



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 38, Issue 4, No. 89, Winter 2023, pp 95-118
Received: 21.06.2022 Accepted: 11.03.2023

Research Paper

The role of fossils in the microfacies studies and recognizing the sequence boundaries of the Qom Formation: A case study in Ghasr-e-Bahram Section, northwest part of Siahkuh, south Garmsar

Jahanbakhsh Daneshian* 

Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran
daneshian@khu.ac.ir

Maryam Derakhshani

Ph.D. in Geology, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran
derakhshani_82@yahoo.com

Abstract

Sequence stratigraphy is a branch of stratigraphy that can enable us to correlate deposits with considerable accuracy. This research aims to investigate the role of fossils in the recognition of system tracts and sequence boundaries along succession using microfacies features. To achieve this aim, we studied the Qom Formation at the Qasr-e-Bahram section located in the south of Garmsar. This formation is mainly composed of argillaceous limestones, limestones, and marls, overlies the Lower Red Formation, and lies under the Upper Red Formation disconformably. Based on paleontological studies, the suggested age is the Late Aquitanian to Burdigalian (Early Miocene). The microfacies analysis indicates a variety of facies and environments (lagoon, carbonate barrier, and open marine). The significant presence of red algal with other reef-forming elements within microfacies as well as the presence of turbidite facies probably implies a shelf carbonate platform. According to geological field and laboratory studies, deposits of the Qom Formation include four third-order depositional sequences, and the presence and abundance of fossils such as foraminifera, algae, bryozoans, and corals were useful tools in identifying the systems tracts and their boundaries.

Keywords: Qom Formation, Early Miocene, Shelf, Sequence biostratigraphy, South Garmsar.

Introduction

Sequence stratigraphy is one of the most interesting areas in geological research which is a useful tool for correlation deposits in stratigraphic studies on a local to global scale. Many researchers have used sequence stratigraphy in order to understand the Qom sedimentary basin in central Iran. Although many studies have been based on the characteristics of sedimentary facies, most researchers believe that fossils are more sensitive indicators for determining past sedimentary environments than non-skeletal particles and they help to recognize depositional sequences and sequence boundaries (Brett 1995; Emery and Myers 1996; Armentrout 1996; Fürsich and Pandey 2003; Armstrong and Brasier 2005).

In Iran, very few sequence stratigraphic studies focused on the role and importance of fossils (for example Vaziri-Moghaddam et al. 2006; Reuter et al. 2007, Taheri et al. 2008, 2010, Daneshian et al. 2008; Daneshian et al. 2017a, Daneshian et al.

2017b). This research aims to study the sequence stratigraphy and recognize the depositional sequences with special attention on the role of fossils, especially foraminifera, and it has been tried to use them to detect the system tracts, sequence boundaries, and maximum flooding surfaces.

Material & Methods

The Qom Formation in the Ghasr-e-Bahram section with coordinates of 34°, 45', 2" N and 52°, 5' to 52°, 8', 6" E and 359 meters thick is mainly composed of argillaceous limestones, limestones, and marls and includes members c-3 to f of the type area. This rock unit overlies the Lower Red Formation and lies under the Upper Red Formation disconformably. A detailed study of these microfossils was carried out by Daneshian and Derakhshani (2008), and the age of Late Aquitanian and Burdigalian was determined. In the present study, the fossil assemblages were re-examined

*Corresponding author

Daneshian J. and Derakhshani M. (2023). The role of fossils in the microfacies studies and recognizing the sequence boundaries of the Qom Formation: A case study in Ghasr-e-Bahram Section, northwest part of Siahkuh, south Garmsar. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 38(4): 95-118.

2423-8007 / © 2023

This is an open access article under the CC BY-NC-ND 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).



<https://doi.org/10.22108/jssr.2023.134150.1232>



<https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.4.5.4>

according to Daneshian and Ramezani Dana (2019), the deposits belong comparable to the *Elphidium* sp.14 interval zone with Late Aquitanian age and *Borelis melo curdica* total range zone to Burdigalian age. The study section was compared with the type area of rock unit, and adjacent areas such as the Deh Namak in the northeast of Garmsar, Attari and Garmab sections in the northeast and southeast of Semnan and Aftar section in the northwest of Semnan for understanding the expansion of the deposits in the region. The carbonate rock specimens were named according to Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971), and microfacies determination was done based on Flügel (2010). Hunt and Tucker (1992, 1995), Catuneanu (2002, 2006), and Emery and Meyers (1996) were used to study depositional sequences. Planktonic foraminifers, hyaline and porcelaneous benthic foraminifers, echinoids, red algae, corals and bryozoans were evaluated and the trend of vertical changes of each allochem was drawn on the stratigraphic column of Ghasr-e-Bahram section as well.

Discussion of Results & Conclusions

The study of 191 samples collected from the Qom Formation in the Ghasr-e-Bahram section, which was previously considered by Daneshian and Derakhshani (2008), showed that the age of this rock unit is Late Aquitanian to Burdigalian (Early Miocene) based on the benthic and planktonic foraminifera.

The examination results were not changed by the assigned age. The boundary between Aquitanian and Burdigalian is determined based on the first occurrence of *Borelis melo curdica*, and the age of the Late Aquitanian is based on the first occurrence of *Elphidium* sp.14 (Adams and Bourgeois 1967, Daneshian and Ramezani Dana 2019). The correlation of the study section with the type area shows that the Qom Formation is somewhat similar to the type area in terms of lithology, but shows a remarkable decrease in thickness.

Microfacies analysis of the Qom Formation in the Ghasr-e-Bahram section and comparison to standard microfacies of Flügel (2010) led us to recognize 12 carbonate microfacies. They are classified mainly into three facies associations, including lagoon, carbonate barrier and open marine. The significant presence of red algal microfacies and other reef-forming allochems and also the presence of turbiditic facies, probably indicate the formation of these deposits in a shelf carbonate platform.

According to the geological field and laboratory studies, four third-order depositional sequences were recognized. The

presence and abundance of fossils such as foraminifera, algae, bryozoans and corals are a useful tool in identifying the systems tracts and their boundaries.

Our examination in the first depositional sequence shows that the abundance of bryozoan as stenohaline organisms can be defined as remarkable evidence for maximum flooding surface (mfs). Then, the trend of fossils assemblages to higher levels in the section indicates a rise of lagoonal foraminifers, and the sequence boundary on top was described by the most abundant ostracodes in microfacies. In the second depositional sequence, we observed an increasing percentage of benthic foraminifera with hyaline tests such as *Amphistegina*, *Asterigerina*, *Heterostegina*, *Reussella*, and broken test of planktic foraminifera such as *Globigerina*, *Globorotalia*, *Globigerinoides* which they indicate to deepening depositional environment. In this depositional sequence, mfs are defined based on the highest percentage of echinoid debris. Again, the trend of foraminiferal assemblages upward shows a lagoonal environment, and the sequence boundary was characterized by peloidal microfacies containing porcelaneous foraminifera and ostracodes. In the third depositional sequence, we detected an increase of benthic foraminifers with a hyaline test (e.g., *Amphistegina*, *Asterigerina*, *Heterostegina*, *Planorbulina*, *Heterolepa* and planktonic foraminifers such as *Globigerina* and *Globorotalia*) which implies a deepening trend. The highest percentage of echinoid debris with hyaline benthic foraminifers specified mfs of the third depositional sequence. Upper sequence boundary of this depositional sequence is determined by the highest percentage of lagoonal foraminifera. The presence of lagoonal foraminifera (e.g., *Borelis*, *Archaias*, *Spiroloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Pyrgo*) versus stenohaline organisms such as echinoids and bryozoans indicate shallower environment. The last depositional sequence, a deepening trend upward, is characterized by the rise of the percentage of hyaline benthic foraminifers and echinoid debris which abundance of the latter shows the mfs. Then, the presence and increase of porcelaneous foraminifera including *Archaias*, *Borelis* and miliolids such as *Quinqueloculina*, *Pyrgo*, *Triloculina*, and *Spiroloculina* indicate the shallowing trend.

Comparison of the identified depositional sequences with global sea level curves shows that the sequence boundaries during the Burdigalian can be consistent with the global sea level changes. The global sea level changes are more important than local and regional tectonics in this region.



مقاله پژوهشی

نقش فسیل‌ها در مطالعات ریزرخساره‌ها و تشخیص مرزهای سکانشی سازند قم: یک مطالعه

موردی در برش قصر بهرام، شمال غرب سیاه‌کوه، جنوب گرمسار

جهانبخش دانشیان^{ID*} دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

daneshian@khu.ac.ir

مریم درخشانی، دکتری زمین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

derakhshani_82@yahoo.com

چکیده

چینه‌نگاری سکانشی ابزاری است که می‌تواند تطابق نهشته‌ها را با دقت چشمگیری امکان‌پذیر کند. هرچه داده‌ها بیشتر باشند، نتایج نیز دقیق‌تر خواهند بود. هدف تحقیق، این است که جایگاه فسیل‌ها را در تشخیص بسته‌های رسوبی و مرزهای سکانشی را به همراه ویژگی‌های ریزرخساره‌ای بررسی کند. به این منظور نهشته‌های سازند قم در برش قصر بهرام در جنوب گرمسار مطالعه شد. نهشته‌های قم که عمدتاً از سنگ آهک رسی، سنگ آهک و مارن تشکیل شده است، با ناپیوستگی هم‌شیب بر سازند قرمز زیرین و در زیر سازند قرمز بالایی قرار گرفته است. براساس مطالعات فسیل‌شناسی، سن پیشنهادی اکتانین پسین - بوردیگالین (میوسن پیشین) است. مطالعات ریزرخساره‌ای نمونه‌ها، حاکی از تنوع آنها و متعلق به محیط لاگون، سد کربناته و دریای باز است. حضور چشمگیر ریزرخساره جلبک قرمز و دیگر آلوکم‌های ریف‌ساز و همچنین وجود توالی نابرجا و توربیدیتی، احتمالاً بیانگر تشکیل شدن این نهشته‌ها در یک سکوی کربناته از نوع شلف است. براساس مطالعات صحرایی زمین‌شناسی و آزمایشگاهی، نهشته‌های سازند قم شامل ۴ سکانش رسوبی رده سوم است که حضور و فراوانی فسیل‌هایی نظیر فرامینفرا، جلبک‌ها، بریوزوئرها و مرجان‌ها در تشخیص بسته‌های رسوبی و مرز آنها مفید واقع شد.

واژه‌های کلیدی: سازند قم، میوسن پیشین، شلف، زیست چینه‌نگاری سکانشی، جنوب گرمسار.

*نویسنده مسئول

دانشیان، ج. و درخشانی، م. (۱۴۰۱). «نقش فسیل‌ها در مطالعات ریزرخساره‌ها و تشخیص مرزهای سکانشی سازند قم: یک مطالعه موردی در برش قصر بهرام، شمال غرب سیاه‌کوه، جنوب گرمسار»، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۸(۴): ۹۵-۱۱۸.



مقدمه

نهشته‌های سازند قم گزارش کردند. Mohammadi (2020) نیز نهشته‌های سازند قم را با سن الیگوسن در ناحیه سیرجان به چهار سکانس رده سوم و در آباد به پنج سکانس تقسیم کرد. Reuter et al. 2007 در برش آباد برای نهشته‌های سازند قم با سن روپلین - شاتین، سه سکانس رسوبی را شناسایی کردند.

در ایران نیز مطالعات چینه‌نگاری سکانشی که به نقش و اهمیت فسیل‌ها توجه ویژه‌ای داشته‌اند، اندک بوده‌اند (برای مثال Taheri et al. 2008, 2010, Daneshian et al. 2008; Daneshian et al. 2017a; Daneshian et al. 2017b; Vaziri-Reuter et al. 2007; Moghaddam et al. 2006; Reuter et al. 2007؛ بنابراین توجه بیشتری به آن لازم است.

هدف از این تحقیق نیز مطالعه چینه‌نگاری سکانشی و شناخت سکانس‌ها با نگرش ویژه بر نقش فسیل‌ها، به‌ویژه فرامینفرا بوده و سعی شده است که از آنها در تشخیص سیستم‌ترکت‌ها، مرزهای سکانشی و سطوح حداکثر غرقابی (mfs) استفاده شود.

روش کار و شیوه انجام مطالعه

سازند قم در برش چینه‌نگاری مطالعه‌شده (قصر بهرام) با مختصات ۲° ۴۵'، ۳۴° عرض شمالی و ۵۱° ۵۲' تا ۶' ۸'، ۵۲° طول شرقی (شکل ۱) و با ۳۵۹ متر ضخامت بیشتر از سنگ‌آهک رسی، سنگ‌آهک و مارن تشکیل شده است و شامل عضوهای ۳ تا c f ناحیه الگو است. این نهشته‌ها با ناپیوستگی هم‌شیب بر کنگلومرای قرمز رنگ سازند قرمز زیرین و در زیر مارن و ماسه سنگ قرمز فوقانی قرار گرفته‌اند (شکل ۲).

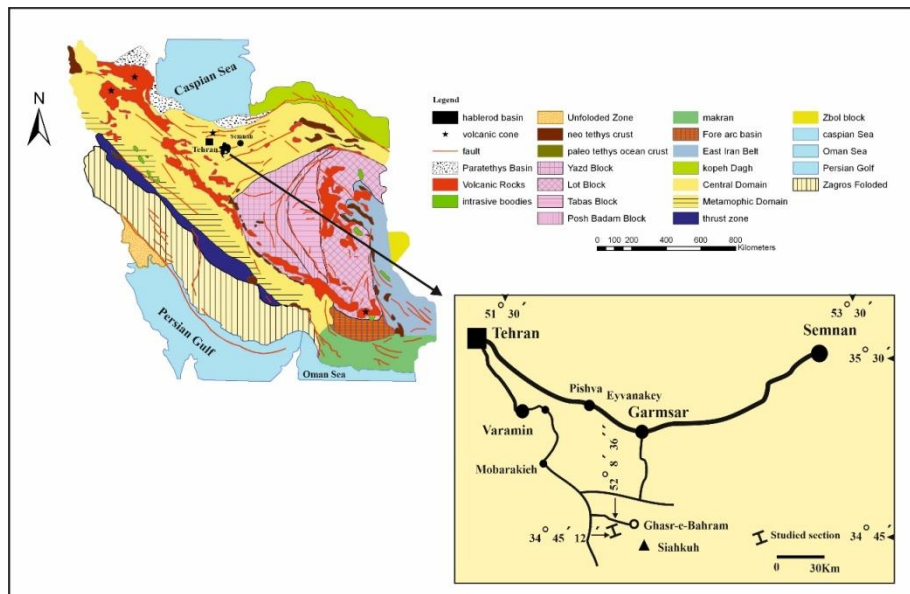
هم‌ارزی نهشته‌های سازند قم در ایران مرکزی با سازند آسماری در زاگرس، سبب شده است که از لحاظ اکتشاف نفت و گاز اهمیت یابد و این امر دلیلی شد تا زمین‌شناسان بسیاری، زمین‌شناسی عمومی، چینه‌نگاری، فسیل‌شناسی، رسوب‌شناسی، میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند قم را مطالعه کنند.

امروزه چینه‌نگاری سکانشی به‌عنوان ابزاری سودمند، برای تطابق نهشته‌ها در مطالعات چینه‌نگاری در مقیاس محلی تا جهانی درخور توجه زمین‌شناسان قرار گرفته است. پژوهشگران زیادی مانند Lasemi and Amin Rasouli (2003)، Vaziri-Moghaddam and Imandoust (2005)، Amini Torabi 2004; Seyrafiyan and Toraby 2005; Jalali et al. 2009; Reuter et al. 2007; Amirshahkarami and Karavan 2015; Jalali et al. (2016) و Mohammadi (2020) از علم چینه‌نگاری سکانشی به‌منظور شناخت و درک حوضه رسوبی قم استفاده کرده‌اند.

بسیاری از این مطالعات بر مبنای ویژگی‌های سنگ‌های رسوبی بوده است؛ اما بیشتر محققان معتقدند که در چینه‌نگاری سکانشی، فسیل‌ها نسبت به ذرات رسوبی، شاخص‌های حساس‌تری برای تعیین محیط‌های رسوبی گذشته‌اند و به تشخیص سکانس‌ها و مرزهای سکانشی کمک می‌کنند (Armentrout 1996; Emery and Myers 1996; Brett 1995; Forsich and Pandey 2003; Armstrong and Brasier 2005) به همین جهت اصطلاح زیست چینه‌نگاری سکانشی^۱ را اولین بار Armentrout 1996 برای بیان اهمیت مطالعات فسیل‌شناسی در تفکیک سیستم‌ترکت‌ها و سطوح سکانشی بیان کرد.

استفاده از چینه‌نگاری سکانشی در مطالعه نهشته‌های سازند قم به سال ۱۳۸۲ برمی‌گردد که محققان توانستند ۷ سکانس رسوبی را برای سازند قم تعریف کنند. از جمله مطالعات اخیر، Daneshian et al. (2017b) هستند که در شمال شرق گرمسار ۴ سکانس رسوبی رده سوم را برای

¹ Sequence biostratigraphy



شکل ۱- واحدهای ساختمانی - رسوبی ایران (Aghanabati 2011) و موقعیت جغرافیایی سیاه‌کوه و راه دسترسی به برش قصر بهرام، جنوب گرمسار

Fig1- Sedimentary – Structural units of Iran (Aghanabati 2001) and Geographical location of Siahkuh and access road to the Ghasr -e- Bahram section, South Garmsar.



شکل ۲- A و C - مرز بین سازندهای قم و قرمز زیرین و قرمز بالایی؛ B و D - عضوهای سازند قم در برش قصر بهرام

Fig 2- A and C- Boundaries between the Qom, Lower Red and Upper Red formations, B and D- Members of Qom Formation in the Ghasr -e- Bahram section.

فاصله نمونه‌برداری بیشتر در نظر گرفته شد. از نمونه‌های سخت طی چند مرحله، مقطع نازک تهیه شد و نمونه‌های نرم نیز به منظور بررسی محتویات فسیلی به روش‌های متداول در

فاصله در نمونه‌برداری علاوه بر محتویات فسیلی نمونه‌ها، تغییرات سنگ‌شناسی نیز بوده است؛ به طوری که در محل‌هایی که رخساره تغییرات چندانی را نشان نمی‌داد،

فرامینیفرهای بتونیک هیالین و پورسلانوز، اکتینوئید، جلبک قرمز، مرجان و بریوزوئر در تمامی مقاطع سنگ‌های کربناته محاسبه و روند تغییرات عمودی هر یک از آلوکم‌ها در ستون چینه‌نگاری برش قصر بهرام رسم شد.

بحث و تحلیل یافته‌های پژوهشی

بررسی ۱۹۱ نمونه برداشت‌شده از سازند قم در برش قصر بهرام که قبلاً دانشیان و درخشانی (Daneshian and Derakhshani 2008) آن را مطالعه کرده بودند، نشان داد سن این نهشته‌ها در برش مذکور بر مبنای گسترش چینه‌نگاری فرامینفرا بتونیک و پلانکتونیک و حضور گونه‌های شاخص مانند

Ammonia beccarii (Linne'), *Bozorgniella qumiensis* Rahaghi 1973, *Miogypsina* spp., *Elphidium* sp.14, *Globigerinoides triloba* (Reuss), *Triloculina tricarinata* d'Orbigny 182, *Triloculina trigonula* (Lamarck), *Peneroplis evolutus*, Henson 1950, *Borelis melo* (Fichtel and Moll) *curdica* Reichel 1937, *Dendritina rangi* d'Orbigny emend. Fornasini, *Meandropsina anahensis* Henson 1950, *Meandropsina iranica* Henson 1950

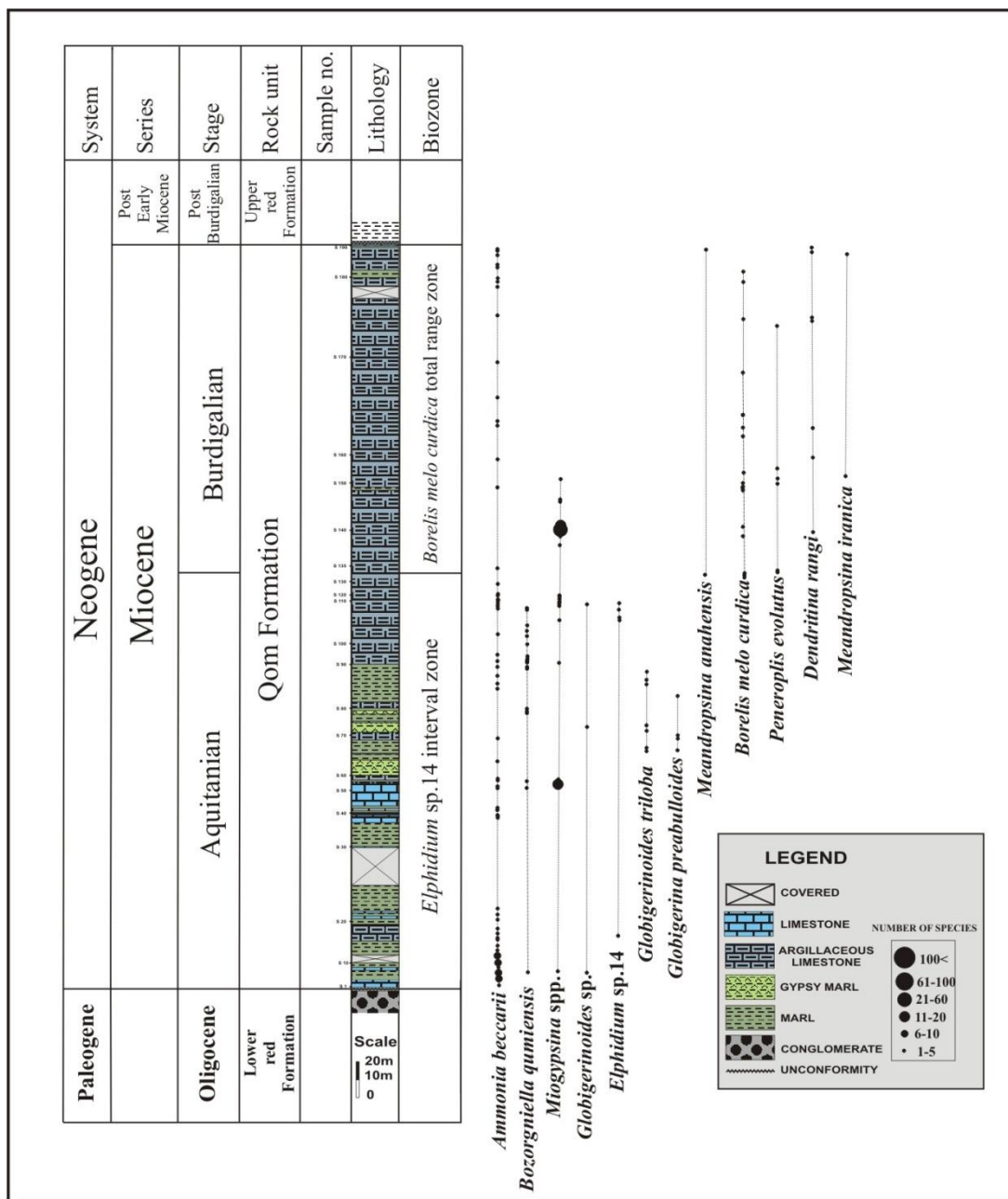
اکیتانین پسین - بوردیگالین است. بررسی مجدد، تغییری را در سن تعیین‌شده ایجاد نکرد. مرز بین اکتانین و بوردیگالین بر مبنای اولین حضور *Borelis melo curdica* تعیین شده است و سن اکتانین پسین با توجه به اولین حضور، *Elphidium* sp.14 است (Adams and Bourgeois 1967,) (Daneshian and Ramezani Dana 2019). بر این اساس از ۳۵۹ متر ضخامت در برش قصر بهرام، حدود ۱۵۶ متر از رسوبات مربوط به بوردیگالین است. تنوع فرامینیفرای پلانکتونیک کم بوده است؛ به طوری که فقط ۳ جنس و ۴ گونه از آنها شناسایی شد (*Globigerina praebuloides*, *Globigerina* sp., *Globigerinoides triloba*, *Globorotalia* spp.) (شکل ۳ و پلیت ۱).

آب خیسانده و با آب شست‌وشو داده شدند و پس از خشک‌شدن، یک گرم از الک‌های ۳۵، ۶۰ و ۱۰۰ مش در زیر استریومیکروسکپ مطالعه شد و به‌ویژه فرامینیفرای آنها نیز جدا شدند. مطالعه دقیق این میکروفسیل‌ها را Daneshian and Derakhshani (2008) انجام دادند و سن اکتانین پسین و بوردیگالین را برای آن تعیین کردند. در مطالعه حاضر نیز مجدد مجموع فسیل‌ها بررسی شدند و براساس دانشیان و رضانی دانا (Daneshian and Ramezani Dana 2019) نهشته‌ها با بیوزون *Elphidium* sp.14 interval zone به سن اکتانین پسین و بیوزون *Borelis melo curdica* total range zone به سن بوردیگالین مقایسه‌شدنی است.

به‌منظور مطالعه گسترش واحدهای سنگی سازند قم در منطقه، برش مطالعه‌شده با ناحیه الگو و نواحی مجاور نظیر ده‌نمک در شمال شرق گرمسار، عطاری و گرماب در شمال شرق و جنوب شرق سمنان و اتر در شمال غرب سمنان مقایسه شد.

برای مطالعات چینه‌نگاری سکانشی، در ابتدا ریزرخساره‌های نهشته‌های سازند قم مطالعه و نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش Dunham 1962 و Embry and Klovan 1971 انجام شد. در ادامه تفکیک، دسته‌بندی و مطالعه روند تغییرات ریزرخساره‌های کربناته براساس Flugel 2010 انجام شد.

همچنین برای مطالعه چینه‌نگاری سکانشی و شناسایی سکانش‌ها از منابعی نظیر Hunt and Tucker 1992, 1995, Emery and Meyers 1996 و Catuneanu 2002, 2006 استفاده شد. در این مطالعه برای افزایش دقت در بررسی مطالعات میکروسکپی ریزرخساره‌ها، به‌ویژه در ارتباط با تفکیک سطوح سکانشی و اهمیت فسیل‌ها به‌عنوان شاخص‌های حساس محیطی در تشخیص سیستم‌ترکت‌ها و مرزهای سکانشی، درصد فرامینیفرهای پلانکتونیک،



شکل ۳- گسترش چینه‌نگاری و فراوانی برخی از فرامینیفرها در برش قصر بهرام، جنوب گرمسار و بیوزوناسیون بر مبنای Daneshian and Ramezani Dana 2019.

Fig 3- The stratigraphic distribution and abundance of some of foraminifera in Ghasr –e- Bahram section, South Garmsar and biozonation based on Daneshian and Ramezani Dana 2019.

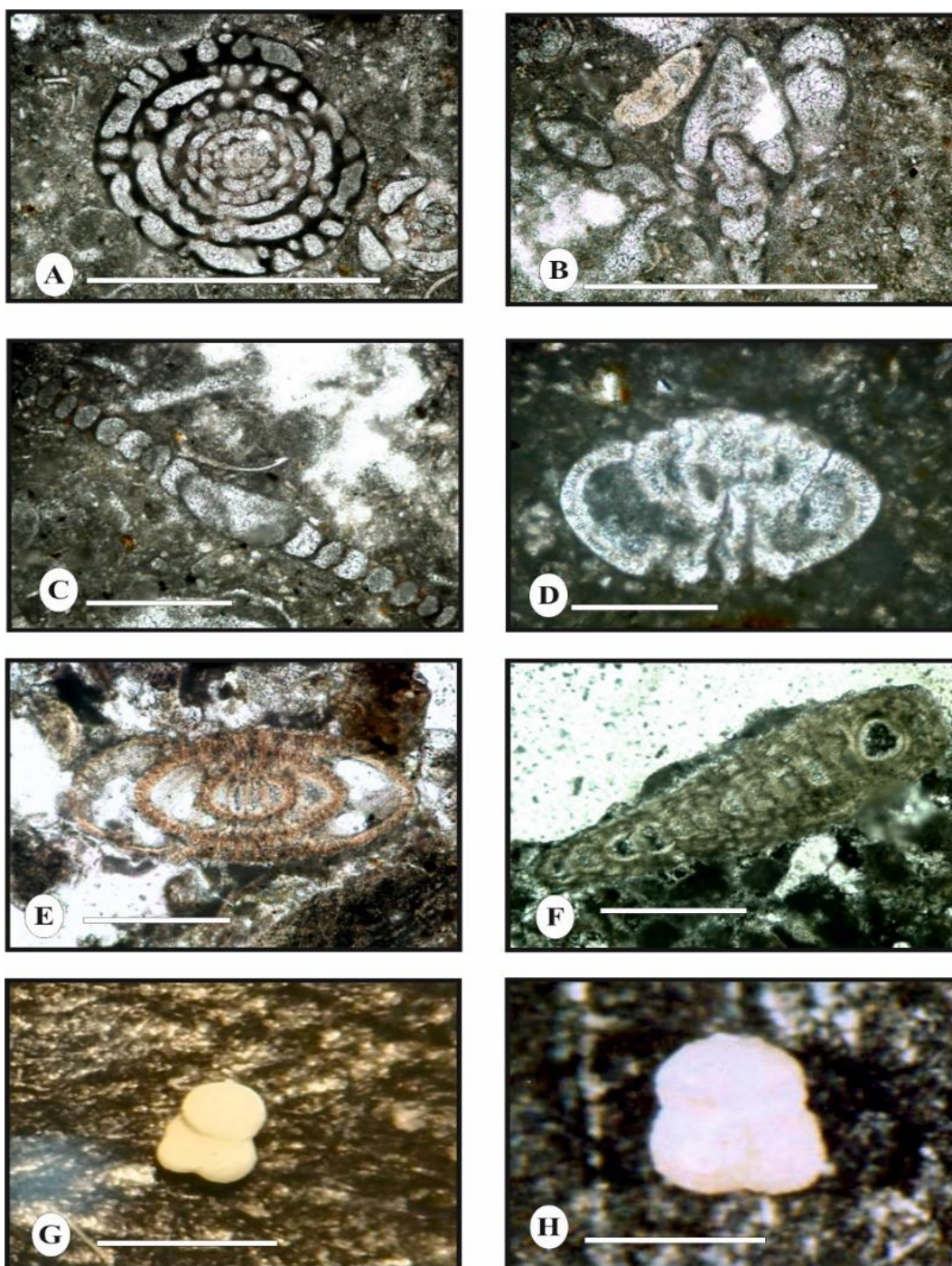


Plate 1- A. *Borelis melo* (Fichtel & Moll) *curdica* Reichel G-188, B. *Dendritina rangi* d'Orbigny, G-188, C. *Peneroplis evolutus* Henson G-161, D. *Ammonia beccarii* (Linne') G-144, E. *Elphidium* sp.14 G-17, F. *Miogypsina* spp. G-122, G. *Globigerina praebulloides* Blow G-81, H. *Globigerinoides triloba* (Reuss) G-82.

نشان می‌دهند؛ به‌طور کلی تطابق نهشته‌های سازند قم در برش قصر بهرام در شمال غرب سیاه‌کوه با برش‌های دهنمک در شمال شرق گرمسار (Daneshian and Ramezani Dana)

تطابق برش مطالعه‌شده با ناحیه‌الگو، نشان می‌دهد نهشته‌های سازند قم از نظر سنگ‌شناسی تا حدودی مشابه ناحیه‌الگو بوده‌اند، ولی از نظر ضخامت، کاهش چشمگیری را

اکیئوئید با فراوانی حدود ۱ درصد و پلوئید با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد است. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره استاندارد SMF23 و کمر بند رخساره‌ای شماره ۸ فلوگل (Flügel 2010) است (A در شکل ۴).

LMF2- بیوکلاست پلوئیدال پکستون (Bioclast Pelloidal Packstone)

این ریزرخساره شامل یک پلوئیدال پکستون حاوی بیوکلاست است. آلوکم اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره، پلوئید است که حدود ۷۰ تا ۸۰ درصد آلوکم‌های این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. آلوکم‌های اسکلتی تشکیل دهنده این ریزرخساره عبارتند از: استراکدا با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد، پلسی‌پودا با فراوانی حدود ۱ درصد، اکیئوئید با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد و فرامینفرهای پورسلانوز مربوط به محیط لاگون با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد. همچنین در برخی از سنگ‌آهک‌های مربوط به این ریزرخساره، اوئید با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد دیده می‌شود. زمینه این ریزرخساره به‌طور کامل از گل‌آهکی تشکیل شده است. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره استاندارد SMF16 و کمر بند رخساره‌ای شماره ۸ فلوگل (Flügel 2010) است (B در شکل ۴).

LMF3- لاگونال فرامینفرها و کستون - پکستون (Lagoonal Foraminifera Wackestone - Packstone)

این ریزرخساره شامل یک وکستون - پکستون حاوی فرامینفرهای محیط لاگون است (C در شکل ۴). آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل فرامینفرهای محیط لاگون با پوسته پورسلانوز *Borelis* با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد، *Archaias* با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد، فرامینفرهای میلیولید نظیر *Quinqueloquina*, *Pyrgo*, *Triloculina*, *Spiroloculina* با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد و همچنین گاستروپودا با فراوانی حدود ۳ تا ۵ درصد است. از دیگر اجزای اسکلتی مشاهده شده در این ریزرخساره، به قطعات پلسی‌پودا و اکیئوئید با فراوانی حدود ۱ درصد و از اجزای غیراسکلتی به پلت با فراوانی حدود ۵ درصد اشاره

(2007)، عطاری و گرماب در شمال شرق و جنوب شرق سمنان (Daneshian and Chegini 2006) و افتر در شمال غرب سمنان (Daneshian and Poursalehi 2004)، نشان می‌دهند ضخامت نهشته‌های قم در این نواحی نسبت به ناحیه الگو متفاوت است؛ به طوری که ضخامت سازند قم در ناحیه الگو به‌طور متوسط ۱۲۰۰ متر بوده است (Stocklin and Setudehnia 1977) و در این مناطق، با کاهش ضخامت روبه‌رو می‌شویم. همچنین با وجود فاصله تقریباً کم بین برش‌های مذکور، تغییرات رخساره‌ای را می‌توان به‌وضوح در این مناطق مشاهده کرد. همچنین با بررسی این برش‌ها می‌توان نتیجه گرفت که از جنوب گرمسار (برش قصر بهرام) به سمت شمال شرق سمنان (برش عطاری)، از تعداد عضوهای مشاهده شده ناحیه الگو کاسته می‌شود؛ به طوری که در برش‌های قصر بهرام، دهنمک و افتر، عضوهای 3-c تا f ناحیه الگو مشاهده می‌شوند و در برش گرماب، عضوهای 1-c تا 4-c گزارش شده‌اند؛ در صورتی که در شمال شرق سمنان، تنها عضوهای e و f ناحیه الگو مشاهده می‌شود؛ بنابراین پیشروی دریا در جنوب گرمسار (برش قصر بهرام)، در زمان اکتانین پسین آغاز شده است که این روند به طرف شمال شرق گرمسار (برش‌های دهنمک و افتر) ادامه می‌یابد، در صورتی که در شمال شرق سمنان (برش عطاری)، پیشروی دریای قم دیرتر و در زمان بوردیگالین انجام می‌شود.

در این تحقیق پس از انجام مطالعات میکروسکوپی و تعیین ۱۲ ریزرخساره کربناته و مقایسه آنها با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (Flügel 2010)، سه مجموعه ریزرخساره‌ای^۱ لاگون، سد کربناته و دریای باز تشخیص داده شد که از کم عمق به عمیق به شرح زیرند:

مجموعه ریزرخساره‌ای L (لاگون)^۲:

LMF1- بیوکلاست مادستون (Bioclast Mudstone)

این ریزرخساره شامل یک مادستون حاوی بیوکلاست و کمتر از ۱۰ درصد دانه، شامل پلسی‌پودا با فراوانی حدود ۱ درصد،

¹ Facies Association

² Lagoon

<https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.4.5.4>

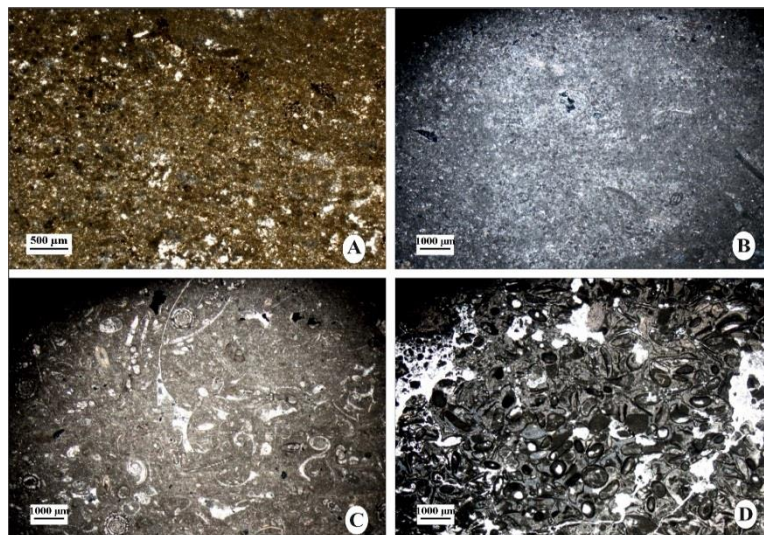


تفسیر: شواهد مشاهده‌شده در ریزرخساره‌های LMF1 تا LMF4، نظیر فراوانی گل آهکی در شواهد میکروسکوپی بیشتر ریزرخساره‌ها، وجود پلوئید، استراکدا و فراوانی فرامینیفراهای پورسلانوز بتونیک نظیر *Archaias*, *Meandropsina*, *Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Pyrgo*, *Borelis* و *Spiroloculina*, *Massilina*, *Heterillina* نشان‌دهندهٔ نهشته شدن این ریزرخساره‌ها در محیط لاگون‌اند (Tucker and Wright 1990; Geel 2000; Romero et al. 2002; Flugel 2010). ویژگی‌های مشاهده‌شده در این ریزرخساره‌ها، نشان‌دهندهٔ تشکیل شدن آنها در کمربندهای شماره ۷ و ۸ فلوگل (Flugel 2010) است.

می‌شود. زمینهٔ این ریزرخساره به‌طور کامل از گل آهکی تشکیل شده است. این ریزرخساره برابر با ریزرخسارهٔ استاندارد SMF18 و کمربند رخساره‌ای شماره ۷ و ۸ فلوگل (Flugel 2010) است.

LMF4- بیوکلاست استراکدا پکستون (Bioclast Ostracoda Packstone)

این ریزرخساره به‌صورت پکستون بیوکلاستی است که آلوکم اصلی تشکیل‌دهندهٔ آن استراکدا است (D در شکل ۴). تاکسای استراکدا که بیشتر در محیط کم‌عمق لاگون زندگی می‌کند، حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد از اجزای اسکلتی تشکیل‌دهندهٔ این ریزرخساره است. از دیگر اجزای تشکیل‌دهندهٔ این ریزرخساره، به فرامینیفراهای میلیولید با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد، گاستروپودا با فراوانی حدود ۱ تا ۳ درصد و اوئید با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد اشاره می‌شود. زمینهٔ این ریزرخساره از گل آهکی تشکیل شده است. این ریزرخساره برابر با ریزرخسارهٔ استاندارد SMF18 و کمربند رخساره‌ای شماره ۷ و ۸ فلوگل (Flugel 2010) است.



شکل ۴- A- بیوکلاست مادستون (G-63)؛ B- بیوکلاست پلوئیدال پکستون (G-133)؛ C - لاگونال فرامینیفرا و کستون-پکستون (G-188)؛ D- بیوکلاست استراکدا پکستون (G-30).

Fig 4- A- Bioclast Mudstone (G-63), B- Bioclast Pelloidal Packstone (G-133), C-Lagoonal Foraminifera Wackestone - Packstone (G-188), D- Bioclast Ostracoda Packstone (G-30).

مجموعه ریزرخساره‌ای B (محیط سد کربناته)^۱

در این مطالعه ریزرخساره‌های محیط سد کربناته به دو صورت فریمستون جلبیکی و فریمستون مرجانی دیده شده است.

BMF5- فریمستون جلبک قرمز (Red Algae Framestone)

این ریزرخساره حاوی حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد جلبک قرمز است که یک چارچوب ارگانیکی را ایجاد کرده است (A در شکل ۵). از دیگر اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره، به بریوزوئر با فراوانی حدود ۴ تا ۵ درصد، اکتینوئید با فراوانی ۱ تا ۲ درصد، پلسی‌پودا با فراوانی ۲ درصد و پلوئید با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد اشاره می‌شود. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره استاندارد SMF7 و کمربند رخساره‌ای شماره ۵ فلوگل (Flugel 2010) است.

BMF6- فریمستون مرجانی (Coral Framestone)

این ریزرخساره حاوی حدود ۹۰ تا ۹۵ درصد مرجان است که یک چارچوب ارگانیکی را ایجاد کرده است. همچنین در این ریزرخساره کم‌تر از ۱ درصد فرامینیفراهای با پوسته هیالین نظیر *Reussella*, *Globorotalia* دیده می‌شود. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره استاندارد SMF7 و کمربند رخساره‌ای شماره ۵ فلوگل (Flugel 2010) است (B در شکل ۵).

تفسیر: شواهد مشاهده‌شده در ریزرخساره‌های BMF5 و

BMF6 نظیر وجود چارچوب ارگانیکی ایجادشده توسط جلبک قرمز و مرجان، نشان‌دهنده محیط سد کربناته است (Pedley 1998; Okhravi and Amini 1998; Flugel 2010). در این مطالعه ریزرخساره BMF6 ضخامت کمی دارد و تعداد کمی از فرامینیفراهای محیط دریای باز نظیر *Reussella* *Globorotalia* در بین آنها دیده می‌شود؛ بنابراین باید گفت این ریف‌های مرجانی احتمالاً به صورت تکه‌ای^۲ در محیط دریای باز تشکیل شده‌اند. از طرف دیگر ریزرخساره BMF5 که چارچوب ارگانیکی آن توسط جلبک قرمز ایجاد شده است، به علت داشتن ضخامت زیاد در برش مطالعه‌شده،

درواقع ریف‌های محیط سد کربناته است.

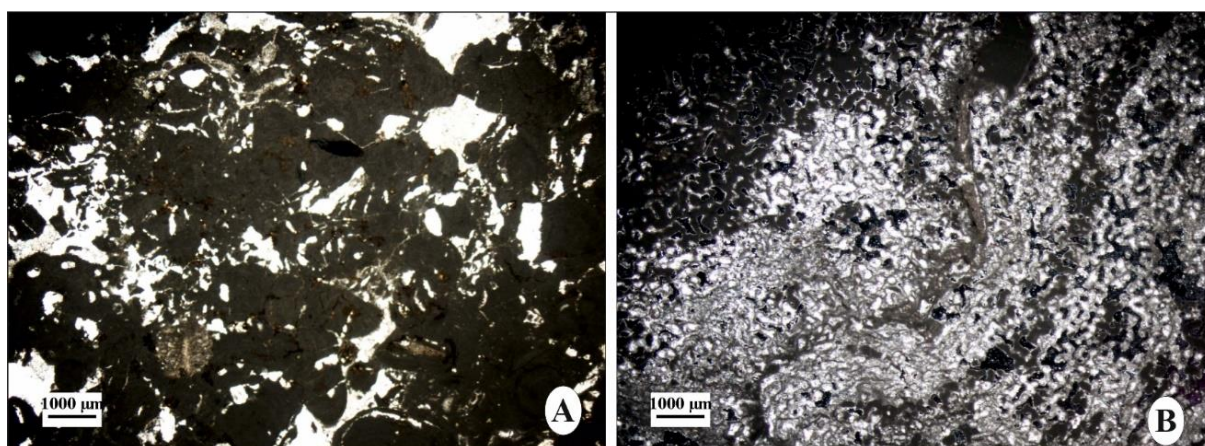
مجموعه ریزرخساره‌ای O (دریای باز)^۳**OMF7- بیوکلاست جلبک قرمز وکستون یا فلوتستون (Bioclast Red Algae Wackestone or Floatstone)**

ریزرخساره وکستون یا فلوتستون حاوی بیوکلاست، شامل خرده‌های جلبک قرمز با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد است که اندازه آنها در برخی مقاطع بیشتر از ۲ میلی‌متر است (A در شکل ۶). از دیگر اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره، به بریوزوئر با فراوانی حدود ۵ تا ۷ درصد، اکتینوئید با فراوانی ۱ تا ۲ درصد، انکوئید با فراوانی ۱ درصد، ایتراکلاست با فراوانی حدود ۱ تا ۲ و قطعات آتشفشانی با فراوانی حدود ۱ درصد اشاره می‌شود. به نظر می‌رسد که این ریزرخساره در بخش‌هایی از دریای باز تشکیل شده است که بلافاصله بعد از سد کربناته قرار گرفته‌اند. زمینه این ریزرخساره از گل آهکی تشکیل شده است. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره استاندارد SMF5 و کمربند رخساره‌ای شماره ۴ فلوگل (Flugel 2010) است.

OMF8- بیوکلاست بریوزوئر وکستون یا فلوتستون**(Bioclast Bryozoan Wackestone or Floatstone)**

این ریزرخساره در حقیقت شامل یک بیوکلاست وکستون یا فلوتستون حاوی بریوزوئرهای خردشده است (B در شکل ۶). آلوکم اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره، بریوزوئر با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد است. از جمله آلوکم‌های دیگر مشاهده‌شده در این ریزرخساره، به جلبک قرمز با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد، اکتینوئید با فراوانی ۲ تا ۳ درصد، پلسی‌پودا با فراوانی ۳ تا ۴ درصد، گاستروپودا با فراوانی حدود ۱ درصد، استراکد با فراوانی ۳ تا ۴ درصد، ایتراکلاست با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد، اوئید با فراوانی حدود ۱ درصد و قطعات آتشفشانی با فراوانی حدود ۱ درصد اشاره می‌شود. زمینه این ریزرخساره از گل آهکی تشکیل شده است. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره استاندارد SMF5 و کمربند رخساره‌ای شماره ۴ فلوگل (Flugel 2010) است.

¹ Barrier² Patch reef³ Open marine



شکل ۵- ۱- فریمستون جلبک قرمز (G-51); ۲- فریمستون مرجانی (G-123).

Fig 5- 1- Red Algae Framestone (G-51), 2- Coral Framestone (G-123).

دهنده این ریزرخساره به *Amphistegina*, *Miolepidocyclina* با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد، میلیولید با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد، اکتینوئید با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد و پلسی‌پودا با فراوانی حدود ۱ تا ۳ درصد اشاره می‌شود. اندازه بیشتر آلوکم‌های تشکیل‌دهنده این ریزرخساره کمتر از ۲ میلی‌متر است. زمینه این ریزرخساره از گل آهکی تشکیل شده است. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره استاندارد SMF5 و کمر بند رخساره‌ای شماره ۴ فلوگل (Flugel 2010) است.

OMF11 - بیوکلاست اکتینوئید پکستون (Bioclast Echinoid Packstone)

این ریزرخساره شامل یک پکستون بیوکلاست حاوی اکتینوئید است (در شکل ۶). آلوکم اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره اکتینوئید و با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد است. از جمله آلوکم‌های دیگر به پلسی‌پودا با فراوانی حدود ۵ درصد، بریوزوئر با فراوانی حدود ۴ تا ۵ درصد و جلبک با فراوانی ۲ تا ۳ درصد، فرامینیفرهای بتونیک با فراوانی ۳ تا ۴ درصد و فرامینیفرهای پلانکتونیک با فراوانی ۱ تا ۲ درصد اینتراکلاست با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد اشاره می‌شود. زمینه این ریزرخساره از گل آهکی و در برخی قسمت‌ها از سیمان تشکیل شده است. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره

OMF9 - بیوکلاست وکستون-پکستون (Bioclast Wackestone- Packstone)

ریزرخساره وکستون-پکستون حاوی بیوکلاست (C در شکل ۶) شامل خرده‌های بریوزوئر با فراوانی حدود ۴ تا ۵ درصد، اکتینوئید با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد، خرده‌های جلبک قرمز با فراوانی حدود ۱ تا ۲ درصد، فرامینیفرهای بتونیک با پوسته هیالین مربوط به محیط‌های دریای نظیر *Heterolepa*, *Planorbulina*, *Heterostegina* با فراوانی حدود ۳ تا ۴ درصد، میلیولید با فراوانی حدود ۲ تا ۳ درصد و فرامینیفرهای پلانکتونیک نظیر *Globigerina*, *Globorotalia* با فراوانی ۱ درصد است. شایان ذکر است که اندازه بیشتر آلوکم‌های تشکیل‌دهنده این ریزرخساره کم‌تر از ۲ میلی‌متر است. زمینه این ریزرخساره از گل آهکی تشکیل شده است. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره استاندارد SMF5 و کمر بند رخساره‌ای شماره ۴ فلوگل (Flugel 2010) است.

OMF10 - بیوکلاست میوزیپسینا پکستون (Bioclast Miogypsina Packstone)

این ریزرخساره شامل پکستون بیوکلاستی حاوی میوزیپسیناست (D در شکل ۶). آلوکم اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره، فرامینیفرهای بزرگ هیالین میوزیپسیناست که با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد است. از دیگر آلوکم‌های تشکیل

این باشند که رسوب‌گذاری در بخش‌هایی از سد به سمت دریای باز و در بخش‌های شیب^۱ پلاتفرم انجام شده است (Geel 2000; Romero et al. 2002; Hottinger 1997; Flugel 2010).

گفتنی است که این ریزرخساره‌ها درصد کم‌تری از گل آهکی دارند و در برخی قسمت‌ها، فضای بین آلوکم‌های اسکلتی با سیمان پر شده است؛ در حالی که ریزرخساره OMF12 مخلوطی از قطعات خردشده فرامینفرهای پلانکتونیک، بتونیک و قطعات حمل‌شده بریوزوئر، پلسی‌پودا با جورشدگی ضعیف و خوردشدگی بسیار زیادند و زمینه آنها به‌طور کامل از گل آهکی تشکیل شده است که نشان‌دهنده توالی نابرجا و توریدایت‌اند. ویژگی‌های مشاهده‌شده در ریزرخساره‌های OMF7 تا OMF12 نشان‌دهنده محیط دریای باز است و تشکیل‌شدن این ریزرخساره‌ها در کمربند رخساره‌ای شماره ۴ فلوگل (Flugel 2010) است.

مدل رخساره‌ای^۲

برش مطالعه‌شده در این تحقیق، با توجه به حضور چشمگیر ریزرخساره فریمستون جلبک قرمز و دیگر آلوکم‌های ریف‌ساز و تعقیب‌شدنی در مطالعات صحرایی، احتمالاً بیانگر تشکیل‌شدن نهشته‌های این سازند در یک سکوی کربناته از نوع شلف^۳ است. علاوه بر رخساره ریفی، وجود توالی نابرجا و توریدایتی نیز می‌تواند بیانگر شیب زیاد در سکوی کربناته این سازند باشد که در نتیجه آن، بخشی از رسوبات مناطق کم‌عمق‌تر به مناطق عمیق و جلوی سد کربناته جابه‌جا شده‌اند؛ بنابراین مدل رخساره‌ای برای نهشته‌های سازند قم از نوع پلت‌فرم نوع شلف پیشنهاد می‌شود که شامل مناطق شلف داخلی^۴، شلف میانی^۵ و شلف خارجی^۶ هستند (Flugel 2010) (شکل ۷).

استاندارد SMF5 و کمربند رخساره‌ای شماره ۴ فلوگل (Flugel 2010) است.

OMF12- بیوکست اکینوئید پلانکتونیک فرامینفرا پکستون (Bioclast Echinoid Planktonic Foraminifera Packstone)

این ریزرخساره شامل یک بیوکست پکستون حاوی فرامینفرای پلانکتونیک و اکینوئید است (F در شکل ۶). آلوکم اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل قطعات خردشده فرامینفرهای پلانکتونیک (*Globorotalia*, *Globigerinoides*, *Globigerina*) با فراوانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد، اکینوئید با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد، بریوزوئر با فراوانی حدود ۱ درصد، پلسی‌پودا با فراوانی حدود ۱ درصد، پلوئید با فراوانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد و قطعات خردشده فرامینفرهای بتونیک با پوسته هیالین (*Reussella*, *Heterostegina*, *Asterigerina*, *Amphistegina*) با فراوانی ۳ تا ۴ درصد است. زمینه این ریزرخساره به‌طور کامل از گل آهکی تشکیل شده است. این ریزرخساره برابر با ریزرخساره استاندارد SMF4 فلوگل (Flugel 2010) و احتمالاً برابر با کمربند رخساره‌ای شماره ۳ فلوگل (Flugel 2010) متعلق به بخش‌های بالایی و میانی کمربند مخروط پایین شیب است.

تفسیر: ریزرخساره‌های OMF7 تا OMF9 شامل یک بیوکست وکستون یا فلوتستون حاوی جلبک‌های خردشده در کنار دیگر موجودات ریف‌ساز مانند بریوزوئرهای خردشده و بیانگر ته‌نشست آنها در جلوی رسوبات سدی/ ریفی به سمت شیب پلاتفرم و دریای باز است (Okhravi and Amini 1998; Pomar 2001; Flugel 2010).

ریزرخساره‌های OMF10 تا OMF11 به‌صورت پکستون دیده می‌شوند که شامل آلوکم‌های اسکلتی اغلب خوب حفظ شده و فرامینفرهای با پوسته هیالین نظیر *Miogyopsina*, *Operculina*, *Amphistegina*, *Asterigerina*, *Heterostegina* و آلوکم‌های اسکلتی نظیر اکینوئید، بریوزوئر، مرجان و پلسی‌پودا و از نوع موجودات استنوهالین‌اند و می‌توانند بیانگر

¹ Slope

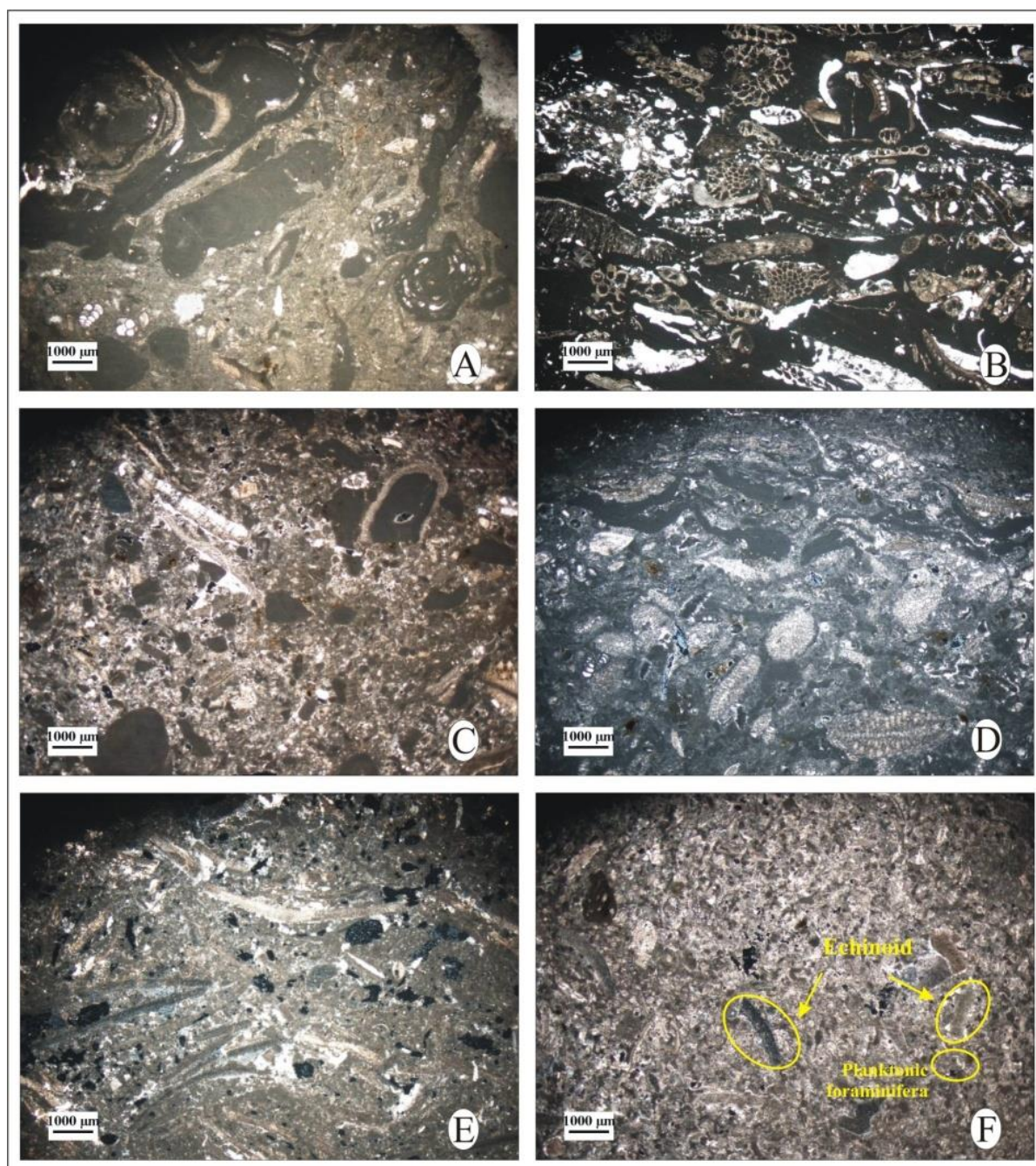
² Facies Model

³ Shelf

⁴ Inner shelf

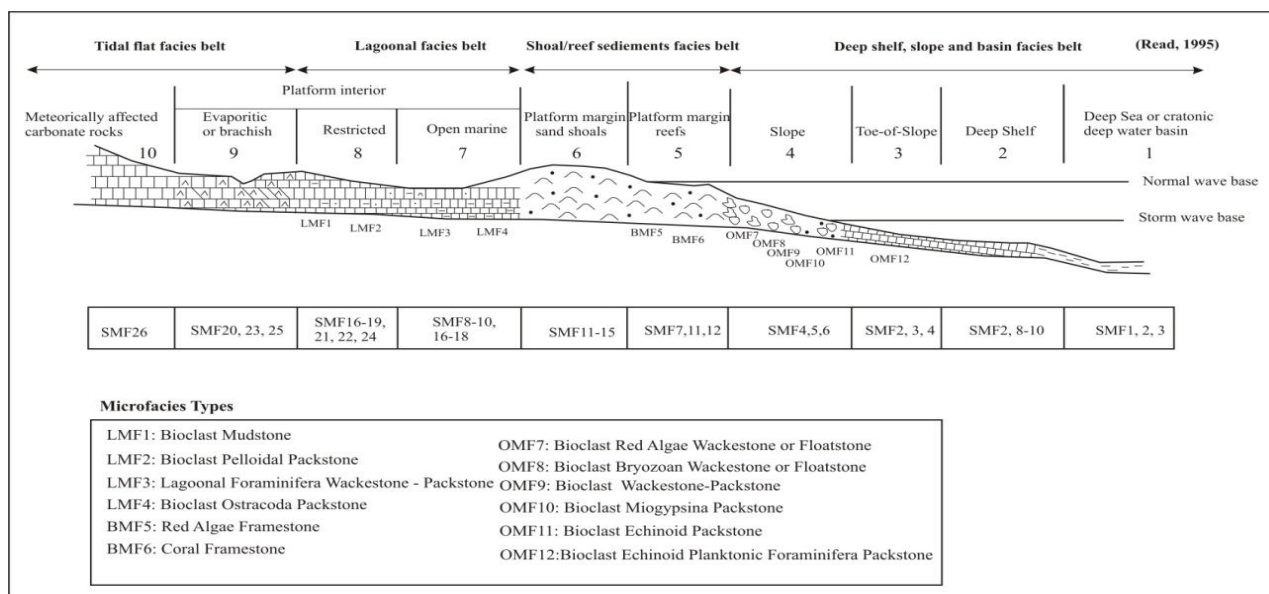
⁵ Mid shelf

⁶ Outer shelf



شکل ۶- A- بیوکلست جلبک قرمز و کستون یا فلوئستون (G-146)، B- بیوکلست بریوزوئر و کستون یا فلوئستون (G-42)؛ C- بیوکلست و کستون-پکستون (G-108)؛ D- بیوکلست میوزیپسینا پکستون (G-140)؛ E- بیوکلست اکتینوئید پکستون (G-177)؛ F- بیوکلست اکتینوئید پلانکتونیک فرامینیفر پکستون (G-106).

Fig 6- A- Bioclast Red Algae Wackestone or Floatstone (G-146), B- Bioclast Bryozoan Wackestone or Floatstone (G-42), C- Bioclast Wackestone- Packstone (G-108), D- Bioclast Miogypsina Packstone (G-140), E- Bioclast Echinoid Packstone (G-177), E- Bioclast Echinoid Planktonic Foraminifera Packstone (G-106).



شکل ۷- نیمرخ محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند قم با سن اکتیانین پسین - بوردیگالین که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در بخش‌های داخلی، میانی و بیرونی یک شلف است.

Fig 7- Profile of depositional environment of the Qom Formation deposits with Late Aquitanian - Burdigalian age indicates that are deposited in the inner, mid and outer shelf environments.

1992, 1995، برای شناسایی و تفکیک سکانشی‌های نهشته‌های سازند قم در برش مطالعه‌شده با تکیه بر مطالعات میکروسکوپی، ابتدا سطوح اصلی چینه‌ای شناسایی شدند. در این تحقیق تأکید اصلی بر تشخیص مرزهای سکانشی (SB) و سطح حداکثر غرقابی (mfs) بوده است که تشخیص آنها براساس داده‌های موجود امکان‌پذیر بود. مرز سکانشی نوع اول (SB_I) براساس شواهدی انجام شده است که نشان‌دهنده خروج رسوبات از آب دریاست و مرز سکانشی نوع دوم (SB_{II}) براساس تغییر در شرایط محیطی و گسترش رخساره‌های کم‌عمق بر رسوبات مناطق عمیق‌تر شلف کرنااته شناسایی شده است. سطح حداکثر غرقابی (mfs) نیز براساس قرارگیری نهشته‌های مناطق عمیق‌تر شلف کرنااته بر نهشته‌های مناطق کم‌عمق‌تر تعیین شده‌اند. با توجه به اهمیت فسیل‌ها در تعیین سطوح اصلی چینه‌ای و سیستم‌ترکت‌ها در تشخیص سطح حداکثر غرقابی (mfs)، از بیشترین درصد فراوانی موجودات استنوهالین نظیر بریوزوئر، اکتینوئید و فرامینفرهای پلانکتونیک استفاده شده است. با توجه به مطالعات بیواستراتیگرافی براساس فرامینفرها، رده‌های سکانشی مطالعه‌شده از نوع رده سوم (چند میلیون سال) تعیین

در این مطالعه شلف داخلی در برگیرنده محیط لاگون و سد کرنااته است (Flügel 2010). ریزرخساره‌های مشاهده‌شده در این قسمت، شامل ریزرخساره‌های LMF1 تا LMF4 مربوط به محیط لاگون و ریف‌های محیط سد کرنااته BMF6 هستند. در این مطالعه دامنه گسترده‌ای از رسوبات در منطقه شلف میانی ته‌نشست شده‌اند و شامل ریزرخساره‌های OMF7 تا OMF11 هستند. این ریزرخساره‌ها از طریق افزایش درصد فراوانی و تنوع آلوکم‌های اسکلتی مربوط به محیط دریایی (موجودات استنوهالین) نظیر اکتینوئید، بریوزوئر، مرجان، پلسی‌پودا و فرامینفرهای با پوسته هیالین نظیر *Operculina*, *Amphistegina*, *Asterigerina*, *Heterostegina* مشخص می‌شوند. رسوبات شلف خارجی شامل ریزرخساره OMF12 است که فرامینفرهای پلانکتونیک دارد و زمینه آنها به‌طور کامل از گل آهکی تشکیل شده است که نشان‌دهنده عمق بیش‌تری نسبت به ریزرخساره‌های مربوط به رسوبات شلف میانی‌اند (Flügel 2010).

چینه‌نگاری سکانشی برش مطالعه‌شده

پس از انتخاب مدل سکانشی رسوبی Hunt and Tucker

شد.

سكانس رسوبی ریزرخساره بیوکلست استراکدا پکستون (LMF4) از دسته رخساره‌های مربوط به محیط لاگون به‌عنوان حداکثر پایین‌افتادگی سطح آب دریا در نظر گرفته شده است (SB_{II}). ضخامت HST در این سکانس برابر ۵۲ متر است.

سکانس رسوبی ۲ (DS₂): این سکانس به ضخامت

۱۱۹/۶۷ متر به سن اکتانین پسین و با مرز سکانسی نوع دوم در زیر و بالا محدود می‌شود و شامل سنگ‌آهک‌های متوسط لایه تا توده‌ای، سنگ‌آهک‌های رسی و مارن‌های سبز تا خاکستری رنگ است. این سکانس رسوبی با سطح پیشروی (TS) منطبق بر مرز سکانسی SB_{II} آغاز شده است و سیستم‌ترکت تراز پیش‌رونده (TST) اولین سیستم‌ترکت آن و شامل ریزرخساره دریای بیوکلست بریوزوئر وکستون یا فلوتستون (OMF8)، ریزرخساره ریفی فریمستون جلبک قرمز (BMF5) و ریزرخساره دریای وکستون-پکستون حاوی بیوکلست (OMF9) است و در ادامه به رخساره‌های عمیق‌تر، دریایی باز، مانند بیوکلست اکتونوئید پلانکتونیک فرامینیفر پکستون (OMF12) تبدیل می‌شود. اکتونوئید از نوع موجودات استنوهالین است که نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط دریای باز است (Flügel 2010)، همچنین این ریزرخساره شامل فرامینیفرهای بتونیک با پوسته هیالین، *Reussella*، *Heterostegina*، *Asterigerina*، *Amphistegina*، *Globigerina*، *Globorotalia*، *Globigerinoides* است که همگی نشان‌دهنده عمیق‌شوندگی اند (Flügel 2010). ریزرخساره بیوکلست اکتونوئید پلانکتونیک فرامینیفر پکستون (OMF12) در این سکانس رسوبی، به‌عنوان سطح حداکثر غرقابی (mfs) در نظر گرفته شد. ضخامت TST در این سکانس برابر ۹۶/۶۷ متر است. پس از سطح حداکثر غرقابی (mfs) ذکر شده، ابتدا ریزرخساره‌های دریای کم‌عمق‌تر مانند ریزرخساره دریای وکستون-پکستون حاوی بیوکلست‌های دریای نظیر *Heterolepa*، *Planorbulina*، *Heterostegina* (OMF9) و بیوکلست میوزپسینا پکستون (OMF10) ته‌نشین شده و در ادامه روند کم‌عمق‌شوندگی، ریزرخساره بیوکلست پلوئیدال

نتایج مطالعه چینه‌نگاری سکانسی در نهشته‌های سازند قم در برش قصر بهرام با سن اکتانین پسین - بردیگالین به تشخیص ۴ سکانس رسوبی رده سوم به‌همراه ۵ مرز سکانسی (SB) منجر شد که ۲ مرز آن از نوع اول (SB_I) (مرز بین سازند آواری قرمز زیرین و سازند قم و مرز بین سازند قم و سازند قرمز بالایی) و ۳ مرز آن از نوع دوم (SB_{II}) بودند (شکل ۸).

سکانس رسوبی ۱ (DS₁): این سکانس رسوبی که

۸۲/۱۸ متر ضخامت دارد، شامل سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای کرم‌رنگ، سنگ‌آهک‌های رسی و مارن است. این سکانس سن اکتانین پسین دارد و با مرز سکانسی SB_I در زیر و مرز سکانسی SB_{II} در بالا مشخص می‌شود. این سکانس با ته‌نشست ریزرخساره وکستون یا فلوتستون حاوی بیوکلست و جلبک قرمز (OMF7) از مجموعه رخساره‌های دریای باز و با مرز سکانسی SB_I بر سازند آواری قرمز زیرین رسوب‌گذاری شده است. در ادامه با پیشروی سطح آب دریا، ریزرخساره‌های محیط دریای باز مانند بیوکلست بریوزوئر وکستون یا فلوتستون (OMF8) ته‌نشین شده‌اند. در این سکانس رسوبی، ریزرخساره وکستون یا فلوتستون حاوی بیوکلست و بریوزوئر فراوان (OMF8) به‌عنوان سطح حداکثر غرقابی (mfs) در نظر گرفته شده است. بریوزوئر از نوع موجودات استنوهالین و نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط دریای باز است (Flügel 2010)؛ بنابراین علاوه بر عمیق‌بودن آن، روند رخساره‌های پس از این سطح از عمیق‌شونده به کم‌عمق‌شونده تغییر می‌کند. نهشته‌های آهکی مرحله TST این سکانس رسوبی ۳۰/۱۸ متر ضخامت دارد. پس از سطح حداکثر غرقابی (mfs) ابتدا ریزرخساره‌های دریای کم‌عمق‌تر نظیر وکستون یا فلوتستون حاوی بیوکلست و جلبک قرمز (OMF7) و سپس ریزرخساره‌های لاگونی مانند ریزرخساره بیوکلست پلوئیدال پکستون (LMF2) و ریزرخساره بیوکلست استراکدا پکستون (LMF4) به ترتیب ته‌نشین شده‌اند که نشان‌دهنده یک روند کم‌عمق‌شونده به سمت بالا و تشکیل‌دهنده سیستم‌ترکت تراز بالا (HST) هستند. در این

بالا (HST) هستند. در این سکانس رسوبی ریزرخساره لاگونال فرامینیفرا و کستون-پکستون (LMF3) از دسته رخصاره‌های مربوط به محیط لاگون به‌عنوان حداکثر پایین‌افتادگی سطح آب دریا در این سکانس رسوبی در نظر گرفته شده است (SB_{II}). ضخامت HST در این سکانس برابر ۱۲ متر است.

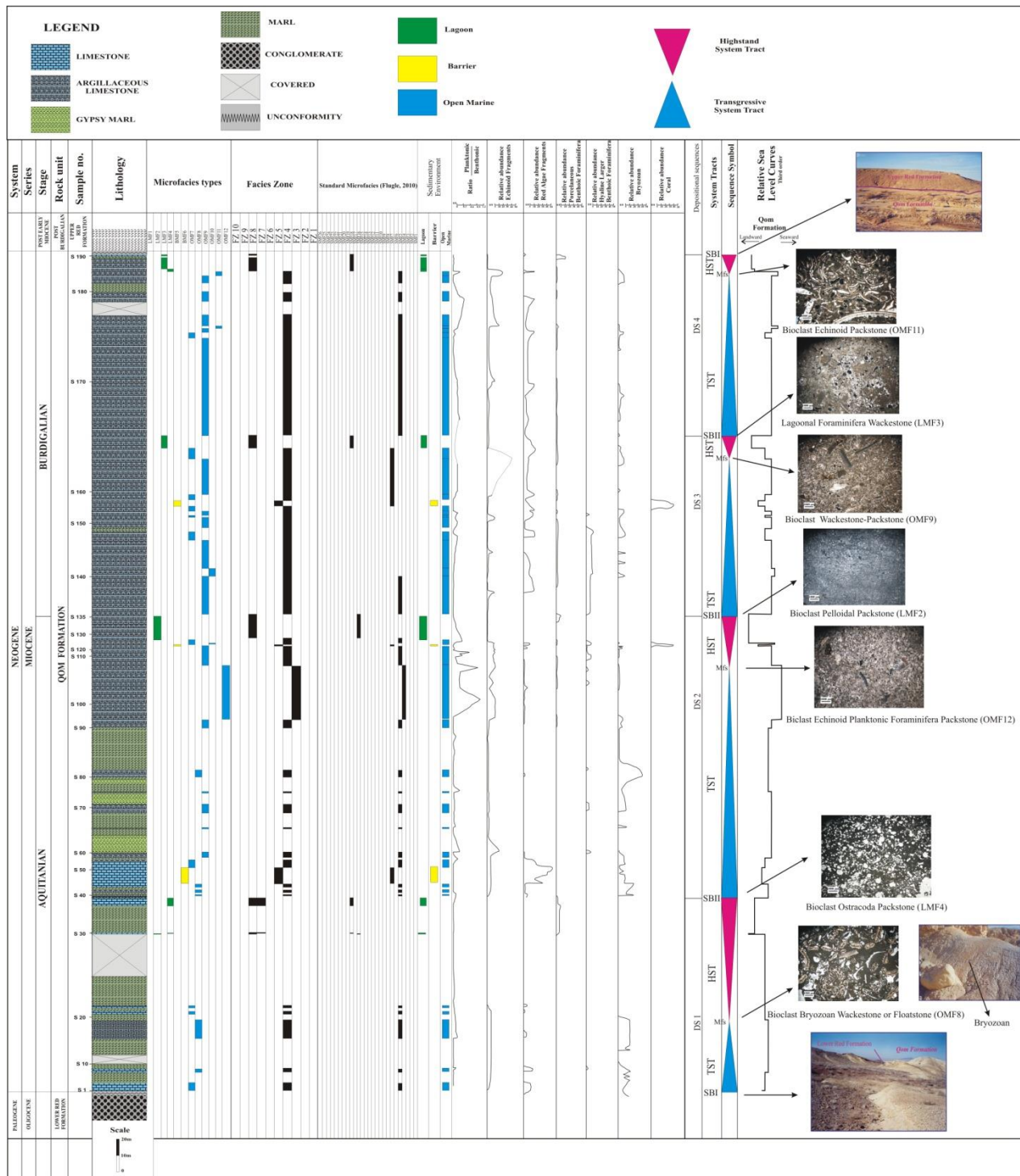
سکانس رسوبی ۴ (DS₄): سکانس رسوبی ۴ با ۷۷/۶۵

متر ضخامت، متشکل از سنگ‌آهک‌های توده‌ای و سنگ‌آهک رسی متوسط‌لایه تا ضخیم‌لایه به رنگ کرم روشن و مارن‌های خاکستری تا قرمز رنگ به سن بوردیگالین است. این سکانس آخرین سکانس رسوبی تشکیل‌دهنده برش قصر بهرام است که با مرز سکانسی SB_{II} بر سکانس رسوبی ۳ ته‌نشین شده است. سیستم‌ترکت تراز پیش‌رونده (TST) اولین سیستم‌ترکت آن و شامل ریزرخساره دریای و کستون یا فلوتستون حاوی بیوکلت و جلبک قرمز (OMF7)، و کستون-پکستون حاوی بیوکلت (OMF9) است. روند عمیق‌شوندگی به طرف بالا با رسوب‌گذاری ریزرخساره بیوکلت اکتیوئید پکستون (OMF11) ادامه می‌یابد. در این سکانس رسوبی ریزرخساره بیوکلت اکتیوئید پکستون (OMF11) به‌عنوان سطح حداکثر غرقابی (mfs) در نظر گرفته شده است؛ زیرا علاوه بر عمیق‌بودن آن، روند رخصاره‌های پس از این سطح از عمیق‌شونده به کم‌عمق‌شونده تغییر می‌کند. نهشته‌های آهکی مرحله TST سکانس رسوبی ۴ ۶۷/۶۵ متر ضخامت دارد. پس از سطح حداکثر غرقابی (mfs) ریزرخساره بیوکلت استراکدا پکستون (LMF4) و ریزرخساره لاگونال فرامینیفرا و کستون-پکستون (LMF3) به ترتیب ته‌نشین شده‌اند که نشان‌دهنده یک روند کم‌عمق‌شونده به سمت بالا و تشکیل‌دهنده سیستم‌ترکت تراز بالا (HST) هستند. در انتها این سکانس با ریزرخساره لاگونال فرامینیفرا و کستون-پکستون (LMF3) با فرامینیفرای با پوسته پورسلانوز شامل *Archaias*, *Borelis* و فرامینیفرای میلیولید نظیر *Quinqueloquolina*, *Pyrgo*, *Triloculina*, *Spiroloculina* با مرز سکانسی SBI به سازند قرمز بالایی منتهی می‌شود. ضخامت HST در این سکانس برابر ۱۰ متر است.

پکستون (LMF2) با ضخامت زیادی ته‌نشین شده است که نشان‌دهنده یک روند کم‌عمق‌شونده به سمت بالا و تشکیل‌دهنده سیستم‌ترکت تراز بالا (HST) است. در این سکانس رسوبی به نظر می‌رسد ریزرخساره بیوکلت پلوئیدال پکستون (LMF2) از دسته رخصاره‌های مربوط به محیط لاگون، می‌تواند به‌عنوان حداکثر پایین‌افتادگی سطح آب دریا در نظر گرفته شود (SB_{II}). ضخامت HST در این سکانس برابر ۲۳ متر است.

سکانس رسوبی ۳ (DS₃): این سکانس به ضخامت

۷۹/۵ متر به سن بوردیگالین و با مرزهای سکانسی نوع دوم در زیر و بالا مشخص می‌شود و شامل سنگ‌آهک رسی متوسط‌لایه تا توده‌ای به رنگ کرم روشن و مارن به رنگ کرم است. در واقع پس از ته‌نشست ریزرخساره بیوکلت پلوئیدال پکستون (LMF2) مربوط به محیط لاگون سکانس رسوبی ۲، سکانس رسوبی ۳ با سیستم‌ترکت تراز پیش‌رونده (TST) آغاز می‌شود. نهشته‌های این سیستم‌ترکت شامل ریزرخساره دریای و کستون یا فلوتستون حاوی بیوکلت و جلبک قرمز (OMF7)، و کستون-پکستون حاوی بیوکلت (OMF9) و بیوکلت میوزیپسینا پکستون (OMF10) است. در این سکانس رسوبی ریزرخساره و کستون-پکستون حاوی بیوکلت (OMF9) که بیشترین درصد فراوانی پوسته اکتیوئید را دارد، به‌عنوان سطح حداکثر غرقابی (mfs) در نظر گرفته می‌شود. ضخامت TST در این سکانس برابر ۶۷/۵ متر است. پس از سطح حداکثر غرقابی (mfs) ابتدا ریزرخساره‌های دریای کم‌عمق‌تر نظیر و کستون یا فلوتستون حاوی بیوکلت و جلبک قرمز (OMF7) و سپس ریزرخساره لاگونال فرامینیفرا و کستون-پکستون (LMF3) به ترتیب ته‌نشین شده‌اند، در واقع حضور فرامینیفرای لاگونی ریزرخساره لاگونال فرامینیفرا و کستون-پکستون (LMF3) نظیر *Borelis*, *Archaias*, *Spiroloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloquolina* و *Pyrgo* نسبت به موجودات استنوهالین نظیر بریوزوئر و اکتیوئید موجود در ریزرخساره و کستون یا فلوتستون حاوی بیوکلت و جلبک قرمز (OMF7) نشان‌دهنده یک روند کم‌عمق‌شونده به سمت بالا و تشکیل‌دهنده سیستم‌ترکت تراز



شکل ۸- ریز رخساره‌ها، نمودار درصد فراوانی آلوکم‌ها و سکناس‌های شناسایی شده در برش چینه‌نگاری قصر بهرام در جنوب گرمسار

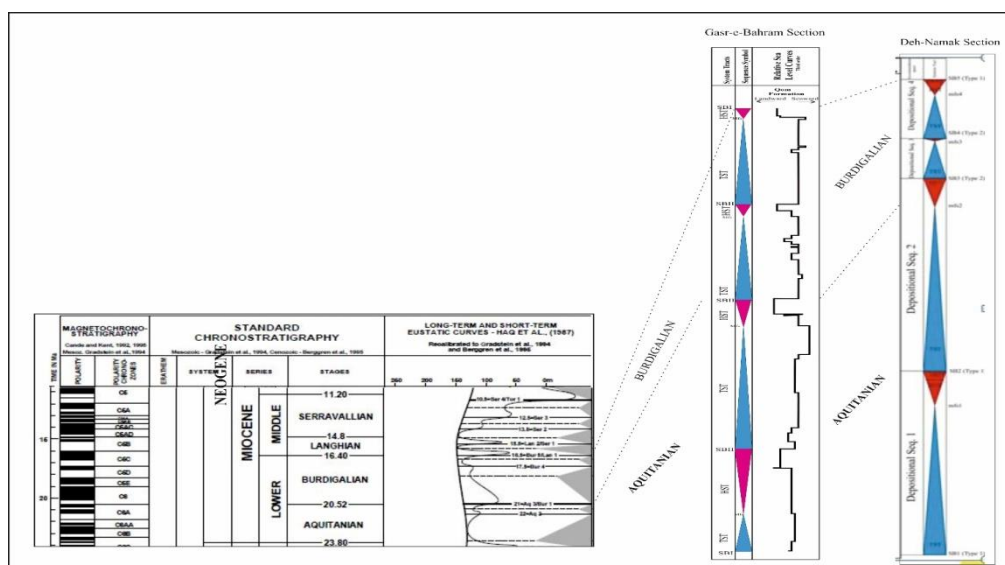
Fig 8- Microfacies, abundance percentage chart of allochems and identified sequences in the Ghasr –e- Bahram section, Northwest part of Siahkuh.

بررسی چینه‌نگاری سکناسی نهشته‌های سازند قم در برش قصر بهرام، نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در ۴ سکناس رسوبی

مقایسهٔ مرزهای سکناسی سازند قم در برش قصر بهرام با نواحی مجاور و نمودار جهانی سطح آب دریاها

است و با تطابق اسکانس‌های شناسایی شده در برش مطالعه شده با اسکانس‌های جهانی، مشخص شد رسوب‌گذاری در برش چینه‌نگاری قصر بهرام در زمان بوردیگالین با یک TST آغاز شده است که منطبق بر بالا آمدن سطح جهانی آب دریاست (Haq et al. 1987; Hardenbol et al. 1998). در مجموع با توجه به اینکه دو اسکانس انتهایی سازند قم با سن بوردیگالین در برش مطالعه شده با تعداد اسکانس‌های جهانی معرفی شده برای بوردیگالین انطباق دادنی است، می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات سطح نسبی آب دریا در این حوضه رسوبی با منحنی سطح جهانی آب دریا انطباق خوبی را نشان می‌دهد و نشان‌دهنده این است که در این منطقه، تغییرات جهانی سطح آب دریا نسبت به تکتونیک منطقه‌ای و ناحیه‌ای از اهمیت بیشتری برخوردار است؛ در صورتی که در زمان اکتیانین، با توجه به اینکه سن نهشته‌ها در این برش، اکتیانین پسین است، دو اسکانس رسوبی تشخیص داده شده، نمی‌تواند

با دو اسکانس شناسایی شده جهانی در کل اکتیانین همخوانی داشته باشد. شایان ذکر است که مقایسه تعداد اسکانس‌های سازند قم در برش مطالعه شده، با تعداد اسکانس‌های سازند قم در برش دهنمک در شمال شرق گرمسار (Daneshian et al. 2017 b)، نشان می‌دهد در زمان اکتیانین و بوردیگالین تعداد اسکانس‌ها تقریباً انطباق دادنی‌اند و تنها تفاوتی که وجود دارد، این است که در برش مطالعه شده، دقیقاً دو اسکانس در اکتیانین و دو اسکانس در بوردیگالین است و مرز اسکانی نوع دوم (SB_{II}) اسکانس رسوبی دوم در مرز بین اکتیانین و بوردیگالین قرار گرفته است؛ این در حالی است که در برش دهنمک، بخش عمده اسکانس دوم دهنمک مربوط به اکتیانین و بخش بسیار کوچکی از آن مربوط به بوردیگالین است و مرز اسکانی نوع دوم (SB_{II}) اسکانس رسوبی دوم، کمی بالاتر از مرز بین اکتیانین و بوردیگالین قرار گرفته است (شکل ۹).



شکل ۹- مقایسه مرزهای اسکانی برش مطالعه شده با نمودار جهانی تغییرات سطح نسبی آب دریا (Haq et al. 1987).

(برگرفته از Hardenbol et al. 1998) و برش دهنمک در شمال شرق گرمسار (Daneshian et al. 2017 b).

Fig 9- Compare of sequence boundaries of the studied section with global sea level changes ((Haq et al., 1987) (cited in Hardenbol et al., 1998) and Deh – Namak section in the northeast of Garmsar (Daneshian et al. 2017 b).

نتیجه

گرفته شد. در سکانس رسوبی سوم به سمت بالا، درصد فرامینفرهای بتونیک با پوسته هیالین نظیر *Heterolepa*, *Planorbulina*, *Heterostegina*, *Asterigerina*, *Amphistegina*, *Miogypsina*, *Miolepidocyclina* و فرامینفرهای پلانکتونیک نظیر *Globigerina*, *Globorotalia* افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده یک روند عمیق‌شوندگی است و در نهایت بیش‌ترین درصد اکتینوئید به همراه فرامینفرهای بتونیک هیالین به عنوان سطح حداکثر غرقابی (mfs) سکانس سوم در نظر گرفته شد. پس از این، سطح حداکثر غرقابی (mfs) در واقع حضور فرامینفرهای لاگونی نظیر *Borelis*, *Archaias*, *Spiroloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloquina* و *Pyrgo* نسبت به موجودات استنوهالین نظیر بریزووتر و اکتینوئید نشان‌دهنده یک روند کم‌عمق‌شونده به سمت بالاست و در نهایت ریزرخساره‌ای که بیش‌ترین درصد فرامینفرهای لاگونی را داشت، مرز سکانسی (SB_{II}) سکانس سوم در نظر گرفته شد. در سکانس رسوبی چهارم، روند عمیق‌شوندگی به طرف بالا با افزایش درصد فرامینفرهای بتونیک هیالین و اکتینوئید مشخص می‌شود و در آن بیش‌ترین درصد اکتینوئید، به عنوان سطح حداکثر غرقابی (mfs) در نظر گرفته شد. پس از این، سطح حداکثر غرقابی (mfs) روند کم‌عمق‌شوندگی با افزایش فرامینفرهای با پوسته پورسلانوز شامل *Archaias*, *Borelis* و فرامینفرهای میلیولید نظیر *Quinqueloquina*, *Pyrgo*, *Triloculina*, *Spiroloculina* مشخص می‌شود و ریزرخساره‌ای که بیش‌ترین درصد این فرامینفرها را داشت، به عنوان حداکثر پایین‌افتادگی سطح آب دریا در نظر گرفته شد.

با تطابق سکانس‌های شناسایی‌شده در برش مطالعه‌شده با سکانس‌های جهانی، مشخص شد مرزهای سکانسی در این برش در زمان بوردیگالین با نمودار تغییرات جهانی سطح آب دریا انطباق‌دانی است و در واقع در این منطقه، تغییرات جهانی سطح آب دریا نسبت به تکتونیک منطقه‌ای و ناحیه‌ای، از اهمیت بیش‌تری برخوردار است.

نظر به اینکه با استفاده از علم چینه‌نگاری سکانسی براساس فسیل‌ها، می‌توان تفسیر منحصر به فردی از چگونگی توزیع و گسترش رخساره‌ها در یک حوضه رسوبی به دست آورد و محیط‌های رسوبی گذشته‌ای را تعیین کرد که در اکتشاف میادین نفت و گاز کمک شایانی می‌کنند، بر این اساس در این تحقیق سعی شده است تا پس از تعیین سن اکتیانین پسین - بوردیگالین برای نهشته‌های سازند قم در برش چینه‌نگاری قصر بهرام و شناسایی سه مجموعه ریزرخساره‌ای لاگون، سد کربناته و دریای باز و تعیین محیط رسوب‌گذاری از نوع شلف کربناته، در بخش چینه‌نگاری سکانسی از فسیل‌ها به‌ویژه فرامینفرها در تشخیص سکانس‌ها و مرزهای سکانسی استفاده شود؛ به طوری که در سکانس رسوبی اول که در برش مطالعه‌شده شناسایی شده است، با توجه به اینکه بریزووتر از نوع موجودات استنوهالین و نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط دریای باز است (Flügel 2010)، بیش‌ترین فراوانی آن به عنوان سطح حداکثر غرقابی (mfs) در نظر گرفته شده است و پس از سطح حداکثر غرقابی، روند تغییر فسیل‌ها به سمت بالا، نشان‌دهنده افزایش فرامینفرهای محیط لاگون است که در نهایت بیش‌ترین فراوانی استراکدا به عنوان مرز سکانسی (SB_{II}) سکانس اول در نظر گرفته شد. در سکانس رسوبی دوم به سمت بالا، درصد فرامینفرهای بتونیک با پوسته هیالین نظیر *Reussella*, *Heterostegina*, *Asterigerina*, *Amphistegina* و قطعات خردشده فرامینفرهای پلانکتونیک نظیر *Globigerina*, *Globorotalia*, *Globigerinoides*، افزایش می‌یابد که همگی نشان‌دهنده عمیق‌شوندگی است (Flügel 2010) و در نهایت بیش‌ترین درصد اکتینوئید به عنوان سطح حداکثر غرقابی (mfs) سکانس دوم در نظر گرفته شد. پس از سطح حداکثر غرقابی، روند تغییر فسیل‌ها به سمت بالا نشان‌دهنده افزایش فرامینفرهای محیط لاگون است که در نهایت ریزرخساره پلوئیدال دارای فرامینفرهای پورسلانوز و استراکدا به عنوان مرز سکانسی (SB_{II}) سکانس دوم در نظر

References

- Adams T. D. and Bourgeois. F. 1967. Asmari biostratigraphy Iran. Oil Oper. Co., Geol. Explor. Div., Report no: 1074, 37 p., unpublished.
- Aghanabati A. 2011. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, p. 586, 3rd ed.
- Amirshahkarami M. and Karavan M. 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom City, Iran, *Geoscience Frontiers*, 6(4): 593-604.
- Armentrout J. M. 1996. High resolution sequence biostratigraphy: examples from the Gulf of Mexico Plio-Pleistocene. In: Howell J. A. Aitken J. F. (Eds.), *High resolution sequence stratigraphy: Innovations and applications*: p: 21, Geological Society, Special Publication # 104.
- Armstrong H.A. and Brasier M.D. 2005. *Microfossils*, Blackwell Publishing, 296 p.
- Bassi D. L. Hottinger and Nebelsick J. H. 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, north-east Italy, *Palaeontology*, 50: 845-868.
- Becker E. and Dusenbury A. N. 1985. Mio-Oligocene (Aquitania) foraminifera from the Goajira Peninsula, Colombia, 48 p.
- Bolli H. M. and Saunders J. B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: Bolli H. M. Saunders J. B. Perch-Nielson. K. (Eds.), *Plankton stratigraphy*, Cambridge University Press. 1032 p.
- Bou Dagher-Fadel M. K 2008. *Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera*. Elsevier, 540 p.
- Brett C. E. 1995. Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environment, *Palaios*, 10: 597-616.
- Catuneanu O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35(1):1- 43.
- Catuneanu O. 2006. *Principle of sequence stratigraphy*, Elsevier, 376 p.
- Daneshian J. and Poursalehi F. 2004. Biostratigraphy of Qom Formation deposits in northwest of Aftar, northwest of Semnan, 8th Conference of Geological Society of Iran, 1:814.
- Daneshian J. and Chegini A. 2007. Biostratigraphy of Qom Formation deposits in north-east and south-east of Semnan, *Journal of Earth Sciences of Geological Organization*, 16th year, 62: 72-79.
- Daneshian J. and Ramezani Dana L. 2007. Early Miocene benthonic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, Central Iran, *Journal of Asian, Earth science*, 2: 844-858.
- Daneshian J. Mosaddegh H. Khalaj H. and Ghasemi A. 2008. Sequence stratigraphy of the Qom Formation at type area (Kuh-e-Bichareh section) in the southeast of Qom, north Central Iran, *Research Journal of University of Isfahan (Sciences)*, 5: 19-54.
- Daneshian J. and Derakhshani M. 2008. Paleocology of the foraminifera of the Qom formation in the Qasr-Bahram section, the northwestern slopes of Siah-kuh located in the southwest of Garmsar, *Isfahan University's Scientific Research Journal*, 30(1): 1-16.
- Daneshian J. Asadi Mehmandosti E. and Ramazani Dana L. 2017b. Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, northwest of Garmsar. *Iranian Journal of Geology*, 41: 23-43.
- Daneshian J. Derakhshani M. and Moallemi A. 2017a. A study foraminifera of the Mishan Formation in the Hendon stratigraphic section located in the northwest of Bandar Abbas and its application in sequence stratigraphy, *Journal of Advanced Applied Geology of Shahid Chamran University of Ahvaz*, 23: 29-41.
- Daneshian J. and Ramezani-Dana L. 2019. Benthic foraminiferal events of the Qom Formation in the north Central Iran Zone, *Paleontological Research*, 23(1): 10-22.
- Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, 1:108-121.
- Emery D. and Myers. K. J. 1996. *Sequence stratigraphy*. Blackwell, Oxford, UK, 298 p.
- Embry. A. F. and Klovan. J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern banks Island, Northwest Territories, *Bull. Can. Pet. Geol.*, 19: 52.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*, 2nd edition Springer-Verlag, New York. 984 p.
- Fursich F. T. and Pandey. D. K. 2003. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Kachchh, Western India, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193:285-309.



- Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Haq B. U. Hardenbol. J. and Vail. P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), *Science*, 235: 1156-1167.
- Hardenbol J. Thierry. J. Farley. M. B. Jacquin. T. D. E. Gracianski. P.C. and Vail. P. R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphic framework of European Basins. In: De Gracianski. P.C. Hardenbol J. Thierry. J. Vail. PR. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publish, 3:3-29.
- Henson. F. R. S. 1950. Middle Eastern Tertiary Peneroplidae (foraminifera), with remarks on the phylogeny and taxonomy of the family, *The West Yorkshire Printing Co. Lim., Wakefield, England*, p 71.
- Hottinger L. 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation. *Bull. Soc. Geol. Franc*, 168 (4):491-505.
- Hottinger L. 2007. Revision of the foraminiferal genus *Globoreticulina* Rahaghi, 1978, and of its associated fauna of larger foraminifera from the late Middle Eocene of Iran, *canets de Geologie*, p 1-51.
- Hunt D. and Tucker M. E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Journal of Sedimentary Geology*, 81: 1-10.
- Hunt D. and Tucker. M. E. 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply. *Journal of Sedimentary Geology*, 95: 147-160.
- Imandoust A. and Amini A. 2005. Sequence stratigraphy of the Qom Formation in Shurab section with special reference to indicators used for strata surfaces and system trackts identification. 24th National Geosciences Congress. Geological Survey of Iran.
- Jalali M. Feizi A. Asilian H. and Motamedi B. 2009. Sequence stratigraphy and basin evolution of Miocene deposits in the North-West part of Central Iran Basin, International lithosphere program (ILP), 5th, workshop of the ILP-Task force on sedimentary basin, Abu Dhabi.
- Jalali M. Sadeghi A. and Adabi M.H. 2016. Microfacies, depositional environment and sequence stratigraphy of the Qom Formation in east Siyah Kuh surface section (south of Garmsar). *Iranian Journal of Geology*, 39:83-102.
- Lasemi Y. and Amin Rasouli H. 2003. Sequence stratigraphy of the Qom Formation in the south of the central part of the Central Iran sedimentary basin. 22th National Geosciences Congress. Geological Survey of Iran.
- Loeblich A. R. and Tappan J. H. 1988. Foraminiferal genera and their classification, *Van Nostrand Reinhold Co., 2 v, pls. 847. New York*, 870 p.
- Mohammadi A. 2020. Sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Sirjan-Abadeh region, *Journal of Stratigraphic and Sedimentology Research*, 37(1): 67-94.
- Okhravi R. and Amini A. 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin Iran). *Sediment. Geol.*, 118: 37-54.
- Papp A. and Schmid. M. E. 1985. Die fossilen Foraminiferen des rtiaren Beckens Von wien Revision der Monographie Von Alcide d'Orbigny (1846), *Abhandle, Geol. Bundesanst., Vienna*, 37: 1-311.
- Pedly H. M. 1998. A review of sediment distributions, and processes in Oligo-Miocene ramps of southern Italy and Malta (Mediterranean divide). In: Wrighth V. P. Burchette T. P. (Eds.), *Carbonate ramps. Geological Society of London. Special publications*, 149:163-179.
- Pomar L. 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach: *Basin Res.*, 13: 313-334.
- Postuma J. A. 1971. *Manual of Planktonic Foraminifera*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 421 p.
- Rahaghi A. 1980. Tertiary faunal Assemblage of Qum-Kashan, Sabzewar and Jahrum areas, *Nat. Iran. Oil Co., Geol. Lab. Public*, 8: 1-64.
- Rahimzadeh F. 1994. *Geology of Iran, Oligocene, Miocene, Pliocene*, the plan of compiling a book on the geology of Iran, n. 12, Geological Organization of Iran, 311 p.
- Ramezani - Dana L. 2004. *Biostratigraphy of Qom Formation in Garmsar region, north of Deh Namak*, master's thesis, Tarbiat Moallem University. 150 p.
- Reuter M. Piller W. E. Harzhauser M. Mandic O. Berning B. Rogl F. Kroh A. Aubry M. P.

- Wielandt-Schuster U. Hamedani A. 2007. The Oligo-/ Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan sea and closure of its Iranian gateways, *J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 25: 627-650.
- Romero J. Caus E. and Rossel J. 2002. A Model for the Palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179 (1): 43-56.
- Seyrafian A. and Torabi H. 2005. Petrofacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation (Late Oligocene–Early Miocene?), north of Nain, southern trend of the Central Iranian Basin. *Carbonates and Evaporites*, 20: 82-90.
- Souaya F. J. 1963. On the foraminifera of Gebel Gharra (Cairo – Suez Road) and some other Miocene samples, *Jour. Paleont.*, 37: 433-457.
- Stocklin J. and Setudehnia A. 1977. Geological survey of Iran. *Stratigraphic Lexicon of Iran*, p 1-376.
- Taheri A. Vaziri-Moghaddam H. and Seyrafian A. 2008. Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran), *Historical Biology*, 20(3): 191-201.
- Taheri A. 2010. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy for the Oligo-Miocene foraminiferal limestone in east of Dogonbadan, *Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 40(3): 15-30.
- Todd R. 1952. Vicksburg (Oligocene) smaller foraminifera from Mississippi, *Geological Survey Professional Paper 241*, United State Government Prenting Office, Washington, 54 p.
- Tucker M. E. and Wright V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*, Black Wells, Oxford, 482 p.
- Vaziri-Moghaddam H. and Torabi H. 2004. Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession, Central Basin Iran. *N. Jb. Geol. Paleont, Stuttgart*, 24:321-344.
- Vaziri-Moghaddam H. kimiagari M. and Taheri A. 2006. Depositional environment and sequenc stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran, *Facies*, 52(1): 41-51.



