



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 37, Issue 2, No. 83, Summer 2021, pp 97-118
Received: 27.01.2020 Accepted: 24.02.2021

Research Paper

Biostratigraphy, biofacies, and palaeoecology of the Upper Devonian deposits (Khoshyeilagh Formation) based on conodonts in the northeast of Iran (around Bojnord and Jajarm)

Fatemeh Jafarbigloo

Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran
fatemehjafarbigloo@srbiau.ac.ir

Mahmoudreza Majidifard * 

Associate Professor, Research Institute for Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran
majidifard@ries.ac.ir

Bahaeddin Hamdi

Assistant Professor, Research Institute for Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran
hamdibahaeddin@gmail.com

Afshin Asghari

National Iranian Oil Company-Exploration Directorate, Tehran, Iran
afshin_asghari@yahoo.com

Mehran Arian

Professor, Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran
mehrarian@srbiau.ac.ir

Abstract

In this study, the paleoecology, biostratigraphy, and biofacies of the Khoshyeilagh Formation have been evaluated based on the found conodont species. The Khoshyeilagh Formation includes terrigenous-carbonate sequences, which contain conodonts of shallow environments (*Icriodus Polygnathus*). The identification of seven conodont species and sub-species led to the identification of 2 conodont biozones which are Upper *rhenana-linguiformis*, Lower *triangularis*-Lower *crepida*, respectively, and also biofacies named as *Icriodus-Polygnathus*. The identified biozones prove Late Devonian (Frasnian-Fammenian) age for the studied parts of the Khoshyeilagh Formation. The determined biofacies and the recognized conodonts in the studied sections represent a shallow marine environment and warm tropical climate during the deposition time. Considering the obtained fossil assemblages and comparing with the other sedimentary basins, the studied sections belong to the northern parts of Gondwana land. The analysis of biofacies and lithofacies show a decrease of depth at the end of Frasnian which is followed by an intense sea level drop similar to global examples. After a period of time and during Fammenian, the depositional environment became deeper and open marine sub-environments (bioclast spicule wackestone-packstone) were deposited.

Keywords: Paleoecology, Biostratigraphy, Late Devonian, Conodont, NE Iran, Bojnord, Jajarm

Introduction

In 1954, limited stratigraphic studies were carried out in the studied areas while comprehensive evaluations were performed by Bozorgnia et al. (1979). Asilian-Mahabadi (1995) published the first report of Devonian deposits of the area. Bozorgnia (1979) divided the Khoshyeilagh Formation into six units in the type section based on fossil assemblages.

Brice et al. (1974) studied the brachiopods of the area and introduced the Late Devonian age for these successions. Ghavidel-Syooki and Owens (2007) studied the palynomorphs of the Khoshyeilagh Formation in Kuh-e Uzon section and estimated the Late Devonian age and determined warm tropical climate and shallow environment during the formation time. Wendt et al. (2002) determined Frasnian-

*Corresponding author

Asadi Mehmandosti, E., Lashgari, S., Moallemi, S., Daneshian, J. (2021). Biostratigraphy, biofacies, and palaeoecology of the Upper Devonian deposits (Khoshyeilagh Formation) based on conodonts in the northeast of Iran (around Bojnord and Jajarm). Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 37(2), 97-118.



2423-8007 / © 2021

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



<http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.25495>



<https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1400.37.2.5.3>

Famennian boundaries in the Khoshyeilagh Formation based on the recognized conodonts and the other fossil species. Ahmadzadeh Heravi (1975) studied the brachiopods and conodonts of the Khoshyeilagh Formation and reported the Early to Late Devonian ages for these successions. Hamdi and Janvier (1981) studied the Khoshyeilagh Formation and measured the thickness of this formation 1510 m and attributed the Early to Late Devonian age to this Formation. Weddige (1984a, b) studied the conodonts of the Khoshyeilagh Formation and proposed the Eifelian to Givetian ages for the lower part of the Formation. Ashouri (2006) reported six new species of conodonts in the type section of the Khoshyeilagh Formation and proposed Eifelian to Tournaisian age for this unit. The main objective of this study is the evaluation of the conodont species of the Khoshyeilagh Formation, which have not been studied in detail earlier.

Material & Methods

After preliminary field evaluations, three stratigraphic sections including Gardaneh-e Pelmis, Robat-e Ghareh Bil, and Kuh-e Uzon sections were selected in order to study the Khoshyeilagh Formation. The samplings were carried out systematically and according to determined intervals. The samples were taken regarding facies changes and close to the formation boundaries sampling was done in short intervals.

A total of 59 samples from limestone units (i.e., 17 samples from Pelmis section, 19 samples from Robat-e Qarehbil section, and 23 samples from Kuhe Ozon section) were collected for conodont fauna studies. To obtain isolated samples, about 4 kg of each sample was leached and placed inside 85% formic acid for a week. After dissolution, the obtained sediments were passed through 60, 150, and 200 mesh sieves and leached. The conodont elements and the other microfossils (the fish remains, ostracoda, brachiopoda, and gastropods) were identified, separated, and studied under an optical microscope. Eventually, the required photos were taken using a scanning electron microscope (SEM; Leo 1450VP) at the laboratory of the National Iranian Oil Company (NIOC).

Discussion of Results & Conclusion

In its simplest sense, the word "Paleoecology" means studying the interaction between fossilized species and living environments. The determination of palaeoecological parameters of extinct conodonts is a complicated process, especially that the biological relationship between these species and their contemporary living species has not been well understood.

An ideal ecological identification depends on comparing conodonts with other components. In this regard, the lack of zoological relationship has made this work more complicated.

The carried out studies on conodonts show different zonations. During Late Devonian, the endemic forms of conodonts were decreased while several forms such as cosmopolitan fossils show an increase (Sandberg and Dreesen, 1984). Regarding the negligible occurrence of the Late Devonian conodonts and considerable distribution of some species (cosmopolitan fossils), the studied conodonts show similarities with the Gondwana and Alpine fossil assemblages.

The presence and lack of conodonts in different sedimentary facies are related to energy level, temperature, salinity, and the nutrient availability. In other words, the best environment for conodonts is bedded limestones containing brachiopods, corals, and fossil-bearing deposits in well-oxygenated waters (Sandberg and Ziegler 1979).

Conodonts are frequently found in glauconitic deposits, whereas they are rarely found in stromatolites (Sandberg and Ziegler 1979). Recent studies represent an adaptation between conodonts and benthic to pelagic environments. Previous studies performed in the study area have focused on conodonts, brachiopods, and their palynomorphs in the type section, while the conodonts of the three mentioned sections have not yet been studied.

By studying 59 conodont samples, seven species and subspecies of *Icriodus* and *Polygnathus* have been recognized: *Icriodus alternatus alternatus*, *Icriodus expansus*, *Icriodus symmetricus*, *Icriodus brevis*, *Icriodus cornutus*, *Icriodus* sp., *Polygnathus praepolitus*, *Polygnathus xylus xylus*, *Polygnathus* sp.

The evaluation of conodonts in Khoshyeilagh Formation with Late Frasnian–Early Famennian age revealed two conodont biozones including Upper *rhenana-linguiformis* of the Late Frasnian and Lower *triangularis*–Lower *crepida* of Early Famennian. Based on the recognized conodont species and *Icriodus*–*Polygnathus* biozones, the shallow and shelf margin reef environments have been estimated for these parts of the Khoshyeilagh Formation. Thin section studies show grainstone texture related to a bioclastic bar setting. The comparison of biofacies of Late Devonian in the study area represents different conodont species related to the depth of the environment such that shallow marine species are found frequently whereas pelagic species are absent. Considering the obtained conodont species from the study areas and compared with the Gondwana sedimentary basins in Australia, Iranian plateau was most likely connected to the Gondwana land during Devonian. The sedimentary deposits of Devonian in Iranian plateau show different lithofacies formed in different tectonic settings. It is worth noting that the changes in the thickness of sediments and their situation in the stratigraphic columns have been changed due to the function of main faults and the formation of horst-graben structures.

مقاله پژوهشی

زیست‌چینه‌نگاری، زیست‌رخساره‌ها و دیرینه‌بوم‌شناسی نهشته‌های دونین پسین (سازند خوش‌بیلاق) برپایه کنودونت‌ها در شمال شرق ایران (حوالی بجنورد و جاجرم)

فاطمه جعفری‌گل، دانشجوی دکتری فسیل‌شناسی و چین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی،

تهران، ایران

fatemehjafarbeigloo@srbiau.ac.ir

محمودرضا مجیدی‌فرد*^{ID}، دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

majidifard@ries.ac.ir

بهاءالدین حمدی، استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

hamdibahaeddin@gmail.com

افشین اصغری، کارشناس رسوب‌شناسی، شرکت ملی نفت ایران (مدیریت اکتشاف)، تهران، ایران

afshin_asghari@yahoo.com

مهران آرن، استاد، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

mehranarian@srbiau.ac.ir

چکیده

به‌منظور بررسی زیست‌چینه‌نگاری، زیست‌رخساره‌ها و دیرینه‌بوم‌شناسی نهشته‌های سازند خوش‌بیلاق، برش‌هایی از این سازند در شمال شرق ایران براساس زیاده‌کنودونتی بررسی شده است. سنگ‌های دونین بالایی در مناطق مطالعه‌شده شامل توالی‌های کربناته و تخریبی بسیار کم عمق هستند که معادل سازند خوش‌بیلاق در نظر گرفته شده‌اند. سنگ‌شناسی غالب برش‌های مطالعه‌شده شامل ماسه‌سنگ، شیل، ژئیتس، سنگ آهک و دولومیت است. قاعده سازند خوش‌بیلاق در هر سه برش مطالعه‌شده روی سازند پادها به‌صورت هم‌شیب و پیوسته قرار دارد و مرز بالایی سازند خوش‌بیلاق نیز در برش‌های کوه اوزون و رباط قره‌بیل با سازند مبارک و به‌صورت هم‌شیب و پیوسته پوشیده می‌شود؛ در صورتی که در برش گردنه پلمیس به‌واسطه یک ناپوستگی فرسایشی سازند خوش‌بیلاق در زیر سازند شمشک قرار می‌گیرد. براساس مطالعات فسیل‌شناسی ۷ گونه و زیرگونه کنودونتی شناسایی شد که به تشخیص ۲ زیست‌زون کنودونتی به ترتیب شامل *Upper rhenana* و *Lower triangularis - Lower crepida - linguiformis* و یک رخساره زیستی به نام *Icriodus - Polygnathus* انجامید. با توجه به زیست‌زون‌های شناسایی‌شده، سن دونین پسین (فرازین پسین - فامنین پیشین) برای سازند خوش‌بیلاق در مناطق مطالعه‌شده محرز می‌شود. رخساره زیستی و کنودونت‌های شناسایی‌شده در برش‌های مطالعه‌شده نشان‌دهنده مناطق کم‌عمق دریایی با آب‌وهوای گرم و استوایی در زمان تن‌نشین شدن این سازند هستند. بررسی فسیل‌های به‌دست‌آمده در مناطق مطالعه‌شده و مقایسه آنها با حوضه‌های رسوبی دیگر حاکی از استقرار این برش‌ها در نواحی شمالی خشکی گندواناست. تجزیه و تحلیل رخساره‌های زیستی و سنگی، روند کاهش عمق را در انتهای فرازین پسین نشان می‌دهد که به مانند نمونه‌های جهانی در این زمان با افت شدید سطح آب دریا دنبال می‌شود؛ سپس در طول فامنین، محیط عمیق‌تر در بعضی نواحی منطقه حاکم می‌شود؛ چنانکه رخساره‌های زیرمحیط‌های دریای باز (بابوکلاست اسپیکول و کستون - پکستون) برجا گذاشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: دیرینه‌بوم‌شناسی، زیست‌چینه‌نگاری، دونین پسین، کنودونت، شمال شرق ایران، بجنورد، جاجرم

* نویسنده مسئول

جعفری‌گل، ف؛ مجیدی‌فرد، م.ر؛ حمدی، ب؛ اصغری، ا. و آرن، م. (۱۳۹۹). زیست‌چینه‌نگاری، زیست‌رخساره‌ها و دیرینه‌بوم‌شناسی نهشته‌های دونین پسین (سازند خوش‌بیلاق) برپایه کنودونت‌ها در شمال شرق ایران (حوالی بجنورد و جاجرم)، پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۷(۲): ۹۷-۱۱۸.



مقدمه

بنیان گذاشته‌اند. Ahmadzadeh-Heravi 1975 با مطالعه براکیوپودها و کنودونت‌های سازند خوش‌بیلاق سن آن را دونین پیشین تا پسین تعیین کرد. Ashouri 2006 با مطالعه کنودونت‌های سازند خوش‌بیلاق در برش الگو ضمن معرفی ۶ گونه جدید کنودونت سن ایفلین تا تورنیزین را برای این سازند مشخص کرده است. Ghavidel-Syooki and Owens 2007 با مطالعه پالینومرف‌های سازند خوش‌بیلاق در کوه اوزون، سن این سازند را دونین پسین و محیط تشکیل آن را شرایط آب‌وهوایی گرم و استوایی و کم‌عمق در نظر می‌گیرند.

موقعیت جغرافیایی برش‌های مطالعه‌شده

به‌منظور مطالعات زیست‌چینه‌نگاری توالی‌های دونین در بجنورد و جاجرم (شمال شرق ایران) سه برش سنگ‌چینه‌ای انتخاب و مطالعه شده است (شکل ۱ الف و ب). موقعیت جغرافیایی آنها به شرح زیر است:

برش چینه‌شناسی رباط قره‌بیل: این برش در ۵۳ کیلومتری جنوب باختر آشنخانه و در ۲/۸ کیلومتری شمال روستای رباط قره‌بیل قرار دارد. قاعده برش مطالعه‌شده با مختصات $24^{\circ} 22' 37''$ عرض شمالی و $19^{\circ} 01' 56''$ طول شرقی است.

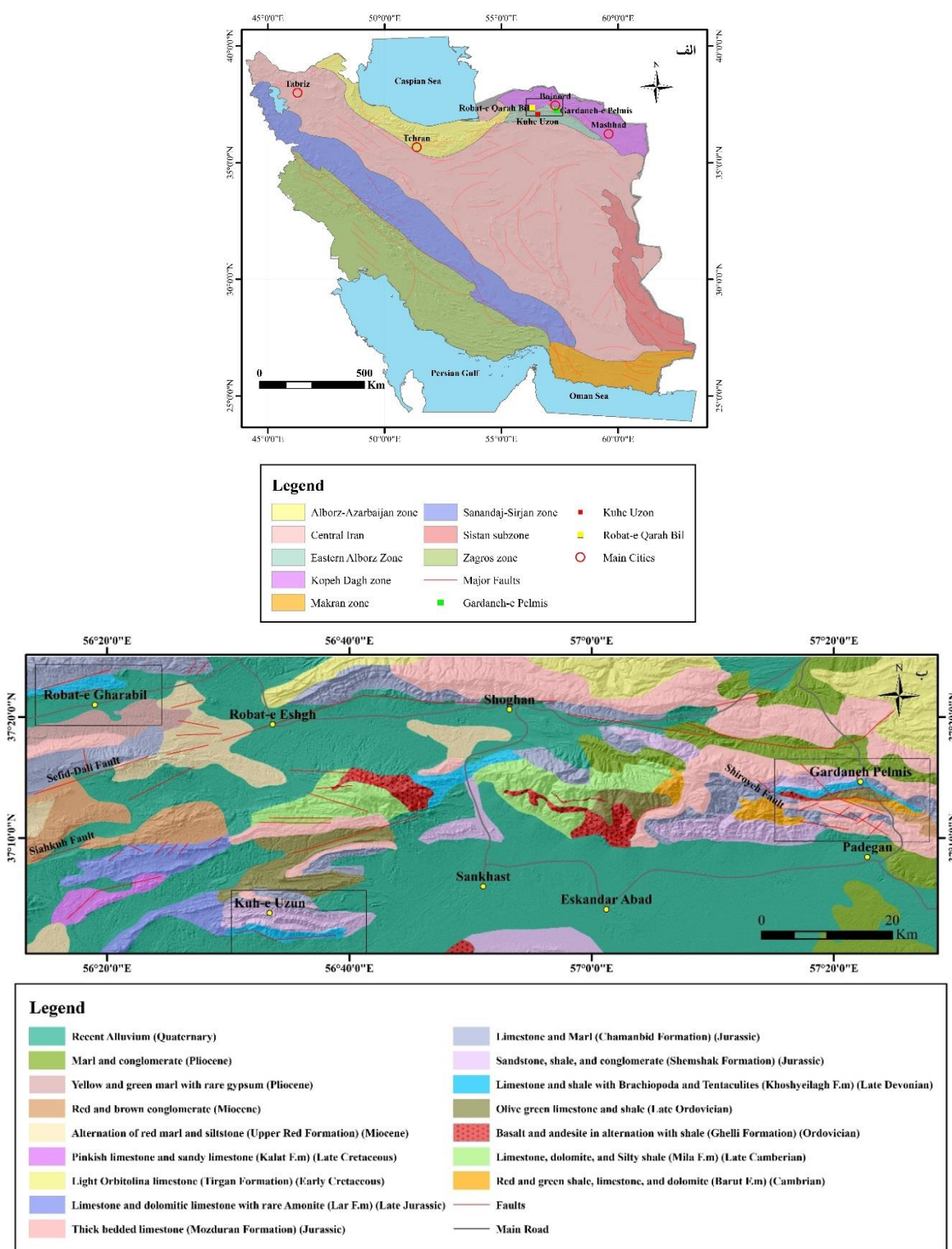
برش چینه‌شناسی کوه اوزون: این برش در ۱۵ کیلومتری شمال خاور شهر جاجرم و در یال شمالی کوه اوزون (معدن آلمینای جاجرم) قرار دارد. قاعده برش مطالعه‌شده در دره زو با مختصات $11/9^{\circ} 02' 37''$ عرض شمالی و $31' 59/3'' 56^{\circ}$ طول شرقی قرار دارد.

برش چینه‌شناسی گردنه پلمیس: این برش در ۲۸ کیلومتری جنوب بجنورد و در ۲۰ کیلومتری شمال باختری شهرستان اسفراین قرار دارد. سازند خوش‌بیلاق در ۵ کیلومتری شمال باختر روستای شیرویه برداشت و نمونه برداری شده است. این سازند مختصات $23/1'' 14' 37^{\circ}$ عرض شمالی و $19' 8/2'' 57^{\circ}$ طول شرقی دارد.

مطالعه و تعیین سن واحدهای سنگی دونین در شمال شرق ایران (حوالی بجنورد و جاجرم) با استناد به ماکروفسیل‌ها، میکروفسیل‌ها و پالینولوژی انجام شده و مطالعات براساس کنودونت‌ها به‌طور جامع صورت پذیرفته است. از آنجایی که مطالعه عناصر کنودونتی توالی‌های سنگی دونین در دیگر نواحی و زون‌های زمین‌شناسی ایران با دقت انجام شده است، خلأ پژوهشی و مطالعه کنودونت‌ها در منطقه بجنورد و شمال شرق ایران وجود دارد؛ بنابراین مطالعه سیستماتیک کنودونت‌ها، شناسایی جنس‌ها، گونه‌ها و تعیین دقیق زیست‌زون‌ها ضروری است.

اولین مطالعات جامع در منطقه مطالعه‌شده را Bozorgnia 1973، از زمین‌شناسان شرکت نفت انجام داده و برمبنای فسیل‌شناسی این سازند را در محل برش الگو به ۶ زون تقسیم کرده است. Brice et al. 1974 با مطالعه بازوپایان این توالی‌ها را به سن دونین پسین نسبت داده‌اند. Hamdi and Janvier 1981 سازند خوش‌بیلاق را بررسی و ضمن اندازه‌گیری دوباره، ضخامت آن را ۱۵۱۰ متر تعیین کردند. برمبنای این مطالعات، سازند خوش‌بیلاق سنی معادل دونین پیشین تا دونین پسین دارد. Weddige 1984a; 1984b با مطالعه کنودونت‌های این سازند سن ایفلین پسین-ژیوسین را برای بخش زیرین سازند خوش‌بیلاق مشخص کرده است.

اولین گزارش رسمی منتشرشده از نهشته‌های دونین در منطقه مطالعه‌شده را Assilian-Mahabadi 1995 منتشر کرده است. وی بر این باور است که سازند خوش‌بیلاق در کوه اوزون و در رباط قره‌بیل دو رخساره کربناتی و تخریبی دارد که محیط‌های فراکشنندی و میان‌کشنندی، تالاب، سد زیست‌آواری و بخش ژرف‌تر سکو را دربرمی‌گیرد. در این مدل، هنگام پایین‌بودن سطح آب دریا یا هنگام پیشروی آن، رخساره‌های تخریبی جایگزین رخساره‌های کربناتی شده‌اند. Wendt et al. 2002 مرز فرازین-فامنین را در سازند خوش‌بیلاق برمبنای مجموعه‌های اندکی از کنودونت و سایر گروه‌های سنگواره‌ای



شکل ۱- نقشه‌های زمین‌شناسی؛ الف) نقشه زمین‌شناسی ایران نشان‌دهنده طبقه‌بندی ساختاری ایران (Stocklin 1968) و موقعیت مناطق مطالعه‌شده؛ ب) نقشه زمین‌شناسی مناطق مطالعه‌شده دربردارنده واحدهای لیتولوژیک موجود، عوارض زمین‌شناسی و جغرافیایی.

Fig 1 -a) The index map of Iran showing main structural units (Stocklin 1968); **b)** The geological maps of the studied areas representing different lithological units and geological features of the Robat-e Qarabil section (Salamati et al. 2001); Pelmis section (Mazaheri 1999); Kuĥe Uzon section (Soheily and Sahandi 1999).

روش مطالعه

پس از بررسی‌های مقدماتی صحرایی ۳ برش گردنه پلمیس، رباط قره‌بیل و کوه اوزون انتخاب شد. نمونه‌برداری به صورت سیستماتیک و در فواصل مشخص و در ارتباط با تغییرات رخساره‌ای و مرز بین سازندها انجام شد. در انجام این پژوهش ۹۵ نمونه سنگ آهک به وزن ۳ تا ۴ کیلوگرم برای مطالعه فونای کنودونتی از برش‌های گردنه پلمیس (۱۷ عدد)، رباط قره‌بیل (۳۶ عدد) و کوه اوزون (۴۲ عدد) گردآوری شد. به منظور تهیه نمونه‌های ایزوله از هر نمونه تهیه شده، پس از گل‌شویی اولیه نمونه در زیر هود آزمایشگاه، ۱۵۰ میلی‌لیتر اسید فورمیک تجاری به درون ظرف دارای نمونه افزوده و با آب جوش ۹۰ تا ۱۰۰ درجه به حجم رسانده می‌شود (۱۵۰ میلی‌لیتر اسید به اضافه ۸۵۰ میلی‌لیتر آب جوش)؛ سپس ظرف دارای نمونه، اسید و آب روی اجاق برقی (Hot Plate) با دمای مناسب به مدت ۱۰ ساعت گذاشته می‌شود تا اینکه صدای جوشیدن ناشی از تأثیر اسید بر نمونه سنگ آهک کاملاً متوقف شود. پس از انحلال، رسوب حاصل به کمک الک‌های ۶۰، ۱۵۰ و ۲۰۰ مش شست‌وشو داده و عناصر کنودونتی و میکروفسیل‌های دیگر (بقایای ماهی‌ها، استراکدا، دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان ریز) گردآوری شد. پس از بررسی فسیل‌های گردآوری شده در زیر میکروسکوپ نوری دوچشمی و جداسازی همه سنگواره‌های مورد نیاز، شناسایی اولیه انجام و سپس به کمک میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل Leo 1450VP در مرکز پژوهش متالوژی رازی از نمونه‌های مناسب‌تر تصویربرداری شد.

سنگ‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی برش‌های مطالعه شده

برش گردنه پلمیس: سازند خوش‌بیلاق در این برش ۱۸۲ متر ضخامت دارد و بیشتر از ماسه‌سنگ نخودی‌رنگ ضخیم تا بسیار ضخیم‌لایه، سنگ آهک، سنگ‌های آهک دولومیتی و دولومیت‌های خاکستری روشن تا تیره با لایه‌بندی متوسط تا ستر تشکیل شده و میان‌لایه‌هایی از مارن، شیل و سیلتستون

دارد. مرز زیرین سازند خوش‌بیلاق با سازند پادها به صورت تدریجی و مرز بالایی سازند خوش‌بیلاق با سازند شمشک به صورت ناپیوسته است (شکل ۳). یک نبود چینه‌ای طولانی از اواخر فرازین پیشین تا اواخر تریاس در این منطقه مشاهده می‌شود که شاهد آشکاری از خشکی زایی است و حضور لایه خاک نسوز، لاتریت، بوکسیت و خاک‌های قرمز انتهایی دونین، این نبود چینه‌ای را تأیید می‌کند.

برش رباط قره‌بیل: سازند خوش‌بیلاق در این برش ۲۶۰ متر ضخامت دارد و بیشتر از سنگ آهک، ماسه‌سنگ، شیل، مارن، گچ و دولومیت تشکیل شده است که به علت فراوانی تناوب‌های مارنی - انیدریتی کرم‌رنگ نسبت به سازند پایینی خود کاملاً متفاوت است. حد زیرین سازند خوش‌بیلاق در برش مطالعه شده با سازند پادها مشخص و پیوسته است و روی سیلتستون‌های قرمز رنگ و لیمونیتی پادها قرار دارد و حد بالایی آن با سازند مبارک به صورت تدریجی است (شکل ۴).

برش کوه اوزون: در این برش سازند خوش‌بیلاق ۴۶۳ متر ضخامت دارد که شامل تناوبی از سنگ آهک و شیل است. سنگ‌های آهک معمولاً متوسط‌لایه‌اند و گاه لایه‌بندی نودولار دارند و بیشتر پرفسیل هستند. فسیل‌ها بیشتر شامل براکیوپودها، کرینوئید، مرجان، بریزوآ و گاستروپودا هستند. شیل‌ها بیشتر سیلتی، سیلتی - ماسه‌ای و خاکستری‌رنگ هستند. دو افق ماسه‌سنگی سفیدرنگ کوارتر آرنایتی ۵ و ۱۱ متری در این توالی وجود دارد. در بالای ماسه‌سنگ‌های افق بالایی، ردیفی از ماسه‌سنگ‌های متوسط‌لایه نخودی‌رنگ دیده می‌شود که روی آن ۱۷ متر از سنگ‌های آذرین بازیک وجود دارد؛ در نهایت به ۲۰ متر سنگ آهک و ۱۰ متر شیل سیلتی ختم می‌شود. در این برش چینه‌شناسی مرز زیرین سازند خوش‌بیلاق با سازند پادها و مرز بالایی با سازند مبارک به صورت هم‌شیب و پیوسته است (شکل ۵). Bozorgnia 1973 بر مبنای فسیل‌شناسی این سازند را در محل برش الگو به ۶ واحد تقسیم کرد.

رخساره‌ای نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط‌های نسبتاً کم انرژی محیط‌های ساحلی است. این رخساره سنگی معمولاً در اثر تغییرات انرژی از حالت پایین تا متوسط جریان نهشته شده است (Miall 2006). رخساره شیل 3 KHPF (شکل ۲-۳) ماهیت دوگانه دارد؛ به نحوی که اگر در محیط رودخانه‌ای باشد، معمولاً به دلیل اکسیدان بودن محیط به رنگ قرمز و در تناوب با ماسه‌سنگ‌های رودخانه‌ای است؛ اما شیل‌های دریایی که در تناوب با زیرمحیط لاگون و دریای باز نهشته شده‌اند، به دلیل شرایط احیایی محیط معمولاً تیره‌رنگ هستند. شیل‌های محیط لاگون با رخساره‌های مادستونی تا پکستونی لاگون در تناوب هستند و شیل‌های دریای باز در ستون رخساره‌ها با رخساره‌های عمیق دریای باز دیده می‌شوند (Reineck and Singh 1986). رخساره‌های میکروسکوپی هیبریدی (Hybrid) شامل رخساره بیوکلاست و کستون-پکستون ماسه‌ای KHMf (شکل ۲-۴) است. در این ریزرخساره وجود لامینه، ماهیت دوگانه رخساره‌ها، حضور دانه‌های سیلیسی آواری و آهکی در کنار هم و نابرجا بودن آلوم‌ها نشان‌دهنده تشکیل آنها در یک محیط ساحلی / کشندی همزمان با بالآمدن تدریجی سطح آب دریاست (Da Silva and Boulvain 2006). رخساره‌های میکروسکوپی پهنه جزرومدی (Tidal Flat) شامل رخساره انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای (KHMf 5) (شکل ۲-۵) و رخساره مادستون دولومیتی شده‌اند (KHMf 6)؛ (شکل ۲-۶). حضور ماتریکس در رخساره‌های این زیرمحیط دلیلی بر پایین بودن انرژی در زمان رسوب‌گذاری است؛ بنابراین می‌توان چنین تصور کرد که این گروه از رخساره‌ها دور از دسترس انرژی تشکیل شده‌اند.

فابریک چشم‌پرنده‌ای، یکی از فابریک‌های مهم رسوبی موجود در میکروفاسیس KHMf 6 است که در رسوبات بالای کشندی در اثر انقباض و انبساط به وجود آمدن حباب‌های گازی و به دام افتادن هوا طی پیشروی یا چروک برداشتن توده‌ای جلبکی ایجاد می‌شود. در این محیط‌ها رخساره‌های

سازند خوش‌بیلاق در مناطق مطالعه شده با توجه به تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از مقاطع نازک مطالعه شده ۱۵ رخساره دارد که در پنج کمربند رخساره‌ای ساحلی، جزرومدی، تالاب، سد و دریای باز ته‌نشست شده‌اند. تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌های سازند خوش‌بیلاق در مناطق مطالعه شده نشان می‌دهد این رخساره‌ها در یک محیط ساحلی-دریایی نهشته شده‌اند. با توجه به اطلاعات به دست آمده از رخساره‌ها و همچنین به کمک اصل والتر، یک مدل رسوبی رمپ کربناته کم شیب برای تشکیل سنگ‌های این ناحیه پیشنهاد شده است. این نوع رمپ شیب نسبتاً ملایم و یکنواختی دارد که از خط ساحلی تا حوضه کشیده شده و مشابه با رمپ‌های کربناته عهد حاضر نظیر سواحل جنوبی خلیج فارس (Purser 1973; Gischler and Lomando 2005) و شارک بی استرالیا (Flugel 2010) است. رمپ‌های کربناته بیشتر در زون‌های بدون موجودات ریف‌ساز گسترش یافته‌اند (Burchette and Wright 1992). وسعت کم رخساره‌های رمپ میانی و نبود رخساره‌های رمپ بیرونی گواهی بر عمق کم این رمپ کربناته است (Flugel 2010).

در ادامه جزئیات بیشتری از رخساره‌های شناسایی شده را بررسی می‌کنیم. رخساره‌های شناسایی شده به ترتیب از سمت خشکی به دریا به شرح زیر است:

رخساره‌های میکروسکوپی تخریبی پهنه ساحلی (Shore face) شامل رخساره ماسه‌سنگی (1 KHPF)، رخساره سیلتستونی (2 KHPF) و رخساره شیل (3 KHPF) هستند که نبود ماتریکس در رخساره 1 KHPF (شکل ۲-۱) و خوب بودن مجوریتی بافتی و حتی کانی‌شناسی در این سنگ‌ها نشان دهنده زیادبودن انرژی در محیط تشکیل این رخساره است؛ چنین شرایطی در محیط‌های ساحلی برقرار است (Miall 2006). در رخساره 2 KHPF (شکل ۲-۲) اندازه دانه‌ها در حد سیلت است و لامیناسیون موازی دارد. این رخساره بیشتر به صورت بین لایه‌ای با ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز تا متوسط دانه ساحلی شناسایی شده است. ماهیت دانه‌ریز بودن این مجموعه

محیط پرتحرک پلاتفرم کربناته یعنی در سد کربناته در محدوده اثر امواج تشکیل شده‌اند و انرژی محیط به صورت مستمر بوده است. بیشتر آلوکم‌ها در این دسته رخساره در حد ماسه تا گراول و عمق رسوب‌گذاری این توده‌های کربناته عمدتاً کمتر از ۱۰ متر است (Tucker and Wright 1990). با توجه به رخساره‌های تشخیص داده شده می‌توان نتیجه گرفت که رخساره KHMf 10 با توجه به اجزای اسکلتی سد رو به تالاب و رخساره KHMf 11 سد رو به دریایی باز را تشکیل می‌دهد. تغییرات عمودی رخساره‌ها، وجود سیمان، جورشدگی ضعیف، دانه‌های در ابعاد مختلف، فراوانی خرده‌های متنوع و وجود مقداری گل کربناته در رخساره KHMf 10 نشان می‌دهد این رخساره در بخش سد رو به لاگون نهشته شده است. رخساره KHMf 11 رسوبات کاملاً شسته و جورشدگی خوب دارد که بیان‌کننده تشکیل آن در محیطی پرانرژی است (Elrick and Read 1991). با توجه به فراوانی براکیوپود و اکتینودرم در این رخساره، رخساره KHMf 11 به بخش جلویی سد کربناتی مربوط است. رخساره‌های میکروسکوپی محیط دریای باز (Open marine) شامل رخساره میکروسکوپی مادستون (KHMf 12)، (شکل ۲-۱۲)، رخساره پلوئید بایوکلاست و کستون-پکستون (KHMf 13)، (شکل ۲-۱۳)، رخساره بایوکلاست و کستون (KHMf 14)، (شکل ۲-۱۴) و رخساره بایوکلاست اسپیکول و کستون-پکستون (KHMf 15)، (شکل ۲-۱۵) هستند که وجود گل کربناته و آلوکم‌هایی نظیر اسپیکول اسفنج، براکیوپود و اکتینودرم‌ها و همچنین جای‌گیری این رخساره‌ها در پایین رخساره‌های سدی (در توالی عمودی) نشان‌دهنده نهشته شدن آنها در محیط دریای باز و در زیر سطح اثر امواج است.

رخساره KHMf 12 به دلیل داشتن فابریک گل پشتیبان و رنگ تیره در بخش ژرف‌تر دریای باز و نزدیک به انتهای پلاتفرم کربناته نوع رمپ نهشته شده است. رنگ تیره این رخساره نشان‌دهنده نهشته شدن آن در محیط‌های غیراکسیدان

لامیناسیون‌دار مادستونی در بخش بالایی جزرومد نهشته می‌شوند. دلیل این ادعا، فراوانی بالایی میکرایت و نیز دولومیتی شدن است. زیادبودن مقادیر میکرایت و فقر فسیلی، دولومیتی شدن، حضور فابریک چشم‌پرنده‌ای و همچنین بافت استروماتولیتی و نهشته‌های تبخیری اندریتی نشان‌دهنده نهشته شدن این دسته از رخساره‌ها در محیط‌های جزرومدی است (Flugel 2010).

رخساره‌های میکروسکوپی محیط لاگون (Lagoon) شامل رخساره بایوکلاست مادستون-و کستون (KHMf 7)، (شکل ۲-۷)، رخساره پلوئید بایوکلاست و کستون-پکستون (KHMf 8)، (شکل ۲-۸)، رخساره بایوکلاست پکستون-گرینستون (KHMf 9)، (شکل ۲-۹) هستند؛ وجود گل آهکی و فراوانی بایوکلاست‌هایی چون استراکود و گاستروپود که با محیط‌های محصور و نیمه‌محصور با شوری زیاد سازگارند، در کنار تنوع کم فسیلی، وجود ماتریکس تیره همراه با آشفته‌گی زیستی و پلت‌ها نشان‌دهنده نهشته شدن آنها در محیط آرام لاگون پشت سدی است (Lasemi 1995). با توجه به تغییرات عمودی رخساره‌ها می‌توان نتیجه گرفت رخساره‌های مادستونی و وکستونی گل‌پشتیبان (رخساره KHMf 7 و تا حدودی KHMf 8) در بخش عمیق‌تر لاگون که آرامش بیشتری در آن برقرار است و رخساره‌های پکستونی تا گرینستونی (رخساره KHMf 9 و تا حدودی رخساره KHMf 8) که در آنها فضای بین آلوکم‌ها با میکرایت و اسپارایت پر شده است، در بخش کم‌عمق‌تر و پرانرژی‌تر لاگون و نزدیک به سد بایوکلاستی نهشته شده‌اند (Flugel 2010).

رخساره‌های میکروسکوپی محیط سد (Shoal) شامل رخساره بایوکلاست گرینستون (KHMf 10)، (شکل ۲-۱۰) و رخساره آئید بایوکلاست گرینستون (KHMf 11)، (شکل ۲-۱۱) هستند. وجود زمینه‌ای با سیمان اسپاری، ماتریکس گلی ناچیز و اندازه درشت دانه‌ها نشان می‌دهد رخساره‌ها در محیطی پرانرژی نهشته شده‌اند؛ بنابراین این رخساره‌ها در

مطالعات Ziegler and Sandberg 1990، کتاب Sweet 1988 و Bultynck 2007 انجام شده است. با توجه به پراکندگی گونه‌ها و دامنه سنی آنها، ۲ زیست‌زون شناسایی شد که از بین آنها جنس‌های *Polygnathus*، *Icriodus* مربوط به محیط کم‌عمق دیده می‌شوند. در این بررسی عناصر کنودونتی *Palmatolepis* مربوط به محیط عمیق مشاهده نشده است که دلیل آن، استقرار ناحیه مطالعه شده در قسمت کم‌عمق حوضه رسوبی است. برای شناسایی جنس‌ها، گونه‌های کنودونتی، زیست‌زون‌بندی و تکمیل اطلاعات، از مطالعات انجام‌شده در ایران مرکزی و شمال خاور ایران (Ashouri 2002; Ashouri 2004; Gholamalian 2006; Gholamalian 2007; Gholamalian and Kebriaei 2008; Bahrami et al. 2011; Gholamalian et al. 2013; Bahrami et al. 2013; Gholamalian et al. 2011) و شمال غرب ایران (Abbasi et al. 2016) استفاده شده است و برش‌های مطالعه‌شده با مناطق یادشده مقایسه شده‌اند.

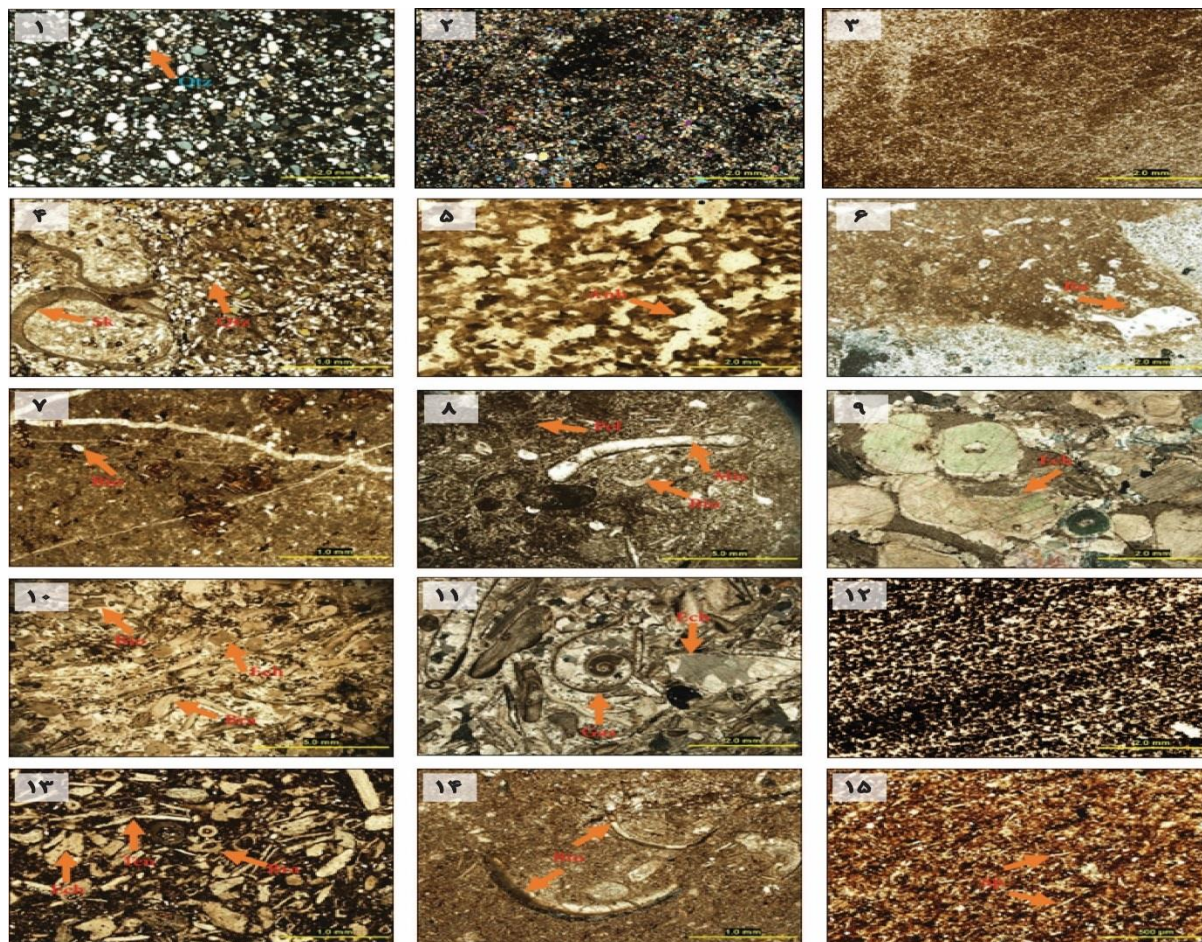
زیست‌چینه‌نگاری برش گردنه پلمیس

تعداد نمونه‌های گردآوری‌شده از برش گردنه پلمیس، ۱۷ عدد است. نمونه‌برداری از رخنمون‌های لایه‌های سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی در گردنه پلمیس انجام و با فرآوری نمونه‌ها، تعداد ۲ جنس (*Icriodus*، *Polygnathus*) و ۳ گونه و زیرگونه کنودونت در این برش شناسایی شد. با در نظر گرفتن محدوده سنی که برای هرگونه در منابع بیان شده، یک زیست‌زون در این برش شناسایی شده است که در ادامه توصیف می‌شود.

به نسبت عمیق است (Flügel 2010). حضور خرده‌های سوزن اسفنج و استراکود نشان‌دهنده نهشته‌شدن این رخساره در محیط دریای باز است. رخساره‌های KHM 13 و KHM 14 با فراوانی محدود آلوکم‌ها و همچنین بافت گل پش‌تیبیان تا دانه پش‌تیبیان نشان‌دهنده تشکیل این رخساره‌ها در محیط کم انرژی بالای خط امواج است؛ از طرفی مقایسه این سنگ‌ها با سنگ‌های رخساره مادستون کربناتی معلوم می‌دارد آلوکم‌های اسکلتی این سنگ‌ها به مقدار زیادی بیشتر است. این ویژگی مشخص‌کننده این نکته است که سنگ‌های این رخساره‌ها در محیط پرانرژی تر نسبت به رخساره مادستونی ته‌نشین شده است. رخساره KHM 15 با فابریک گل پش‌تیبیان و فراوانی خرده‌های سوزن اسفنج، روی شیب یا قسمت عمیق تر دریای باز تشکیل شده است. نبود رخساره‌های توریدایتی دلیل بر این مطلب است که در بخش عمیق این حوضه شیب زیادی مانند شیب پلاتفرم‌های شلف حاشیه‌دار نداشته است و احتمالاً پلاتفرم مربوط شیب ملایم تر همسان شیب پلاتفرم نوع رمپ دارد (Jafarbeigloo et al. 2020). محیط رسوبی رخساره‌های اشاره‌شده مشابه با محیط رسوبی بخش ژرف‌تر دریای باز خلیج فارس است (Tucker and Wright 1990).

زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های مطالعه‌شده

برای انجام این پژوهش، ۹۳ نمونه برداشت شد که از میان این نمونه‌ها، ۱۲ نمونه عناصر کنودونتی دارند و مطالعه آنها به تشخیص ۷ گونه و زیرگونه در قالب ۲ جنس منجر شد. شناسایی کنودونت‌ها بیشتر براساس اطلس کنودونت‌ها (Ziegler 1975 1981) و زیست‌زون‌بندی کنودونت‌ها بر مبنای



شکل ۲- رخساره‌های میکروسکوپی سازند خوش‌یلاق: ۱) رخساره ماسه‌سنگ (KHPF1) که ذرات اصلی تشکیل‌دهنده این ماسه‌سنگ‌ها کوارتز است؛ ۲) رخساره سیلتستون (KHPF2) که شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دانه‌ریز گل‌سنگی در حد سیلت است؛ ۳) رخساره شیل (KHPF3) که به صورت گل سنگ نازک‌لایه کاملاً ورقه‌ای یا رنگ تیره تا خاکستری تیره است. رخساره بیوکلاست وکستون-پکستون ماسه‌ای (KHMF4) که در این رخساره حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد دانه آواری کوارتز در اندازه ماسه‌ریز و ۱۰ تا ۳۰ درصد آلومک از نوع خرده‌های اسکلتی دیده می‌شود؛ ۵) رخساره میکروسکوپی پهنه جزرومدی انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای؛ ۶) رخساره میکروسکوپی پهنه جزرومدی مادستون دولومیتی شده (KHMF6) با فابریک چشم‌پرنده‌ای و آشفتنگی زیستی؛ ۷) رخساره میکروسکوپی پهنه لاگون بیوکلاست مادستون-وکستون (KHMF7) همراه با آشفتنگی زیستی؛ ۸) رخساره لاگونی پلوئید بیوکلاست وکستون-پکستون (KHMF8) همراه با فسیل خرده‌ای فسیلی و میکرایتی شدن و آشفتنگی زیستی؛ ۹) بیوکلاست پکستون-گرینستون (KHMF9) زیرمحیط لاگون که فضای بین آلومک‌ها با میکرایت و اسپارایت پر شده است؛ ۱۰) رخساره سدی بیوکلاست گرینستون (KHMF10) با بیوکلاست‌های نظیر براکیوپود و اکتینودرم؛ ۱۱) رخساره سدی آئید بیوکلاست گرینستون (KHMF11) که قطعات فسیلی نظیر گاستروپود و اکتینوئید در زمینه سیمانی مشاهده می‌شوند؛ ۱۲) مادستون (KHMF12)، این رخساره در بین رخساره‌های دریایی باز مشاهده شده است؛ ۱۳) پلوئید بیوکلاست وکستون-پکستون (KHMF13) دریای باز که خرده‌های بیوکلاست نظیر اکتینودرم، استیلیولینا، تتاکولیتس و براکیوپود دارد؛ ۱۴) رخساره دریای باز بیوکلاست وکستون (KHMF14) با قطعات فسیلی؛ ۱۵) بیوکلاست اسپیکول وکستون-پکستون (KHMF15) دریای باز با قطعات اسپیکول اسفنج.

Fig 2- The microfacies of the Khoshyeilagh Formation, 1) Sandstone facies (KHPF1) containing quartz grains (Qtz) as the main components; 2) Siltstone facies (KHPF2), including fine-grained silt size mudstones; 3) Shale facies (KHPF3), which is seen as thin layer mudstone in dark-dark gray color; 4) Sandy bioclast wackestone-packstone facies (KHMF4), which contains 20-30% quartz grains (Qtz) and 10-30% of skeletal grains (Sk); 5) Layered to massive anhydrite facies (KHMF5) (Anh) (tidal flat); 6) Dolomitized mudstone facies (KHMF6) presenting fenestrate structure and bioturbation; 7) Bioclast mudstone-wackestone facies (KHMF7) along with bioturbation; 8) Peloid (Pel) bioclast (Bio) mudstone-wackestone facies (KHMF8) with fossil debris, micritization (Mic) (micritization on a bioclast shell (orange arrow)), and bioturbation (Lagoon); 9) Bioclast packstone-grainstone facies (KHMF9), with echinoderms debris (Ech); 10) Bioclast grainstone facies (KHMF10) containing different bioclasts (Bio) such as brachiopods (Bra) and echinoderms (Ech); 11) Ooid bioclast grainstone facies (KHMF11) (shoal) and the fossil content (gastropods (Gas), and echinoids (Ech)); 12) Mudstone facies (KHMF12) relating to an open marine facies; 13) Peloid bioclast wackestone facies (KHMF13) presenting an open marine environment and different bioclast debris such as echinoids (Ech), tentaculites (Ten), and brachiopods (Bra); 14) Bioclast wackestone facies (KHMF14) associated with fossil debris (Bio) belonging to an open marine environment; 15) Bioclast spicule (Sp) wackestone-packstone facies (KHMF15) related to an open marine setting.

Icriodus sp.

Polygnathus sp., *Polygnathus xylus xylus*, *Polygnathus praepolitus*.

با توجه به عناصر کنودونتی بیان‌شده، زیست‌زون Lower

rhenana-*Upper rhenana* را می‌توان در نظر گرفت؛ ولی

همراهی با گونه‌های *Ctenopolygnathus* sp. محدوده سنی

فرازین پسین (*rhenana -linguiformis*) را برای این قسمت

محرز می‌کند (Ziegler and Sandberg 1993; Ji and Zeigler

2001; Ovantanova and kononova 2000)؛ با این حال با توجه

به همراهی گونه *Icriodus symmetricus* با گونه‌های یادشده و

ظهور آن در نمونه شماره F.J.B.49، در داخل زیست‌زون

اشاره‌شده می‌توان زیست‌زون *Upper rhenana* به سن

فرازین پسین را نیز در نظر گرفت (Bahrami et al. 2014).

مرز زیرین این زون، اولین ظهور گونه کنودونتی

Icriodus alternatus alternatus و مرز بالایی آن، آخرین

حضور گونه کنودونتی *Polygnathus xylus xylus* و

Polygnathus praepolitus را نشان می‌دهد که بنا بر گستره

سنی Ji and Ziegler 1993 معادل زیست‌زون‌های - *rhenana*

linguiformis است. سن این زیست‌زون با توجه به گونه‌های

کنودونتی همراه و نبود گونه کنودونتی *Icriodus cornutus*

فرازین پسین در نظر گرفته شده است (شکل ۴).

زیست‌چینه‌نگاری سازند خوش‌بیلاق در برش کوه اوزون

برای مطالعه و شناسایی عناصر کنودونتی برش کوه اوزون، ۲۳

عدد نمونه سنگی برداشته شد. با فرآوری کامل نمونه‌های

سنگ آهک و شناسایی عناصر کنودونتی در مجموع ۲ جنس و

۵ گونه و زیرگونه شناسایی شده است. با توجه به ارزش

چینه‌نگاری گونه‌ها، برش کوه اوزون به دو زیست‌زون تقسیم

شده است.

زیست‌زون بینابینی شماره ۱: - *Upper rhenana*

linguiformis biozone interval range zone

این زیست‌زون که دربردارنده نمونه‌های F.J.B.33 تا

F.J.B.35 است و ۱۵ متر ضخامت دارد، از سنگ آهک

دولومیتی تشکیل شده است. گونه‌های موجود در این

زیست‌زون عبارت‌اند از:

Icriodus alternatus alternatus, *Icriodus* sp.,
Polygnathus praepolitus, *Polygnathus* sp.

مرز زیرین این زون، اولین ظهور گونه کنودونتی

Polygnathus praepolitus و مرز بالایی، آخرین حضور گونه

کنودونتی *Icriodus alternatus alternatus* و *Polygnathus*

praepolitus را نشان می‌دهند که بنا بر گستره سنی Ji and

Ziegler 1993 معادل زیست‌زون‌های - *rhenana*

linguiformis است.

سن این زیست‌زون با توجه به گونه‌های کنودونتی همراه

و نبود گونه کنودونتی *Icriodus cornutus* فرازین در نظر

گرفته شده است (شکل ۳).

زیست‌چینه‌نگاری سازند خوش‌بیلاق در برش رباط‌قره‌بیل

برای مطالعه و شناسایی عناصر کنودونتی برش رباط‌قره‌بیل،

۱۹ عدد نمونه سنگی برداشته شد. با فرآوری کامل نمونه‌های

سنگ آهک و شناسایی عناصر کنودونتی در مجموع ۲ جنس و

۴ گونه و زیرگونه شناسایی شد. با توجه به ارزش چینه‌نگاری

گونه‌ها، برش رباط‌قره‌بیل یک زیست‌زون به شرح زیر دارد:

زیست‌زون بینابینی شماره ۱: - *Upper rhenana*

linguiformis biozone interval range zone

این زیست‌زون با ضخامت حدود ۸۰ متر دربردارنده

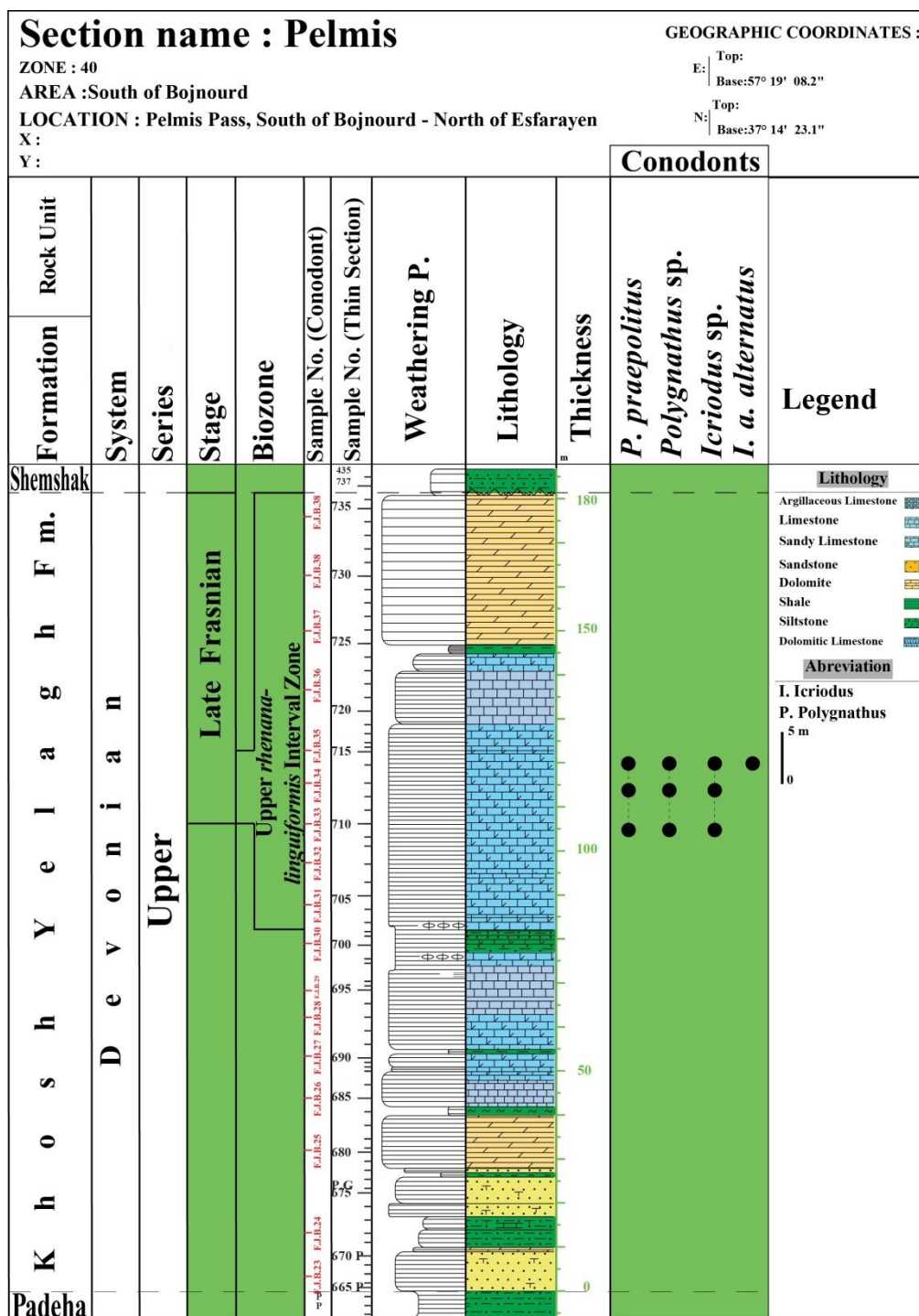
نمونه‌های F.J.B.48، F.J.B.49 و F.J.B.56 است که

سنگ‌شناسی آن از سنگ آهک متوسط‌لایه دارای افق‌های

نازک سیلتستونی و دولومیت تشکیل شده است. در انحلال

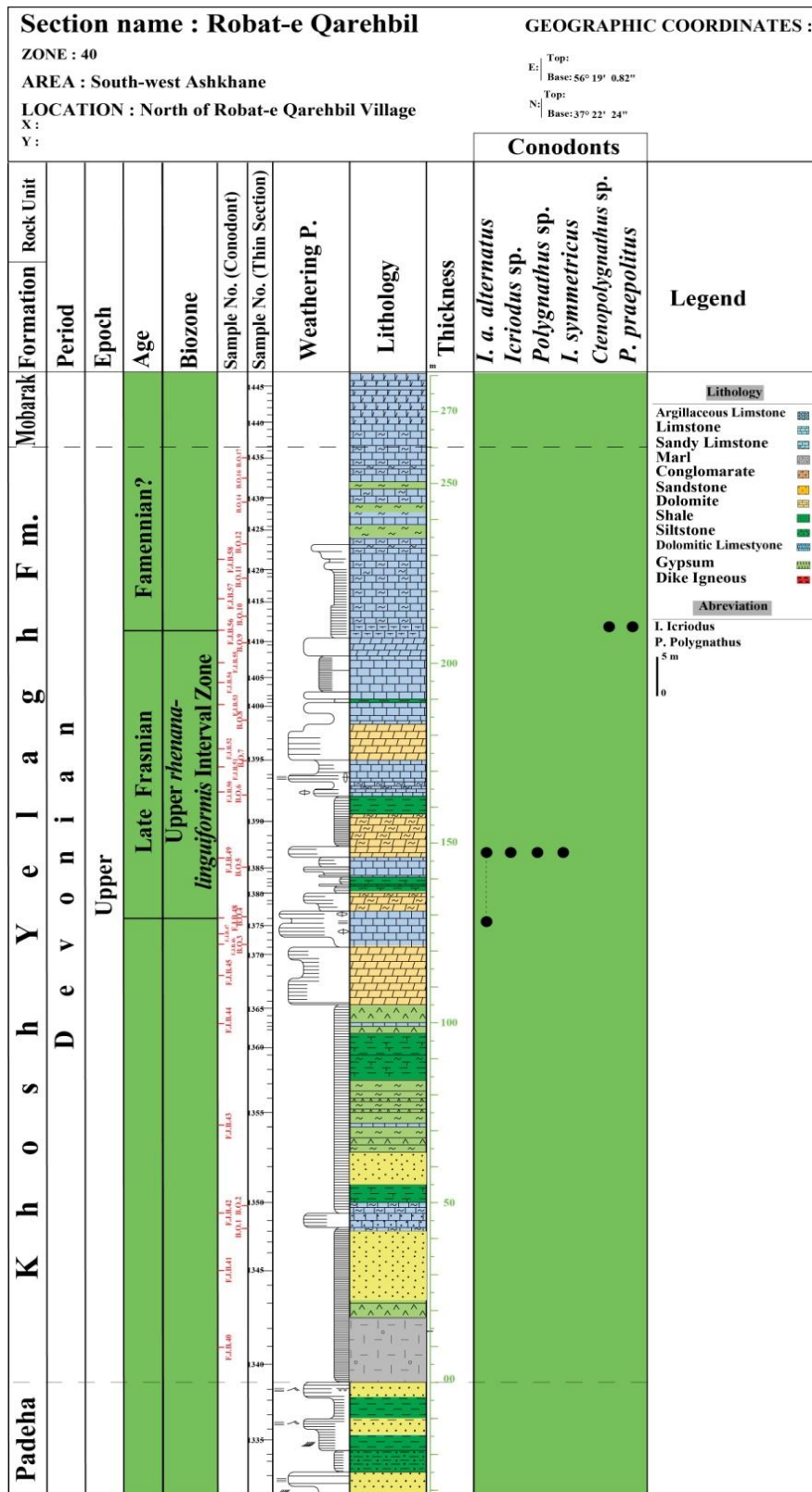
نمونه‌ها، عناصر کنودونتی شناسایی شده به صورت زیر است:

Icriodus alternatus alternatus, *Icriodus symmetricus*



شکل ۳- ستون چینه‌نگاری، نمودار گسترش قائم کنودونت‌ها و جایگاه زیست‌زون‌های شناسایی شده در برش گردنۀ پلمیس

Fig 3- The stratigraphic column of the Khoshyelagh Formation in the Pelmis stratigraphic section



شکل ۴- ستون چینه‌نگاری، نمودار گسترش قائم کنودنت‌ها و جایگاه زیست‌زون‌های شناسایی شده در برش رباط قره‌بیل

Fig 4- The stratigraphic column of the Khoshyeilagh Formation in the Robot-e Qarehbil stratigraphic section.

زیست‌زون با زیست‌زون *Upper rhenana - linguiformis* از اشکوب فرازین پسین پیوسته است. محدوده سنی این زیست‌زون برابر فامنین پیشین است (Sandberg and Dreesen 1984).

Icriodus cornutus یکی از گونه‌های شاخص شروع فامنین پیشین بوده است و مرز فرازین فامنین در قاعده لایه‌ای قرار می‌گیرد که گونه *Icriodus cornutus* برای اولین بار در آن ظاهر شده است (Klapper et al. 1993; Ziegler and Sandberg 2000)؛ (شکل ۵).

رخساره زیستی (Biofacies) کنودونتهای منطقه مطالعه شده

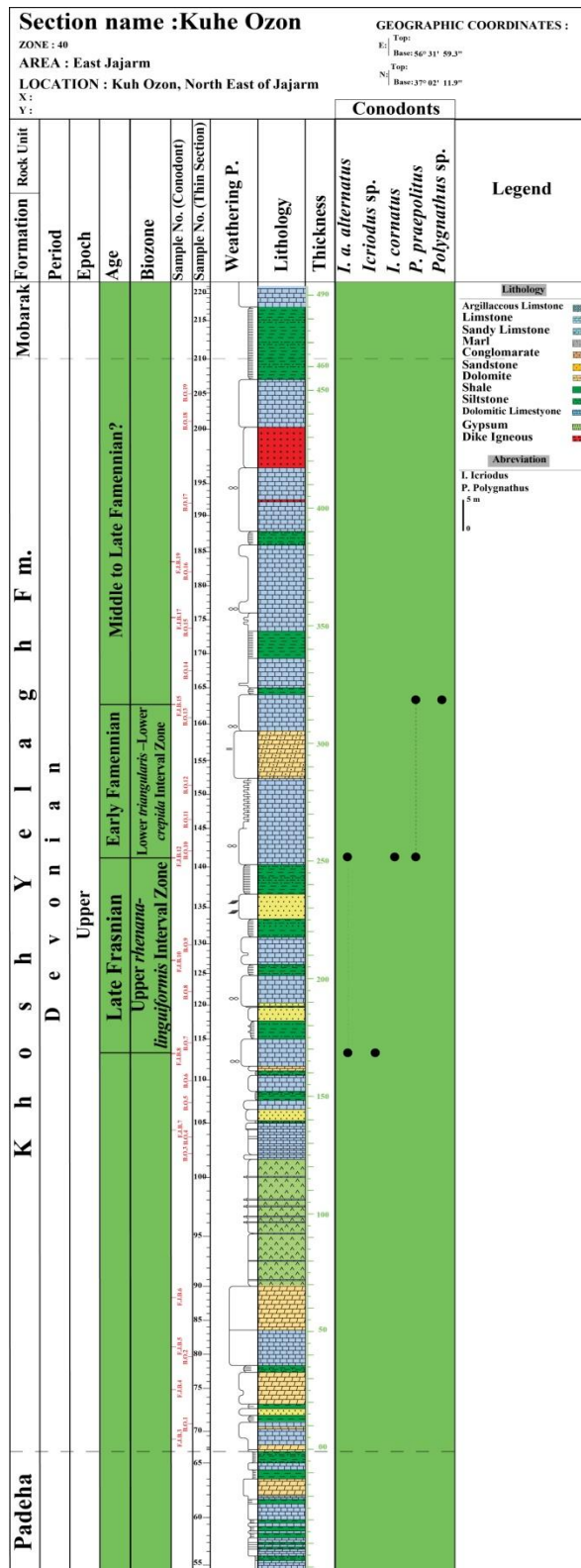
مهم‌ترین رخساره زیستی شناسایی شده در بخش کربناتی سازند خوش‌یلاق در مناطق مطالعه شده، رخساره زیستی *Icriodus - Polygnathus* است. این رخساره به محیط‌های کم‌عمق فلات قاره مربوط و بیشتر با دوکفه‌ای، براکیوپود، اکتینوید و تتاکولیتس همراه است. براساس مقاطع نازک که در بالا به آنها اشاره شده است، بخش‌هایی با رخساره زیستی *Icriodus - Polygnathus* رخساره سنگی تقریباً مشابهی دارند؛ به طوری که به ترتیب در برش پلمیس، رباط قره‌بیل و کوه اوزون، رخساره بایوکلاست اسپیکول پکستونی دریای باز نزدیک سد، آئید بایوکلاست گرینستونی محیط سد و بایوکلاست پکستونی تا گرینستونی دریای باز تا سدی دارند. در مجموع بیشتر رخساره سنگی در محدوده رخساره‌های زیستی، گرینستونی به محیط سد مربوط است. وجود اسپارایت نشان‌دهنده محیط پرانرژی در این رخساره‌ها و یک محیط سد بیوکلاستی (Shoal) است.

زیست‌زون بینابینی شماره ۱: *Upper rhenana - linguiformis biozone interval range zone*

این زیست‌زون با ضخامت ۸۰ متر شامل نمونه‌های F.J.B 8, F.J.B 10 و F.J.B 12 است که با واحدهای سنگی شیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک مشخص می‌شود. این زیست‌زون با ظهور گونه *Icriodus alternatus alternatus* آغاز می‌شود و با شروع اولین ظهور گونه *Icriodus cornutus* خاتمه می‌یابد. با توجه به عناصر کنودونتی اشاره شده، زیست‌زون Lower *rhenana - Upper rhenana* را می‌توان برای این بخش از برش چینه‌شناسی کوه اوزون در نظر گرفت (Ji and Ziegler 1993). با توجه به گونه‌های کنودونتی همراه و شروع گونه کنودونتی *Icriodus cornutus* در انتهای آن، سن این زیست‌زون فرازین پسین در نظر گرفته می‌شود (شکل ۵).

زیست‌زون بینابینی شماره ۲: *Lower triangularis - Lower crepida biozone interval range zone*

این زیست‌زون با ۷۰ متر ضخامت و شامل نمونه‌های F.J.B 12 و F.J.B 15، قسمت انتهایی از سازند خوش‌یلاق را دربرمی‌گیرد. رخساره سنگی این زیست‌زون از سنگ آهک و دولومیت تشکیل شده است و با ظهور گونه *Icriodus cornutus* به همراه گونه‌های *Polygnathus sp.*، *Icriodus sp.*، *Polygnathus praepolitus* شناسایی می‌شود. پیدایش گونه *Icriodus cornutus* نشان‌دهنده شروع زیست‌زون Middle *triangularis* است. مرز پایینی این زیست‌زون با نخستین پیدایش گونه *Icriodus cornutus* شناخته و مرز بالایی آن با ظهور گونه *Polygnathus praepolitus* مشخص می‌شود. براساس نظر Bultynck 2007 و Sandberg and Dreesen 1984 گونه *Icriodus cornutus* سنی برابر Middle *triangularis - Upper trachytera zones* دارد. مرز این



شکل ۵- ستون چینه‌نگاری، نمودار گسترش قائم کنودنت‌ها و جایگاه زیست‌زون‌های شناسایی شده در برش کوه اوزون

Fig 1- The stratigraphic column of the Khoshyeilagh Formation in the Kuhe Ozon stratigraphic section.

میان جنس *Polygnathus* در مقایسه با *Icriodus* محیط‌های کنودوتی یافت‌شده در این پژوهش در رسوبات فرازین-فامنین سازند خوش‌بیلاق از نوع جنس‌های *Polygnathus* و *Icriodus* بوده‌اند و این نوع کنودونت‌ها در زمان دونین پسین در محیط کم‌عمق زندگی می‌کرده‌اند و از سویی هیچ‌یک از جنس‌های شاخص ناحیه عمیق دریا نظیر *Palmatolepis* در برش‌های اشاره‌شده یافت نشده‌اند، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که حوضه رسوبی در مناطق مطالعه‌شده در زمان دونین پسین (فرازین-فامنین) شرایط یک حوضه کم‌عمق دریایی را داشته است؛ از سویی دیگر با توجه به کاهش فون‌های کنودوتی در قسمت‌های بالای سازند خوش‌بیلاق در نواحی مطالعه‌شده (برش کوه اوزون و رباط قره‌بیل) می‌توان آن را به افزایش نسبی عمق حوضه رسوبی و نبود شرایط مناسب برای زندگی کنودونت‌ها نسبت داد؛ همچنین رخساره‌های سنگی و کستون تا پکستونی اسپیکول‌دار دریای باز در بخش اشاره‌شده (قسمت‌های بالایی سازند) این موضوع را تأیید می‌کند.

با توجه به مطالب بیان‌شده، از آنجا که بیشتر فون‌های کنودوتی یافت‌شده در رسوبات فرازین-فامنین سازند خوش‌بیلاق از نوع جنس‌های *Polygnathus* و *Icriodus* بوده‌اند و این نوع کنودونت‌ها در زمان دونین پسین در محیط کم‌عمق زندگی می‌کرده‌اند و از سویی هیچ‌یک از جنس‌های شاخص ناحیه عمیق دریا نظیر *Palmatolepis* در برش‌های اشاره‌شده یافت نشده‌اند، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که حوضه رسوبی در مناطق مطالعه‌شده در زمان دونین پسین (فرازین-فامنین) شرایط یک حوضه کم‌عمق دریایی را داشته است؛ از سویی دیگر با توجه به کاهش فون‌های کنودوتی در قسمت‌های بالای سازند خوش‌بیلاق در نواحی مطالعه‌شده (برش کوه اوزون و رباط قره‌بیل) می‌توان آن را به افزایش نسبی عمق حوضه رسوبی و نبود شرایط مناسب برای زندگی کنودونت‌ها نسبت داد؛ همچنین رخساره‌های سنگی و کستون تا پکستونی اسپیکول‌دار دریای باز در بخش اشاره‌شده (قسمت‌های بالایی سازند) این موضوع را تأیید می‌کند.

دیرینه‌بوم‌شناسی کنودونت‌های منطقه مطالعه‌شده

به‌مثابه یک قانون کلی هرچه سرعت رسوب‌گذاری کمتر باشد، فراوانی کنودونت‌ها در سنگ بیشتر است. بعضی جنس‌ها مانند *Icriodus* به‌تنهایی در رخساره لیتورال یافت می‌شوند و به‌مثابه یک جنس شاخص ناحیه کم‌عمق دریا شناخته شده‌اند. کنودونت‌ها معمولاً در رسوبات حاصل از ارگانسیم‌های حساس به شوری به‌وفور دیده می‌شوند؛ به بیان دیگر تحمل‌کننده آب‌های لب‌شور هستند. در دونین پسین جنس‌های *Polygnathus* و *Icriodus* به‌مثابه کنودونت‌های آب‌های کم‌عمق و نزدیک به ریف شناخته می‌شوند که در این

Icriodus مشخص می‌شوند:

فرم‌های *Icriodus* در مناطق فلات قاره (ساب تایدال) و کم‌عمق فراوان هستند و با توجه به نسبت زیاد *Icriodus* به *Polygnathus* در بخش‌هایی از ستون قائم سازند خوش‌بیلاق این‌طور به نظر می‌رسد که آنها به محیط‌های کم‌عمق فلات قاره تعلق دارند. فرم‌های *Polygnathus* در محیط‌های ساب‌تایدال تا دریای باز زندگی می‌کرده‌اند؛ چنانچه با *Icriodus* مشاهده شوند، محیط زندگی آنها مناطق کم‌عمق فلات قاره در نظر گرفته می‌شود (Sandberg and Dreesen 1984).

PALEOTECTONIC SETTING	OFFSHORE	NEARSHORE	"BACKSHORE"						
	MUDDY OUTER SHELF	SANDY INNER SHELF	SHOAL	BACK-MOUND	TIDAL FLAT	BARRIER	TIDAL LAGOON	SABKHA	COASTAL PLAIN
CONODONT BIOFACIES	I Palmatolepid	II Palmatolepid-Polygnathid	III Polygnathid-"icriodid"	IV Polygnathid-Pelekysgnathid			VI, VIII, ? Scaphignathid, Pandorinellid, +?		
ICRIODONTID FAUNA	Rare Icriodus	Both Types of Pelekysgnathus (Transported)	Triple - Row Pelekysgnathus	Both Types of Pelekysgnathus (Indigenous)		Single - Row Pelekysgnathus		UNKNOWN	
ENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION									

شکل ۶- مدل رخساره‌ای زیستی کنودونت‌های دونین پسین برگرفته از Sandberg and Dreesen 1984.

Fig 6- The biofacies model of Devonian Conodonts (modified after Sandberg and Dreesen 1984)

تطابق زیست‌زون‌های کنودونتی برش‌های مطالعه‌شده

زیست‌زون بینابینی *Upper rhenana - linguiformis* biozone interval range zone در هر سه برش مطالعه‌شده شناسایی شده است و گونه‌های کنودونتی آنها کم و بیش شبیه یکدیگرند؛ بنابراین از نظر سنی بخش‌های پایینی تا میانی برش‌های مطالعه‌شده مشابه هم و متعلق به اشکوب فرازین پسین است؛ در نتیجه این بخش از سه برش از نظر سنی قابل تطابق زمانی هستند (پیوست ۱). زیست‌زون بینابینی *Lower triangularis - Lower crepida* Biozone interval range zone فقط در برش کوه اوزون شناسایی شده و در دو برش دیگر گزارش نشده است و قابل تطابق زمانی نیست. با توجه به حضور مجموعه کنودونتی بیان‌شده در برش گردنه پلمیس در زیست‌زون شماره یک و با عنایت به مشهودبودن شواهد خروج از آب در افق‌های بالایی و نیز نبود کنودونت‌های متعلق به فامنین، مانند گونه *Icriodus cornutus* که در برش کوه اوزون یافت شده است (زون شماره ۲)، به نظر می‌رسد در زمان فامنین برش گردنه پلمیس از آب بیرون بوده که باعث شده است لایه‌های جدیدتر به صورت دگرشیبی فرسایشی ته‌نشین شوند؛ از سوی دیگر شناسایی رخساره *Icriodus- polygnathid* در مناطق مطالعه‌شده نشان‌دهنده

کم‌عمق‌شدن شدید محیط رسوبی در مرز فرازین- فامنین است. با توجه به نبود گونه‌های کنودونتی نظیر *Palmatolepis polygnathid* به دلیل کاهش افت سطح آب دریا، شواهد مربوط به زمان فامنین در این مناطق با نمودار جهانی افت سطح آب دریا مطابقت دارد (Sandberg et al. 1988). با همه این شواهد به نظر می‌رسد در ابتدای فامنین محیط رسوب‌گذاری به حدی کم‌ژرفا شده بوده که حوضه رسوبی از آب خارج شده یا بسیار کم‌عمق شده بوده است؛ به گونه‌ای که فعالیت‌های آذرین یا دولومیت برجا گذاشته شده است؛ ولی در ادامه فامنین پیشین شرایط دریایی دوباره حاکم شده و فراوانی جامعه فسیلی رخساره بایوکلاست اسپیکول و کستون- پکستون را ایجاد کرده است. این مطالب خود تأییدکننده نظر Afshar-harb 1994 درباره عقب‌نشینی دریای دونین از سوی شمال شرق به طرف جنوب غرب بوده است؛ زیرا رسوبات مربوط به فامنین در برش گردنه پلمیس شناسایی نشده و ضخامت آن در برش رباط قره‌بیل حداقل است. ضخامت کمتر سازند خوش‌بیلاق در دو برش گردنه پلمیس و رباط قره‌بیل نسبت به برش کوه اوزون و برش الگو نیز تأییدکننده این نظر است.

مقایسه زیست‌زون‌های کنودونتی برش‌های مطالعه‌شده با

سایر نقاط ایران

زیست‌زون‌های کنودونت دونین پسین (فرازین) را Gholamalian et al. 2011 در برش هوتک (شمال کرمان)، Ashouri 2006 در سازند خوش‌بیلاق (شمال شرق ایران و ایران مرکزی)، Bahrami et al. 2014 در برش ساراشک (Sar-e-Ashk) ایران مرکزی و Abbasi et al. 2016 در نهشته‌های دونین (شمال غرب ایران) گزارش کرده‌اند. زیست‌زون‌های نسبت داده شده به فرازین - فامنین با ضخامتی از تناوب سنگ آهک و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های شیلی در برش هوتک واقع در شمال کرمان (Gholamalian et al. 2006)، کوه‌های شتری (Bahrami et al. 2011a) و در البرز شرقی، برش خوش‌بیلاق (Ashouri 2006) و در البرز غربی (Abbasi et al. 2016)، قابل مقایسه با زیست‌زون‌های شناسایی‌شده در برش‌های مطالعه‌شده‌اند. در کشور ترکیه، در شرق کوه‌های تورید، زیست‌زون‌های *Upper fasiovalis to punctata* و *Lower hassi - jamieae* برای واحدهای سنگی دونین (فرازین) و زیست‌زون‌های *expansa to presulcata, crepida triangularis* برای فامنین شناسایی کرده‌اند (Capkinoglu and Gedik 2000). این مؤلفان در شمال غرب ترکیه کنودونت‌های دونین پسین (فامنین) را با زیست‌زون *Lower expansa - Middle Ginter expansa* معرفی کرده‌اند؛ همچنین زون‌های مشابه را Ginter et al. 2011 از ارمنستان گزارش کرده‌اند. مقایسه زیست‌زون‌های منسوب به نهشته‌های دونین در منطقه مطالعه‌شده، ایران مرکزی، البرز غربی، ترکیه و ارمنستان نشان می‌دهد دریای دونین بسته به عمق رسوب‌گذاری گونه‌های کنودونتی متفاوتی دارد؛ به طوری که جنس‌های *Polygnathus*، *Icriodus* که نشان‌دهنده مناطق کم‌عمق دریایی هستند، در منطقه مطالعه‌شده یافت می‌شوند؛ ولی جنس‌های پلاژیک مناطق عمیق از جمله *Palmatolepis* و... پیدا نمی‌شوند (Sandberg and Dreesen 1984). لازم به یادآوری است که

جنس یادشده (جنس‌های پلاژیک مناطق عمیق) در رسوبات دونین پسین ایران کمیاب است و در بعضی مناطق اصلاً یافت نمی‌شود؛ با وجود این زیست‌زون‌بندی در ایران نیز بر مبنای استاندارد انجام می‌گیرد. مجموعه‌های فسیلی نام‌برده و نهشته‌های تبخیری موجود، همگی نشان‌دهنده آب‌وهوای گرم و استوایی در زمان ته‌نشین شدن این سازند هستند. با توجه به فسیل‌های به دست آمده در مناطق مطالعه‌شده و مقایسه آنها با حوضه‌های رسوبی ایران مرکزی و نیز کشورهای الجزایر، لیبی، مراکش، لهستان، روسیه و استرالیا می‌توان چنین نتیجه گرفت که ایران در زمان دونین بخشی از نواحی شمالی خشکی گندوانا را تشکیل می‌داده است.

نتیجه

از ۹۵ نمونه جمع‌آوری‌شده عناصر کنودونتی، ۷ گونه و زیرگونه از دو جنس *Icriodus* و *Polygnathus* به شرح زیر شناسایی شد:

Icriodus alternatus alternatus, *Icriodus symmetricus*, *Icriodus cornutus*, *Icriodus* sp., *Polygnathus praepolitus*, *Ctenopolygnathus* sp., *Polygnathus* sp.

مطالعه کنودونت‌ها نشان می‌دهد سازند خوش‌بیلاق با سنی از فرازین پسین تا فامنین پیشین، ۲ زیست‌زون کنودونتی دارد که به ترتیب شامل *Upper rhenana - Lower triangularis* با سن فرازین پسین و *Lower crepida* با سن فامنین پیشین هستند. براساس جنس‌های کنودونتی و فراوانی آنها زیست‌رخساره *Icriodus - Polygnathus* شناسایی شد؛ محیط تشکیل این رخساره‌ها در سازند خوش‌بیلاق، نواحی کم‌عمق و نزدیک به ریف شناسایی شد. براساس مطالعه مقاطع نازک بخش‌هایی با این رخساره زیستی، رخساره سنگی گریستونی مربوط به محیط سد بیوکلاستی دارند. مقایسه زیست‌رخساره منسوب به نهشته‌های دونین پسین در مناطق مطالعه‌شده نشان می‌دهد دریای دونین بسته به عمق رسوب‌گذاری، گونه‌های کنودونتی متفاوتی دارد؛ به طوری که جنس‌های نشان‌دهنده مناطق

- Northern Iran. Ph.D. Thesis, Petroleum Geology Section, Royal School of Mines, Imperial College, UK, 316 p.
- Ahmadzadeh Heravi M. 1983. Brachiopods and conodonts of south of Bojnurd and their stratigraphical results. Science Faculty, Tehran University. 45: 12-24.
- Ahmadzadeh-Heravi M. 1975. Brachiopods and conodonts of the sediments of south of Bojnord and the stratigraphic results of them, Journal of Faculty of Engineering (University of Tehran). 45: 20-35.
- Alavi-Naini M. 1972. Etude géologique de la region de Djam, Geological Survey of Iran. Report No. 23: 288p.
- Aghanabati A. 2004. The Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586p (in Persian).
- Aqanbati A. 2007. Geology of Iran, Publications of Geological Survey of Iran, 582p.
- Ashouri A.R. 2002. Palmatolepis (conodonta; Late Devonian) from the Tabas region, east Iran. Iranian International Journal of Science. 3: 187-220.
- Ashouri A.R. 2004. Late Devonian and Middle-Late Devonian conodonts from eastern and northern Iran. Revista española de micropaleontología. 3: 355-365.
- Ashouri A.R. 2006. Icriodus and Polygnathus (conodonts) from the Late Devonian of eastern Iran and Middle-Late Devonian of northern Iran. Iranian International Journal of Science. 32 (2) 39-67.
- Assilian-Mahabadi H. 1995. Petrology and sedimentology of the Khoshyeilagh Formation (Late Devonian) in Jajarm and Robat-e Qarabil areas (Koppeh Dagh Basin). Exploration directorit of national Iranian oil company, Unpublished report No.1819, 143p.
- Bahrami A. Corradini C. and Yazdi M. 2011a. Conodont biostratigraphy across the Devonian-Carboniferous boundary in the Shotori Range, Tabas area, central east Iran Microplate. Bollettino della Società Paleontologica Italiana. 50: 35-53.
- Bahrami A. Gholamalian H. Corradini C. and Yazdi M. 2011b. Upper Devonian conodont biostratigraphy of Shams Abad section, Kerman, Iran. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 117: 199-209.
- Bahrami A. Corradini C. Over D.J. and Yazdi M. 2013. Conodont biostratigraphy of the Upper Frasnian-Lower Famennian transitional deposits in the Shotori Range, Tabas area, Central-East Iran Microplate. Bulletin of Geosciences. 88: 369-388.
- Bahrami A. Zamani F. Corradini C. Yazdi M. and Ameri H. 2014. Late Devonian (Frasnian) conodonts from the Bahram Formation in the Sar-e-Ashk Section, Kerman Province, Central-East Iran Microplate. Bollettino della Società Paleontologica Italiana. 53 (3): 179-188.
- Bozorgnia F. 1973. Paleozoic Foraminifera Northern Iran. Ph.D. Thesis, Petroleum Geology Section, Royal School of Mines, Imperial College, UK, 316 p.
- کرم عمق دریایی در مناطق مطالعه‌شده یافت می‌شوند، ولی جنس‌های پلاژیک مناطق عمیق وجود ندارند. کاهش فون‌های کنودونتی در قسمت‌های بالای سازند خوش‌بیلاق در نواحی مطالعه‌شده (برش کوه اوزون و رباط قره‌بیل) را می‌توان به افزایش عمق حوضه رسوبی و نبود شرایط مناسب برای زندگی کنودونت‌های شناسایی‌شده در قسمت قاعده (Icriodus – Polygnathus) نسبت داد؛ همچنین رخساره‌های سنگی وکستون تا پکستونی اسپیکول‌دار دریایی باز در بخش اشاره‌شده (قسمت‌های بالایی سازند) این موضوع را تأیید می‌کند.
- با توجه به کنودونت‌های به‌دست‌آمده از مناطق مطالعه‌شده و مقایسه آنها با حوضه‌های رسوبی گندوانا در نواحی استرالیا این نتیجه به دست می‌آید که ایران در زمان دونین بخشی از نواحی شمالی خشکی گندوانا را تشکیل می‌داده است. نهشته‌های رسوبی دونین در ایران از نظر سنگ‌شناسی رخساره‌های متفاوتی دارد که بایستی در اقلیم‌های تکتونیک‌ی مختلفی تشکیل شده باشند. گفتنی است تغییرات شدید ضخامت رسوبات و همچنین تغییر نوع آنها را در ستون قائم باید در پیوند با عملکرد گسل‌های مختلف قائم و در نتیجه تشکیل محیط‌های رسوبی بالآمده و فروافتاده از نوع هورست و گراین دانست.

سپاسگزاری

این کار پژوهشی با حمایت دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات و شرکت ملی نفت ایران انجام شده است. نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از همه زحمات کارکنان در این واحدها تقدیر و تشکر کنند.

References

- Abbasi S. Hamdi B. and Majidifard M. 2016. Biostratigraphy of Devonian successions in Illanghareh, Illanlu and Pir-Eshag sections, North West Iran, based on conodonts. Journal of Geoscience. 25 (99): 209-226.
- Afshar-harb A. 1994. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of Kopet-Dagh region,



- Devonian conodonts from the Hojedk section, Kerman Province, Southeastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 114: 179-189.
- Gholamalian H. Hosseini-Nezhad S. Khosravi Z. Turkzadeh and Mahani I. 2011. Late Devonian Conodonts from Baghin Section West of Kerman. *Journal of Geoscience*, 21 (81): 151-158.
- Ginter M. Hairopetian V. and Grigorian A. 2011. Chondrichthyan microfossils from the Famennian and Tournaisian of Armenia. *Acta Geologica Polonica*. 61 (2): 153-173.
- Gischler E. and Lomando A.J. 2005. Offshore sedimentary facies of a modern carbonate ramp, Kuwait, northwestern Arabian-Persian Gulf. *Facies*, 50 (3): 443-462.
- Gradstein F.M. Ogg J.G. and Smith A.G. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 589p.
- Hamdi B. and Janvier P. 1981. Some conodonts and fish remains from Lower Devonian, northeast of Shahrud, Iran Geological Survey of Iran, Report 49, 195-213.
- House M.R. Becker R.T. Feist R. Girard C. and Klapper G. 2000. The Frasnian-Famennian boundary GSSP at Coumiac, southern France. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 225: 59-75.
- Jafarbeigloo F. Majidifard M.R. Hamdi B. Asghari A. and Arian M. 2020. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Khoshyeilagh Formation in Bojnourd and Jajarm (NE Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences*. 29, 853-877.
- Ji Q. and Ziegler W. 1993. The Lali section: an excellent reference section for Late Devonian in south China. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 157: 1-183.
- Klapper G. Feist R. Becker R.T. and House M.R. 1993. Definition of the Frasnian-Famennian stage boundary. *Episodes*. 16: 433-441.
- Lasemi Y. 1995. Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dagh Basin, NE Iran-facies, palaeoenvironments and sequences. *Sedimentary Geology*. 99 (3-4): 151-164.
- Mazaheri J. 1999. Geological map of Bojnourd (1:100,000), Sheet 7463. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Miall A.D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*: Springer-Verlag, p. 582
- Nabavi M.H. 1976. An introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran, 109 p. (In Persian).
- Ovnatanova N.S. and Kononova L.I. 2001. Conodonts and Upper Devonian (Frasnian) biostratigraphy of central regions of Russian platform. *Courier Biostratigraphy of Central and East-Alborz Mountains, Iran*: Nation Iranian oil Company, Geological Laboratories, Publication. No. 4, 185p.
- Brice D. Lafuste J. Lapparent A.F. de Pillet J. and Yassini I. 1974. Etude de deux gisements paleozoiques (Silurien et Devonien) de l'Elbourz oriental (Iran). *Annales de la Société géologique du Nord, Lille*. 93: 177-218.
- Bultynck P. 2007. Limitations on the application of the Devonian standard conodont zonation. *Geological Quarterly*. 51 (4): 339-344.
- Burchette T.P. and Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*. 79: 3-57.
- Capkinoglu S. and Gedik I. 2000. Late Devonian conodont fauna of the Gumusali Formation, the eastern Taurides, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 9: 69-89.
- Da Silva A.C. and Boulvain F. 2006. Upper Devonian carbonate platform correlations and sea level variations recorded in magnetic susceptibility. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 240: 373-388.
- Elrick M. and Read J. 1991. Cyclic ramp to basin carbonate deposits, Lower Mississippian, Wyoming and Montana, *Journal of Sedimentary Petrology*. 61: 1194-1224.
- Flügel E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Berlin, Springer, 996 p.
- Ghavidel-Syooki M. and Owens B. 2007. Palynostratigraphy and palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilagh and Mobarak formations in the eastern Alborz Range (Kopet-Dagh region), northeastern Iran. *Revue de Micropaleontology*. 50 (1): 129-144.
- Ghavidel-Syooki M. Álvaro J.J. Popov L.E. Ghobadi Pour M. Ehsani M.H. and Suyarkova A. 2011. Stratigraphic evidence for the Hirnantian (latest Ordovician) glaciation in the Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 307: 1-16.
- Gholamalian H. 2006. Biostratigraphy of Late Devonian sequence in Hutk section (north of Kerman) based on conodonts. *Journal of Geoscience*. 15 (59): 94-101.
- Gholamalian H. 2007. Conodont biostratigraphy of the Frasnian-Famennian boundary in the Esfahan and Tabas areas, central Iran. *Geological Quarterly*. 51: 453-476.
- Gholamalian H. Hairapetian V. Barfehei N. Mangelian S. and Faridi P. 2013. Givetian-Frasnian boundary conodonts from Kerman Province, Central Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. 119: 133-146.
- Gholamalian H. and Kebriaei M.R. 2008. Late

- Devonian-Carboniferous boundary in central Iran (Ghale-kalaghu, Howz-e-Dorah 1 and Howz-e-Dorah 2 sections) in comparison to the sections of European Alp basin and their relation with the Hangenberg bioevent. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*. 28 (4): 59-80.
- Ziegler W. and Sandberg C.A. 1990. Late Devonian standard conodont zonation. In: Ziegler W. (Ed.), *First International Senckenberg Conference and 5th European conodont Symposium Contribution (ECOS V)*. *Cour. Forsch. Senck.* 121: 1-115.
- Ziegler W. and Sandberg C.A. 2000. Utility of palmatolepids and icriodontids in recognizing Upper Devonian series, stages and possible sub stage boundaries. *Cour. Forsch. Senck.* 225: 335-337.
- Ziegler W. 1973. *Catalogue of Conodonts*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 404p.
- Ziegler W. 1975. *Catalogue of Conodonts*. Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 404 p.
- Ziegler W. 1981. *Catalogue of Conodonts*. Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 445 p.
- Forschungsinstitut Senckenberg. 233: 1-115.
- Reineck H.E. and Singh I. B. 1986. *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics, Second, Revised and Updated Edition Corrected Second Printing*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 551 p.
- Purser B. H. (1973). Sedimentation around bathymetric highs in the southern Persian Gulf. In *The Persian Gulf*. Springer, Berlin, Heidelberg, 420p.
- Sandberg C. A. Ziegler, W. Dreesen R. and Butler, J. L. (1988). Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. In *Global catastrophes in earth history: an interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*, 673p.
- Sandberg C.A. and Dreesen R. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. *Geological Society of America (Special Paper)*, 196: 143-178.
- Sandberg C.A. and Ziegler W. 1979. Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian styriacus Zone, United State and Germany. *Geologica et Palaeontologica*. 13: 173-212.
- Salamati R. Shafiel A. and Karimi H. 2001. Geological map of Robat-e Qarabil (1:100,000), Sheet 7263. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Soheily M. and Sahandi M.R. 1999. Geological map of Sankhast (1:100,000), Sheet 7363. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Stocklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*. 52 (7): 1229-1258.
- Sweet W.C. 1988. The Conodonta: morphology, taxonomy paleoecology, and evolutionary history of a long-extinct animal phylum. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*. 10: 212-229.
- Tucker M.E. and Wright V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, 404 p.
- Weddige K. 1984a. Externally controlled Late Paleozoic events of the Iran Plate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*. 168: 278-286.
- Weddige K. 1984b. Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Devons und Karbons von NE Iran. *Senckenbergiana Lethaea*, 65:179-223.
- Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. and Karimi Bavandpur A. 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, Part I. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*. 55: 31-97.
- Xiao W. Huang B. Han C. Sun S. and Li J. 2010. A review of the western part of the Altai: a key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Research*. 18: 253-273.
- Yazdi M. and Bahrami A. 2013. Conodont biofacies of

