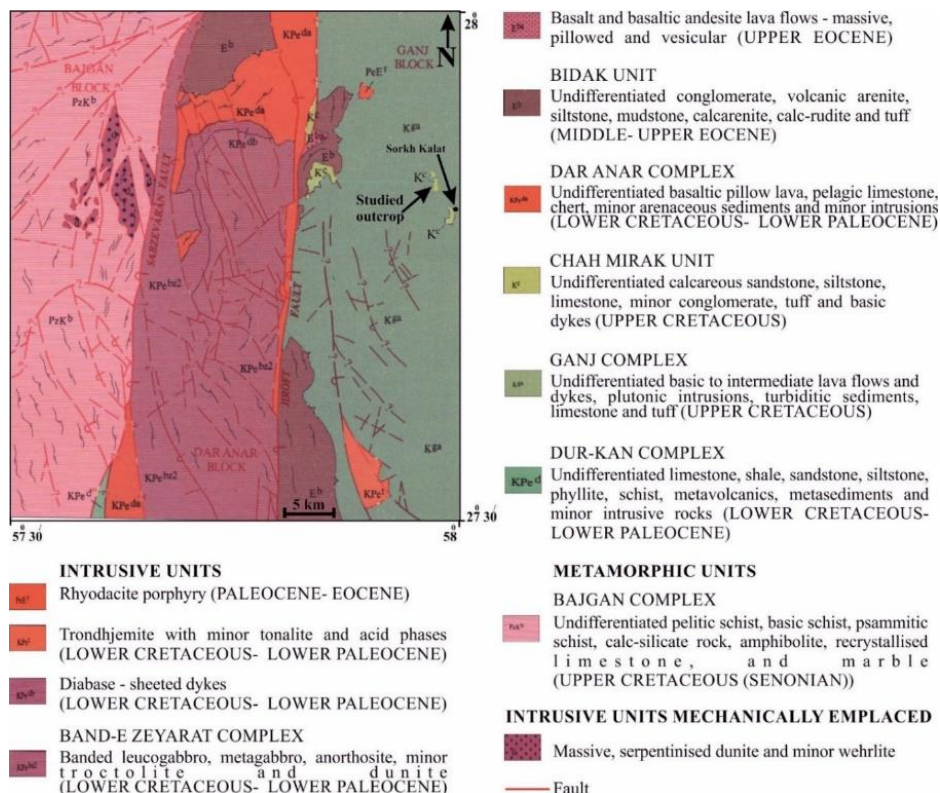
ایران به هشت واحد رسوبی-ساختاری تقسیم شده است که عبارتند از: زاگرس، سنندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، ایران مرکزی، البرز، کپه داغ، لوت، و مکران (Stöcklin, 1968; Heydari et al., 2003). منطقه مورد مطالعه (در بخش شمال غربی زون مکران)، در حدفاصل زون سنندج-سیرجان، زون زاگرس و زون مکران قرار دارد. با توجه به این‌که، مجموعه‌های موجود در این منطقه در نزدیکی زون‌های فرورانش و برخوردی مهمی چون زون برخوردی زاگرس و زون حاشیه قاره‌ای مکران واقع شده‌اند، کم‌وبیش به صورت مجموعه‌های درهم و رنگی در آمده‌اند. واحد مورد مطالعه بخشی از سنگ‌های واحد چاه‌میرک و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهنوج و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب جای گرفته است، و از دیدگاه تقسیمات ساختاری ایران مربوط به پهنه مکران است.

مکران یکی از بزرگ‌ترین منشورهای برافزایشی دنیا است (Moazzen et al., 2016). از ۱۶۰ هزار کیلومتر مربع گستره مکران، حدود ۷۰ هزار کیلومتر مربع آن در ایران و بقیه در پاکستان قرار دارد (Aghanabati, 2004). پهنه مکران از جنوب شرقی ایران تا جنوب غربی پاکستان امتداد می‌یابد. این پهنه بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا است که از باختر اروپا شروع می‌شود و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان، تبت تا



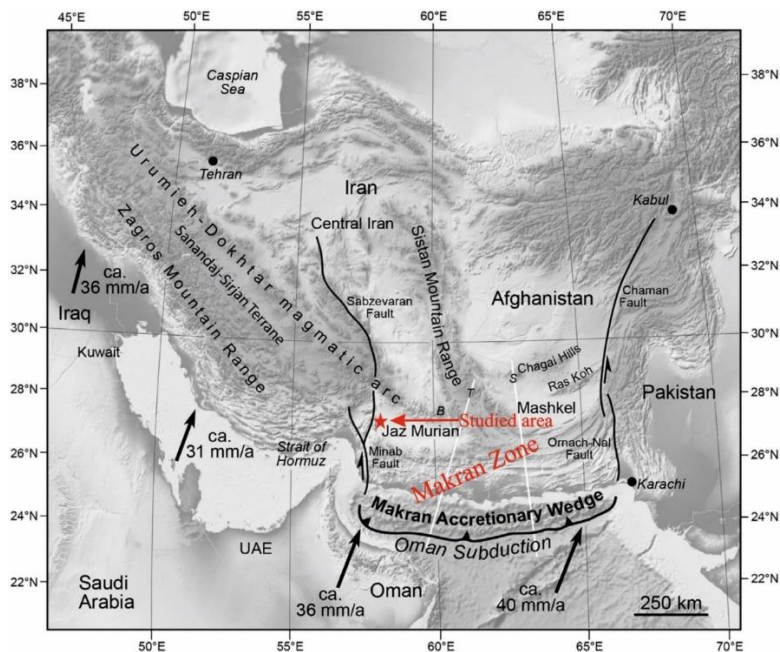
شکل ۱- (a) نقشه راه‌های دسترسی به برونزدهای کرتاسه پسین در جنوب شرقی کهنوج (INCC, 2009) و (b) تصویر ماهواره‌ای سایت‌های مورد مطالعه (به جهت شمال در داخل دایره قرمز رنگ دقت شود) (برگرفته از Googleearth).

Fig. 1. (a) road map of the Late Cretaceous outcrops in southeastern Kahnuj (INCC, 2009) and (b) aerial image of the study sites (see the north direction inside the red circle) (Googleearth).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی سخت و ساختاری ناحیه مورد مطالعه که (با مقیاس ۱:۵۰۰,۰۰۰) در شیت کهنوج ارائه شده است؛ همراه با تغییرات اندک از نقشه‌های ۱:۱۰۰,۰۰۰ و ورقه‌های کهنوج و قلعه منوجان (برگرفته از Morgan, 1979a, 1980).

Fig. 2. The structural and solid geology map of the studied area, presented (in scale of 1:500,000) in Kahnuj sheet (Morgan, 1979a); with minor changes from the 1:100,000 sheets of Kahnuj and Qaleh Manujan (after Morgan, 1979a, 1980).



شکل ۳- موقعیت کلی زون مکران و مهمترین گسل‌ها و زون‌های زمین‌شناختی همجوار (Burg, 2018).

Fig. 3. General setting of the Makran Zone and the most important faults and neighboring geological zones (Burg, 2018).

#### ۴- روش پژوهش

پس از اطلاع از وجود توالی‌های فسیل‌دار در معرض تخریب (جهت فعالیت‌های عمرانی) در روستای زیارت بچه، دهستان سرخ قلعه از توابع شهرستان قلعه گنج (Alireza Azadi and Mohammad Ebrahim Sehati Sabet; personal communication 2023) از منطقه بازدید و نمونه‌برداری به عمل آمد (مراجعه به بخش تشکر و قدردانی). همان‌طور که در شکل ۱ب دیده می‌شود ناحیه مورد مطالعه متشکل از دو سایت، شماره ۱ (سایت جنوبی؛ بخش سمت چپ در شکل ۱ب) و شماره ۲ (سایت شمالی؛ بخش سمت راست در شکل ۱ب) است. مجموع ضخامت توالی‌های مورد مطالعه (شامل واحدهای دریایی و میان لایه‌های توفی) در سایت شماره ۱ در حدود ۸ متر و در سایت شماره ۲ در حدود ۳۱ متر است. نمونه‌های ۱ تا ۲۳ از سایت شماره ۱ و نمونه‌های ۳۳ تا ۴۰ از سایت شماره ۲ برداشت شده‌اند (شماره نمونه‌ها پیوسته نیستند). نمونه‌برداری از واحدهای فسیل‌دار مطابق روش‌های متداول انجام گرفت، با توجه به این‌که اکثر لایه‌های فسیل‌دار حاوی دانه‌های فراوان توف بود و احتمال کم بودن تعداد فسیل‌های شاخص سنی (فرامینیفرها) وجود داشت، به منظور تعیین سن واحدها، تعداد بیشتری (نسبت به نمونه برداری سیستماتیک) نمونه سنگی برداشت شد. بطوریکه فواصل نمونه‌برداری از واحدهای دریایی

زون مکران به چهار واحد عمده شرقی-غربی تقسیم می‌شود که با زون‌های راندگی اصلی از هم جدا شده‌اند. این واحدها از شمال به جنوب، یعنی از نظر ساختاری از بالا به پایین عبارتند از: (۱) مکران شمالی، (۲) مکران داخلی، (۳) مکران بیرونی و (۴) مکران ساحلی (Dolati, 2010; Burg et al., 2013; Burg, 2018). بر اساس Dolati (۲۰۱۰) مشخصات کلی این چهار واحد عبارت است از:

(۱) مکران شمالی حاوی رسوبات عمیق دریایی کرتاسه زیرین-بالایی و سنگ‌های آتشفشانی است که تا حدی در ملانژهای تکتونیک جمع شده‌اند. مکران شمالی تغییر شکل ضعیفی دارد. منطقه مورد مطالعه در این واحد واقع است.

(۲) مکران داخلی از سیلیسی آواری ائوسن تا توربیدیت‌های الیگوسن بالایی و میوسن تشکیل شده است.

(۳) مکران بیرونی عمدتاً رسوبات میوسن پایینی-میانی شامل ماسه‌سنگ‌ها، مارن‌ها و سنگ آهک‌های آب‌های کم‌عمق محلی را در معرض دید قرار می‌دهد.

یک اولیستوستروم گسترده به سن تورونین، سه واحد قبلی را می‌پوشاند.

(۴) مکران ساحلی شامل رسوبات جوان‌تر از میوسن پسین است. مکران ساحلی فقط تغییر شکل ضعیفی دارد.

مقاطع نازکی تهیه شد و بدین ترتیب تعداد مقاطع نازک به ۴۵ عدد افزایش یافت. لیست نمونه های برداشت شده از هر توالی در جدول ۱ ارائه شده است. از نمونه های سخت مقاطع نازک تهیه شد. مقاطع نازک تهیه شده از این نمونه ها مورد بررسی دقیق سنگ شناسی قرار گرفت و اجزای آن شناسایی و مطالعه گردید. برای شناسایی فرامینیفرها از منابع معتبر (Wynd, 1965; Loeblich and Tappan, 1988; BouDagher-Fadel, 2018; Wilmsen et al., 2020; Schlagintweit, 2021, 2022, 2023) استفاده شد ولی به دلیل عدم مشاهده حشرات جنینی اربیتولینیدا، سن برش مورد مطالعه با مقایسه با مطالعات قبلی و همچنین اطلاعات پایه موجود در نقشه های زمین شناسی منطقه (Morgan, 1979a, b; McCall, 1985) تعیین شد.

هیچوقت بیش از ۱ متر نبوده و عمدتاً (به ویژه در سایت شماره ۱) کمتر از ۵۰ سانتیمتر بوده است. با توجه به ضخامت کم توالی ها و همچنین حضور گسترده مواد آذرآواری، به منظور برداشت کامل تر فسیل های موجود و دستیابی به فسیل های شاخص و به منظور مشاهده و نمونه برداری از تمام تغییرات رخساره ای (زیستی و سنگی)، لایه ها در جهت امتداد نیز دنبال شدند و تمامی تغییرات مشاهده شده لایه ها مورد بررسی و نمونه برداری قرار گرفت و از بعضی لایه ها چند نمونه (به ترتیب با پسوندهای a, b, c و ...) برداشت گردید. در ابتدا ۳۹ مقطع نازک از نمونه های برداشت شده، تهیه شد. بعد از بررسی اولیه مقاطع نازک و به منظور دستیابی به تعداد بیشتری از فرامینیفرها شاخص سنی، از نمونه های اربیتولینیدار مجدداً

جدول ۱- لیست نمونه های برداشت شده از توالی های مورد مطالعه.

Table 1- List of the samples taken from the studied successions.

Number of the initially prepared thin sections	Q1, Q1b, Q2, Q2b, Q3, Q3b, Q10, Q10b, Q11, Q11b, Q12, Q15, Q15b, Q16, Q17, Q17a, Q17b, Q17d, Q17e, Q18, Q18b, Q18c, Q18d (2 series), Q19, Q20, Q21 (2 series), Q23, Q33, Q33b, Q33c, Q34, Q34b, Q35, Q36, Q39 (2 series), Q40.
Number of the reproduced thin sections	Q1b (2 series), Q36 (2 series), Q39 (2 series).
Number of thin sections with Orbitolinids	Q1b, Q17a, Q36, Q39.

به سایت جنوبی) از هم جدا شده اند.

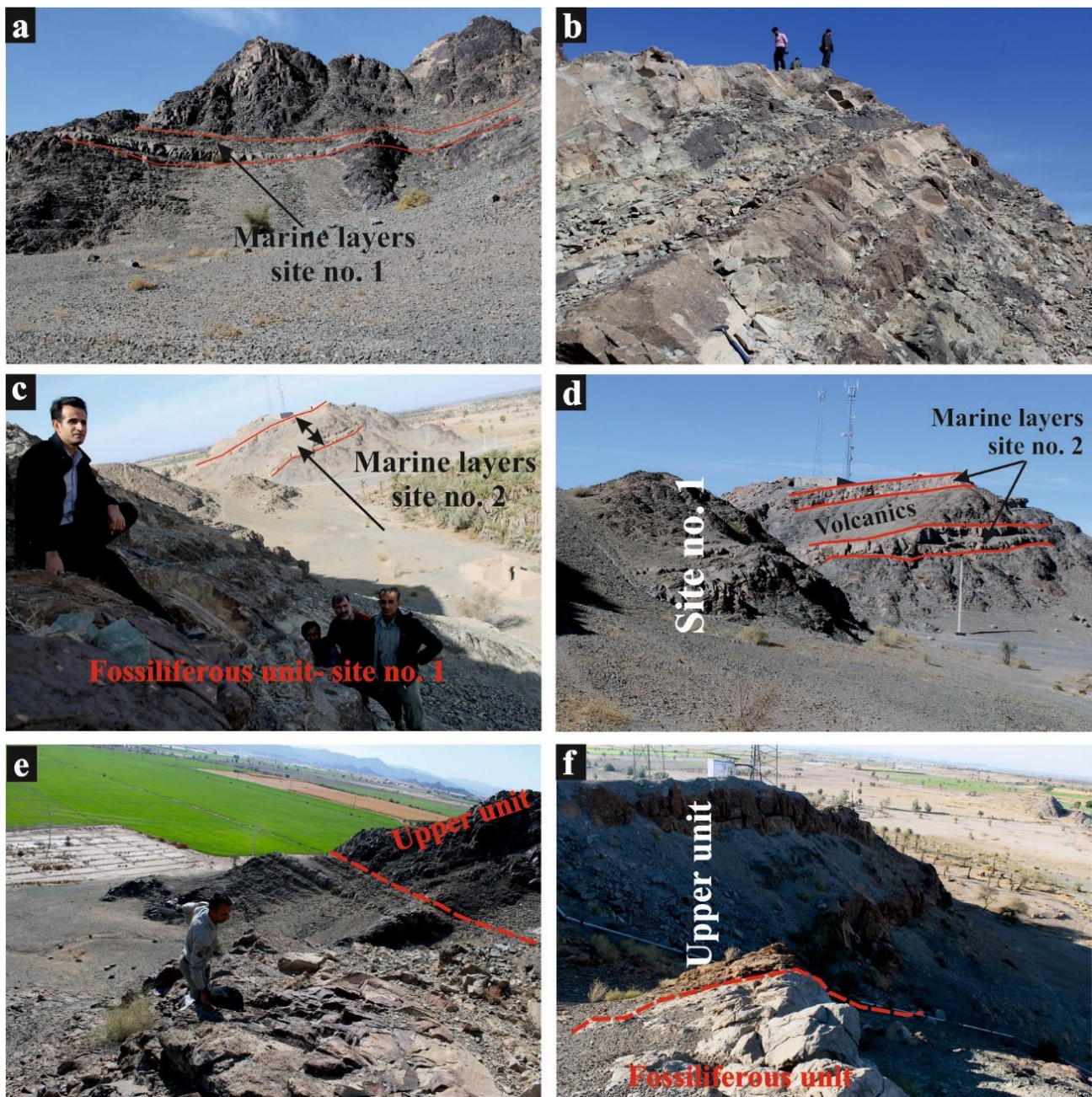
در سایت شماره ۱ مجموع ضخامت واحدهای دریایی در حدود ۸ متر است که ضخامت افق های سنگ آهکی و همچنین ضخامت واحد توفی میانی در طول توالی تغییرات اندکی را نیز نشان می دهد. به طور کلی در این سایت، واحد رسوبی دریایی با یک لایه سنگ آهک توفی با ضخامت ۵۰ تا ۸۰ سانتی متر با گاستروپودهای فراوان آغاز می شود که بر روی واحدهای توفی (سبز رنگ) قرار دارد. در مواردی در زیر این واحد گاستروپوودار حدوداً ۴۰-۶۰ سانتیمتر سنگ آهک توفی جلبک دار مشاهده می شود. بر روی آن حدود ۸۰ سانتیمتر توف نهشته شده است. در ادامه یک واحد سنگ آهک توفی با گاستروپودهای فراوان و ضخامت ۴۰ سانتی متر نهشته شده است که در زیر یک واحد توفی میانی به ضخامت حدوداً ۵/۵ متر قرار دارد. پایان بخش واحد رسوبی دریایی یک افق سنگ آهک توفی با ضخامت ۲۵-۴۰ سانتی متر با گاستروپودهای فراوان است. بر روی آن و

## ۵- بحث

### ۵-۱- سنگ چینه نگاری

همان طور که در شکل های ۱b و ۴ دیده می شود، توالی های مورد مطالعه در دو سایت نزدیک به هم نمونه برداری شده اند. لیتولوژی غالب هر دو سایت سنگ های آتشفشانی تیره رنگی هستند که یک واحد رسوبی دریایی را نیز در دل خود جای داده اند. واحد رسوبی دریایی عمدتاً متشکل از سنگ آهک های توفی و سنگ آهک های بیوکلاستی است.

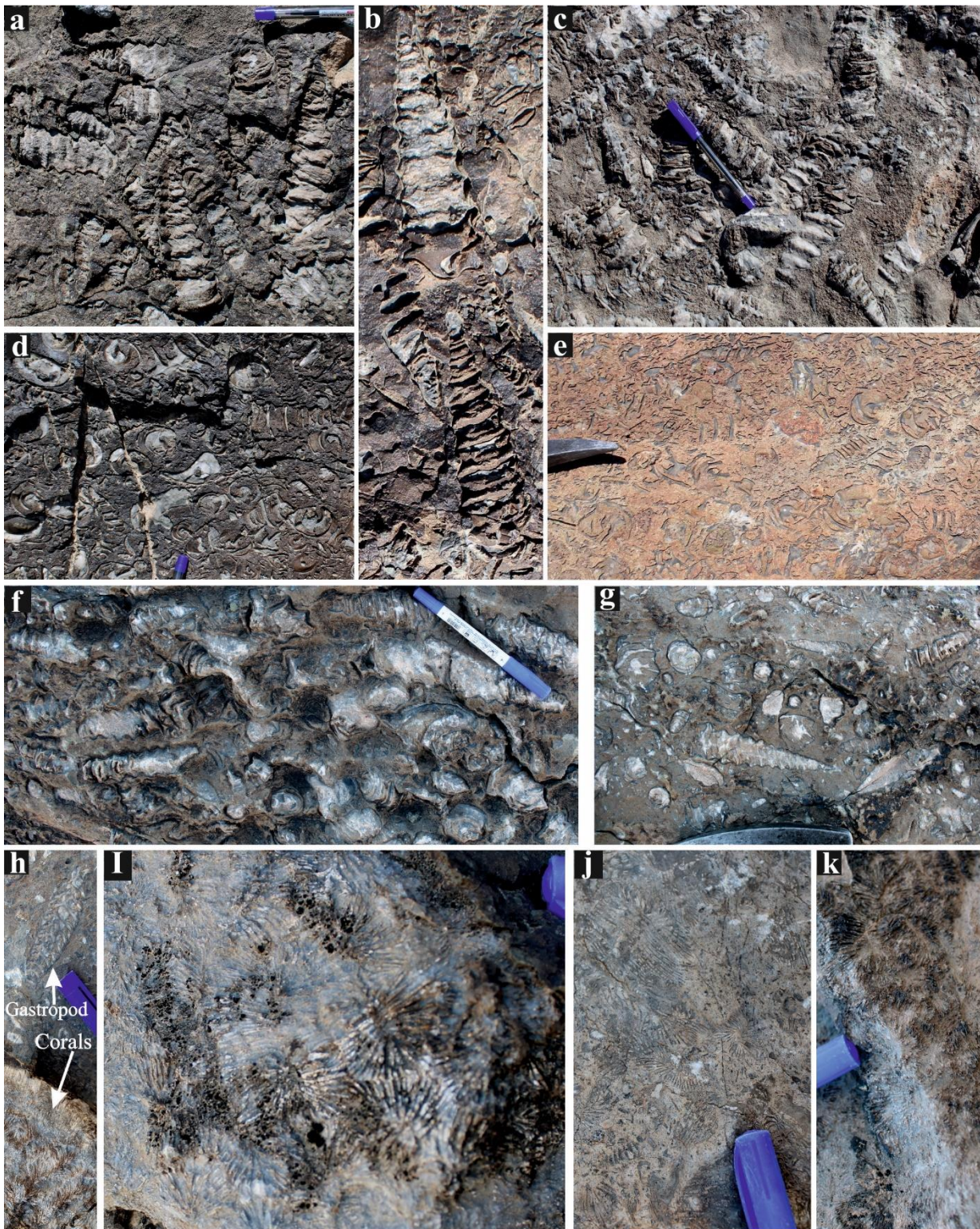
در سایت شماره ۱ (سایت جنوبی؛ بخش سمت چپ در شکل ۱b) به طور کلی سه افق/لایه از سنگ آهک های توفی و سنگ آهک های بیوکلاستی وجود دارد که از طریق توالی های توفی از هم جدا شده اند. سنگ آهک های توفی و فسیل دار در سایت شماره ۲ (سایت شمالی؛ بخش سمت راست در شکل ۱b) به طور کلی به ۲ افق (با ضخامت بیشتری نسبت به سایت جنوبی) محدود می شوند که با توالی توفی ضخیم تری (نسبت



شکل ۴- تصاویری از لایه‌های مورد مطالعه در هر دو سایت. (a-b) تصاویر سایت شماره ۱. تصویر b برزرنگمایی واحد دریایی در تصویر a است. a دید به سمت جنوب غربی؛ (c) سایت‌های شماره ۱ و شماره ۲؛ دید به سمت شمال غربی؛ (d) سایت‌های شماره ۱ و شماره ۲؛ دید به سمت شمال غربی؛ (e) مرز واحد دریایی در سایت شماره ۱ با واحد بالایی؛ دید به سمت شمال غربی. (f) مرز واحد دریایی در سایت شماره ۲ با واحد بالایی؛ دید به سمت جنوب و (g) مرز واحد دریایی در سایت شماره ۲ با واحد بالایی؛ دید به سمت جنوب غربی.

Fig. 4. Images of the studied layers in both sites. (a-b) site no. 1. Image b is the enlargement of the marine unit in image a; a: viewed towards the southwest; (c) Sites no. 1 and no. 2; viewed towards the northwest; (d) Sites no. 1 and no. 2; viewed towards the north; (e) The boundary of the marine unit in site no. 1 with the upper unit; viewed towards the south and (f) the boundary of the marine unit at site no. 2 with the upper unit; viewed towards the northwest.





شکل ۵- تصاویری صحرایی از فسیل‌های مشاهده شده در افق‌های پرفسیل (shell beds) واحد چاه‌میرک در جنوب شرقی کهنوج. (a-g) گاستروپود، a-c نمای طولی؛ d نمای عرضی؛ e-g نماهای عرضی و طولی؛ (h) گاستروپود و مرجان؛ (i-k) مرجان.

Fig. 5. Field images of the fossils observed in shell beds of Chah-Mirak unit in southeastern Kahnuj. (a-g) gastropods; a-c: axial view; d: transverse view; e-g: axial and transverse views; (h) gastropod and corals; and (i-k) corals.

Wilmsen و همکاران (۲۰۱۸)، BouDagher-Fadel (۲۰۲۰)، Schlagintweit (۲۰۲۱، ۲۰۲۳) به شناسایی جنس/گونه(های) خاصی منتج نشد. بنابراین سن واحد مورد مطالعه بر اساس مطالب ارائه شده در توضیحات نقشه کهنوج (Morgan, 1979a) به شرح زیر مورد بحث قرار می گیرد.

مطابق Morgan (۱۹۷۹a) سه رخنمون مجزا مربوط به واحد چاه میرک در شمال غربی و غرب سرخ کلات وجود دارد (شکل ۲). در این تحقیق فقط رخنمون میانی مورد مطالعه قرار گرفته است. Morgan (۱۹۷۹a) سن توالی‌های گاستروپوددار (که سایت شمار ۱ را شامل می گردد) را سنومانین (اولین آشکوب کرتاسه پسین) در نظر گرفته است. مطابق Morgan (۱۹۷۹a) توالی‌های دریایی بالاتر (نسبت به توالی‌های گاستروپوددار) دارای ماکروفسیل کمتر، ولی دارای قطعات رودیست، جلبک و *Orbitolina* نابرجا هستند. رخنمون‌های سایت شماره ۲ می توانند معادل این توالی‌های بالایی باشند. Morgan (۱۹۷۹a) جلبک‌های این توالی بالایی را متعلق به کرتاسه پسین (بدون مشخص نمودن آشکوب) می داند و *Orbitolina* نابرجا (reworked) را متعلق به کرتاسه پیشین دانسته است، اگرچه، بر اساس جدیدترین منابع (BouDagher-Fadel, 2018)، جنس *Orbitolina* شاخص آلبین پسین (آخرین آشکوب کرتاسه پیشین) تا سنومانین است. بنابراین باتوجه به مطالب فوق سایت شماره ۲ بلحاظ موقعیت چینه شناسی احتمالاً جوانتر از توالی‌های گاستروپوددار سایت شمار ۱ است. از طرف دیگر، Morgan (۱۹۷۹a) برای برونزدها ضخیم واحد چاه میرک (با ۸۵۷ متر ضخامت) در منطقه چاه میرک (حدوداً در ۲۰ و ۲۵ کیلومتری غرب و شمال‌غربی سرخ کلات؛ شکل ۲) سن سنومانین-کنیاسین را براساس فرامینیفرها پیشنهاد نموده است. با این حال، Morgan (۱۹۷۹a) براساس رودیست‌های مشاهده شده و قرابت آنها به رودیست‌های سانتونین پیشین فرانسه، بطور کلی سن سنومانین-سانتونین پیشین را برای واحد چاه میرک پیشنهاد نموده است. لذا سن سایت شماره ۲ نمی تواند جوانتر از سانتونین پیشین باشد و سن سنومانین-سانتونین پیشین برای سایت شماره ۲ در نظر گرفته می شود. لازم به ذکر است که مطالعات بیشتر برای تعیین سن دقیق تر این واحد ضروری است.

به سمت بالا تا رأس کوه، سنگ‌های ولکانیک قرار دارد (شکل ۴a و ۴e). در طول توالی و به سمت شمال در برخی مناطق، مرجان‌ها نیز به مجموعه جانوری اضافه می شوند و در مواردی از فراوانی چشمگیری نیز برخوردارند و جلبک‌ها نیز در این واحدها یافت می شوند.

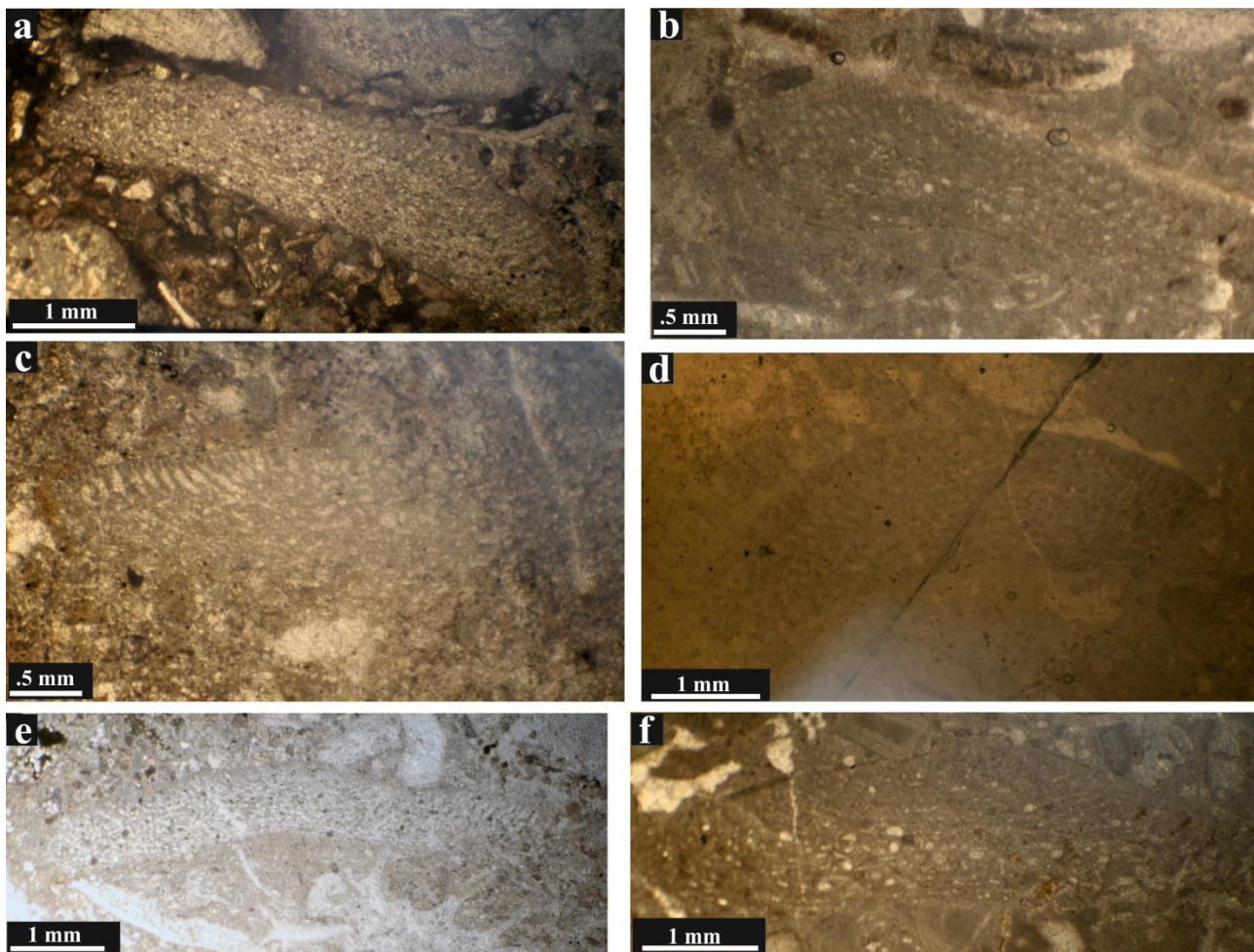
در سایت شماره ۲ نیز واحدهای رسوبی دریایی (که به طور کلی از ۲ توالی تشکیل شده‌اند) در قاعده بر روی سنگ‌های ولکانیک قرار می گیرند (شکل ۴c و ۴d). توالی پایینی مرجان-های فراوان و بایوکلاست‌های دیگری نیز دارد و ضخامت آن در حدود ۵ متر است. بر روی این توالی یک واحد توفی به ضخامت تقریباً ۲۰ متر قرار گرفته است و سپس توالی رسوبی دریایی دوم با ضخامتی نزدیک به ۶ متر نهشته شده است؛ این واحد دارای جلبک است. در انتها یک واحد ولکانیک با رنگ لیمونیتی، واحد رسوبی دریایی را می پوشاند (شکل ۴f). در سایت شماره ۲ واحدهای غنی از گاستروپود در مطالعات صحرایی مشاهده نشد.

#### ۵-۲- گروه های فسیلی موجود

گروه‌های فسیلی شناسایی شده شامل گاستروپودها، مرجان‌ها، جلبک‌ها، دوکفه‌ای‌ها (احتمالاً رودیست‌ها) و فرامینیفرها هستند (شکل‌های ۵a-k، ۶a-f). گاستروپودها فراوانترین فسیلی‌های سایت شماره ۱ بوده و در مواردی سطح سنگ به طور عمده از گاستروپود تشکیل شده است (شکل a-۵g). در سایت شماره ۲ واحدهای غنی از گاستروپودها حضور ندارند. در مقاطع نازک، اربیتولین‌ها (فرامینیفرها) در هر دو سایت دیده شده و برای تعیین سن مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

#### ۵-۳- زیست‌چینه‌نگاری

کاربردی ترین گروه فسیلی برای تعیین سن این واحدها، فرامینیفرها هستند. اربیتولین‌ها در مقاطع نازک تهیه شده در نمونه‌های شماره Q17a و Q1b در سایت شماره ۱ و در نمونه‌های شماره Q36 و Q39 در سایت شماره ۲ یافت شده‌اند، و به منظور مشاهده نمونه‌های بیشتر و همچنین مشاهده حجرات جنینی در مقاطع نازک، تعدادی مقطع نازک تکمیلی نیز از نمونه‌های مذکور تهیه شد که منجر به شناسایی تعداد بیشتری از اربیتولین‌ها گردید، ولی حجرات جنینی مشاهده نشد (شکل ۶a-f). به دلیل عدم مشاهده حجرات جنینی در اربیتولین‌ها، بررسی منابع مختلفی از جمله Loeblich و Tappan (۱۹۸۸)،



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی اربیتولینیدهای یافت شده. (a و e) سایت شماره ۱؛ (b-d و f) سایت شماره ۲. a: Q1b؛ b, d, f: Q39؛ c: Q36؛ e: Q17a.

Fig. 6. Microscopic images of the obtained Orbitolinids. (a, e) site no. 1; (b-d, f) site no. 2. a: Q1b; b, d, f: Q39; c: Q36; e: Q17a.

شرایط رسوبگذاری از مجموع شواهد رسوب‌شناسی و فسیل-شناسی استفاده می‌شود. نهشته‌های دارای گاستروپود فراوان عمدتاً شاخص محیط‌های کم عمق هستند (شکل‌های a-g5)، زمینیه و فضای خالی بین قطعات اسکلتی عمدتاً از دانه-های توف تشکیل شده است. حضور مرجان فراوان در برخی واحدها نشانه محیط‌های پرنور و پراثرژی و به دور از ورود مواد تخریبی و آذراوری است (Wilson, 1975; Hallock and Schlager, 1986; Hallock et al., 2003; Flügel, 2004; Mohammadi et al., 2011; Ghaedi et al., 2016; Mohammadi, 2020, 2021). به عبارت دیگر شکوفایی مرجان‌ها در برخی واحدها نشانه‌ای از توقف (و یا کاهش چشمگیر) ورود موارد آذراوری به حوضه است. لایه‌های دارای جلبک و مرجان و دیگر قطعات اسکلتی بیانگر محیط‌های پرنور است (Okhravi and Amini, 1998; Pomar, 2001; )

#### ۴-۵- محیط رسوبگذاری

واژه افق پرفسیل بوسیله Kidwell (۱۹۹۱) برای تجمع بقایای بی‌مهرگان بزرگتر از دو میلی‌متر با ماتریکس کربناته یا تخریبی معرفی شد. اکثر افق‌های پرفسیل حاصل حمل مجدد هستند و به همین علت اطلاعات اولیه آنها از بین رفته است. ولی افق‌های پرفسیلی که به صورت درجا تشکیل می‌شوند، اطلاعات دیرین زیست‌شناسی و محیط دیرینه معتبری را به ما ارائه می‌دهند (Sharafi et al., 2011). بطور کلی هر وقت شرایط برای شکوفایی ارگانسیم‌های موجود در محیط مساعد باشد، در صورت مساعد بودن شرایط پس از مرگ، امکان تشکیل افق پرفسیل به صورت درجا وجود خواهد داشت. شکوفایی گاستروپودها در بخش‌هایی از سواحل امروزی خلیج فارس و دریای عمان قابل مشاهده است (شکل Va-d). برای تفسیر



شکل ۷- تصاویر صحرایی از گاستروپودهای عهدحاضر و تصاویر میکروسکوپی از گاستروپودها و مرجان‌های کرتاسه در افق‌های پرفسیل واحد چاه‌میرک در جنوب شرقی کهنوج. (a) تجمع گاستروپودهای امروزی در ساحل تیاب، میناب (فروردین ۱۴۰۲)؛ (b-c) گاستروپودهای زنده (داخل دایره قرمز رنگ) در آب‌های خیلی کم عمق تیاب، میناب (فروردین ۱۳۹۷). (c) بزرگنمایی یکی از گاستروپودهای زنده موجود در تصویر b؛ (d) تجمع گاستروپودهای امروزی در ساحل شمالی خلیج فارس، بندرعباس (فروردین ۱۳۹۷)؛ (e-g) تصاویر میکروسکوپی از گاستروپودها در واحدهای دریایی کرتاسه پسین در جنوب شرقی کهنوج و (h) تصویری از مرجان‌های واحدهای دریایی کرتاسه پسین در جنوب شرقی کهنوج.

Fig. 7. Field images of modern gastropods and microscopic images of Cretaceous gastropods and corals in the shell beds of the Chah-Mirak unit in southeastern Kahnuj. (a) Modern gastropod assemblage in Tiab shore, Minab (March 2023); (b-c) Alive gastropods (within red circles) in very shallow waters of Tiab, Minab (March 2018). (c) Magnification of one of the alive gastropods shown in image b; (d) The accumulation of modern gastropods in the northern shore of the Persian Gulf, Bandar Abbas (March 2018); (e-g) Microscopic images of gastropods in the Late Cretaceous marine units in southeastern Kahnuj and (h) Microscopic image of corals in the Late Cretaceous marine units in southeastern Kahnuj.

رسوبات پیش‌رونده (و محیط‌های عمیق‌تر و کم‌انرژی) است (BouDagher-Fadel, 2018; Mohammadi, 2022). حضور همزمان اربیتولین‌های خیلی مخروطی و اربیتولین‌های مسطح و بزرگ نشانگر رسوبگذاری در آب‌های نسبتاً کم‌عمق با انرژی متوسط است.

Brandano and Corda, 2002; Corda and Brandano, 2003; Mateu-Vicens et al., 2009; Sarkar et al., 2016; Sadeghi et al., 2018; Sarkar and Rao, 2018; Mohammadi, 2020, 2021). اربیتولین‌های خیلی مخروطی در کم عمق‌ترین آب‌ها شکوفا می‌شوند و لایه‌های گلی غنی از اربیتولینیدها و دارای اربیتولینیدهای مسطح بزرگ، مشخصه

از تاریخ تکامل زمین‌شناختی (پالئوبیولوژی) منطقه محسوب می‌شوند.

توالی‌های مورد مطالعه از نظر سنگ‌شناسی عمدتاً شامل سنگ آهک‌های توفی است که در دوره کاهش ورود مواد آذرآواری به حوضه، نهشته شده است.

گاستروپودها فراوان‌ترین گروه فسیلی واحد مورد مطالعه است، ولی مرجان‌ها، جلبک‌ها، دوکفه‌ای‌ها و فرامینیفرها نیز حضور قابل توجهی دارند.

سن توالی‌های گاستروپوددار، سنومانین و سن لایه‌های دریایی جوانتر، سنومانین-سانتونین پیشین است.

محیط دریایی کم‌عمق شامل محیط‌های لاگونی کم‌عمق (با حضور نرم‌تنان، خصوصاً گاستروپود فراوان)، و محیط‌های اندکی عمیق‌تر حاوی مرجان‌ها و جلبک‌ها، برای رسوبگذاری این واحدها پیشنهاد می‌گردد.

مطالعات بیشتر برای بررسی دقیق‌تر گروه‌های فسیلی ضروری است.

#### تشکر و قدردانی

از سه نفر داور ناشناس که نظرات، و پیشنهادات سازنده آن‌ها به‌طور چشمگیری سبب ارتقاء سطح علمی و کیفی مقاله شده است، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌گردد. از حمایت‌ها و همکاری‌های آقایان علیرضا آزادی (از اهالی روستای زیارت بچه)، دکتر محمد ابراهیم صحتی ثابت (کارشناس اداره کل محیط زیست استان کرمان)، دکتر محمد مدادی (مدیر کل موزه ملی تاریخ طبیعی و ذخایر ژنتیکی سازمان محیط زیست کشور)، داورپناه و غلام‌رضایی (از محیط‌بانان شهرستان قلعه گنج) در مطالعات صحرائی و نمونه‌برداری صمیمانه تشکر و قدردانی می‌گردد. از اداره کل محیط زیست استان کرمان به جهت تأمین وسیله نقلیه برای بازدید صحرائی سپاسگزاریم. از پروفسور Felix Schlagintweit، پروفسور Markus Wilmsen، آقای دکتر علی بهداد، آقای دکتر امیر حسین رحیمی نژاد و خانم دکتر مدینه کیانی شاهوندی به جهت ارائه راهنمایی‌های ارزشمند در خصوص اربیتولینیدها و همچنین ارائه منابع مرتبط صمیمانه تشکر و قدردانی می‌گردد.

ورود مواد آذرآواری به حوضه باعث افزایش مواد مغذی (ایجاد شرایط یوتروفی) و کاهش نفوذ نور می‌شود. چنین شرایطی مانع شکوفایی بهینه مرجان‌ها شده و شکوفایی مرجان‌ها در زمان‌های کاهش چشمگیر و یا توقف ورود مواد آذرآواری به حوضه اتفاق افتاده است.

با توجه به شواهد موجود و مطالب مذکور، توالی‌های مورد مطالعه در محیط‌های کم‌عمق لاگونی تا محیط‌های نسبتاً کم-عمق جلو شلف و تحت شرایط ورود مواد آذرآواری به حوضه نهشته شده است (شکل ۷e، ۷g) و شکوفایی مرجان‌ها بیانگر زمان‌های کاهش چشمگیر و یا توقف ورود مواد آذرآواری به حوضه است (شکل ۷h).

درجه حفظ پوسته گاستروپودها بالا است و معمولاً فاقد شکستگی هستند (شکل ۵a-g). معدود شکستگی‌های موجود، احتمالاً پس از فسیل شدن و توسط بارگذاری لیتواستاتیک ایجاد شده است (Martin, 1999; Shoup, 2001). از طرف دیگر، جهت‌گیری گاستروپودها در مجموعه تصادفی (ولی عمدتاً به موازات لایه بندی) است و هیچ جهت ترجیحی برای جریان نشان نمی‌دهد (شکل ۵a؛ شکل ۵c). مجموع این شواهد می‌تواند بیانگر این باشد که این گاستروپودها عمدتاً در محل رشدشان فسیل شده‌اند و تحت تاثیر جابجایی چشمگیر ناشی از جریان‌های قوی قرار نگرفته‌اند (Shoup, 2001). لازم به ذکر است که انحلال اسیدی (در بخش‌هایی از پوسته تعدادی از) گاستروپودها مشاهده شده است (شکل ۵b)، که مشخصه توده‌های آبی با درجه قلیایی پایین (low-alkalinity) است (Radley and Barker, 1998)، اگرچه، این پدیده می‌تواند مرتبط به مراحل آب‌های فرو رو در طی دیاژنز و بعد از آن نیز باشد.

#### ۶- نتایج

نتایج زیر از این مطالعه حاصل شد:  
این توالی‌های فسیل‌دار جزء موارد نادر فسیلی مزوزوئیک در زون زمین‌شناختی مکران هستند.  
اکثر واحدهای سنگی منطقه، غیر رسوبی (فاقد فسیل) و یا از رسوبات کواترنری قاره‌ای فاقد فسیل هستند، لذا مشاهده توالی‌های نادر یاد شده، به عنوان شواهد معدود و برگه‌هایی ارزشمند

## مراجع

- Abbasi, N., Yarahmadzahi, H., Nakhjiri, S., Jalali, A., Hafezi Moghadas, H., 2020. Paleoeological evaluation of the graphoglyptids of the Eocene flysch deposits, West of Khash, Southeast Iran, regarding the event sedimentation. *Iranian Journal of Geology* 14, 93–109 (In Persian)
- Afarin, M., Bumeri, M., Mahboubi, A., Gorgij, M., 2013. Geochemistry of late Miocene-Pleistocene mudstones and sandstones of the Chabahar coastal region: with a perspective on source rock and tectonic setting. *Geology of Iran* 25, 65-80. <https://www.sid.ir/paper/485944/fa>
- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran, p. 538. (in Persian)
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94, 401–419. <https://www.10.1007/s00531-005-0481-4>
- Ansarifar, M., Shabani Gorji, K., Yarahmadzahi, H., 2017. Trace fossils of Oligocene- Miocene flysch sediments in Goharan area, west Makran
- Crimes, T.P., McCall, G.J.H., 1995. A diverse ichnofauna from Eocene-Miocene rocks of the Makran range (SE Iran). *Ichnos* 3, 231–258
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- BouDagher-Fadel, M.K., 2018. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera, 2<sup>st</sup> edition. UCL Press, London, P. 693. <https://doi.org/10.2307/j.ctvqhsq3>
- Brandano, M., Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. *Terra Nova* 14, 257–262. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00419.x>
- Burg, J.P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation: *Earth-Science Reviews* 185, 1210–1231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011>
- Burg, J.P., Dolati, A., Bernoulli, D., Smit, J., 2013. Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran. In: Al Hosani, K., Roure, F., Ellison, R., Lokier, S., (Eds.), *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and Analogues*. Springer Verlag, Heidelberg, p. 239–259
- Corda, L., Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology* 161, 55–70. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00395-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00395-0)
- Dolati, A., 2010. Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran. PhD Thesis, ETH Zurich, Zürich
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks*. Springer, Berlin, p. 976
- Ghaedi, M., Johnson, K., Yazdi, M., 2016. Paleoenvironmental conditions of early Miocene corals, western Makran Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 9, 1–20. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2712-3>
- Ghaedi, M., Yazdi, M., Mohammadi, M., Bahrami, A., 2022. Ichnological analysis of the Miocene marine deposits of Makran (SE Iran): implication for paleoenvironmental interpretations. *Carbonates and Evaporites* 37, 51. <https://doi.org/10.1007/s13146-022-00798-x>
- Glennie, K. W., 2000. Cretaceous tectonic evolution of Arabia eastern plate margin of two oceanic, in Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonates systems. *SEPM, Special Publications*, Tulsa, USA, 69, 9-20. <https://doi.org/10.2110/pec.00.69.0009>
- Hallock, P., Lidz, B.H., Cockey-Burkhard, E.M., Donnelly, K.B., 2003. Foraminifera as bioindicators in coral reef assessment and monitoring: the FORAM Index. *Environmental Monitoring and Assessment* 81, 221–238
- Hallock, P., Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios* 1, 389–398. <https://doi.org/10.2307/3514476>
- Heydari E., Hassanzadeh J., Wade W.J., Ghazi A.M., 2003. Permian– Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction. Part 1—sedimentology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193, 405–423. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00258-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00258-X)
- INCC (Iran National Cartographic Center), 2009. Road Map of Iran. scale: 1: 2500000
- Kidwell, S.M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. In: Allison, P.A., Briggs, D.E.G., (Eds), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Topics in Geobiology, Springer Science+Business Media, 115–129

- Lepichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Geology Research* 73, 3661-3697
- Loeblich Jr., A.R., Tappan, H., 1988. *Foraminiferal Genera and Their Classification (Volumes I–II)*. Van Nostrand Reinhold, New York, P. 2047
- Martin, R.A., 1999. *Taphonomy: A process approach*: Chicago, Chicago University Press, p. 508.
- Mateu-Vicens, G., Hallock, P., Brandano, M., 2009. Test shape variability of *Amphistegina* d'Orbigny 1826 as a paleobathymetric proxy: application to two Miocene examples. In: Demchuk, T.D., Gary, A., (Eds.), *Geologic Problems Solving with Microfossils*. SEPM Special Publications 93, 67–82. <https://doi.org/10.2110/sepmsp.093.067>
- McCall, G.J.H., 1985. Explanatory text of the Minab Quadrangle Map 1:250,000, Geological Quadrangle No. J 13. Geological survey of Iran, Tehran
- McCall, J., Rosen, B., Darrell, J., 1994. Carbonate deposition in accretionary prism settings: early Miocene coral limestones and corals of the Makran mountain range in Southern Iran. *Facies* 31, 141–178
- Mohammadi, E., 2020. Sedimentary facies and depositional environments of the Oligocene–early Miocene marine Qom Formation, Central Iran Back-Arc Basin, Iran (northeastern margin of the Tethyan Seaway). *Carbonates and Evaporites* 35, 1–29. <https://doi.org/10.1007/s13146-020-00553-0>
- Mohammadi, E., 2021. Sedimentary facies and paleoenvironmental interpretation of the Oligocene larger-benthic-foraminifera-dominated Qom Formation in the northeastern margin of the Tethyan Seaway. *Palaeoworld* 30, 356-372. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2020.06.005>
- Mohammadi, E., 2022. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera (translated version of 2<sup>st</sup> edition). Ferdowsi University of Mashhad Press, p. 748 (in Persian)
- Mohammadi, E., 2023. Foraminiferal biozonation, biostratigraphy and trans-basinal correlation of the Oligo-Miocene Qom Formation, Iran (NE Margin of the Tethyan Seaway). *Palaeoworld* 32, 156–173. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2022.04.005>
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R., Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, south of the Kashan, Central Iran. *Carbonates and Evaporites* 26, 255–271. <https://doi.org/10.1007/s13146-011-0059-0>
- Moazzen, M., Omrani, H., Oberhanli, R., Altenberger, U., 2016. Geodynamics of the Iranian Makran subduction system based on HP-LT metamorphic rocks. The 34<sup>th</sup> National and 2<sup>nd</sup> International Geosciences congress; Tehran, Iran
- Morgan, K.H., 1979a. Kahnuj Sheet Map 1:100,000, Geological survey of Iran, Tehran
- Morgan, K.H., 1979b. Minab Quadrangle Map 1:250,000, Geological survey of Iran, Tehran
- Morgan, K.H., 1980. Qaleh Manujan Sheet Map 1:100,000, Geological survey of Iran, Tehran
- Okhravi, R., Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin, Iran). *Sedimentary Geology* 118, 37–57. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00004-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00004-9)
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 249–272. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00375-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00375-3)
- Radley, J.D., Barker, M.J., 1998. Palaeoenvironmental analysis of shell beds in the Wealden Group (Lower Cretaceous) of the Isle of Wight, southern England: an initial account. *Cretaceous Research* 19, 489-504. <https://doi.org/10.1006/cres.1997.0106>
- Sarkar, S., Ghosh, A.K., Rao, G.M.N., 2016. Coralline Algae and Benthic Foraminifera from the Long Formation (middle Miocene) of the Little Andaman Island, India: Biofacies Analysis, Systematics and Palaeoenvironmental Implications. *Journal of the geological society of India* 87, 69–84. <https://doi.org/10.1007/s12594-016-0375-z>
- Sarkar, S., Rao, G.M.N., 2018. Coralline red algae from late Palaeocene–earliest Eocene carbonates of Meghalaya, N-E India: palaeocommunity and trophic level implications. *Carbonates and Evaporites* 33, 767–781. <https://doi.org/10.1007/s13146-018-0422-5>
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., Mohammadi, E., 2018. Biofacies, depositional model, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation, Interior Fars sub-zone, Zagros Basin, SW Iran. *Carbonates and Evaporites* 33, 489–507. <https://doi.org/10.1007/s13146-017-0363-4>
- Sebere, D., Vallve, M., Sandvol, E., Steer, D., Barazangi, M., 1997. Middle East tectonics, applications of Geographic Information Systems (GIS). *Gas today* 7, 1-6

- Sengor, A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979. Post-Collision Tectonics of the Turkish and Iranian plateau and companions with Tibet. *Tectonophysics* 55, 3261-376. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90184-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90184-7)
- Schlagintweit, F., 2021. Orbitolinids and other larger benthic foraminifera from the Aptian-Albian of Tibet: critical discussion of some recently published data. *Acta Palaeontologica Romaniae* 19, 45-52. <https://doi.org/10.35463/j.apr.2022.01.03>
- Schlagintweit, F., 2022. Late Cretaceous Orbitolinidae (larger benthic foraminifera): Taxonomy, determination, biostratigraphy and palaeobiogeography. *Newsletters on Stratigraphy* 55, 427-450. <https://doi.org/10.1007/s13146-017-0363-4>
- Schlagintweit F., 2023. Annular chambers in Cretaceous orbitolinidae (larger benthic foraminifera): an overview. *Acta Palaeontologica Romaniae* 18, 17-23. <https://doi.org/10.35463/j.apr.2023.01.05>
- Sharafi, M., Mahboubi, A., Mousavi Harami, S., Najafi, M., 2011. The application of shell beds in the interpretation of the Itamir Formation sequence stratigraphy in the Sheikh and Bi-Bahreh synclines, West of the KopeDagh. *Geology of Iran* 17, 31-47. SID. <https://sid.ir/paper/129375/fa>
- Shieian, K., Qalamqash, J., Vosooghi Abedini, M., Masoudi, F., 2015. Geology, geochemistry and petrogenesis of the Bazman volcano: southeastern Iran. *Geosciences* 95, 99-110. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42387>
- Shoup, B.E., 2001. Sedimentology and taphonomy of a shell bed assemblage from the Upper Cretaceous (Maastrichtian) Hell Creek Formation of eastern Montana. M.SC thesis, Montana State University.
- Stöcklin J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229-1258
- Wilmsen, M., Berensmaier, M., Fürsich, F.T., Schlagintweit, F., Hairapetian, V., Pashazadeh, B., Majidifard, M.R., 2020. Mid-Cretaceous biostratigraphy (ammonites, inoceramid bivalves and foraminifers) at the eastern margin of the Anarak Metamorphic Complex (Central Iran). *Cretaceous Research* 110, 104411. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104411>
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geological history. Springer, Heidelberg, p. 471. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6383-8>
- Wynd, J., 1965. Biofacies of the Iranian consortium agreement area. Iranian Oil Offshore Company, Report 1082, 1-40 (unpublished report)