

Biostratigraphy and paleoecology of Paleocene-Eocene deposits in Kuh-e-Ketabi Section (West of Rafsanjan)

Tayebeh Ahmadi^{1*}

1- Department of Geology, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran

Keywords: Paleocene, Eocene, Foraminifera, Tethys, Rafsanjan

1-Introduction

The Cenozoic outcrops are significantly widespread around the Rafsanjan city, southeastern Iran which conforming a volcano-sedimentary complex. Volcanic rocks belong to Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt (Fig. 1) and consist of basaltic andesite, basalt, and pyroclastic deposits. Sedimentary rocks are composed of Marl, fossiliferous limestone, conglomerate and sandstone. Although sedimentary deposits have a good spread in the area, no comprehensive study has been conducted on these deposits so far and most of the previous studies were devoted to igneous rocks (e.g., Rahmanian and Ahmadi, 2010, 2013). The present study discusses the biostratigraphic framework of the Paleocene- Early Eocene deposits in the Kuh-e-Ketabi section (west of Rafsanjan).

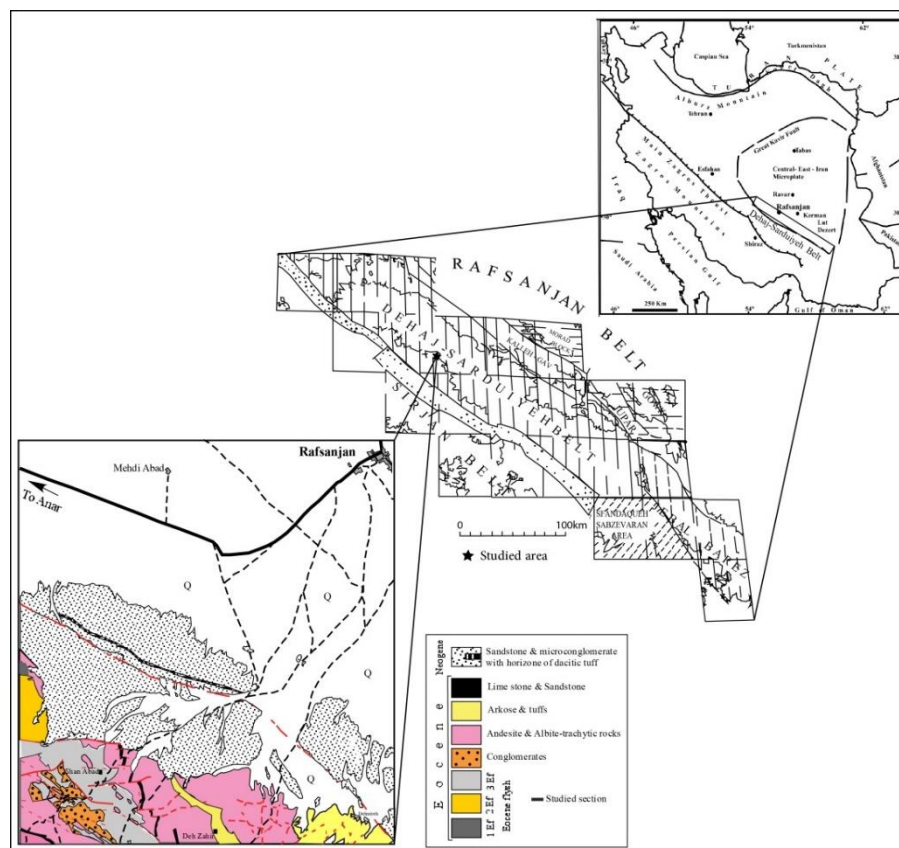


Fig. 1. Geological map of studied area. Modified from Dimitrijevic et al. (1971) and Dimitrijevic (1973).

* Corresponding author: t.ahmadi@pnu.ac.ir

DOI: 10.22055/aag.2019.28036.1914

Received 2018-12-31

Accepted 2019 -07-13

2-Methodology

The Kuh-e-Ketabi section is situated about 22 km, west of Rafsanjan (Kerman Province; Fig. 1). Systematically sampling for the foraminifera study was performed from all 161 m of the Kuh-e-Ketabi section. The samples consist of marls, dolostones, sandstones, and limestones. Planktonic and benthonic foraminifera were studied in thin sections for lithified samples. The standard washing method was applied for samples of relatively soft lithologies (i.e., marl) to obtain washed residues. The samples were washed through 500µm to 88µm sieves. However, the results were not satisfactory, owing to a lack of fossils. Foraminifera observed in the thin section were studied and photographed digitally under transmitted-light (Optika T3. 15A) and binocular microscopes. For biostratigraphic determination, the biozonation scheme of Wade et al., 2011 and the SBZ scheme of Serra-Kiel et al. (1998) have been adopted for planktonic and benthic foraminifera, respectively.

3-Results and discussion

3-1-Biostratigraphy

Study of the Palaeocene-Early Eocene depositional microfossils in the Kuh-e-Ketabi section, revealed 16 genera and species of Planktonic foraminifera and 24 genera and species of benthonic foraminifera (Fig. 2). The identified foraminifera fall into the following categories: LBF, smaller benthic foraminifera, and pelagic foraminifera. From base to top, three foraminiferal assemblages were determined in the study area.

Assemblage A: This assemblage begins at the basal part of the section and extends upward with a thickness of 62 m. This assemblage is dominated by planktonic foraminifera. The most important fauna are *Morozovella subbotinae*, *Morozovella angulata*, *Globanomalina chapmani*, *G. ehrenbergi*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *P. variospira*, *Globoconusa daubjergensis*, *Subbotina triloculinoides*, *S. inaquispira*, *S. trivialis*, *Parvularugoglobigerina* sp., *Igorina* cf. *tadjikistanensis*, *Morozovella* sp., *M. apantesma*, *Acarinina* sp. According to the Biostratigraphic interval between the Lowest Occurrence (LO) of *Morozovella angulata* and LO of *Morozovella subbotinae*, the *Morozovella angulata* Lowest occurrence zone (P3) of Wade Biozonation (Wade et al., 2011) has been determined in this interval. This zone ranges in age from late early to middle Paleocene.

Assemblage B: This assemblage was recorded from 62 to 70.4 m. This assemblage is characterized by the co-occurrence of both benthic and planktonic foraminifera. Benthic foraminifera were dominated by *Miscellanea miscella*, *Idalina sinjarica*, *Kathina selveri*, *Ranikothalia sindensis*, *Discocyclusina ranikotensis*, *Operculina subsalsa*, *O. patalensis*, and *Dictyokathina simplex*. This fauna is associated with coralline algae e. g. *Distichoplax biserialis*. This fauna is correlative with SBZ4 Biozone. (1998). It indicates a Late Paleocene (Thanetian) age. According to Serra-Kiel et al. (1998), the first occurrence of *R. sindensis* and *Dictyokathina simplex* has been recorded from the base of Biozone SBZ4 in the Tethyan platform. However, the biostratigraphic range of *R. sindensis* has been recorded from Late Paleocene to Early Eocene, the co-occurrence of this species with the commonly occurring Paleocene assemblage of *Miscellanea miscella* and *Kathina selveri* indicates Thanetian age. The *R. sindensis* appears to be abundant in the Lower Eocene rocks and rare in the Upper Paleocene facies, corresponding to the reported specimens of the Sistan area (Babazadeh, 2011). Also, the fauna association of this biozone corresponds to the biozone no. 43 introduced by Wynd (1965). Other associated species in this zone include *Assilina* sp., *Ranikothalia sahani*, *Operculina salsa*, *Caskinon rajkae*, *Discocyclusina* sp., *Lockhartia haimei*, *L. conditi*, *Subbotina* sp. Planktonic foraminifera were dominated by *Subbotina triloculinoides*, *Morozovella* sp., *Globanomalina chapmani*, *Parasubbotina pseudobulloides*.

There is an interval (12m thick) between the assemblage B and C which is composed of nonfossiliferous, highly tectonized dolomites and red-colored marls. The extensive of these layers is likely to reflect periodical desiccation of shallow-marine to hypersaline lagoons during the latest Paleocene. The boundary between Paleocene and Eocene is probably located in this unit.

Assemblage C: This assemblage was recorded from 82.4 to the end of the section. Benthic foraminifera are the most important fauna in this assemblage, including *Ranikothalia sindensis*, *Discocyclina dispansa*, *D. discoidea*, *D. ranikotesis*, *D. sella*, *Triloculina* sp., *Rotalia trochiformis*, *Textularia biserial*, *Assilina dandotica*, *Lockhartia* cf. *tipperi*, *Operculina salsa*, *Assilina laminose*. These microfauna correspond to the SBZ5–SBZ6 biozones. The appearance of marker species including *Assilina dandotica* and *Discocyclina dispansa* marks the earliest Eocene (biozones SBZ5/6). However, the last occurrences of *R. sindensis* and *R. sahani* were recorded within biozones SBZ5/6 (Afzal et al., 2011). The top of Biozone SBZ6 cannot be identified due to succeeding clastic sediments (inhospitable lithofacies for LBFs) in the section.

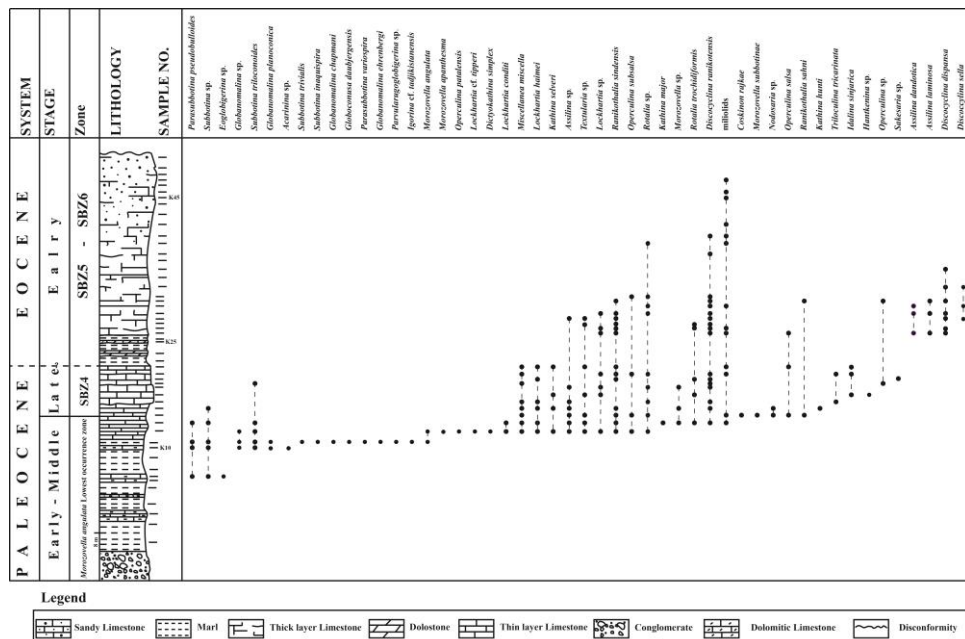


Fig. 2. Biostratigraphic column of the Kuh-e-Ketabi section.

3-2-Paleoenvironments

The reconstruction of water depth is an important factor to explain the paleoecology/paleoenvironments (Afzal et al., 2005). In assemblage A, a high percentage of P/B ratio (about 96/4%), reflects a more pelagic, deep offshore environment (Mateu-Vicens et al., 2008). The absence of light-dependent biota such as corallinacea and LBF indicates that these fauna developed under aphotic conditions in an outer ramp setting (Pomar et al., 2004).

Assemblage B is characterized by the emergence of many new species of LBF (Biozone SBZ 4) like; *Miscellanea miscella*, *Ranikothalia sindensis*, *Discocyclina ranikotensis*, *Operculina subsalsa*, and *O. patalensis*. At the same time, planktonic species reflect a decrease in abundance and most of the species disappeared in the upper half of SBZ4 biozone. These conditions reflect the lowering of the sea level and surface water productivity, which can be referred to as the changing in the deposition environment from the Proximal Outer ramp to the middle ramp. A fall of sea level occurs near the Paleocene – Eocene boundary, resulting in the deposition of red-colored marls and dolomites.

Assemblage C is characterized by the dominance of moderately large-sized and discoidal flat tests of nummulitids (*Ranikothalia*, *Assilina*, and *Operculina*), discocyclinids (Discocyclina), associated with corallinacea, which indicates a rise in sea level and deposition in a middle ramp environment (Flügel, 2004). The entry of clastic material (quartz), in the topmost portion of the section, suggest as marine regression in the late Early Eocene.

4-Conclusions

- 1- The Paleocene to early Eocene deposits in the west of Rafsanjan contains a variety of stratigraphically important benthonic and planktonic foraminiferal species.
- 2- One planktonic and three shallow-water Tethyan foraminiferal biozones (SBZ) have been established.
- 3- The studies of paleoecological characteristics showed that during Kuh-e-Ketabi section deposition, sea level had four fluctuations. As it was observed, during the *Morozovella angulata* Lowest occurrence zone the depth increased, and as a result, the ratio of planktonic to benthic foraminifera was high. Then, with the emergence of the late Paleocene in SBZ4 Biozone, the depth decreased, which is demonstrated by the increase of benthic foraminifera compared to planktonic fauna. The fall in sea level was increased toward the Late Thanetian and Paleocene-Eocene boundary?. During Early Eocene in SBZ 5/6 biozones, the depth increased again and as a result, many discoidal flat tests of larger foraminifera and other biota flourished. Towards the end of the Early Eocene, the sea level decreased again to result in deposition of completely non-carbonate marginal marine sandstone beds.

References

- Afzal, J., Khan, F.R., Khan, S.N., Alam, S., Jalal, M., 2005. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Paleocene Lockhart Limestone from Kotal Pass, Kohat, northern Pakistan. *Pakistan Journal of Hydrocarbon Research* 15, 9-23.
- Afzal, J., Williams, M., Leng, M.J., Aldridge, R.J., Stephenson, M.H., 2011. Evolution of Paleocene to Early Eocene larger benthic foraminifer assemblages of the Indus Basin, Pakistan. *Lethaia* 44, 299–320.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman Region. Geology Survey of Iran, Report No. 52, p. 334.
- Dimitrijevic, M.D., Dimitrijevic, M.N., Djordjevic, M., 1971. Geological Quadrangle map of Rafsanjan 1/100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlin, p. 976.
- Mateu-Vicens, M., Hallock, P., Brandano, M., 2008. A depositional model and paleoecological reconstruction of the lower Tortonian distally steepened ramp of Menorca (Balearic Islands, Spain). *Palaios* 23, 465–481.
- Pomar, L., Brandano, M., Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: A critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology* 51 (3), 627–651.
- Rahmanian, Z., Ahmadipour, H., 2010. Survey of sedimentation environment of Eocene Volcaniclastic deposits in Raviz-Zandiyeh (north west of Rafsanjan). *Proceedings of the 5th National Geological Conference of Payame Noor University*, 1-6.
- Rahmanian, Z., Ahmadipour, H., 2013. Petrography, geochemistry and tectonic setting of Eocene lavas in Raviz-Zandiyeh (north west of Rafsanjan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 21, 215-228.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosequella, J., Zakrevskaya, E., 2008. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société géologique de France* 169, 281-299.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W., A., Palike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews* 104, 111-142.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. Iranian Offshore Oil Company Report No 1082, p. 80.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Ahmadi, T., 2020. Biostratigraphy and paleoecology of Paleocene-Eocene deposits in Kuh-e-Ketabi Section (West of Rafasanjan). *Adv. Appl. Geol.* 9(4), 423- 439.
DOI: 10.22055/aag.2019.28036.1914
url: https://aag.scu.ac.ir/article_15066.html?lang=en

زیست‌چینه‌نگاری و بوم‌شناسی دیرینه نهشته‌های پالئوسن-اؤسن در برش کوه کتابی (غرب رفسنجان)

طیبه احمدی*

گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۰/۲۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۱۹

*t.ahmadi@pnu.ac.ir

چکیده

نهشته‌های پالئوسن-اؤسن پیشین در غرب شهرستان رفسنجان (استان کرمان) برای اولین بار از دیدگاه زیست‌چینه‌ای و بوم‌شناسی دیرینه مورد بررسی قرار گرفته‌اند. رخنمون کوه کتابی با سترای ۱۶۱ متر به طور عمده از سنگ آهک، دولومیت، شیل، مارن و ماسه سنگ‌های آهکی تشکیل شده و بر اساس ویژگی‌های سنگ شناسی به پنج واحد رسوبی قابل تقسیم است. چهل جنس و گونه از روزنبران کفزی و شناور از توالی این برش بدست آمد که بر پایه توزیع عمودی آنها یک زون زیستی بر اساس روزنبران شناور (*Morozovella angulata* Lowest occurrence zone) و سه زون زیستی از زون‌های کفزی کم ژرفا حوضه تتیس (SBZ4-SBZ6 Biozones) براساس روزنبران کفزی شناسایی گردید. توالی بررسی شده در برش کتابی از نظر تغییرات فراوانی، تنوع و نحوه پراکندگی روزنبران در فاصله زمانی پالئوسن پسین-اؤسن پیشین با نهشته‌های معادل در حوضه تتیس قابل مقایسه است. همچنین تغییرات ژرفای محیط نهشتگی در ارتباط با تغییرات نوع فونا نیز مورد بحث قرار گرفته است.

کلمات کلیدی: پالئوسن، اؤسن، روزنبران، تتیس، رفسنجان

۳- زمین شناسی و چینه شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین ساختاری جزئی از زون ایران مرکزی و کمربند دهج-ساردوئیه بوده و در محدوده نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ رفسنجان ۱ (Dimitrijevic et al., 1971) واقع شده است (شکل ۱). بارزترین پدیده تکتونیکی منطقه تاقدیس شان آباد است که به طور تقریبی در مرکز ورقه رفسنجان ۱ واقع شده است. نهشته‌های قبل از کرتاسه پسین در این منطقه وجود ندارد. قدیمی‌ترین واحد چینه شناسی منطقه مارن-های کرتاسه پسین هستند که تنها در یک ناحیه بسیار کوچک رخنمون دارند. بر اساس نقشه زمین شناسی منطقه (Dimitrijevic et al., 1971) واحدهای بعدی که در منطقه رخنمون دارند، سنگ‌های اؤسن هستند که به صورت دو مجموعه رسوبی و آتشفشانی می‌باشند. مجموعه رسوبی اؤسن شامل نهشته‌های فلیش (زیرین، میانی و بالایی)، کنگلومرا، ماسه سنگ‌های قرمز، آهک، مارن و ماسه سنگ می‌باشند که دایک‌های فراوان در آنها نفوذ کرده است و با ناپیوستگی در زیر مجموعه تفکیک نشده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی به سن اؤسن قرار می‌گیرند لذا طبق نظر Dimitrijevic و همکاران (۱۹۷۱) در زمان پالئوسن با نبود چینه‌شناسی روبرو هستیم و فلیش‌های اؤسن کهن‌ترین چینه‌های سنوزوئیک را تشکیل می‌دهند. بررسی‌های زیست چینه‌نگاری در رخنمون کوه کتابی نشان می‌دهد که این برش از نهشته‌هایی به سن پالئوسن-اؤسن پیشین تشکیل شده است که نشان می‌دهد شروع پیشروی دریایی در این منطقه همانند بسیاری از نقاط ایران از زمان پالئوسن بوده است. در حالی که بر اساس نقشه زمین‌شناسی رفسنجان (Dimitrijevic et al., 1971) نهشته‌های این کوه به واحد بالایی نهشته‌های فلیش اؤسن (واحد 3Ef) تعلق دارند (شکل ۱). واحدهای رسوبی زیرین اؤسن با ناپیوستگی توسط مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی اؤسن (شامل ۵ افق) پوشده می-شوند. رسوبات تخریبی نئوژن و آبرفت‌های کوتاه‌تر واحدهای دیگری هستند که در منطقه گسترش فراوان دارند.

۱- مقدمه

رخنمون‌های سنوزوئیک در بخش وسیعی از مناطق اطراف رفسنجان گسترش دارند به طوری که در نواحی غرب، شمال غرب و جنوب غرب رفسنجان تمامی برونزدها (به استثناء یک ناحیه بسیار کوچک) مربوط به این دوران می‌باشند. سنگ‌های این منطقه به صورت یک مجموعه‌ای آتشفشانی-رسوبی هستند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشند که شامل بازالت، بازالتیک آندزیت و آندزیت به سن اؤسن بوده و به صورت متناوب با سنگ‌های پیروکلاستیکی قرار گرفته‌اند (Rahmanian and Ahmadipur, 2011). برونزدهای رسوبی منطقه به طور عمده از کربنات‌های فسیل‌دار، ماسه سنگ، کنگلومرا و مارن تشکیل شده‌اند.

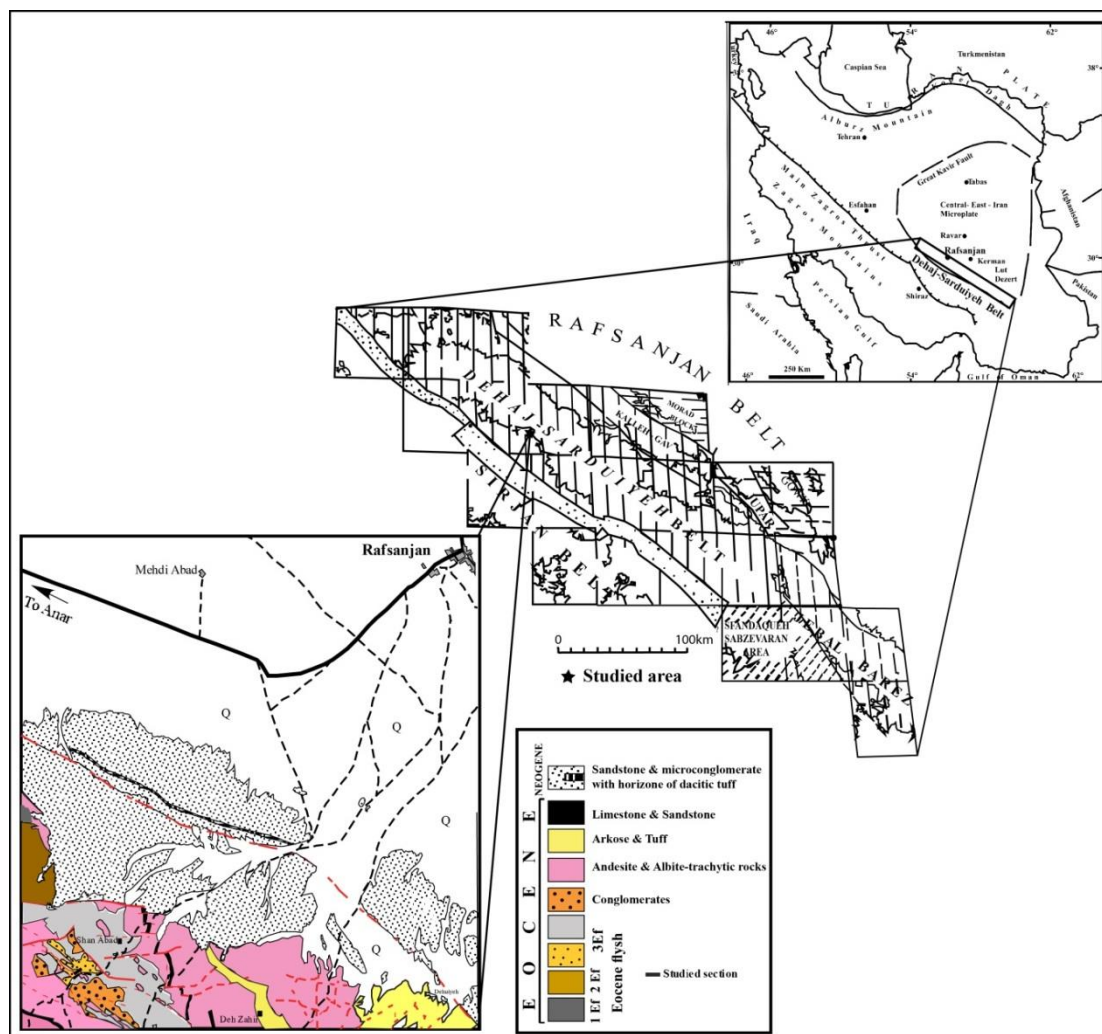
مطالعات انجام شده بر روی سنگ‌های این ناحیه بیشتر بر روی مجموعه آتشفشانی آن بوده است که از آن جمله می‌توان به Rahmanian و Ahmadipour (۲۰۱۱، ۲۰۱۳) و Naderi (۲۰۰۹) اشاره کرد ولی تاکنون بر روی نهشته‌های رسوبی آن بررسی جامعی صورت نگرفته است و اطلاعات موجود تنها بر اساس نقشه زمین شناسی رفسنجان می‌باشد.

در این پژوهش سعی شده تا رخنمون مناسبی از نهشته‌های رسوبی پالئوسن-اؤسن در کوه کتابی مورد بررسی زیست چینه‌نگاری و بوم‌شناسی دیرینه قرار گیرد.

۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

برش کتابی در ۲۲ کیلومتری غرب شهرستان رفسنجان واقع شده است. راه دسترسی به این برش از طریق جاده شوسه‌ای است که از کیلومتر هشت بزرگراه رفسنجان-انار جدا شده و پس از طی ۲۲ کیلومتر به ابتدای کوه کتابی منتهی می‌گردد (شکل ۱). مختصات جغرافیایی قاعده برش به شرح ذیل می-باشد:

30°12'54.82"N
55°46'25.91"E



شکل ۱- نقشه موقعیت زمین ساختاری و زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه (با تغییرات برگرفته از (Dimitrijevic et al., 1971; Dimitrijevic, 1973).

Fig. 1. Structural geology and geological maps of the studied area, showing location of the studied section. Modified from Dimitrijevic, (1973) and Dimitrijevic et al. (1971).

۴- سنگ چینه نگاری برش مورد نظر

پالئوسن پسین (تانین) را مشخص می‌نماید. ضخامت این بخش ۸/۴ متر است (شکل ۲h).

بخش ۳ شامل ۱۲ متر دولومیت و آهک دولومیتی کوارتزار تکتونیزه و مارن به رنگ‌های سرخ و زرد می‌باشد که عاری از فسیل بوده و به احتمال در برگیرنده مرز پالئوسن- ائوسن هستند (شکل ۲k و l).

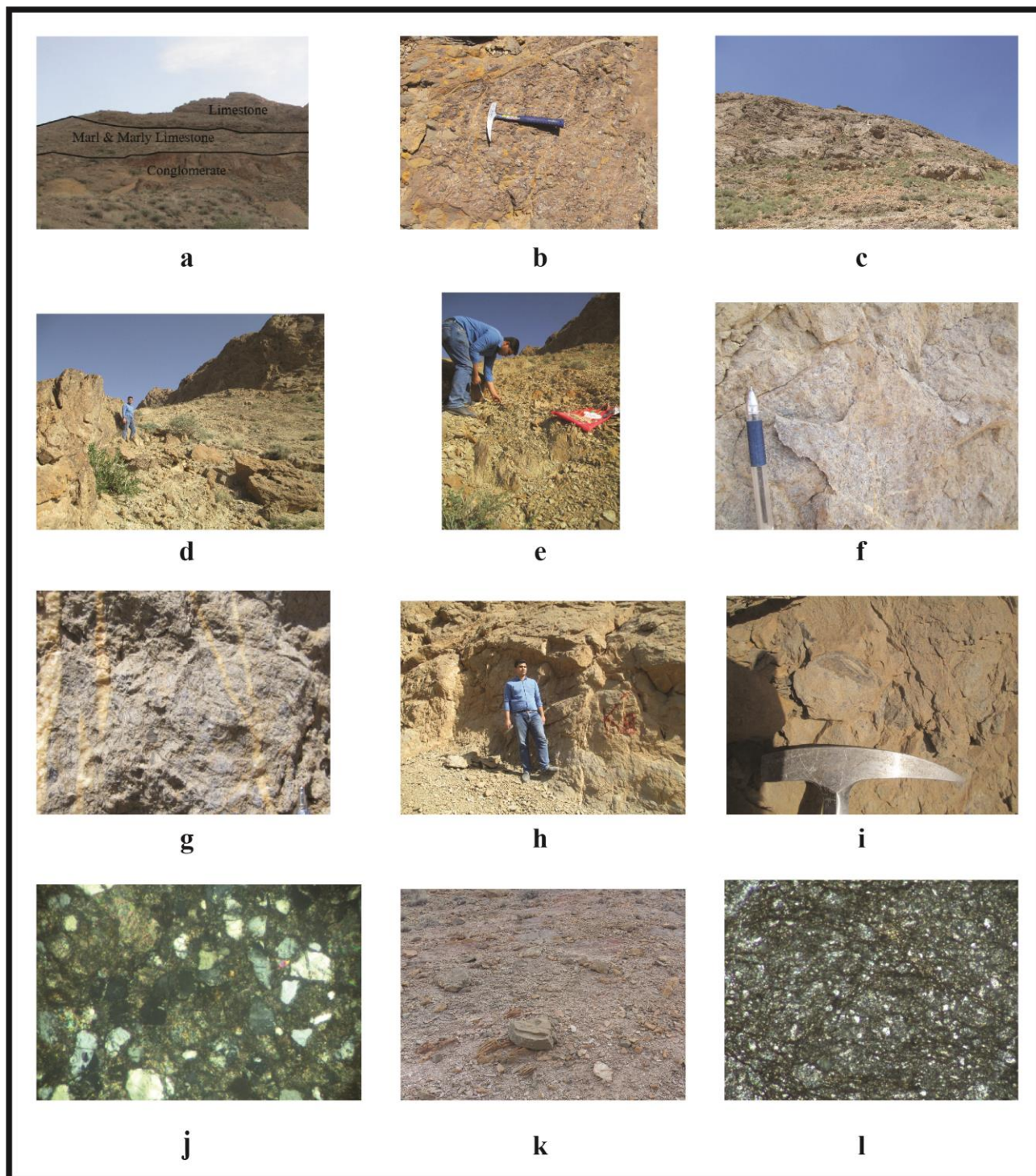
بخش ۴ از ۴۹ متر آهک‌های توده‌ای و فسیل‌دار تیره رنگ تشکیل شده است که مجموعه فسیلی آن سن ائوسن پیشین را نشان می‌دهد (شکل ۲f و g). این آهک‌ها دارای ماکروفسیل‌هایی همچون دو کفه‌ای و گاستروپود نیز می‌باشند (شکل ۲i).

بخش ۵ که بالاترین بخش برش را تشکیل داده و از ۳۰ متر آهک‌های ماسه‌ای- کوارتزی و ماسه‌سنگ تشکیل شده و حاوی تعداد محدودی از روزنبران ائوسن پیشین می‌باشد (شکل ۲j).

نهشته‌های دریایی پالئوسن- ائوسن پیشین با ضخامتی حدود ۱۶۱ متر در کوه کتابی رخنمون دارند. قاعده برش بر روی یک واحد کنگلومرای قرار دارد (شکل ۲b). نهشته‌های راس این واحد کنگلومرای به ۵ بخش قابل تقسیم می‌باشند که عبارتند از:

بخش ۱ از ۶۲ متر آهک‌های مارنی شدیداً تکتونیزه نازک لایه و مارن‌های سبز و قرمز تشکیل شده است (شکل ۲d و e). از میان لایه‌های نازک آهکی در بخش‌های بالایی این بخش تعداد ۱۶ جنس و گونه از روزنبران شناور به سن پالئوسن پیشین و میانی به دست آمد.

بخش ۲ شامل آهک‌های میکرایتی و آهک‌های مارنی ماسه‌ای است که در بخش قاعده‌ای دارای رگه‌های کلسیتی فراوان بوده و مجموعه فسیلی آن سن



شکل ۲- (a) نمای دور از برش مورد مطالعه که در آن کنگلومرای زیرین، واحد مارنی-آهکی زیرین (بخش ۱) و کربنات‌های بالایی (بخش‌های ۲، ۳، ۴، ۵) مشخص می‌باشد، (b) نمای نزدیک از کنگلومرای زیرین نهشته‌های پالتوسن-اوسن پیشین، (c) نمای نزدیک از واحدهای آهکی رخنمون مورد مطالعه، (d) و (e) نمای کلی و نزدیک از آهک‌های مارنی شدیداً تکتونیزه بخش ۱، (f) و (g) نمای نزدیک از آهک‌های سرشار از میکروفسیل (واحد ۴)، (h) نمای نزدیک از واحدهای آهکی پالتوسن-پسین، (i) نمونه‌ای از ماکروفسیل‌های موجود در واحدهای آهکی، (j) مقطع میکروسکوپی از کربنات‌های ماسه‌ای (بخش ۵) و (k و l) نمای نزدیک از مارن‌های سرخ رنگ مرز احتمالی پالتوسن-اوسن و مقطع میکروسکوپی از دولوستون‌های این بخش (بخش ۳).

Fig. 2. Field photographs of (a) field aspect of the studied section, showing the different units of the studied section (lower conglomerate, lower marls and limestones (unit 1) and upper calcareous beds (units 1, 3, 4, 5), (b) close-up view of the lower conglomerate unit, (c) close-up view of the limestone units, (d-e) general and close-up views of the highly tectonized marly limestones (unit 1), (f-g) close-up view of the early Eocene fossiliferous limestones (unit 4), (h) close-up view of the upper Paleocene limestones, (i) macrofossils (bivalve) in limestone beds, (j) thin-section of sandy limestones (unit 5), and (k-l) close-up view of reddish marls and thin-section of dolostones of Paleocene-Eocene (?) boundary (unit 3).

۵- زیست چینه نگاری

بیست و چهار جنس و گونه از روزنبران کفزی و شانزده جنس و گونه از روزنبران شناور در این برش شناسایی گردید که بر اساس نحوه پراکندگی به سه مجموعه زیر قابل تقسیم می‌باشند. مجموعه A که در آن روزنبران شناور غالب می‌باشند. این مجموعه در بخش زیرین برش مورد مطالعه (بخش ۱) وجود دارند. مجموعه B که شامل هر دو گروه روزنبران کفزی و روزنبران شناور می‌شوند. این مجموعه در آهک‌های میکرایتی دانه ریز (بخش ۲) دیده می‌شوند. مجموعه C که تنها از روزنبران کفزی تشکیل شده است. این مجموعه بخش انتهایی برش (بخش ۴ و ۵) را تشکیل می‌دهد. یک زون زیستی بر مبنای روزنبران شناور و بر اساس زون بندی ارائه شده توسط Wade و همکاران (۲۰۱۱) و سه زون زیستی بر مبنای روزنبران کفزی بر اساس زون بندی Serra-Kiel و همکاران (۱۹۹۸) و Wynd (۱۹۶۵) شناسایی گردید (شکل ۳).

۵-۱- روزنبران شناور

از میان لایه‌های نازک شدیداً تکتونیزه بخش یک و پایین‌ترین قسمت بخش دو، ۱۶ جنس و گونه از روزنبران شناور بدست آمد که بر مبنای آنها یک زون زیستی به شرح ذیل در این بخش تشخیص داده شد. *Morozovella angulata* Lowest-occurrence zone این زون بر اساس محدوده بین پایین‌ترین ظهور *Morozovella angulata* و پایین‌ترین حضور *Morozovella subbotinae* تعیین شده است. این زون قابل انطباق با زیست زون P3 از زون بندی Wade و همکاران (۲۰۱۱) می‌باشد و سن آن اواخر پالئوسن پیشین و پالئوسن میانی (late early to middle Paleocene) تعیین شده است. سایر روزنبران شناور همراه در این بخش عبارتند از:

Globanomalina compressa, *Globanomalina chapmani*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Globoconusa daubjergensis*, *Subbotina triloculinoidea*, *Subbotina inaquispira*, *Parvularugoglobigerina* sp., *Subbotina* sp., *Globanomalina ehrenbergi*, *Subbotina trivialis*, *Igorina* cf. *tadjikistanensis*, *Morozovella* sp., *M. apantesma*, *Acarinina* sp.

۵-۲- روزنبران کفزی

۵-۲-۱- پالئوسن پسین (SBZ4 Biozone)

در آهک‌های میکرایتی تیره رنگ بخش ۲، روزنبران کفزی شاخصی همچون *Miscellanea miscella*, *Idalina sinjarica*, *Kathina selveri*, *Ranikothalia sindensis*, *Discocyclina ranikotensis*, *Operculina subsalsa*, *Operculina patalensis* شاخصی همچون *Distichoplax biserialis* دیده می‌شوند. این مجموعه فسیلی سن پالئوسن پسین (تانتین) را مشخص نموده و معادل زیست زون SBZ4 از زون بندی زیستی Serra-Kiel و همکاران (۱۹۹۸) و زون زیستی شماره ۴۳، Wynd (۱۹۶۵) می‌باشد. بر طبق نظر Serra-Kiel و همکاران (۱۹۹۸) اولین ظهور *Ranikothalia sindensis* و *Dictyokathina simplex* در حوضه تیتیس، در قاعده زون SBZ4 بوده است. اگر چه *Tosquella* و همکاران (۱۹۹۸) و Afzal و همکاران (۲۰۱۱) ظهور *Ranikothalia sindensis* را کمی زودتر (SBZ3 Biozone) گزارش کرده‌اند. این گونه در هند، پاکستان و عمان از پالئوسن پسین تا ائوسن

پیشین گزارش شده است (Nagappa, 1959; Butt, 1991; Racey, 1995). گستره سنی این گونه در ایران نیز از پالئوسن پسین تا ائوسن پیشین می‌باشد (Babazadeh, 2011). فراوانی این گونه در برش مورد مطالعه همانند نمونه‌های گزارش شده از منطقه سیستان (Babazadeh, 2011) در پالئوسن پسین کم و در ائوسن پیشین زیاد می‌باشد. همراهی این گونه با نمونه‌های شاخص پالئوسن پسین نظیر *Miscellanea miscella* در بخش پایینی برش، سن پالئوسن پسین را اثبات می‌نماید. گونه *Idalina sinjarica* نیز گستره‌ای معادل زیست زون‌های SBZ3 تا SBZ6 (Serra-Kiel et al., 1998) و *Kathina selveri* گستره‌ای معادل SBZ3 - SBZ4 دارد (Özgen-Erdem and Akyazi, 2001; Inan et al., 2005; Özgen-Erdem et al., 2005; Afzal et al., 2011). علاوه بر این همراهی *Miscellanea miscella* و *Discocyclina ranikotensis* و *Ranikothalia sindensis* شروع زیست زون SBZ4 را مشخص می‌سازد (Afzal et al., 2011; Imraz, 2013). همچنین اولین ظهور *Discocyclina ranikotensis* در تیتیس شرقی در زون SBZ4 بوده است (Afzal et al., 2011). *Rotalia trochiformis* نیز از جمله روزنبران کفزی غالب پالئوسن پسین-ائوسن پیشین (SBZ3-SBZ8 biozones) در حوضه تیتیس می‌باشد. مجموعه فوق با توجه به حضور جنس‌های شاخصی همچون *Miscellanea* و *Kathina* قابل مقایسه با زون زیستی شماره ۴۳، Wynd (۱۹۶۵) می‌باشد.

سایر میکروفسیل‌های همراه در این زون زیستی عبارتند از:

Assilina sp., *Ranikothalia sahani*, *Operculina salsa*, *Caskinon rajkae*, *Discocyclina* sp., *textularids*, *Quinqueloculina* sp., *Operculina salsa*, *Lockhartia haimei*, *Lockhartia conditi*, *Lockhartia* sp., *Subbotina trilococonoides*, *Subbotina* sp., *Morozovella* sp., *Globanomalina chapmani*, *Parasubbotina pseudobulloides*.

لایه‌های فوقانی این بخش از دولوستون و آهک‌های دولومیتی کوارتزار به شدت خرد شده و مارن به ضخامت دوازده متر تشکیل شده‌اند که بدون فسیل می‌باشند. گسترش این لایه‌ها حاکی از کاهش عمق حوضه رسوبی، در پالئوسن پسین می‌باشد و به احتمال مرز پالئوسن-ائوسن در این بخش قرار دارد.

۵-۲-۲- ائوسن پیشین (SBZ 5/6 Biozones)

این بخش شامل آهک‌های توده‌ای و فسیل‌دار تیره رنگ در بخش بالایی برش می‌شود که از ضخامت ۸۲/۴ تا راس برش را در بر می‌گیرد. روزنبران کفزی بزرگ غالب در این بخش عبارتند از:

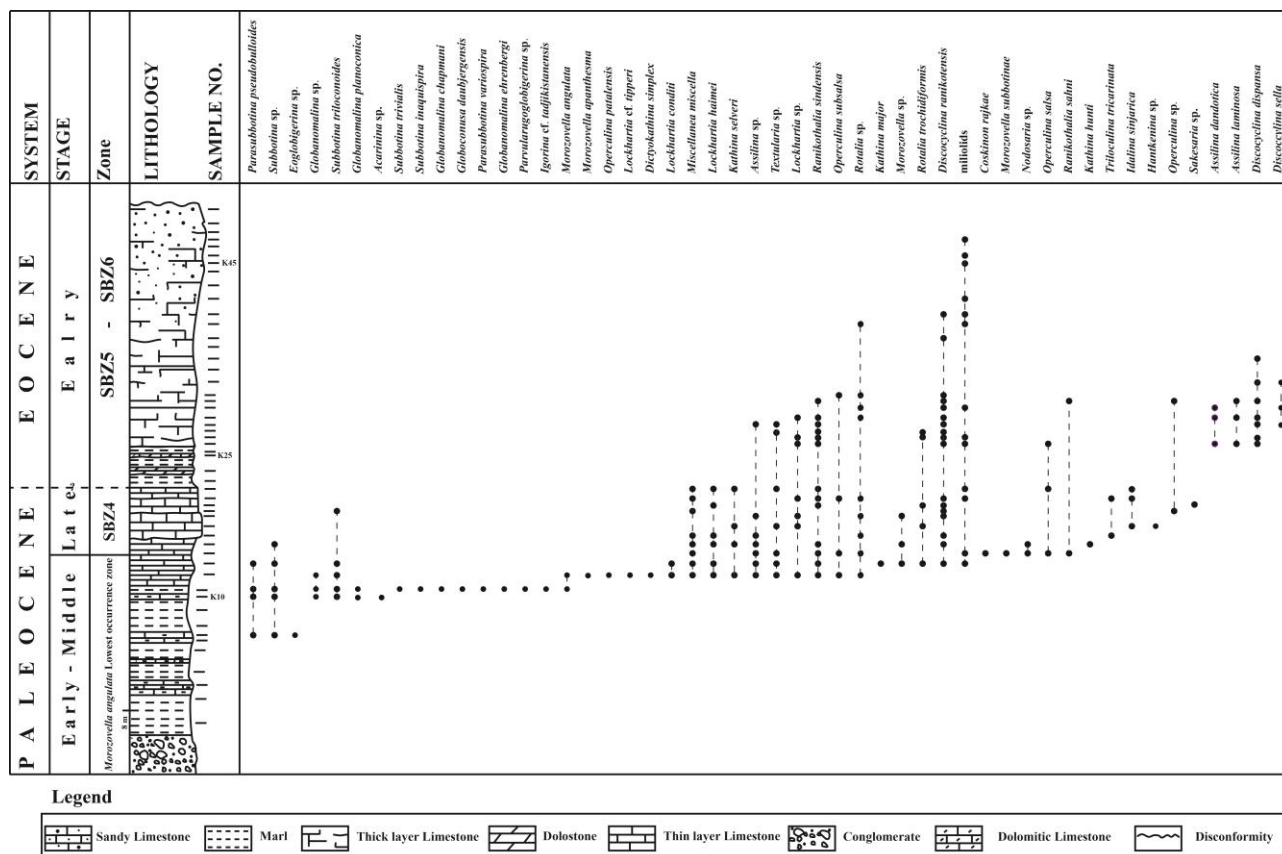
Ranikothalia sindensis, *Discocyclina dispansa*, *D. discoidea*, *D. ranikotesis*, *D. sella*, *Triloculina tricarinata*, *Rotalia trochiformis*, *Assilina dandotica*, *Lockhartia* cf. *tipperi*, *Operculina salsa*, *Assilina laminosa*, *miliolids*, *textularids*.

ظهور گونه‌هایی نظیر *Assilina dandotica* و *Discocyclina dispansa* به همراه روزنبرانی همچون *Ranikothalia sindensis* و *Discocyclina ranikotesis* و فقدان نمونه‌های شاخص پالئوسن پسین نظیر *Miscellanea miscella* و *Kathina selveri* در این بخش سن ائوسن پیشین را مشخص می‌سازد که قابل مقایسه با زیست زون‌های SBZ5/6، Serra-Kiel و همکاران (۱۹۹۸) می‌باشد. بنا به نظر Serra-Kiel و همکاران (۱۹۹۸) گونه *Assilina dandotica* در ایالت تیتیس محدود به زیست زون SBZ5 است، اما به باور *Tosquella* و همکاران

Serra-Kiel et al., 1998; Less et al., 2007; Less and Kovács, 2009).

یک تغییر عمده در روزنبران کف-زی بزرگ در این بخش افزایش قابل ملاحظه فراوانی گونه‌هایی همچون *Ranikothalia sindensis* و *Discocyclina ranikotesis* نسبت به نهشته‌های زیرین (تانتین) می‌باشد. فراوانی کم نمونه‌های مذکور در پالتوسن پسین و ازدیاد آنها در اتوسن پیشین از مشخصات نهشته‌های پالتوسن - اتوسن پیشین نقاط دیگر ایران نیز می‌باشد (Babazadeh, 2011).

(۱۹۹۸) این گونه تا زیست زون SBZ6 نیز گسترش می‌یابد. آخرین حضور *Ranikothalia sindensis* هم در زیست زون SBZ5/6 بوده است (Afzal et al., 2011). بر اساس زیست زون بندی Serra-Kiel و همکاران (۱۹۹۸) گستره گونه *Ranikothalia sindensis* تا زیست زون SBZ5 می‌باشد. این گونه در پاکستان از زیست زون‌های SBZ5/6 گزارش شده است (Afzal et al., 2011). *Discocyclina dispansa* نیز در حوضه‌های هند و پاکستان سن ابتدای اتوسن پیشین را نشان می‌دهد (Butt, 1991; Akhtar and Butt, 1999, 2000; Afzal et al, 2011). اگر چه این گونه در حوضه غربی تبتیس گستره‌ای معادل SBZ7-SBZ20 را نشان می‌-



شکل ۳- پراکندگی روزنبران در طول ستون چینه شناسی.
Fig. 3. Biostratigraphic column and species stratigraphic range of foraminifera of the Ketabi section.

زی بستگی دارد (Murray, 1976; Shahin, 2001). در دریاهای باز پلاژیک تولید روزنبران شناور و در محیط‌های نرتیک کم عمق تولید روزنبران کفزی بیشتر است (Van Der Zwann, 1982; Van Morkhoven et al., 1986; Shahin, 2001).

روزنبران کفزی بزرگ (LBF) رایج ترین سازنده‌های پلاتفرم‌های کربناتی پالتوسن پسین-اتوسن پیشین می‌باشند (Hottinger, 1998) که به طور طبیعی در نواحی کم ژرفا و نورانی حاره به صورت هم زیست با جلبک‌ها زندگی می‌نمایند (Scheibner et al., 2005). این موجودات دارای استراتژی نوع K هستند و در محیط‌های پایدار و فقیر از مواد غذایی رشد می‌نمایند، بنابراین اولین موجوداتی هستند که با هر تغییر یا وقفه‌ای در شرایط پایدار الیگوتروفیک از بین می‌روند (Hottinger, 1983).

۶- بررسی روند تغییرات روزنبران در طول برش و نقش آنها در تعیین شرایط زیست محیطی دیرینه

روزنبران از فراوانترین پروتوزوئ‌های دریایی در حوضه‌های بر دریایی (اپی پلاژیک) و میان دریایی بالایی (مزوپلاژیک بالایی) هستند که به دلیل پیچیدگی، تنوع زیستگاه و در نتیجه نیازهای زیستی متفاوت تنوع زیادی در حوضه‌های کم ژرفای کفزی نشان می‌دهند (Barbieri et al., 2006). بررسی کمی و کیفی روزنبران اطلاعات مفیدی برای زیست چینه نگاری و تعیین پارامترهای اصلی محیط دیرینه در اختیار ما قرار می‌دهد. از جمله عوامل مهم برای توضیح شرایط زیست گذشته و محیط دیرینه بازسازی عمق آب است که با توجه به نسبت روزنبران شناور به کفزی (P/B ratio) و بررسی تغییرات فراوانی و تنوع آنها قابل انجام است. در شرایط عادی درصد P/B ratio با افزایش عمق افزایش می‌یابد که به اختلاف نسبت تولید روزنبران شناور و کف-

جلبک‌های کورالین و روزنبرانی با پوسته هیالین و کشیده در نمونه‌های تحتانی بیانگر رسوب گذاری این بخش (تحتانی) در قسمت جلویی رمپ خارجی (Proximal Outer ramp) است. کاهش تدریجی روزنبران شناور و در نهایت حذف آنها و در مقابل افزایش انواع کفزی و جلبک‌های کورالین در لایه-های بالاتر نشان می‌دهد که ژرفای آب به تدریج کاهش یافته و رسوب گذاری این لایه‌ها در بخش میانی رمپ انجام شده است.

به طور کلی در این مجموعه (SBZ4 Biozone) تنوع جنسی روزنبران بالاست و شامل جنس‌هایی از روزنبران کفزی (*Lockhartia* rotaliids), miliolids (*Quinqueloculina*), pellatispirids (*Miscellanea*), nummulitids (*Ranikothalia*, *Assilina* and *Operculina*), discocyclinids (*Discocyclina*), textularids (*Textularia*) و تعدادی از روزنبران شناور می‌باشند اما فراوانی روزنبران به خصوص انواع LBF پایین می‌باشد. تعدد جنسی از مشخصات زیست زونهای SBZ3/4 حوضه تتیس (Hottinger, 1998, Scheibner and Speijer, 2008; Mathur et al. 2009; Tewari et al., 2010; Afzal et al., 2011) بوده و از این نظر برش مورد مطالعه با حوضه تتیس قابل مقایسه است. نهشته‌های راس پالتوسن پسین (بخش ۳) عاری از فسیل بوده و احتمالاً دربرگیرنده مرز پالتوسن-اؤسن می‌باشند. تمام روزنبران در این بخش ناپدید می‌شوند. این نهشته‌ها از آهک‌های دولومیتی به شدت خرد شده و مارن‌های قرمز و زرد رنگ تشکیل شده‌اند که نشان از کاهش عمق محیط و وجود شرایط اکسیدان دارد. ناپدید شدن ناگهانی و موقت روزنبران شاخص پالتوسن پسین در این لایه‌ها احتمالاً در پاسخ به تغییر شرایط محیطی، تکتونیکی و سنگ شناسی مرز پالتوسن پسین-اؤسن پیشین است.

در لایه‌های اؤسن پیشین (SBZ5/6 Biozones) روزنبران کفزی مجدداً در فاز باز یافت ظهور می‌یابند که مجموعه C را تشکیل می‌دهند. این مجموعه شامل گروه‌های زیر می‌باشند. nummulitids (*Ranikothalia* and *Assilina*), discocyclinids (*Discocyclina*), textularids (*Textularia*) rotaliids (*Rotalia*), miliolids (*Quinqueloculina*)

در این لایه‌ها جنس *Miscellanea* که از روزنبران شاخص پالتوسن پسین است، ناپدید می‌گردد اما جنس‌های *Ranikothalia*, *Discocyclina* و *Assilina* همانند لایه‌های پالتوسن پسین (SBZ4 Biozone) از روزنبران غالب می‌باشند و حتی بر فراوانی آنها در اؤسن پیشین افزوده هم می‌شود. تداوم حضور فونای پالتوسن پسین در لایه‌های ابتدای اؤسن و غالب بودن آنها از ویژگی‌های نهشته‌های پالتوسن پسین-اؤسن پیشین حوضه تتیس شرقی نیز می‌باشد که نشان می‌دهد حادثه مرز پالتوسن-اؤسن (PETM) بر این موجودات تأثیر چندانی نداشته و آنها خیلی سریع با شرایط جدید آب و هوایی و رژیم محیطی سازش یافته‌اند (Afzal et al., 2011). تداوم حضور *Ranikothalia* و *Discocyclina* در لایه‌های ابتدای اؤسن (SBZ5/6 biozones) ناحیه مورد مطالعه، ممکن است همانند حوضه شرق تتیس به دلیل انعطاف پذیری این موجودات جهت سازش با شرایط ناگوار محیطی باشد. جلبک‌های corallinacea نیز در این مجموعه فراوانند به طوری که در برخی نمونه‌ها از نظر تعداد بر روزنبران کفزی ارجحیت دارند.

تغییر در شکل پوسته روزنبران بزرگ منفذدار نسبت به عمق از مشخصات توالی‌های کربناته سنوزوئیک است (Beavington and Racey, 2004; Bassi et al., 2007; Nafarieh et al., 2012). روزنبران کفزی بزرگ با پوسته پهن و نازک و با حجرات گسترده‌تر در محیط‌های ژرف‌تر که نفوذ نور محدود بوده و یا آب‌های کم عمقی که شفافیت آب پایین می‌باشد، زیست می-

حادثه ماکزیمم حرارتی پالتوسن-اؤسن که همراه با تغییرات محیطی و زیستی بود باعث انقراض و کاهش شدید مجموعه روزنبران شناور و کفزی در این زمان گردید (Gausti and Speijer, 2008; Zachos et al., 2008; Stassen et al., 2012) به طوری که ۲۵ درصد روزنبران کفزی بزرگ به طور کامل از بین رفتند (BouDagher-Fadel, 2008).

در برش مورد مطالعه مجموعه روزنبران شامل هر دو گروه روزنبران شناور و کفزی می‌باشند که بر اساس نحوه پراکندگی و تغییر تجمعات روزنبران و شرایط زیستی به سه دسته زیر قابل تقسیم هستند.

مجموعه A که در آن روزنبران شناور غالب می‌باشند. این مجموعه بخش زیرین برش مورد مطالعه (بخش ۱) وجود دارند.

مجموعه B شامل روزنبران کفزی همراه با روزنبران شناور می‌باشد. این مجموعه در آهک‌های میکربیتی دانه ریز (بخش ۲) دیده می‌شوند. فراوانی روزنبران شناور در این بخش کاهش یافته و در مقابل بر تعداد روزنبران کفزی بویژه انواع بزرگ (*Ranikothalia*, *Miscellanea* و *Discocyclina*) افزوده می‌شود. جلبک‌های کورالین، بریوزوئر و نرم‌تنان نیز در این بخش حضور دارند. فراوانی آنها در بخش پایینی کم و در نمونه‌هایی بالایی افزایش می‌یابد.

مجموعه C که تنها از روزنبران کفزی تشکیل شده است. این مجموعه در آهک‌های توده‌ای قسمت‌های بالایی (بخش ۴) به فراوانی و در آهک‌های ماسه-ای و ماسه سنگ‌های بخش انتهایی برش (بخش ۵) به تعداد بسیار کم وجود دارند. فراوانی روزنبران کفزی بویژه انواع بزرگ در این مجموعه افزایش می‌یابد اما تنوع جنسی و گونه‌ای نسبت به بخش‌های پایینی‌تر کاهش می‌یابد. جلبک-های قرمز کورالین، قطعات خارپوستان و بریوزوئرها از دیگر سنگواره‌های فراوان این مجموعه می‌باشند.

فراوانی روزنبران شناور در مجموعه A نشان می‌دهد که نهشتگی در محیطی عمیق و دور از ساحل (Mateu-Vicens et al., 2008) انجام شده است. فراوانی و تنوع گونه‌ای جنس‌های *Subbotina* و *Globanomalina* که بر اساس تقسیم‌بندی Pardo و همکاران (۱۹۹۹) از جمله گونه‌های مختص آب‌های سرد و عمیق می‌باشند نیز تأییدی بر این مطلب است. همچنین فقدان جانداران وابسته به نور نظیر جلبک‌های قرمز کورالین و نیز روزنبران کفزی بزرگ نشان می‌دهد که این مجموعه در زون فاقد نور و در محیط عمیق حوضه و بخش‌های نزدیک به رمپ بیرونی (Distal Outer ramp) نهشته شده‌اند (Pomar et al., 2004).

مجموعه B با ظهور روزنبران کفزی اختصاص یافته است. در این مجموعه در نمونه‌های پایینی‌تر، گونه‌های شناور و کفزی با نسبت تقریباً مساوی همراه با جلبک‌های قرمز و بریوزوئرها وجود دارند در حالی که در لایه‌های بالاتر گونه-های شناور به تدریج حذف شده و در مقابل بر تعداد نمونه‌های کفزی بویژه انواع بزرگ با پوسته هیالین و کشیده و همچنین جلبک‌های کورالین افزوده می‌گردد. جلبک‌های قرمز از کم عمق ترین بخش زون نورانی تا عمیق ترین بخش زون فاقد نور رشد می‌نمایند (Kovács and Arnaud-Vanneau, 2004). آنها به فراوانی در بخش جلوی ریف (Fore reef) وجود دارند (Basso, 1998). بسته به درجه آشفته‌گی آب آنها بین اعماق ۲۰ تا ۱۶۰ متری گسترش دارند (Bosence, 1985). در ژاپن رودولیت‌ها در نواحی جلوی ریف در اعماق ۶۰ تا ۱۵۰ متری همراه با سایر روزنبران بزرگ دیده می‌شوند (Tsuiji, 1993). در ترانسیلوانیا اجتماع جلبک‌های قرمز و روزنبران کفزی از دو محیط رمپ میانی و بریوزوئرها و نومولیتیدهای پهن و بزرگ از بخش جلویی رمپ بیرونی گزارش شده‌اند (Kovács and Arnaud-Vanneau, 2004). در مجموعه B وجود روزنبران شناور به همراه بریوزوئرها،

زون فسیلی شامل زیست زون *Morozovella angulata* Lowest occurrence zone به سن اواخر پالئوسن پیشین تا پالئوسن میانی بر مبنای روزنبران شناور و زیست زونهای SBZ4-SBZ6 به سن پالئوسن پسین-اوسن پیشین بر مبنای روزنبران کفزی شناسایی گردید. سه مجموعه فسیلی در طول برش شناسایی و بر مبنای پراکندگی آنها ژرفای محیط تعیین گردید. وجود روزنبران شناور در زمینه میکرایتی دانه ریز و فقدان روزنبران کفزی و جلبکهای کورالین نشانگر ژرفای زیاد، نور و انرژی کم در پالئوسن پیشین و میانی است. در پالئوسن پسین روزنبران کفزی با پوسته نازک و دیواره هیالین و جلبکهای کورالین نیز ظهور می‌یابند که دلالت بر کم شدن ژرفا و قرار گرفتن در زیر محیط دریای باز دارند. در مرز پالئوسن-اوسن(?) از ژرفای محیط به شدت کاسته شده و همه روزنبران ناپدید می‌شوند. ظهور مجدد روزنبران کفزی با پوسته‌ای پهن و کشیده و دیواره هیالین به همراه جلبکهای کورالین در نهشته‌های ابتدای اوسن پیشین دلالت بر افزایش ژرفا پس از ایست رسوبی و کاهش ژرفای مرز پالئوسن-اوسن(?) دارد. ورود مواد تخریبی فراوان (کوارتز) و کاهش تعداد و اندازه روزنبران در نهشته‌های راس برش نشانه تغییر شرایط محیط رسوبی و پسروری دریا در انتهای اوسن پیشین می‌باشد.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه پیام نور انجام شده است. نگارنده از داوران محترم مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته به خاطر نظرات موثر و سازنده جهت بهبود دستاوردهای این پژوهش، قدردانی می‌نماید.

نمایند، اما انواعی از روزنبران کفزی بزرگ (LBF) با اندازه کوچک، دیواره‌ای ضخیم و عدسی شکل به زندگی در محیط‌های کم ژرفا سازش یافته‌اند (Geel, 2000; Beavington and Racey, 2004; Nafarieh et al., 2012). فقدان روزنبران شناور در این مجموعه نشان می‌دهد که ژرفای محیط در این لایه‌ها نسبت به نهشته‌های پالئوسن کاهش یافته است. اما وجود روزنبران کف-زی با اندازه‌ای نسبتاً بزرگ و پوسته روشن، کشیده و پهن در زمینه‌ی بسیار دانه ریز (گلی) و همچنین حضور جلبکهای قرمز در این لایه‌ها نشان می‌دهد که پس از کاهش شدید عمق در مرز پالئوسن-اوسن دریا در ابتدای اوسن پیشروی کرده و نهشتگی در محیط رمپ میانی دریای باز (Flugel, 2004) صورت پذیرفته است.

در نهشته‌های پایانی برش مجدداً از عمق محیط به شدت کاسته شده و سبب رسوب گذاری ماسه سنگ‌های کوارتزی در بخش انتهایی برش شده است. در این لایه‌ها فراوانی و تنوع روزنبران به شدت کاهش می‌یابد، به طوری که تنها ۳ تاکسا با تعداد بسیار محدود در این نهشته‌ها باقی می‌مانند. تغییر شرایط حوضه رسوبی و سنگ شناسی محیط از جمله عوامل کاهش روزنبران کفزی در این لایه‌ها می‌باشد؛ زیرا حضور روزنبران کفزی بزرگ توسط شرایط رسوبی کنترل می‌گردد (Wan et al., 2010).

۷- نتیجه گیری

ته نشست‌های کربناته برش کوه کتابی شامل مجموعه‌ای متنوع از روزنبران کفزی و شناور می‌باشند که با مطالعه آنها سن پالئوسن-اوسن پیشین برای این برش تعیین گردید. بر اساس مجموعه فسیلی بدست آمده، چهار زیست

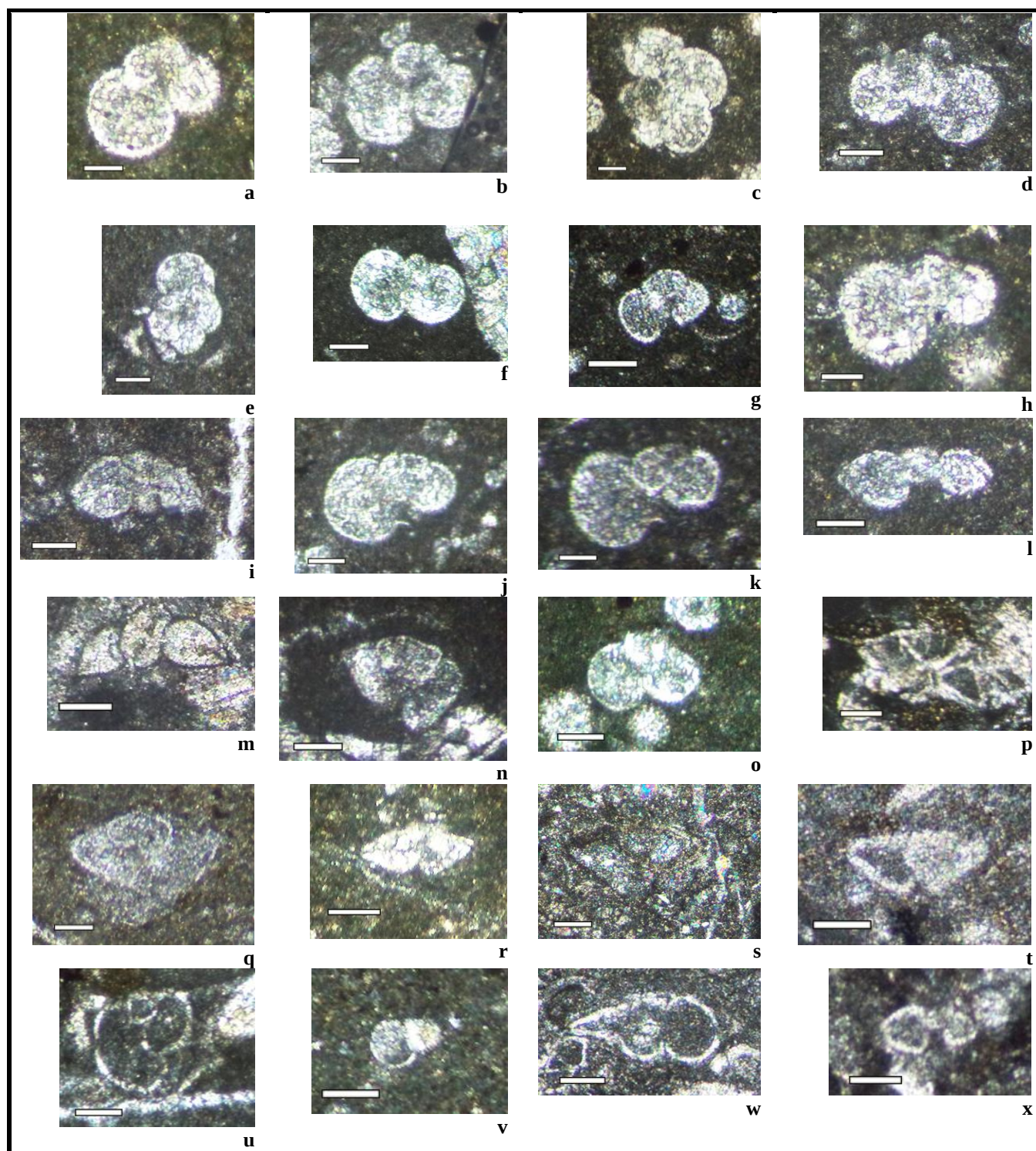
منابع

- Afzal, J., Williams, M., Leng, M.J., Aldridge, R.J., Stephenson, M.H., 2011. Evolution of Paleocene to Early Eocene larger benthic foraminifer assemblages of the Indus Basin, Pakistan. *Lethaia* 44, 299–320.
- Akhtar, M., Butt, A.A., 1999. Lower Tertiary biostratigraphy of the Kala Chitta Range, northern Pakistan. *Revue de Paléobiologie, Genève* 18, 123–146.
- Akhtar, M., Butt, A.A., 2000. Significance of *Miscellanea miscella* (D' Archiac & Haime) in the Early Palaeogene stratigraphy of Pakistan. *Revue de Paléobiologie, Genève* 19, 123–135.
- Babazadeh, S.A., 2011. New observations on biostratigraphy of *Ranikothalia sindensis* (Davies) in Early Paleogene of eastern Iran. *Revue de Paléobiologie, Genève* 30 (1), 313–319.
- Barbieri, R., Hohenegger, J., Pugliese, N., 2006. Foraminifera and environmental micropaleontology. *Marine Micropaleontology* 61, 1–3.
- Bassi, D., Hottinger, L., Nebelsick, J. H., 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, north-east Italy. *Palaeontology* 50 (4), 845–868.
- Basso, D., 1998. Deep rhodolith distribution in the Pontian Islands, Italy: a model for the paleoecology of a temperate sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137, 173–187.
- Beavington-Penney, S.J., Racey, A., 2004. Ecology of extant Nummulitids and other larger benthic foraminifera, application in palaeoenvironmental analysis. *Earth science* 67, 219–265.
- Bosence, D.W.J., 1985. The *Coralligène* of the Mediterranean: a recent analog for Tertiary coralline algal limestones. In: Toomey D.F., Nitecki M.H. (Eds.), *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications*, New York, pp. 215–225.
- BouDagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera, *Developments in Paleontology and Stratigraphy* 21, Elsevier, Amsterdam, p. 544.
- Butt, A. A., 1991. *Ranikothalia sindensis* Zone in Late Paleocene biostratigraphy. *Micropaleontology* 37, 77–85.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman Region. Geology Survey of Iran, Report No. 52, p. 334.
- Dimitrijevic, M.D., Dimitrijevic, M.N., Djordjevic, M., 1971. Geological Quadrangle map of Rafsanjan 1/100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Flugel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlin, p. 976.

- 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, Palaeocology* 22, 231-259.
- Guasti, E., Speijer, P.R., 2008. *Acarinina multicamerata* n.sp. (Foraminifera): a new marker for the Paleocene Eocene thermal maximum. *Journal of Micropaleontology* 27, 5-12.
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletins* 30, 239–253.
- Hottinger, L., 1998. Shallow benthic foraminifera at the Paleocene– Eocene boundary. *Strata Serie* 19, 61–64.
- Imraz, M., Hanif, M., Ali, F., Haneef, M., Jan, I., Ahmad, S., Saboor, A., 2013. Miscellaneidae: A biostratigraphic tool for hydrocarbon exploration in Paleocene carbonate platform deposits of Tethys, An example from Upper Indus Basin, Pakistan. *Journal of Himalayan Earth Sciences* 46, 93-99.
- Inan, N., Tasli, K., Inan, S., 2005. Laffitteina from the Maastrichtian-Paleocene shallow marine carbonate successions of the Eastern Pontides (NE Turkey): biozonation and microfacies. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 367–378.
- Kovács, S., Arnaud-Vanneau, A., 2004. Upper Eocene paleobathymetry approach based on paleoecological assemblages from the Plesca Valley 2 outcrop, Transylvania- a preliminary report. *Acta Palaeontologica Romaniaae* 4, 191-202.
- Less, G., Kovács, L.O., 2009. Typological versus morphometric separation of orthophragminid species in single samples– a case study from Horsarrieu (upper Ypresian, SW Aquitaine, France). *Revue de Micropaleontologie* 52, 267–288.
- Less, G., Özcan, E., Báldi-Beke, M., Kollányi, K., 2007. Thanetian and early Ypresian Orthophragmines (Foraminifera: Discocyclinidae and Orbitoclypeidae) from the Central Western Tethys (Turkey, Italy and Bulgaria) and their revised taxonomy and biostratigraphy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 113, 419–448.
- Mateu-Vicens, M., Hallock, P., Brandano, M., 2008. A depositional model and paleoecological reconstruction of the lower Tortonian distally steepened ramp of Menorca (Balearic Islands, Spain). *Palaios* 23, 465– 481.
- Mathur, N.S., Juyal, K.P., Kumar, K., 2009. Larger foraminiferal biostratigraphy of lower Palaeogene successions of Zaskar Tethyan and Indus-Tsangpo Suture Zones, Ladakh, India in the light of additional data. *Himalayan Geology* 30, 45–68.
- Murray, J.W., 1976. A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Marine Geology* 22, 103–119.
- Naderi, A., 2009. Petrography, geochemistry and petrogenesis of Eocene zeolite bearing volcanic rocks in the Rafsanjan-Bardsir area, constraints on development of zeolites. M. Sc. Thesis, University of Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.
- Nafarieh, E., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., Ghabeishavi, A., 2012. Biofacies and palaeoecology of the Jahrum Formation in Lar area, Zagros Basin, (SW Iran). *Iranian Journal of Science & Technology* 51-60.
- Nagappa, Y., 1959. Note on operculinoids Hanzawa 1935. *Palaeontology* 2, 21–23.
- Özgen-Erdem, N., Akyazi, M., 2001. The benthic foraminifera of Thanetian of Padriciano (Italy), Sopada (Slovenia) and Western Pontids (Turkey). *Bulletin of Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University* 23, 87–98.
- Özgen-Erdem, N., Inan, N., Ajyazi, M., Tunoglu, C., 2005. Benthonic foraminiferal assemblages and microfacies analysis of Paleocene–Eocene carbonate rocks in the Kastamonu region, Northern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 403–417.
- Pardo, A., Keller, G., Überhansli, H., 1999. Paleoecologic and paleoceanographic evolution of the Tethyan realm during the Paleocene-Eocene transition. *Journal of Foraminiferal Research* 29 (1), 37-57.
- Pomar, L., Brandano, M., Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: A critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology* 51 (3), 627- 651.
- Racey, A., 1995. Lithostratigraphy and larger foraminiferal (nummulitid) biostratigraphy of the Tertiary of Northern Oman. *Micropaleontology* 41, 1–123.
- Rahmanian, Z., Ahmadipour, H., 2011. Survey of sedimentation environment of Eocene Volcaniclastic deposits in Raviz-Zandiyeh (north west of Rafsanjan). *Proceedings of the 5th National Geological Conference of Payame Noor University*, 1-6.
- Rahmanian, Z., Ahmadipour, H., 2013. Petrography, geochemistry and tectonic setting of Eocene lavas in Raviz-Zandiyeh (north west of Rafsanjan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 21, 215-228.

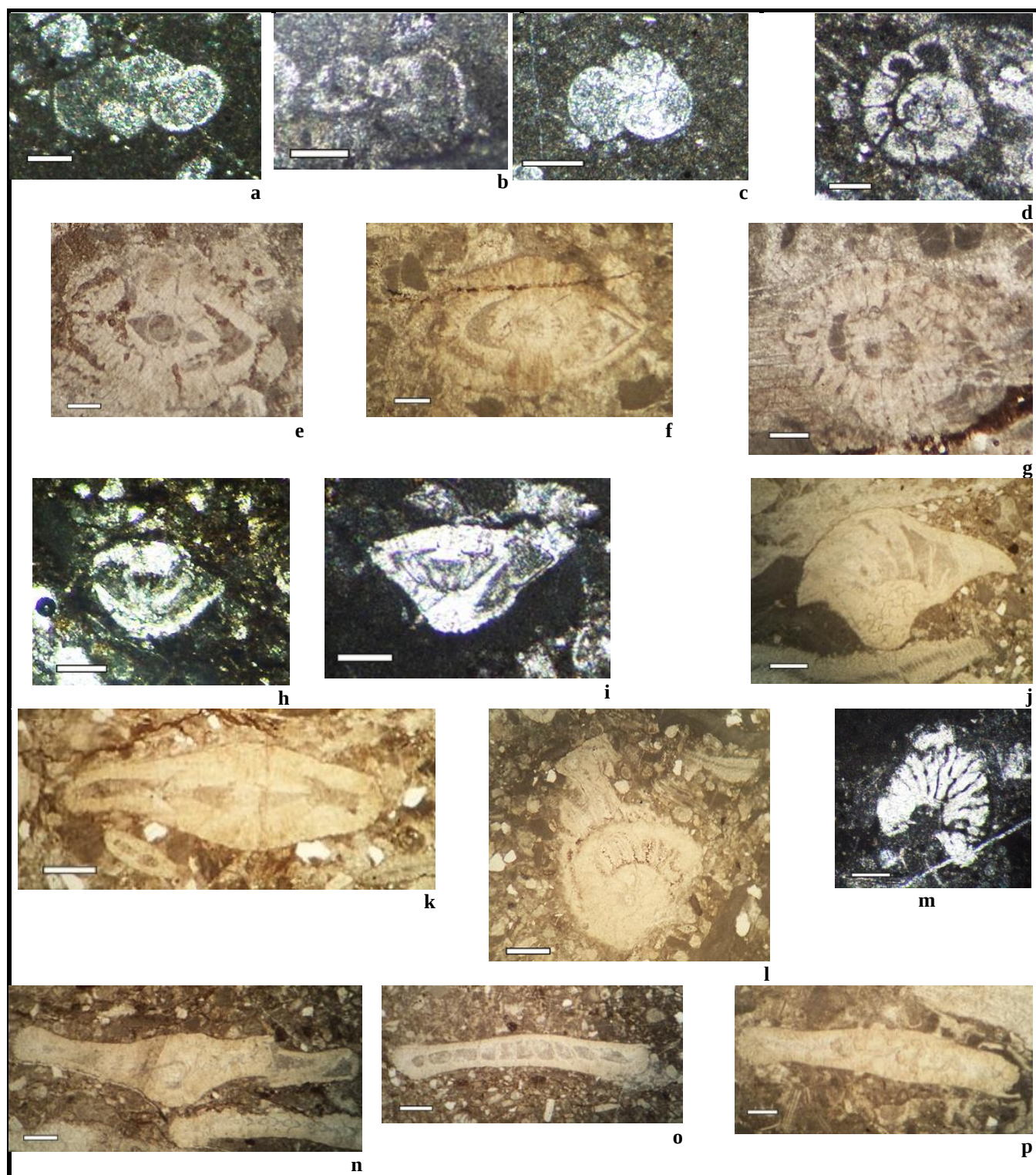
- Scheibner, C., Speijer, R.P., 2008. Late Paleocene-early Eocene Tethyan carbonate platform evolution: a response to long- and short-term paleoclimatic change. *Earth-Science Reviews* 90, 71–102.
- Scheibner, C., Speijer, R.P., Marzouk, A.M., 2005. Larger foraminiferal turnover during the Paleocene/Eocene thermal maximum and paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems. *Geology* 33, 493–496.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosequella, J., Zakrevskaya, E., 2008. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société géologique de France* 169, 281-299.
- Shahin, A.M., 2001. Mass extinction and bioevents across the Paleocene-Eocene boundary in the western Sinai, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte* 1, 1-20.
- Stassen, P, Thomas, E., Speijer, R.P., 2012. Restructuring outer neritic foraminiferal assemblages in the aftermath of the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Journal of Micropaleontology* 37, 89-93.
- Tewari, V.C., Kumar, K., Lokho, K., Siddaiah, N.S., 2010. Lakadong limestone: Paleocene–Eocene boundary carbonates sedimentation in Meghalaya, northeastern India. *Current Science* 98, 88–95.
- Tosquella, J., Serra-Kiel, J., Ferrández-Canadell, C., Samsó, J.M., 1998. Las biozonas de nummulítidos del Paleoceno Superior–Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica. *Acta Geologica Hispanica* 31, 23–36.
- Tsuji, Y., 1993. Tide influenced high energy environments and rhodolith-associated carbonate deposition on the outer shelf and slope of the Mikayo Islands, southern Ryukyu Island Arc Japan. *Marine Geology* 113, 255-271.
- Van Der Zwaan, G.J., 1982. Paleoecology of late Miocene Mediterranean foraminifera. *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 25, 1-205.
- Van Morkhoven, F.P.C., Berggren, W.A., Edwards, A.S., 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthonic foraminifera, *Bulletin du Centre de recherches Elf Exploration Production. Elf-Aquitaine* 11, 421.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W., A., Palike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews* 104, 111-142.
- Wan, X., Wang, X., Jansa, L. F., 2010. Biostratigraphy of a Paleocene- Eocene Foreland Basin boundary in southern Tibet. *Geoscience Frontiers* 1, 69–79.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. *Iranian Offshore Oil Company Report* No 1082, p. 80.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279-283.

PLATE 1



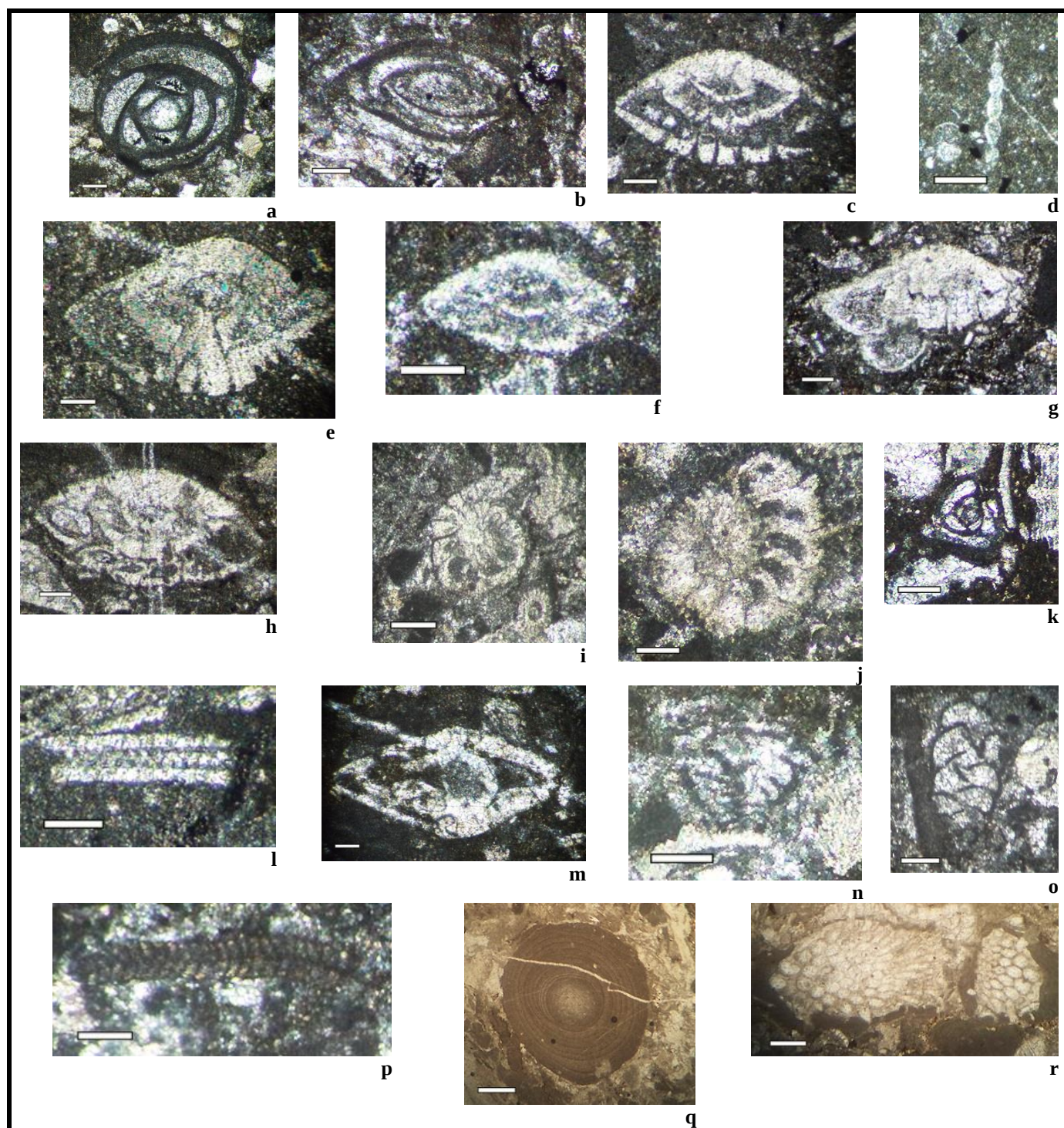
(a) *Acarinina* sp. (Bronnimann, 1952), (b) *Subbotina inaquispira* (Subbotina, 1953), (c-d) *Eoglobigerina* sp., (e-f) *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer, 1926), (g) *Igorina* cf. *tadjikistanensis* (Bykova, 1953), (h) *Subbotina triloculinoides* (Plummer, 1926), (i) *Globanomalina ehrenbergi* (Bolli, 1957), (j-k) *Acarinina nitida* (Martin, 1943), (l-m) *Globanomalina chapmani* (Parr, 1938), (n) *Morozovella angulata* (White, 1928), (o) *Globoconusa daubjergensis* (Bronnimann, 1953), (p) *Morozovella subbotinae* (Morozova, 1939), (q) *Morozovella apantesma* (Loeblich and Tappan, 1957), (r-t) *Morozovella* sp., u. *Subbotina* sp., (v) *Parvularugoglobigerina* sp., (w) *Hantkenina* sp., (x) *Globanomalina planoconica* (Subbotina, 1953). All bars=100μm.

PLATE 2



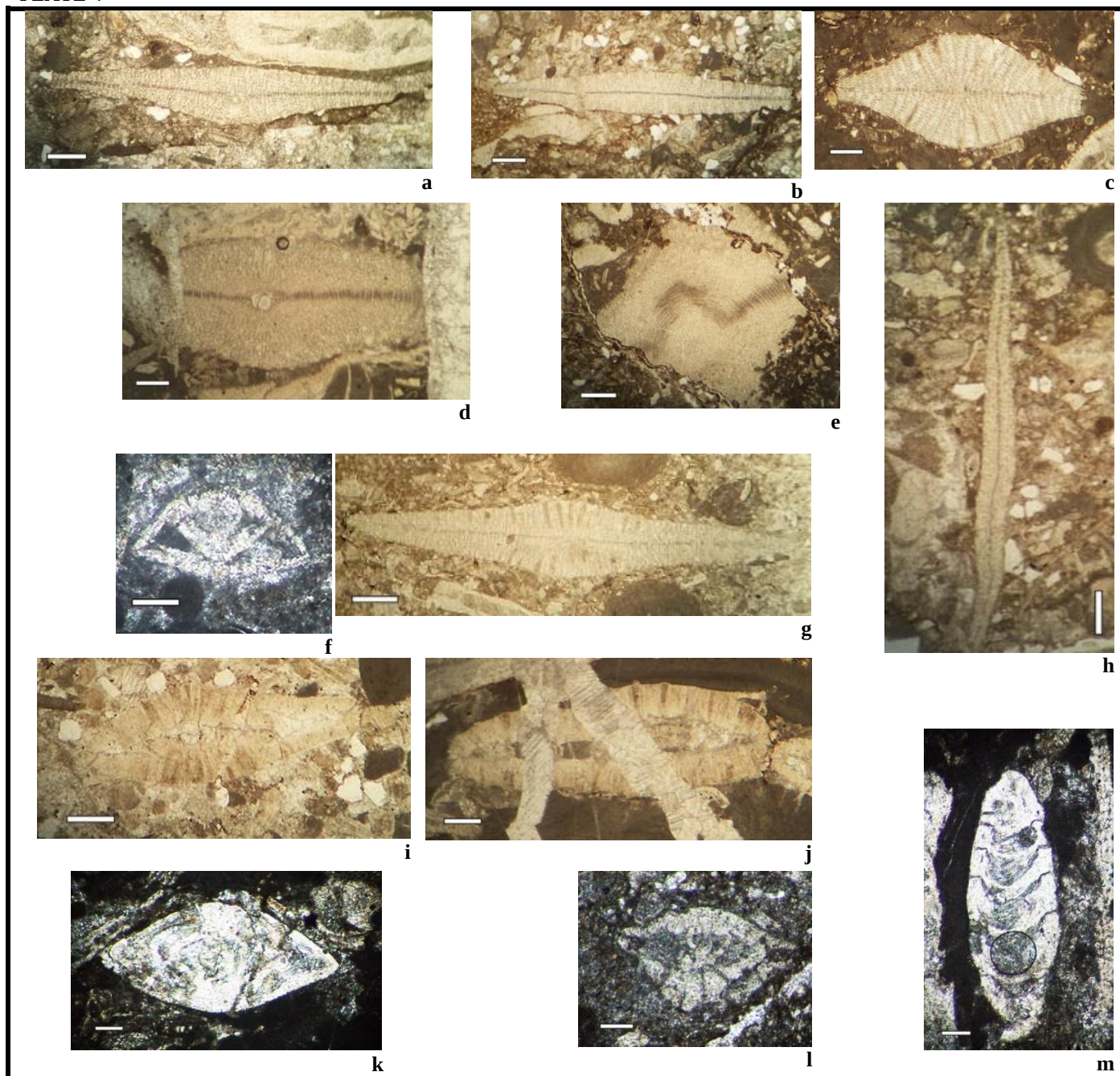
(a) *Parasubbotina variospira* (Belford, 1984), (b) *Globanomalina* sp., (c) *Subbotina trivialis* (Subbotina, 1953), (d) *Rotalia trochidiformis* (Lamarck, 1804), (e-g) *Miscellanea miscella* (D'Archiac and Haime, 1853), (h-i) *Kathina selveri* (Smout, 1954), (j) *Operculina* sp., (k) *Ranikothalia sahani* (Davies, 1952), (l-p) *Ranikothalia sindensis* (Davies, 1927), (m) marginal canals in the marginal cord. Scale bars: Figs. a-e, h, i, and m= 100 μ m, Figs. n-p = 250 μ m, and Figs. f, g, j = 150 μ m.

PLATE 3



(a-b) *Idalina sinjarica* (Grimsdale, 1952), (c) *Kathina major* (Smout, 1954), (d) *Nodosaria* sp., (e) *Lockhartia conditi*, (Nuttall, 1926), (f) *Lockhartia* cf. *tipperi* (Davis, 1926), (g) *Lockhartia haimei* (Davies, 1927), (h) *Lockhartia* cf. *haimei* (Davies, 1927), (i) *Operculina salsa* (Davies and Pinfold, 1937), (j) *Operculina subsalsa*, (Davies and Pinfold, 1937), (k) *Triloculina tricarinata* (d'Orbigny, 1826), (l) *Dictyokathina simplex*, (Smout, 1954), (m) *Operculina patalensis* (Davies and Pinfold, 1937), (n) *Coskinon rajkae* (Hottinger and Drobne, 1980), (o) *Textularia* sp., (p) *Distichoplax biserialis* (Di- etrich), (q) fragments of red algae, (r) fragments of Bryozoan. Scale bars: Figs. a-l, n-o = 100 μ m, Fig. m = 125 μ m, Figs. q, r = 200 μ m.

PLATE 4



(a-b) *Discocyclus sella* (d, Archiac, 1850), (c-e) *Discocyclus dispansa* (Sowerby, 1840), (f) *Rotalia* sp., (g-h) *Discocyclus ranikotensis* (Davies, 1927), (i) *Assilina laminose* (Gill, 1953), (j) *Assilina dandotica* (Davies, 1937), (k) *Operculina* sp., (l) *Kathina huntii* (Smout, 1954), (m) *Sakesaria* sp. Scal bars: Figs. a-b and g-h = 300 μ m, Figs. c-e and i-j = 200 μ m, Figs. f, and k-m = 100 μ m.