



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 34, Issue 4, No. 73, Winter 2019
pp. 57-82
Received: 05.08.2018 Accepted: 28.01.2019

Reappraisal of lithology and depositional environment of carbonate-siliciclastic succession of the Pabdeh Formation in SE Ilam Province, W Iran

Zahra Hosseini Asgarabadi

Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran

Hassan Mohseni*

Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran

Saeed Khodabakhsh

Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran

Effat Pasban

Ph.D. Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran.

** Corresponding author, e-mail: mohseni@basu.ac.ir*

Abstract

The Pabdeh Formation (Paleocene–Oligocene) is located in the Zagros foreland basin. This formation was well appreciated as a source rock and somehow a potential reservoir particularly in the Dezful Embayment. Although it has been less appreciated due to overwhelming fine grained lithology in the majority of the Zagros basin. Microfacies analysis and depositional environment of the Pabdeh Formation was studied by examining 500 samples collected from three surface sections namely Malekshahi, Gandab and Pirmohammad, which are located around the Malekshahi city. Based on petrography, proportional abundance of foraminifera and other constituents, texture and microfacies characterizes, eight facies associations were recognized which were deposited in three facies belts on a ramp. As a whole, the Pabdeh Formation comprises marl and limestone beds. Based on geochemical analysis (calcareous and XRF analysis), the marl lithofacies was established, although it was literally described as shale. Wet chemical oxidation method was employed to determine the organic matter content of some selected samples, which revealed relatively higher organic matter content in marlstones.

Keywords: Depositional Environment, Marl-Limestone Rhythmites, Pabdeh Formation, Zagros basin

Introduction

A mixed carbonate-clastic system may develop, once clastic input exerted into a ramp environment. Such intervals are defined with shale, sandstone and carbonate beds (Tucker 2003). Marl could deposited instead of shale, if the clastic input are limited (Holland 1993). Periods of clastic input in such environments are probably linked to sea-level changes. In present research, the Pabdeh Formation is proposed as a typical carbonate-clastic sedimentation, which was deposited during Paleocene–Oligocene in the Zagros foreland basin. The Zagros basin comprises a thick sedimentary succession over the Precambrian basement (Alavi 2004). The basin was a part of Gondwana supercontinent during Paleozoic which was bordered by Paleotethys in the north, a passive margin during Mesozoic and a convergent orogenic belt in Cenozoic (Bahroudi and Koyi 2004; Sepehr and Cosgrove 2004). The Neotethys was initiated since Late Triassic between Iran and the Arabian plate (Berberian and King 1981; Sepehr and Cosgrove 2004), and ceased during late Cretaceous due converging movement of subducting Arabian Plate beneath the Iran sub-plate (Berberian and King 1981; Stoneley 1981; Berberian 1995). Continental collision in Cenozoic led to the formation a Zagros fold-thrust belt and foreland basin where since Late

Cretaceous onward, sedimentation continued without any major break. The succession includes the Gurpi (shale and marl), Amiran (siltstone, sandstone, limestone and conglomerate), Pabdeh (argillaceous limestone, shale and marl), Taleh Zang (limestone), Kashkan (siltstone, sandstone and conglomerate), Shabbazan (dolomitic limestone and dolostone), Asmari (limestone), Gachsaran (anhydrite, marl and limestone) and Aghajari formations (calcareous sandstone, siltstone and sandstone) (James and Wynd 1965). During Paleocene–Eocene the argillaceous limestone and pelagic marls of the Pabdeh Formation were deposited in the middle part of the Zagros basin in a ramp setting (intraself basin) (Motiei 1993; Mohseni et al. 2011). The Pabdeh Formation was subject of numerous researches since it is considered as a potential source interval. For example Mohseni et al. (2011) utilized trace fossils for interpreting the depositional environment and recognizing turbidity currents (Mohseni and Al-Asam 2004; Khodabakhsh et al. 2009; Mohseni et al. 2011). Khavari et al. (2014) and Senemari (2018) examined the nanostratigraphy and paleoecology of the Pabdeh Formation. This formation is well defined by the purple shale member at the base with Gurpi Formation and conformably underlies by the Asmari Formation (Motiei 1993)

and laterally passes into the Kashkan and Shahbazan formations (Alavi 2004). Although James and Wynd (1965) described the Pabdeh Formation as shale interval with subordinate limestone beds, recent studies revealed a major part of this formation includes limestones which were deposited in ramp setting (Mohseni 2003; Behbahani 2006). Since a major part of the so called shales beds are recognized here as marls, the main goal of this research is examining microfacies, depositional environment and petrographic reappraisal of the formation in three selected surface sections around the Malekshahi County using geochemical approaches.

Materials and Methods

Microfacies analysis and depositional environment of the Pabdeh Formation was studied by examining 500 samples collected from three surface sections namely Malekshahi, Gandab and Pirmohammad, which are located around the Malekshahi city (southeast Ilam Province, the Zagros basin; Iran). Petrographic investigations of the rhythmites was performed by using polarizing microscope (Zeiss, Axioscope, 40) on three intervals comprising pronounced rhythms. The nomenclatures of lithofacies are based on Dunham (1962) and Pettijohn (1987). Element composition was measured by S4 Explorer/ x-ray Spectrometry-Bruker (WD XRF) in XRF analysis laboratory at Yazd University. The carbonate content ($= \text{CaCO}_3\%$) were determined by titration method (Carver, 1971). The organic matter content was determined via wet chemical oxidation (by hydrogen peroxide) (Lewis and McConchie 1994).

Discussion of Results and Conclusions

As a whole, the Pabdeh Formation comprises marl and limestone beds. Distinction between marl/limy marl and limestone beds was done based on geochemical analysis (calcimetry and XRF analysis). Although marl lithofacies was literally described as shale. Wet chemical oxidation method was employed to determine the organic matter content of some selected samples, which revealed relatively higher organic matter content in marlstones. Based on petrography, proportional abundance of foraminifera and other constituents, texture and microfacies characterizes, three micro/lithofacies associations were recognized within the selected rhythms which were deposited in three facies belts on a carbonate ramp environment:

A) Inner Ramp, include the following microfacies (MF):

MF A1- Bioclastic mudstone with extraclast and quartz

MF A2- Oncoid bioclastic wackestone-packstone

MF A3- Ooid packstone

B) Middle Ramp, include the following microfacies and lithofacies (LF):

MF B1- Algal bioclastic packstone

MF B2- Bioclastic mudstone-packstone with benthic foraminifera and echinoderm

LF B3- Marl/calcareous marl lithofacies

C) Outer Ramp, include the following microfacies and lithofacies (LF):

MF C1- Bioclastic mudstone-packstone with planktonic foraminifera and glauconite

LF C2- Marl/calcareous marl lithofacies

Two lithofacies (LF C2 and B3) alternate with the recognized limestone microfacies (as described above) resulting two cycle types:

1- Alternation of LFC2 with microfacies type C (LF C-MF C cycle)

2- Alternation of LFB3 with microfacies type B (LF B-MF B cycle)

Sedimentation in the ramp environment may be affected by clastic input (mainly as event deposits). In some cases, more than 90% of basins was filled by these evenest (i.e. tempestite/turbidites; Colombie et al., 2012). The cyclic (=rhythmite) deposition of micro/lithofacies in the study area indicate two depositional mechanisms: 1) background in-situ sedimentation (carbonate facies), 2) fine clastics transported by traction currents from shallow-marine that dumped siliciclastics into the deep-marine. The latter mechanism show characters of event deposits as it was reported by Khodabakhsh et al. (2009) and Mohseni et al. (2011).

Limestone-marl alternations in the Pabdeh Formation was possibly controlled by periodic fluctuations in siliciclastic input by shallow-water derived currents (probably turbidity currents). The trace fossils of Zoophycos group are normally associated with turbidites and debris flows in ramp environments. Frequent occurrences of such trace fossils in the study area could be assigned to event deposits.

This study revealed the Pabdeh Formation comprise 8 microfacies deposited in a carbonate ramp. The Zoophycos trace fossil displaying an evolutionary change in acceding order which suggest shift from more calm water setting toward relatively agitated condition upward throughout the formation. Marlstone lithofacies is consistently distributed throughout the whole section, which was described literally as shale beds. Relatively more Al_2O_3 content of marlstones in compare to limestone beds could imply more clastic input during deposition of these beds.

بازنگری سنگ‌شناسی و بررسی محیط رسوب‌گذاری توالی کربناته- آواری سازند پابده در جنوب شرق استان ایلام، غرب ایران

سیده زهرا حسینی عسگرآبادی، دانشجوی دکتری زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

حسن محسنی، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران*

سعید خدابخش، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

عفت پاسبان، دکتری زمین‌شناسی گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

سازند پابده به سن پالئوسن- الیگوسن در حوضه پیش‌بوم زاگرس واقع است و از نظر سنگ مخزن و منشأ اهمیت دارد و از این دیدگاه به‌ویژه در فروافتادگی دزفول موردتوجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است؛ هرچند به‌علت ریزدانه‌بودن، در بسیاری از بخش‌های حوضه زاگرس کمتر بررسی شده است. این سازند از مارن و سنگ‌آهک تشکیل شده است. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری سازند پابده بر اساس ۵۰۰ نمونه جمع‌آوری‌شده از سه برش ملک‌شاهی، پیرمحمد و گنداب در پیرامون شهرستان ملک‌شاهی انجام شد. بر اساس مطالعه‌های پتروگرافی، فراوانی و توزیع روزن‌بران و دیگر اجزای موجود و بررسی ویژگی‌های بافتی و ریزرخساره‌ای، هشت گروه ریزرخساره‌ای مربوط به محیط رمپ شامل رمپ درونی، رمپ میانی و رمپ بیرونی تشخیص داده شدند. بر اساس نتایج ژئوشیمیایی کربنات‌سنجی و فلورسانس اشعه ایکس (برای اکسیدهای عناصر سیلیسیوم، آلومینیوم و کلسیم)، رخساره سنگی مارن که در مطالعه‌های پیشین به‌عنوان شیل در این سازند معرفی شده بود، تشخیص داده و تأیید شد. تعیین مقدار ماده آلی به روش اکسیداسیون شیمیایی تر برای برخی از نمونه‌های بررسی‌شده نیز نشان داد نمونه‌های مارنی درصد بیشتری از ماده آلی نسبت به سنگ‌آهک‌ها دارند.

واژه‌های کلیدی: محیط رسوب‌گذاری، ریزرخساره، سازند پابده، ایلام، زاگرس

Email: mohseni@basu.ac.ir

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۸۸۱۳۱۰۳۸

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.

Doi: [10.22108/jssr.2019.112377.1065](https://doi.org/10.22108/jssr.2019.112377.1065)

مقدمه

هنگامی که محیط رمپ در معرض ورود مواد آواری قرار گیرد، سیستم رسوبی کربناته- آواری شکل می‌گیرد؛ این توالی‌ها با لایه‌های شیل، ماسه‌سنگ و کربنات مشخص می‌شوند (Tucker 2003). در مناطقی که میزان ورود رسوب آواری محدود باشد، ممکن است رخساره‌های سنگی مارن به‌جای شیل ته‌نشین شوند (Holland 1993)؛ دوره‌های ورود رسوبات آواری در چنین محیط‌هایی احتمالاً با تغییرات سطح آب دریا مرتبط است. پژوهش حاضر، سازند پابده را الگویی از شرایط ته‌نشست کربناته- آواری معرفی می‌کند. سازند پابده به سن پالئوسن- الیگوسن در حوضه پیش‌بوم زاگرس قرار دارد و این حوضه شامل توالی رسوبی ضخیمی است که پی‌سنگ پرکامبرین را می‌پوشاند (Alavi 2004). حوضه زاگرس در پالئوزوئیک، بخشی از ابرقاره گندوانا و در مزوزوئیک، حاشیه‌ای غیرفعال و در سنوزوئیک، کوه‌زایی همگرا بوده است (Bahroudi and Koyi 2004; Sepehr and Cosgrove 2004). در پالئوزوئیک، ایران بخشی از حاشیه غیرفعال گندوانا بوده که اقیانوس پالئوتتیس در شمال آن قرار داشته است (Berberian and King 1981; Sepehr and Cosgrove 2004). اقیانوس نئوتتیس در تریاس پسین (late Triassic) بین ایران و عربستان باز (Berberian and King 1981; Sepehr and Cosgrove 2004) و در کرتاسه پایانی (late Cretaceous) به‌علت همگرایی و فرورانش (در جهت شمال- شرق) پلیت عربی به زیر خردصفحه (sub-plate) ایران بسته شده است (Stoneley 1981; Berberian and King 1981; Berberian 1995). در سنوزوئیک، برخورد قاره- قاره باعث تشکیل کمربند چین‌خورده- روراندۀ زاگرس و تشکیل حوضه پیش‌بوم زاگرس شده که رسوب‌گذاری در آن

به‌طور پیوسته از کرتاسه پسین تا میوسن انجام شده است. این توالی رسوبی شامل سازندهای گورپی (مارن و شیل)، امیران (سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک و کنگلومرا)، پابده (سنگ‌آهک آرژیلیتی، مارن و شیل)، تله‌زنگ (سنگ‌آهک)، کشکان (سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا)، شهبازان (سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت)، آسماری (سنگ‌آهک)، گچساران (انیدریت، مارن و سنگ‌آهک) و آغاجاری (ماسه‌سنگ آهکی، سیلت‌سنگ و ماسه‌سنگ) است (James and Wynd 1965). در پالئوسن و ائوسن، سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی و مارن‌های پلاژیک سازند پابده در بخش میانی حوضه زاگرس (Motiei 1993) و در محیط رمپ (در حوضه درون شلف) نهشته شده‌اند (Mohseni et al. 2011).

سازند پابده، یکی از سنگ‌های منشأ نفت در زاگرس، توجه بسیاری از زمین‌شناسان را از دیرباز به خود جلب کرده است؛ ازجمله پژوهش‌های انجام‌شده درباره این سازند عبارتند از: کاربرد اثرفسیل در تعیین شرایط محیط رسوب‌گذاری (Mohseni et al. 2011)، شرایط جریان‌های توریدیتی در ته‌نشست رسوبات این سازند (Mohseni and Al-Asam 2004; Khodabakhsh et al. 2009; Mohseni et al. 2011) و استفاده از نانوآستراتیگرافی و پالئوکولوژی سازند پابده در تعیین شرایط آب‌وهوایی زمان ته‌نشست این سازند (Khavari et al. 2014; Senemari 2018). سازند پابده در برش الگو ستمبرایی بیش از ۷۹۸ متر دارد (James and Wynd 1965)؛ مرز زیرین آن با شیل ارغوانی سازند گورپی مشخص شده و مرز بالایی آن با سازند آسماری تدریجی و هم‌ساز است. سازند پابده در فارس، خوزستان و لرستان بیشترین گسترش را دارد (Motiei 1993) و به‌طور جانبی به‌سوی شرق (لرستان) به سازندهای کشکان و شهبازان تبدیل می‌شود (Alavi 2004).

کیلومتری شهرستان ملک‌شاهی با هدف بررسی تغییرات عرضی (جانبی) و طولی محیط رسوب‌گذاری بررسی شدند (جدول ۱ و شکل ۱). شکل ۲ نقشه گسترش سطحی سازند پابده در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد؛ این نقشه ساده‌شده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کبیرکوه (Macleod 1970)، کوه ورزین (Macleod and Roohi 1970)، مهران (Macleod and Roohi 1970)، پلدختر (Takin et al. 1970) و نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ دهلران (Fakhari 1993) است. در شکل ۳ برخی تصاویر صحرایی مربوط به سازند پابده در منطقه مورد مطالعه آورده شده است.

جدول ۱- مختصات جغرافیایی و ستبرای برش‌های مطالعه‌شده

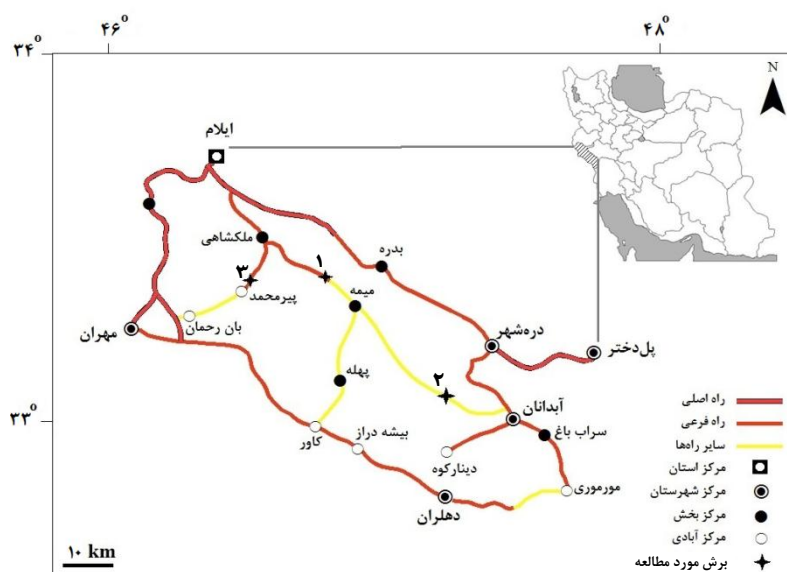
برش مطالعه‌شده	مختصات جغرافیایی قاعده برش	ستبرای (متر)
ملک‌شاهی	N۳۳° ۱۷' ۳۴/۸" E۴۶° ۵۰' ۵۳/۸۹"	۴۸۳
گنداب	N۳۳° ۳' ۱۷/۶۷" E۴۷° ۱۶' ۴۴/۴۰"	۳۳۴
پیرمحمد	N۳۳° ۱۷' ۳۱/۱۵" E۴۶° ۳۳' ۲۹/۸۰"	۲۳۵

نخستین بار در سال ۱۹۶۵، James و Wynd این سازند را سازندی شیلی با یک واحد کربناته در بخش میانی معرفی کردند. پژوهش‌های بعدی (Behbahani 2006; Mohseni 2003) نشان دادند بخش درخور توجهی از این سازند را سنگ‌آهک ته‌نشین‌شده در محیط رمپ تشکیل می‌دهد. پژوهش حاضر نشان می‌دهد واحدهایی که پیش از این به‌عنوان شیل در این سازند توصیف شده‌اند، درحقیقت مارن هستند؛ موضوع یادشده بازنگری در محیط رسوب‌گذاری این سازند را طلب می‌کند.

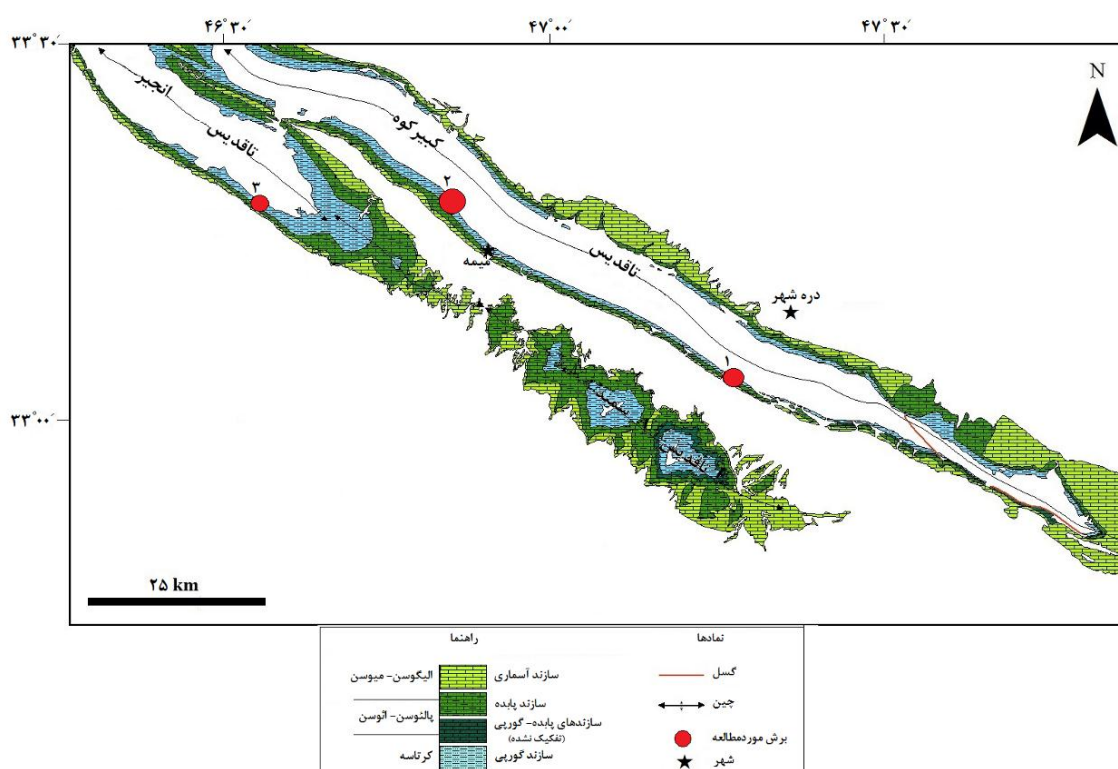
هدف پژوهش حاضر، بررسی ریزرخساره‌ها، تفسیر محیط رسوب‌گذاری و بازنگری سنگ‌شناسی (با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی) سازند پابده در سه برش ملک‌شاهی، پیرمحمد و گنداب در جنوب‌شرق استان ایلام، پیرامون شهرستان ملک‌شاهی است که تاکنون به آن پرداخته نشده است.

موقعیت جغرافیایی برش‌های مطالعه‌شده

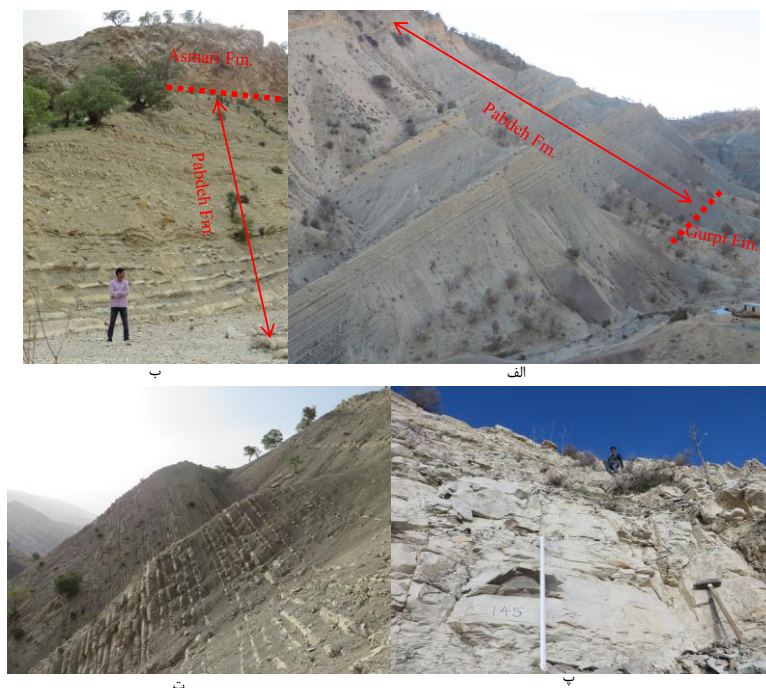
منطقه مطالعه‌شده در دامنه جنوبی کبیرکوه (با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق) واقع در جنوب‌شرقی استان ایلام قرار دارد. در پژوهش حاضر، برش ملک‌شاهی واقع در ۳۰ کیلومتری شهر ایلام، برش پیرمحمد واقع در ۱۵ کیلومتری شهرستان ملک‌شاهی و برش گنداب در ۵۰



شکل ۱- نقشه راه‌های دسترسی به برش‌های مطالعه‌شده در استان ایلام؛ شماره ۱. برش گنداب، شماره ۲. برش ملک‌شاهی، شماره ۳. برش پیرمحمد را نشان می‌دهد.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی پراکندگی سطحی سازند پابده در برش‌های مطالعه‌شده (برگرفته از Macleod 1970؛ Macleod and Roohi 1970، 1972؛ Takin et al. 1970؛ Fakhari 1993)؛ شماره‌های ۱، ۲ و ۳ به ترتیب برش‌های گنداب، ملک‌شاهی و پیرمحمد را نشان می‌دهند.



شکل ۳- تصاویر صحرایی سازند پابده در منطقه مطالعه شده؛ الف و ب. مرز سازند پابده با سازندهای گورپی و آسماری (برش ملک‌شاهی) رنگ تیپیک ارغوانی مارن‌های قاعده سازند پابده در تصویر الف به‌خوبی دیده می‌شود، پ. واحدهای سنگ‌آهکی سازند پابده (برش پیرمحمد)، ت. تناوب سنگ‌آهک و مارن (برش گنداب)

روش مطالعه

به منظور دستیابی به هدف مطالعه، واحدهای سنگی ضمن بازدید از برش‌ها با پیمایش توالی، توصیف و اثر فسیل‌ها و ساختمان‌های رسوبی (در صورت وجود) ثبت شدند و نمونه برداری سیستماتیک برای انجام مطالعه‌ها انجام شد. در این مرحله، تعداد ۵۰۰ نمونه جهت دار از برش‌های مورد مطالعه برداشت شدند. نمونه برداری عمود بر جهت لایه بندی و بر مبنای تغییرات جنس، لایه بندی، تغییرات ستبر، رنگ و ... انجام شد. برش نازک نمونه‌های جمع‌آوری شده تهیه شد که از مجموع ۵۰۰ نمونه، ۴۲۰ نمونه سنگ‌آهک و ۸۰ نمونه مارن بودند؛ سپس نمونه‌ها برای بررسی و تشخیص کانی‌های کربناته به روش Dickson (1965) با آلزارین قرمز و فری سیانید پتاسیم

رنگ آمیزی شدند. میکروسکوپ نوری (Zeiss, Axioscope, 40) برای بررسی ویژگی‌های مقاطع مورد مطالعه استفاده شد. نوع و درصد عناصر آلوم و ارتوکم نمونه‌ها برای نام گذاری و تشخیص محیط رسوب گذاری بررسی شد. در نام گذاری رخساره‌های میکروسکوپی از روش Dunham (1962) و در دسته بندی ریزرخساره‌ها از روش Flügel (2010) و Pedley (1998) برای تعیین محیط رسوبی بهره گیری شد. به منظور تعیین دقیق سنگ شناسی لایه‌های مارن/شیل، تعداد ۸۸ نمونه از مجموع سه برش بر اساس روش Carver (1971) کربنات سنجی شدند (جدول ۲) و سنگ شناسی آنها بر اساس رده بندی Pettijohn et al. (1987) تعیین شد؛ علاوه بر این، تجزیه و تحلیل ترکیب عنصری برای ۴۶

نمونه سنگ‌آهک و مارن برش گنداب انجام شد؛ این تجزیه و تحلیل با فلورسانس اشعه ایکس (Explorer/ x-ray Spectrometry-Bruker) در آزمایشگاه XRF دانشگاه یزد انجام شد و دقت دستگاه بر اساس تجزیه و تحلیل تکراری نمونه‌ها بیش از ۰/۵ درصد وزنی بود؛ بر اساس این

تجزیه و تحلیل، غلظت اکسیدهای سیلیسیوم، کلسیم و آلومینیوم بر حسب درصد وزنی آنها اندازه‌گیری (جدول ۳) و درصد ماده آلی این ۴۶ نمونه به روش اکسیداسیون شیمیایی تر (با آب اکسیژنه) تعیین شد (Lewis and McConchie 1994) (جدول ۴).

جدول ۲- نتایج کربنات‌سنجی برای برخی از نمونه‌های سه برش

برش	شماره لایه	درصد کربنات کلسیم	سنگ‌شناسی
ملک‌شاهی	۳۱	۴۷/۵	مارن
	۶۸	۶۱/۷۵	مارن
	۲۰۳	۶۶/۲۵	مارن آهکی
	۳۳۳	۴۹	مارن
	۶۱۲	۴۸/۲۵	مارن
گنداب	۲۸	۶۹/۵	مارن آهکی
	۱۱۳	۵۰/۵	مارن
	۲۱۶	۴۸/۲۵	مارن
	۵۲۱	۵۰	مارن
	۶۳۱	۶۵/۲۵	مارن
پیرمحمد	۲۸	۴۵	مارن
	۶۸	۶۷/۵	مارن آهکی
	۱۰۲	۶۵/۵	مارن آهکی
	۲۹۶	۴۲/۲۵	مارن
	۳۸۱	۶۹	مارن آهکی

جدول ۳- نتایج تجزیه و تحلیل فلورسانس اشعه ایکس برای برخی از نمونه‌های مارنی برش گنداب

شماره لایه	SiO ₂ (W%)	Al ₂ O ₃ (W%)	CaO (W%)
۱۱۱	۵۰/۷	۷/۹۱	۲۵/۵
۱۱۳	۵۴/۲	۸/۶۵	۲۱/۵
۱۱۵	۵۲/۷	۹/۵۹	۲۰/۴
۲۱۶	۵۳/۱	۱۲	۲۲/۲
۲۲۰	۵۱/۴	۱۱/۲	۲۵/۴
۲۲۲	۵۲/۱	۹/۸۷	۲۶/۴
۵۲۱	۴۲/۳	۱۴/۴	۲۴/۸
۵۲۳	۴۰/۹	۱۲/۶	۲۸/۹
۵۲۵	۴۵/۲	۱۵	۲۴/۸

جدول ۴- کمینه، بیشینه و میانگین مقدار کربنات کلسیم و ماده آلی نمونه‌های بررسی شده از برش گنداب (توالی الف و ب)

میانگین	بیشینه	کمینه	جزء بررسی شده	سنگ شناسی	تعداد نمونه	توالی الف
۷۸/۳۹	۸۳	۷۵	کربنات کلسیم (درصد)	سنگ آهک	۱۶	
۲/۸۵	۴/۱۸	۰/۹۹	ماده آلی (درصد)			
۵۹/۱۸	۶۹/۲۵	۵۰/۵	کربنات کلسیم (درصد)	مارن	۱۵	
۵/۵۱	۷	۲/۸۱	ماده آلی (درصد)			
۸۸/۱	۹۳/۲۵	۸۱/۲۵	کربنات کلسیم (درصد)	سنگ آهک	۸	توالی ب
۳/۱۸	۳/۷۹	۲/۳۲	ماده آلی (درصد)			
۵۸/۸۲	۶۶/۲۵	۴۸/۷۵	کربنات کلسیم (درصد)	مارن	۷	
۴/۱	۵/۶۵	۲/۹۷	ماده آلی (درصد)			

نتایج

رده‌بندی و توصیف ریزرخساره‌ها بر اساس زیرمحیط به شرح زیر انجام شد:

رمپ درونی (A) (Inner ramp)

این گروه ریزرخساره‌ای شامل ریزرخساره‌هایی به شرح زیر است (این ریزرخساره‌ها در برش‌های ملک‌شاهی و گنداب دیده شدند):

A₁: ریزرخساره مادستون بیوکلستی اکستراکلست‌دار

این ریزرخساره، مادستون دارای اکستراکلست (۱۵ تا ۲۰ درصد) و کوارتز (۴ تا ۵ درصد) در زمینه‌ای از میکریت است. اکسید آهن (۱ تا ۲ درصد) و پیریت (۲ درصد) به شکل پراکنده در زمینه این ریزرخساره وجود دارند (شکل ۴، الف) و در برخی موارد، رگه‌های پر شده با کلسیت اسپاری دیده می‌شوند. این ریزرخساره در رخنمون با سنگ آهک‌های زردرنگ ضخیم‌لایه مشخص می‌شود.

A₂: ریزرخساره وکستون/پکستون بیوکلستی

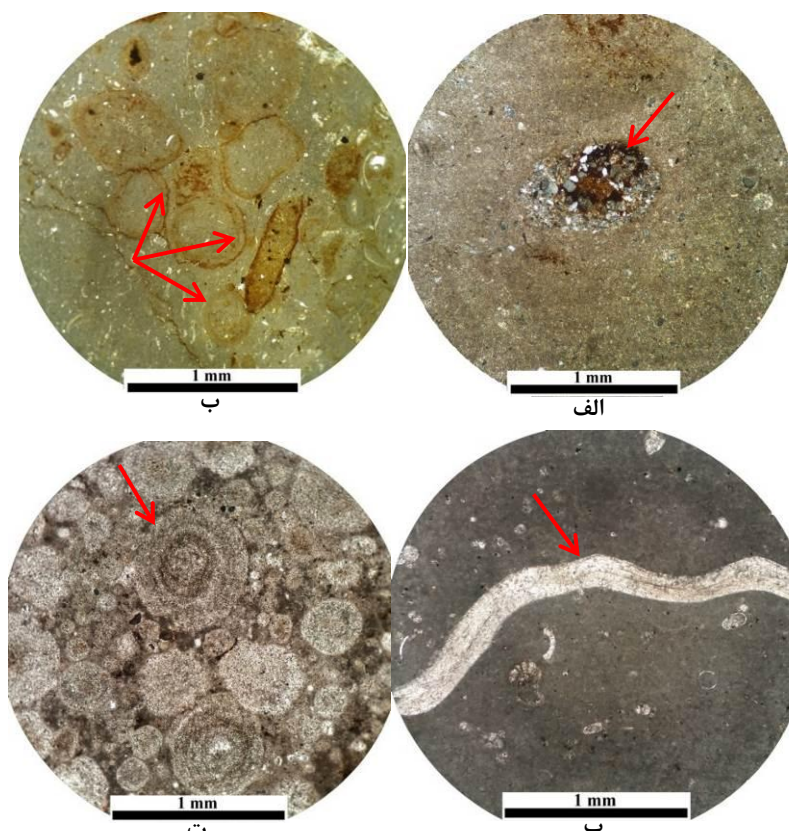
آنکویددار

این ریزرخساره، وکستون/پکستونی است که مهم‌ترین آلوکم آن، آنکوید (تا ۴۵ درصد) در زمینه‌ای از میکریت

است و بیوکلست (۱۵ تا ۵۵ درصد) نیز دارد. هسته آنکویدها به اکسید آهن آغشته است. قطعه‌های اکینودرم به مقدار زیاد (تا ۱۱ درصد)، براکیوپود و دوکفه‌ای در این ریزرخساره وجود دارند و میکروفسیل‌های بتتیک نیز به مقدار کم (۴ تا ۵ درصد) دیده می‌شوند. حجرات برخی میکروفسیل‌ها با میکریت و میکرواسپار پر شده‌اند. در این ریزرخساره، کوارتز (۱ تا ۲ درصد)، پیریت (۳ درصد) و اکسید آهن (۲ تا ۳ درصد) به شکل پراکنده در زمینه وجود دارند (شکل ۴، ب). شکل ۴، پ براکیوپود را نشان می‌دهد. سنگ آهک‌های سخت و ضخیم‌لایه خاکستری‌رنگ رخنمون این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند.

A₃: ریزرخساره پکستون اییددار

این ریزرخساره، پکستون دارای ایید (۹۰ درصد) است که هسته اییدها عمدتاً میکرواسپاری و برخی سیلیسی شده‌اند. کوارتز (۳ تا ۵ درصد) و اکسید آهن (۲ تا ۵ درصد) در زمینه میکریتی پراکنده‌اند (شکل ۴، ت). این ریزرخساره به شکل سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه خاکستری تیره رخنمون دارد.



شکل ۴- ریزرخساره‌های رمپ درونی: الف. ریزرخساره مادستون بیوکلستی اکستراکلستدار برش گنداب (علامت پیکان اکستراکلست را نشان می‌دهد) تکه‌ای از خرده‌سنگ رسوبی با ترکیب سیلستون است که در آن دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت دیده می‌شوند، ب. ریزرخساره وکستون/پکستون بیوکلستی آنکوئیددار برش گنداب (علامت پیکان دانه آنکوئید را نشان می‌دهد که در آن بقایای لامینه‌های آنکوئید مشخص است) (با نور ppl)، پ. ریزرخساره مادستون بیوکلستی برش ملک‌شاهی (علامت پیکان براکیوپود را نشان می‌دهد) (با نور ppl)، ت. ریزرخساره پکستون اییددار برش ملک‌شاهی (علامت پیکان دانه ایید را نشان می‌دهد) (با نور ppl). این ریزرخساره‌ها به بخش بالای توالی مربوطند.

تفسیر

ریزرخساره‌های این گروه دانه‌های غیراسکلتی مانند آنکوئید، ایید، اکستراکلست، کوارتز و خرده‌های اسکلتی مربوط به محیط کم‌عمق مانند روزن‌بران بتیک را دارند. فراوانی کم موجودات در ریزرخساره A₁ و فراوانی گل نشان می‌دهد این ریزرخساره در محیط لاگون نهشته شده است (Flügel 2010)؛ وجود اکستراکلست و دانه‌های آواری کوارتز نیز نشان می‌دهد این ریزرخساره احتمالاً در

نزدیکی ساحل نهشته شده است. این ریزرخساره معادل ریزرخساره RMF19 فلوگل (Flügel 2010) است و در کمربند رخساره‌ای ۱ پدلی (Pedley 1998) قرار می‌گیرد. وجود آنکوئید فراوان در زمینه میکریتی در ریزرخساره A₂ و تنوع کم فونا نشان‌دهنده چرخش محدود آب (محیط لاگون) است (Geel 2000)؛ این ریزرخساره معادل ریزرخساره RMF21 فلوگل (Flügel 2010) است. ریزرخساره پکستون اییددار A₃ با جورشدگی خوب

گلوبوروتالیده) و قطعه‌هایی از اकिनودرم (۱۱ درصد)، خار اकिनودرم، براکیوپود، دوکفه‌ای، بریوزوا و گاهی اینتراکست است (شکل ۵، پ و ت). فسیل‌های پلانکتونیک در اندازه سیلت و سالمند، اما فسیل‌های بتیک درشت‌تر و برخی شکسته‌اند. بیشتر حجرات میکروفسیل‌ها با اسپار و برخی با پیریت، میکريت و اکسید آهن پر شده‌اند. زمینه میکريتی دارای اکسید آهن (۲ تا ۳ درصد)، فسفات (۱ تا ۵ درصد) (شکل ۵، ث)، پیریت (۲ تا ۱۰ درصد) (شکل ۵، ج) و گاهی گلاکونیت (۱ تا ۵ درصد) و کوارتز (۲ تا ۱۰ درصد) به شکل پراکنده است. در بیشتر موارد، اجزای این ریزرخساره لامیناسیون نشان می‌دهند (شکل ۵، چ). این ریزرخساره به شکل سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن ضخیم تا متوسط لایه رخنمون دارد و در تمام برش‌های بررسی شده دیده می‌شود.

B₃: رخساره سنگی مارن

رخساره سنگی مارن که در تناوب با سنگ‌آهک‌های این مجموعه است، شامل ۵ تا ۲۰ درصد سنگواره با زمینه مخلوطی از رس و گل کربناته و روزن‌بران بتیک همراه با روزن‌بران پلانکتونیک است (شکل ۵، ح و خ). حجرات برخی میکروفسیل‌ها با میکريت، میکرواسپار، پیریت و اکسید آهن پر شده‌اند. دانه‌های کوارتز، پیریت (۲ تا ۷ درصد)، اکسید آهن (۲ تا ۶ درصد)، فسفات (۱ تا ۴ درصد) و گلاکونیت (۱ تا ۳ درصد) در زمینه میکريتی پراکنده‌اند. شکل ۶ تصویر صحرایی مارن‌ها را نشان می‌دهد.

ایده‌ها نشان‌دهنده محیط بالای خط امواج عادی (پشته زیرآبی به سمت لاگون) (Wilson 1975; Sim and Lee 2006; Flügel 2010) و معادل ریزرخساره RMF30 فلوگل (Flügel 2010) است و در کمربند رخساره‌ای ۳ پدلی (Pedley 1998) قرار می‌گیرد.

رَمپ میانی (Middle ramp) (B)

رَمپ میانی شامل ریزرخساره‌های زیر است:

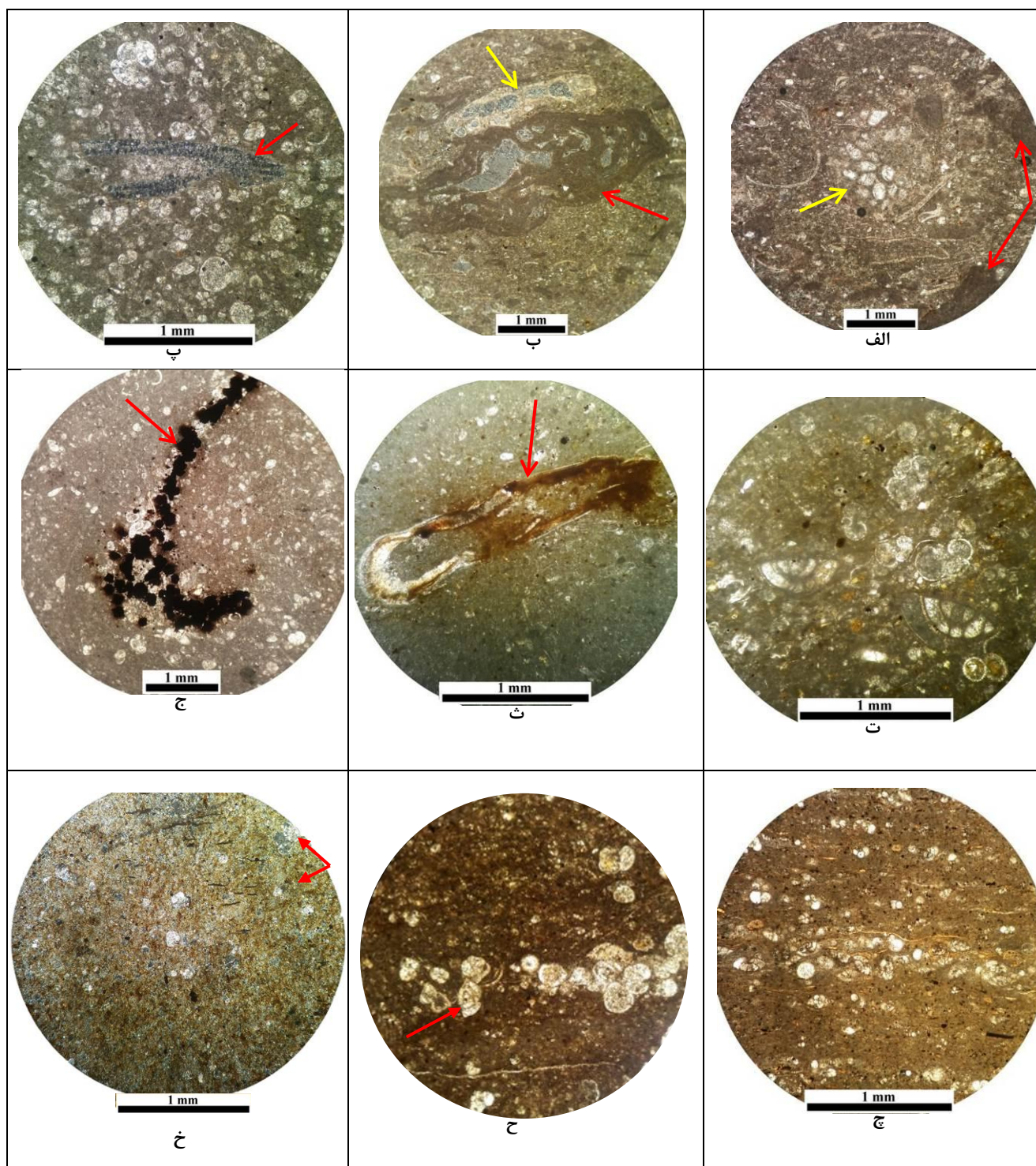
B₁: ریزرخساره پکستون بیوکستی جلبک‌دار

این ریزرخساره، پکستون دارای بیوکست (۸۵ تا ۹۰ درصد) است. نوع و فراوانی آلوکم‌های این ریزرخساره متغیر و شامل جلبک قرمز (۷۰ تا ۸۰ درصد)، میلیولیده (۲ درصد)، براکیوپود، بریوزوا، روزن‌بران بتیک و پوسته دوکفه‌ای به مقدار کم در زمینه‌ای از میکريت است (شکل ۵، الف و ب). بیوکست‌ها در حد سیلت درشت و شکسته شده‌اند. زمینه دارای اکسید آهن (۳ درصد) و دانه کوارتز آواری (۳ درصد) است (این ریزرخساره در برش ملک‌شاهی گسترش دارد). سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه خاکستری رنگ رخنمون این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند.

B₂: ریزرخساره مادستون/وکستون/پکستون بیوکستی

روزن‌بران بتیک و اकिनودرم‌دار

این ریزرخساره، مادستون/وکستون یا پکستون بیوکستی (۵ تا ۱۰ درصد یا ۱۰ تا ۳۵ درصد و یا تا ۵۰ درصد) دارای روزن‌بران بتیک مانند لتی‌کلینا و روتالیده، روزن‌بران پلانکتونیک (خانواده‌های گلوبیژرینیده و



شکل ۵- ریزرخساره‌های رمپ میانی؛ الف و ب. ریزرخساره پکستون بیوکستی جلبک‌دار برش ملک‌شاهی (پیکان‌های قرمز جلبک قرمز و پیکان‌های زرد در تصویر الف، بریوزوا (مرکز تصویر) و در تصویر ب، روزن‌بر بتیک را نشان می‌دهند) (با نور ppl)، ب. ریزرخساره وکستون/پکستون بیوکستی برش ملک‌شاهی (علامت پیکان اکی‌نودرم را نشان می‌دهد) (با نور xpl) ت. ریزرخساره وکستون برش گنداب (در این تصویر، مخلوط روزن‌بران بتیک و پلانکتون دیده می‌شود) (با نور ppl)، ث. ریزرخساره مادتستون از بخش میانی برش گنداب (علامت پیکان قطعه فسفات‌ها را نشان می‌دهد) (با نور xpl)، ج. ریزرخساره مادتستون/وکستون از بخش میانی برش پیرمحمد (علامت پیکان دانه‌های پیریت را نشان می‌دهد) (با نور ppl)، چ. ریزرخساره وکستون برش گنداب (جهت‌یابی قطعه‌های فسفات‌ها و نیز لامیناسیون در مرکز تصویر دیده می‌شود) (با نور ppl)، ح. رخساره میکروسکوپی مارن برش پیرمحمد (علامت پیکان روزن‌بران بتیک شکسته‌شده را نشان می‌دهد و لامیناسیون نیز در این تصویر دیده می‌شود) (با نور ppl)، خ. رخساره میکروسکوپی مارن برش گنداب (پیکان‌ها دانه کوارتز را نشان می‌دهند) (با نور xpl)



شکل ۶- تصاویر صحرایی مارن‌های میان‌لایه با سنگ آهک‌ها، برش گنداب: الف. مارن‌های بخش پایینی برش، ب. نمای نزدیک از مارن‌های بخش بالایی برش

تفسیر

وجود جلبک قرمز فراوان همراه با قطعه‌های بیوکلستی کم‌عمق (مانند میلیولیده، بریوزوا و دوکفه‌ای) در ریزرخساره B_1 نشان‌دهنده محیط رمپ میانی زیر قاعده موج هوای عادی است و در کمربند رخساره‌ای ۵ پدلی (Pedley 1998) قرار می‌گیرد (Wright and Burchette 1998). ریزرخساره B_2 ، مادستون/وکستون یا پکستون‌هایی است که علاوه بر روزن‌بران بتتیک دارای روزن‌بران پلانکتونیک و خرده‌های اسکلتی مانند دوکفه‌ای، براکیوپود، اکینودرم در زمینه میکریتی است. همراهی روزن‌بران بتتیک با روزن‌بران پلانکتونیک نشان‌دهنده وجود لامیناسیون و همچنین وجود اکینودرم در محدوده بین قاعده موج هوای عادی و قاعده موج طوفانی است (Heckel 1972). این ریزرخساره در زیر قاعده موج عادی، در رمپ میانی نهشته شده است و معادل ریزرخساره RMF7 فلوگل (Flügel 2010) است و در کمربند رخساره‌ای ۷ پدلی (Pedley 1998) جای می‌گیرد. رخساره سنگی مارن B_3 نیز به علت وجود کوارتز و روزن‌بران بتتیک که با روزن‌بران پلانکتونیک همراهند و زمینه قرمز برخی از آنها در زیر

قاعده موج هوای عادی، در رمپ میانی نهشته شده است.

رمپ بیرونی (Outer ramp) (C)

این گروه دو ریزرخساره به شرح زیر دارد:

C_1 : ریزرخساره مادستون/پکستون بیوکلستی دارای

روزن‌بران پلانکتونیک

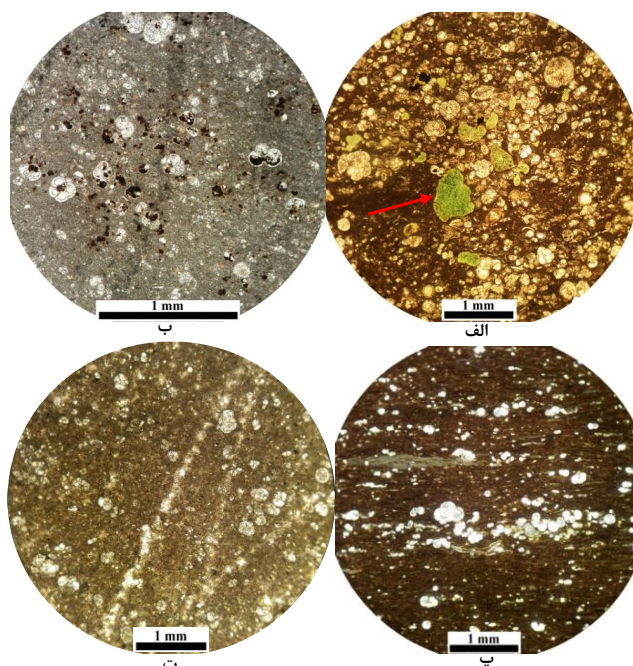
این ریزرخساره، مادستون (۴ تا ۸ درصد) تا پکستون بیوکلستی (۵۵ درصد) دارای روزن‌بران پلانکتونیک در اندازه سیلت ریز و سالم و دانه‌های پراکنده گلاکونیت (۱ تا ۱۳ درصد)، پیریت (۱ تا ۱۰ درصد) و فسفات (۲ تا ۴ درصد) در زمینه میکریتی است و گاهی روزن‌بران بتتیک و خرده دوکفه‌ای نیز به مقدار کم دیده می‌شود. بیشتر حجرات میکروفسیل‌ها با میکرواسپار و برخی با فسفات، اکسید آهن، پیریت و میکریتی پر شده‌اند. گاهی لامیناسیون افقی بین روزن‌بران پلانکتونیک دیده می‌شود (شکل ۷، الف تا پ). این ریزرخساره در تمام برش‌های بررسی شده مشاهده شد.

C_2 : رخساره سنگی مارن

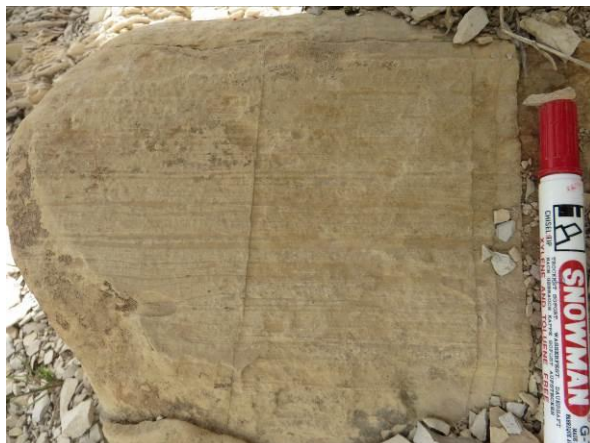
رخساره سنگی مارن که در تناوب با سنگ آهک‌های این مجموعه دیده می‌شود شامل ۲ تا ۲۰ درصد سنگواره با

درصد) و گلاکونیت (۱ تا ۳ درصد) در زمینه میکریته پراکنده‌اند. سنگ‌آهک‌های کرم-خاکستری روشن و متوسط تا ضخیم‌لایه رخنمون این گروه‌ها و برخی سنگ‌های این رخنمون لامیناسیون دارند (شکل ۸).

زمینه مخلوطی از رس و گل کربناته است و عمدتاً روزن‌بران پلانکتونیک در اندازه سیلت ریز و سالم دارد (شکل ۷، ت). حجرات برخی میکروفسیل‌ها با میکریته، میکرواسپار، پیریت و اکسید آهن پر شده‌اند. پیریت (تا ۷ درصد)، اکسید آهن (۲ تا ۳ درصد)، فسفات (۱ تا ۲



شکل ۷- ریزرخساره‌های رمپ بیرونی؛ الف. ریزرخساره پکستون بیوکستی برش گنداب (پیکان دانه گلاکونیت را نشان می‌دهد) (با نور xpl) ب. ریزرخساره مادستون/وکستون/پکستون بیوکستی برش گنداب (به پرشدگی حجرات برخی میکروفسیل‌ها با پیریت توجه کنید) (با نور ppl)، پ. ریزرخساره مادستون/وکستون بیوکستی دارای لامیناسیون برش ملک‌شاهی (با نور ppl)، ت. رخساره میکروسکوپی مارن (مادستون) برش پیرمحمد (با نور ppl)



شکل ۸- تصاویر صحرایی وجود لامیناسیون در لایه‌های بخش بالایی برش گنداب

تفسیر

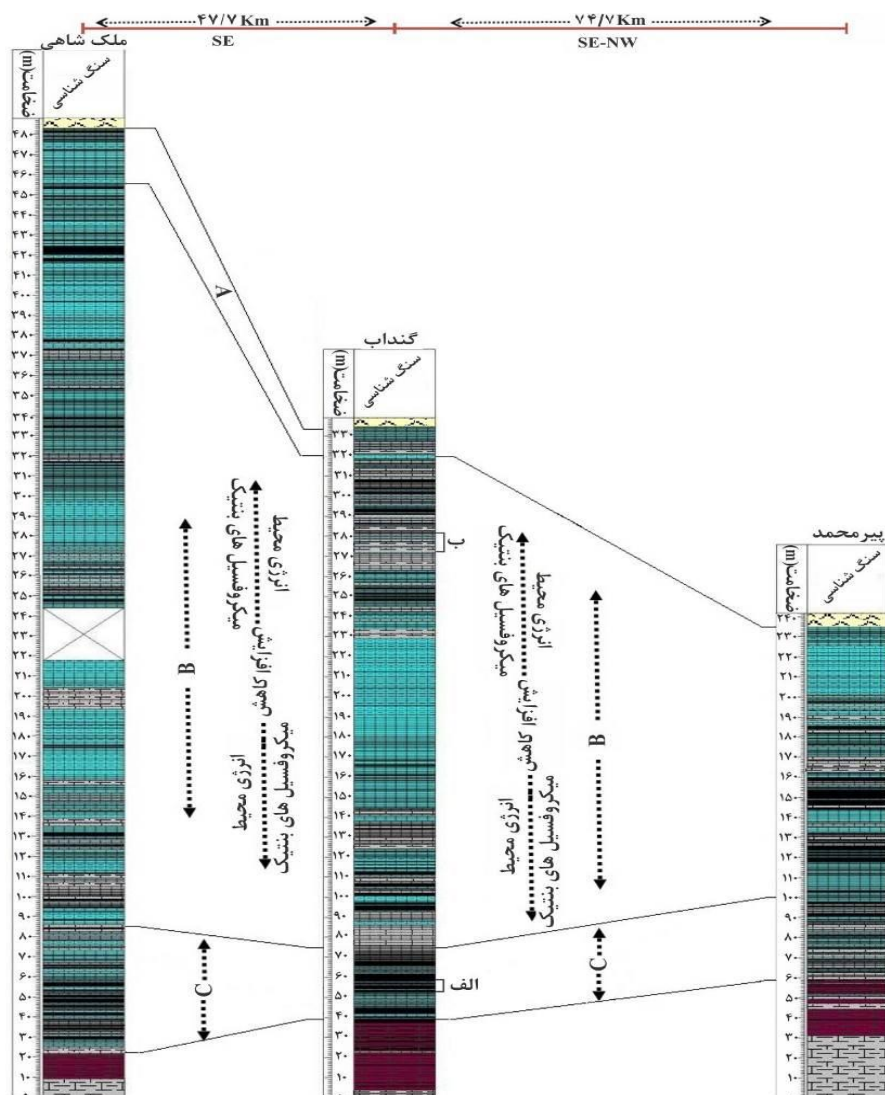
وجود روزن‌بران پلانکتونیک بسیار ریز و سالم بودن آنها و همچنین زمینه میکریتی و مقدار زیاد پیریت در ریزرخساره‌های این گروه نشان‌دهنده محیط رسوب‌گذاری عمیق و احیایی است (Lasemi Flügel 2010; Wilson 1975; 1995). وجود پیریت و مقدار زیاد دانه‌های گلاکونیت در این ریزرخساره، رسوب‌گذاری آن در محیط رمپ بیرونی (زیر قاعده موج طوفانی) را نشان می‌دهد (Wilson 1975; Lasemi 1995). این ریزرخساره معادل ریزرخساره RMF5 فلوگل (Flügel 2010) است و در کمربند رخساره‌ای ۸ پدلی (Pedley 1998) قرار می‌گیرد. رخساره سنگی مارن که در تناوب با سنگ‌آهک‌های این گروه است، به علت وجود زمینه میکریتی و روزن‌بران پلانکتونیک نشان‌دهنده محیط کم‌انرژی بخش انتهایی رمپ بیرونی است (Geel 2000). شکل ۹ ستون سنگ‌شناسی برش‌های مطالعه‌شده را همراه با هم‌ارزی

جانبی ریزرخساره‌ها نشان می‌دهد. تفسیر و تطابق ریزرخساره‌های مربوط به ستون سنگ‌شناسی در جدول ۵ آمده است.

سازند پابده به منظور مطالعه اثرفسیل در دو برش گنداب و ملک‌شاهی پیمایش شد. در نمونه‌های سطحی لایه‌های سنگ‌آهک توالی پیمایش‌شده در منطقه مورد مطالعه، اثرفسیل‌های گروه ژئوفیکوس بیشترین فراوانی و گستردگی را داشتند و روند تکامل ساختاری به سمت بالای توالی را نشان دادند (شکل ۱۰)؛ به این ترتیب که ابتدا اثرفسیل گروه ژئوفیکوس با ساختار شبه‌ریزوکورالیومی و شاخه‌ای و در ادامه، اسپیروفیتونی، بادبزی نرمه کوتاه و در نهایت، اثرهای گروه ژئوفیکوس با نرمه بلند گسترش داشتند. شکل ۱۱ توزیع اثرفسیل‌های گروه ژئوفیکوس را در طول توالی نشان می‌دهد.

جدول ۵- ریزرخساره و تفسیر محیط رسوب‌گذاری برش‌های ملک‌شاهی، گنداب و پیرمحمد

تفسیر محیط	توصیف	ریزرخساره	محل تقریبی ریزرخساره (متر)	برش
رمپ داخلی (لاگون به سمت ساحل)	مادستون، دارای زمینه میکريت، اکستراکلاست، کوارتز و پيريت	A ₁	۴۵۵ تا ۴۸۳ (برش ملک‌شاهی) و ۳۲۰ تا ۳۳۴ (برش گنداب)	ملک‌شاهی و گنداب
رمپ داخلی (لاگون)	وکستون/پکستون، دارای زمینه میکريت، آنکوئید (آلوکم اصلی)، اکینودرم، براکیوپود، دوکفه‌ای، کوارتز	A ₂		
رمپ داخلی (پشته زیرآبی به سمت لagoon)	پکستون، دارای زمینه میکريت، ابيد (آلوکم اصلی)، کوارتز	A ₃		
رمپ میانی	پکستون، جلبک قرمز (آلوکم اصلی)، اکینودرم، میلیولیده، دوکفه‌ای، براکیوپود، بریوزوا و کوارتز به مقدار کم	B ₁	۴۵۵ تا ۴۸۳	ملک‌شاهی
رمپ میانی	مادستون/وکستون/پکستون، همراهی روزن‌بران بتتیک و پلانکتونیک با اکینودرم، براکیوپود، دوکفه‌ای، بریوزوا و گاهی اینتراکلاست، جهت‌یابی	B ₂	۸۵ تا ۴۵۵ (برش ملک‌شاهی)، ۷۵ تا ۳۲۰ (برش گنداب) و ۱۰۰ تا ۲۳۵ (برش پیرمحمد)	ملک‌شاهی، گنداب و پیرمحمد
رمپ بیرونی	مادستون/پکستون، دارای زمینه میکريت، روزن‌بران پلانکتونیک، گلاکونیت (تا ۱۲ درصد)، پيريت	C ₁	۲۲ تا ۸۵ (برش ملک‌شاهی)، ۳۸ تا ۷۵ (برش گنداب) و ۵۷ تا ۱۰۰ (برش پیرمحمد)	ملک‌شاهی، گنداب و پیرمحمد
رمپ بیرونی	مادستون/وکستون، روزن‌بران پلانکتونیک، جهت‌یابی	C ₂		



شکل ۹- ستون سنگ‌شناسی برش‌های مطالعه‌شده همراه با هم‌ارزی جانبی ریزرخساره‌ها (A، B و C گروه‌های ریزرخساره‌ای‌اند). توالی (کم‌عمق‌شونده به سمت بالا) با ریزرخساره‌های رمپ بیرونی آغاز می‌شود و با ریزرخساره‌های رمپ درونی پایان می‌پذیرد. الف. تناوب ریتمی سنگ‌آهک و مارن بخش پایین توالی در برش گنداب، ب. تناوب ریتمی سنگ‌آهک و مارن بخش بالایی توالی در برش گنداب



ب

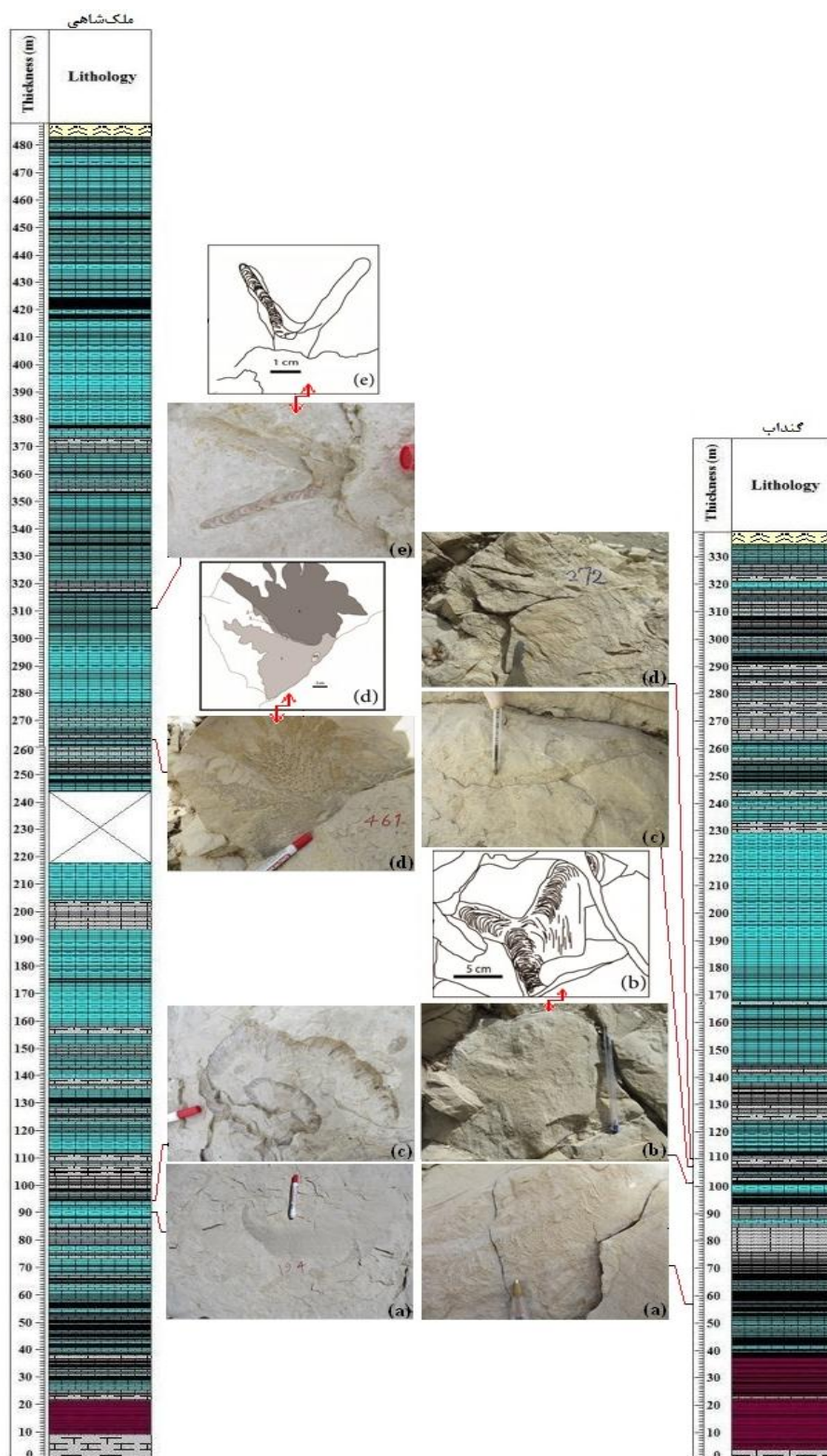
الف



ت

پ

شکل ۱۰- تکامل ساختاری اثرفسیل گروه زئوفیکوس در توالی مطالعه‌شده؛ الف. دسته ریخت شبه‌ریزوکورالیوم بخش پایینی برش گنداب، ب. دسته ریخت اسپیروفیتونی بخش میانی برش ملک‌شاهی، پ. دسته ریخت بادبزنی و نرمه کوتاه بخش میانی برش گنداب، ت. دسته ریخت نرمه بلند بخش بالایی برش ملک‌شاهی



شکل ۱۱- توزیع اثر فسیل‌های گروه ژئوفیکوس در طول توالی؛ a. ژئوفیکوس شبه‌ریزوکورالیوم، b. ژئوفیکوس شاخه‌ای، c. ژئوفیکوس اسپیروفیتونی، d. ژئوفیکوس بادبزی و نرمه کوتاه، d: ژئوفیکوس نرمه بلند؛ برای راهنمای شکل به شکل ۹ مراجعه شود.

بحث

ریزرخساره‌ها و رخساره سنگی تعیین شده برای سازند پابده در برش‌های مطالعه شده در چند دسته رده‌بندی می‌شوند:

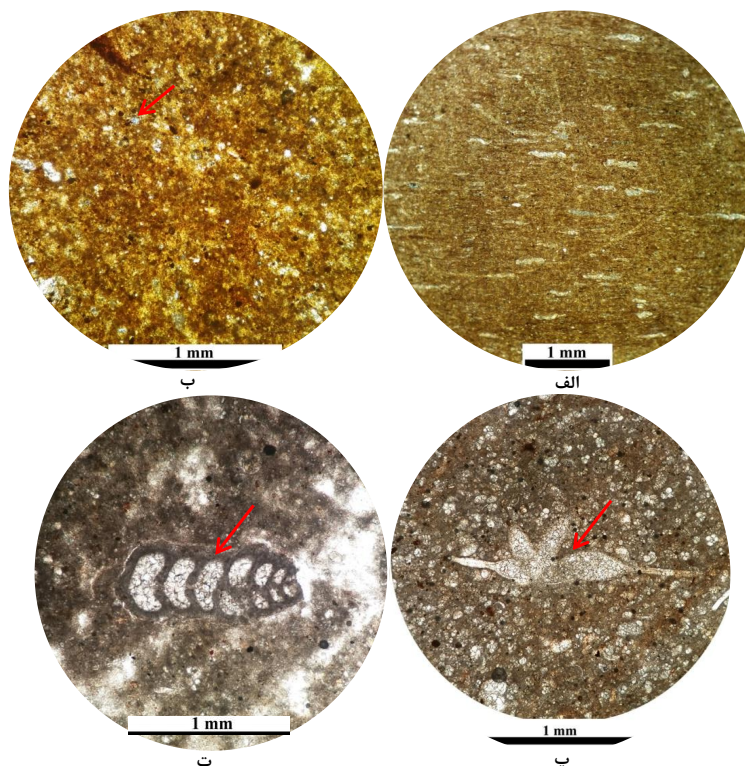
دسته ریزرخساره‌هایی که عمدتاً روزن‌بران پلانکتونیک (خانواده‌های گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده) را دارند. زمینه میکریتی و ریز و سالم بودن میکروفسیل‌ها گویای نهشته شدن این دسته از ریزرخساره‌ها در محیط آب آرام، کم‌انرژی و عمیق است (بخش عمیق رمپ بیرونی). این دسته ریزرخساره به سنگ‌آهک‌هایی اشاره دارد که در محیط آب عمیق (پلاژیک) تشکیل شده‌اند؛ مارن‌های میان‌لایه با این سنگ‌آهک‌ها نیز در این بخش از محیط رمپ تشکیل شده‌اند؛

دسته ریزرخساره‌هایی که زمینه میکریتی و روزن‌بران پلانکتونیک، میزبان روزن‌بران بتتیک (مانند لنتی کلینا و روتالیده)، خرده‌های اकिनودرم، دوکفه‌ای و ... را دارند و محیطی کم‌عمق‌تر از دسته ریزرخساره قبلی را نشان می‌دهند. روند تکامل ساختاری اثرفسیل گروه زئوفیکوس (در مطالعه‌های صحرایی دو برش ملک‌شاهی و گنداب) شاهدیست که کم‌عمق شدن محیط رسوب‌گذاری را تأیید می‌کند؛ به این ترتیب که ابتدا محیط عمیق بوده و

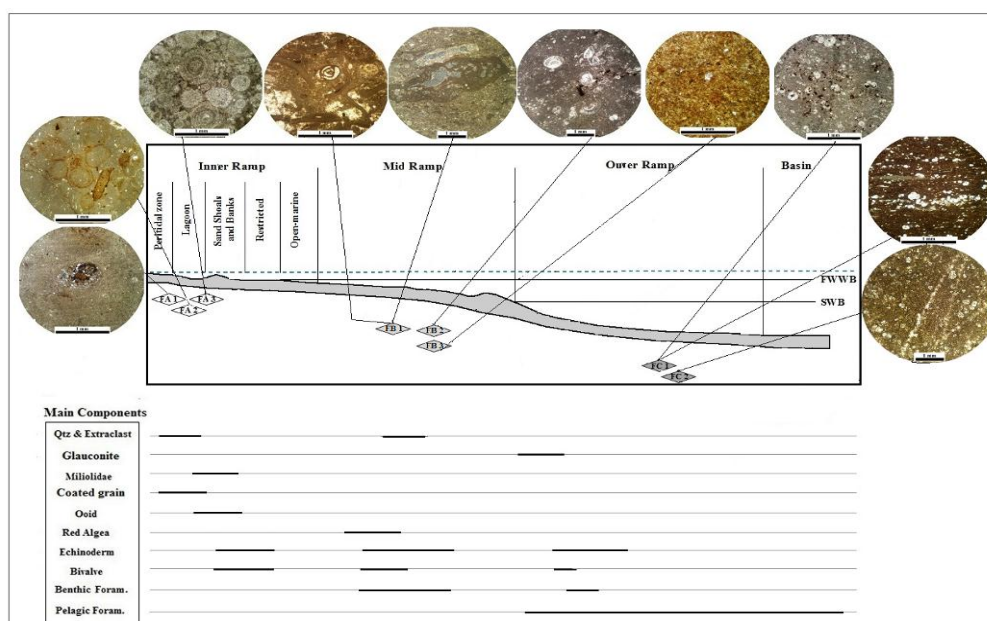
ریخت‌شناسی اثرفسیل گروه زئوفیکوس به شکل شبه‌ریزوکورالیوم نمود یافته و سپس با کم‌عمق شدن محیط، این ریخت‌شناسی به شکل اسپیروفیتونی، بادبزی نرمة کوتاه و سپس نرمة بلند تغییر یافته است؛

دسته ریزرخساره‌هایی که زمینه میکریتی میزبان فراوانی و تنوع کم میکروفسیل‌هاست و شرایط محیطی نامناسب برای زیست را نشان می‌دهند (محیط رمپ درونی).

مشاهده‌های میکروسکوپی و رابطه عمودی بین ریزرخساره‌ها برای تعیین مدل محیط رسوبی سازند پابده در برش‌های مطالعه شده استفاده و مدل رمپ برای آن ارائه شد (شکل ۱۳). در مدل ارائه شده، ریزرخساره‌ها در رمپ درونی، رمپ میانی و رمپ بیرونی نهشته شده‌اند. این مدل با مدل محیط رسوب‌گذاری ارائه شده برای سازند پابده در شمال غرب ایلام (Behbahani 2006)، سازند پابده در فروافتادگی دزفول شمالی (Mohseni 2003) و نیز مدل پیشنهادی برای سازند آسماری در میدان نفتی کوپال قابل مقایسه است؛ با این تفاوت که رخساره کم‌عمق رمپ داخلی در بررسی سازند پابده در شمال غرب ایلام گزارش نشد.



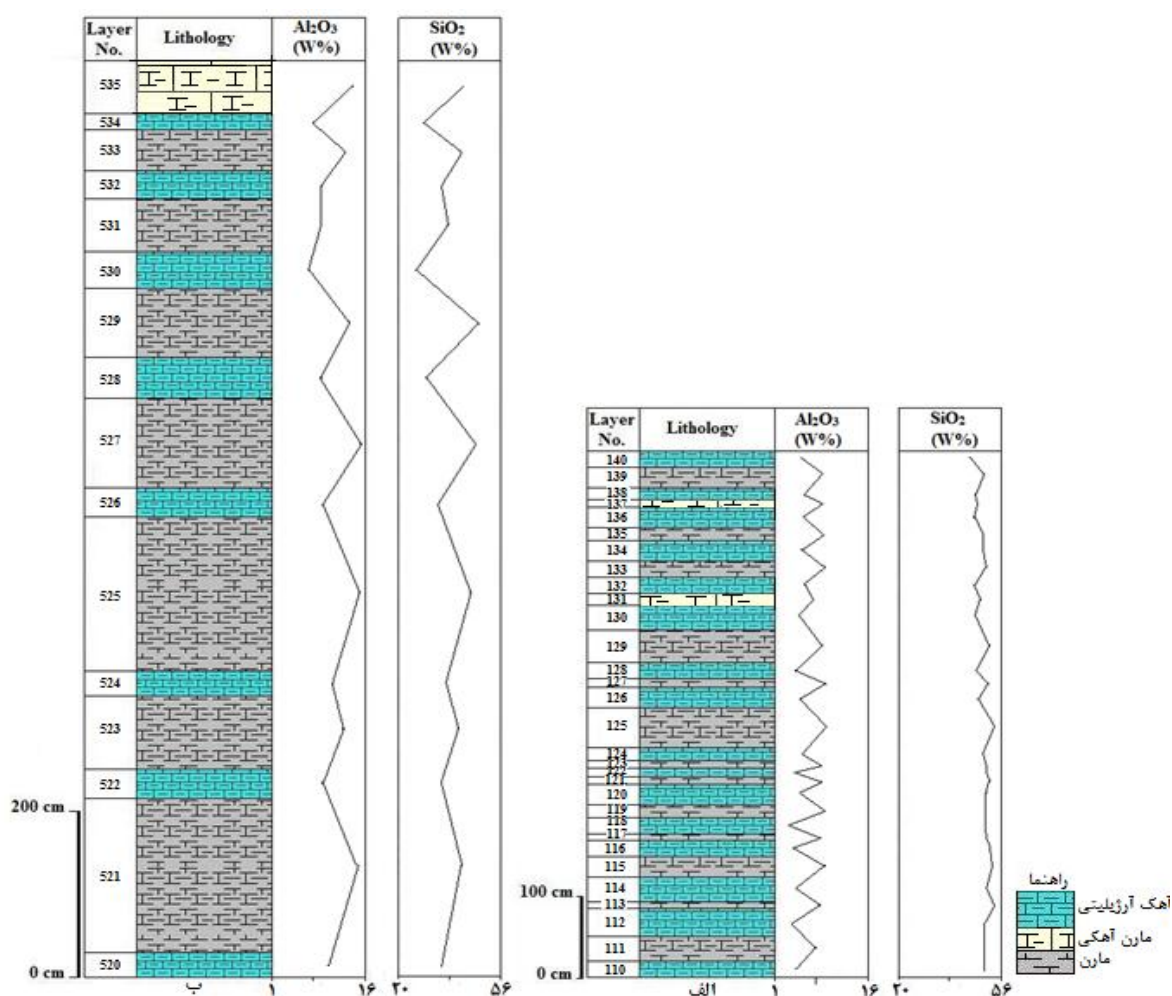
شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپی رخساره سنگی مارن؛ الف. رخساره میکروسکوپی مادستون/وکستون از برش ملک‌شاهی که جهت‌یابی قطعه‌های فسیلی در آن دیده می‌شود (با نور ppl)، ب. دانه‌های کوارتز (با علامت پیکان نشان داده شده‌اند) پراکنده در زمینه رخساره میکروسکوپی مادستون از برش گنداب (با نور xpl)، پ. رخساره میکروسکوپی وکستون از برش گنداب که علامت پیکان *Hantkenina* sp. را نشان می‌دهد (با نور ppl)، ت. رخساره میکروسکوپی مادستون از برش گنداب (علامت پیکان روزن‌بر بتیک را نشان می‌دهد که در زمینه‌ای با روزن‌بران پلانکتونیک دیده می‌شود) (با نور ppl)



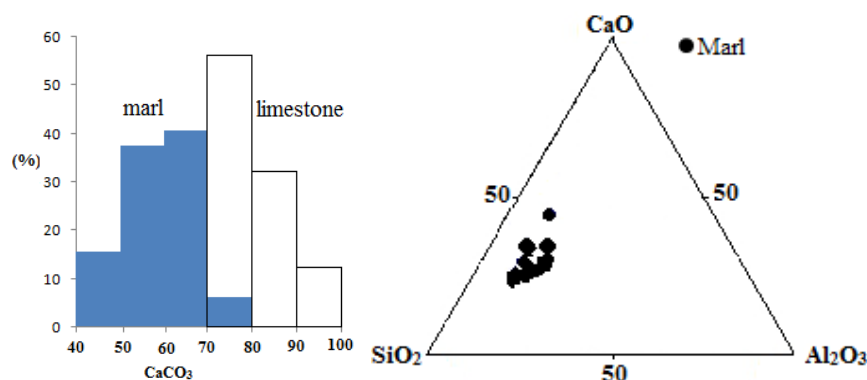
شکل ۱۳- مدل محیط رسوبی پیشنهادی برای سازند پابده در جنوب شرق ایلام

کربنات‌سنجی و فلورسانس اشعه ایکس در پژوهش حاضر (جدول‌های ۲ و ۳، شکل ۱۴)، سنگ‌شناسی مارن به جای شیل را برای سازند پابده در برش‌های مطالعه‌شده نشان می‌دهند (شکل ۱۵). تغییرات میانگین مقدار ماده آلی و کربنات‌کلسیم برای این دو توالی در شکل ۱۵ آورده شده است (جدول ۴، شکل ۱۶).

رخساره سنگی مارن در منطقه مورد مطالعه به شکل مارن‌های خاکستری تیره و مارن‌های خاکستری روشن ترد و شکننده رخنمون دارد. گفتنی است رخساره سنگی مارن که در بخش‌های پایینی، میانی و بالایی سازند پابده به شکل متناوب با لایه‌های سنگ‌آهک دیده می‌شود، در پژوهش‌های پیشین (Mohseni 2003; Behbahani 2006) با عنوان شیل معرفی شده است. نتایج ژئوشیمیایی

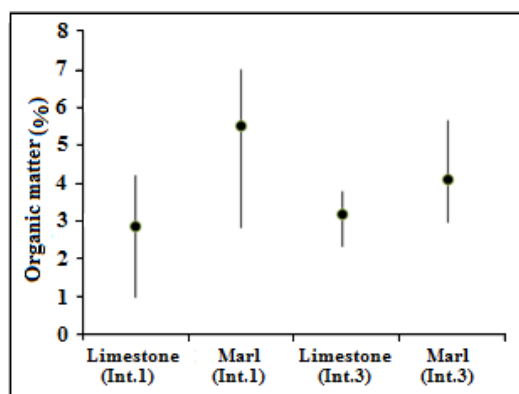


شکل ۱۴- دو توالی ریتمی از برش گنداب؛ توالی الف از بخش پایینی و توالی ب از بخش بالایی برش انتخاب شده است و نوسان مقدار Al_2O_3 و SiO_2 را برای تناوب سنگ‌آهک- مارن برخی نمونه‌های بررسی‌شده از برش گنداب نشان می‌دهند؛ توالی الف، محیط رمپ بیرونی (بخش عمیق‌تر حوضه با انرژی کمتر) را نشان می‌دهد که در آن نسبت مارن به سنگ‌آهک و نیز نسبت اجزای آواری به زیستی کمتر است. توالی ب، محیط رمپ میانی (بخش کم‌عمق‌تر حوضه با انرژی بیشتر) را نشان می‌دهد که در آن نسبت مارن به سنگ‌آهک و نیز نسبت اجزای آواری به زیستی بیشتر است.



شکل ۱۵- نمودار سمت راست: نمودار CaO ، Al_2O_3 و SiO_2 (برحسب درصد وزنی) (Neuhuber and Wagreich 2011) برای نمونه‌های مارنی برش گنداب؛ این نمونه‌ها در بررسی‌های پیشین شیل انگاشته شده‌اند، اما قرارگیری در سمت چپ نمودار نشان‌دهنده ترکیب مارنی آنهاست؛ نمودار سمت چپ: نمودار توزیع فراوانی درصد کربنات کلسیم در نمونه‌های مارن و سنگ‌آهک در سه برش بررسی‌شده در مطالعه حاضر

بین سنگ‌آهک و مارن است، ته‌نشست آنها در دو محیط رمپ بیرونی و میانی (به ترتیب برای ریتم‌های الف و ب) رخ داده است. این موضوع موجب شده است تفاوت‌های مهمی در نسبت اجزای تشکیل‌دهنده بین ریتم‌های الف و ب (شکل ۱۴) و همچنین بین زوج لایه‌های دو ریتم دیده شوند (شکل ۱۶)؛ ریتم ب که هنگام رسوب‌گذاری به منشأ نزدیک‌تر بوده، مواد آواری بیشتری دریافت کرده است. نسبت ضخامت کل لایه‌های مارنی به ضخامت کل لایه‌های سنگ‌آهک در دو توالی ریتمی الف و ب به ترتیب ۰/۸ و ۳ است. در توالی ریتمی الف، ریزرخساره سنگ‌آهک‌ها شامل وکستون با ۱۰ تا ۲۰ درصد قطعه‌های زیستی عمدتاً شامل روزن‌بران پلانکتونیک (گلوبی‌ژرینا و گلوبی‌روتالیا) و گاهی روزن‌بران بتیک (لنتی‌کلینا و روتالیده) است؛ رخساره سنگی لایه‌های مارنی این توالی ریتمی عمدتاً شامل ۴ تا ۷ درصد قطعه‌های زیستی شامل روزن‌بران پلانکتونیک (گلوبی‌ژرینا و گلوبی‌روتالیا) و گاهی بتیک (لنتی‌کلینا و روتالیده) است؛ درحالی‌که در توالی ریتمی ب،



شکل ۱۶- نمودار میانگین ماده آلی در برابر سنگ‌شناسی در دو توالی مطالعه‌شده از برش گنداب؛ Int. 1 و Int. 3 به ترتیب برای توالی ریتمی الف و ب (شکل ۱۴). در هر دو ریتم، مقدار ماده آلی در نمونه‌های مارن بیشتر است.

در مطالعه حاضر، نوع ریتم برش مطالعه‌شده (سنگ‌آهک- مارن) با استفاده از نمودار مثلثی Neuhuber and Wagreich (2011) (شکل ۱۵) تبیین شد.

شکل ۱۴ دو توالی ریتمی (الف و ب) از برش گنداب را نشان می‌دهد که توالی ریتمی الف از بخش پایینی برش و توالی ریتمی ب از بخش بالایی برش گنداب انتخاب شده است. گرچه توالی ریتمی در هر دو

ریزرخساره سنگ‌آهک‌ها شامل مادستون دارای ۴ تا ۷ درصد قطعه‌های زیستی عمدتاً روزن‌بران بتیک و به مقدار کمتر روزن‌بران پلانکتونیک همراه با قطعه‌هایی از اکیئودرم و براکیوپود و همچنین دانه‌های آواری بسیار ریز کوارتز (۱ تا ۲ درصد) به شکل پراکنده در زمینه است. رخساره سنگی مارن این توالی با ۳ تا ۸ درصد قطعه‌های زیستی شامل عمدتاً روزن‌بران بتیک و به مقدار کمتر روزن‌بران پلانکتونیک همراه با قطعه‌هایی از اکیئودرم است. زمینه در مارن‌های این توالی قرمز رنگ (به علت وجود اکسید آهن) است و دانه‌های آواری کوارتز به طور پراکنده وجود دارند (شکل ۵، خ). کم‌تر بودن درصد بیوکلاست توالی ب نسبت به توالی الف را می‌توان به رقیق‌شدگی کربنات‌ها (clastic dilution) با مواد آواری نسبت داد. تغییرات اکسیدهای آلومینیوم و سیلیسیوم به عنوان نوسانات ورود مواد آواری (به ترتیب نشان‌دهنده کانی‌های رسی و کوارتز) در محیط محسوب می‌شوند (Xu et al. 2018)؛ همخوانی تغییرات این دو اکسید در هر دو سنگ‌شناسی نیز این موضوع را نشان می‌دهد (شکل ۱۴). مارن‌های هر دو توالی اکسید آلومینیوم بیشتری نسبت به سنگ‌آهک‌های تناوب خود دارند. میانگین مقدار اکسید آلومینیوم برای سنگ‌آهک‌های توالی ب (رمپ میانی) ۹/۳ درصد وزنی و برای مارن‌های این توالی برابر ۱۳/۴ درصد وزنی است؛ این میزان برای سنگ‌آهک‌های توالی الف (رمپ بیرونی) ۴/۹ درصد وزنی و برای مارن‌های آن برابر ۸/۹ درصد وزنی است. لایه‌های مارنی نسبت به لایه‌های مجاور خود (سنگ‌آهک آرژیلیتی) غلظت بیشتری از اکسید آلومینیوم را نشان می‌دهند؛ این امر گویای اینست که هنگام رسوب‌گذاری لایه‌های مارنی، ورود مواد

آواری به محیط بیشتر از زمان رسوب‌گذاری لایه‌های سنگ‌آهک بوده است؛ با وجود این، توالی ب (که در موقعیت کم‌عمق‌تری نسبت به توالی الف قرار دارد) نسبت به توالی الف غلظت کمتری از اکسید سیلیسیوم دارد و علت آن نامشخص است. مقدار اکسید سیلیسیوم برای سنگ‌آهک‌های توالی الف (رمپ بیرونی) ۴۹/۲ درصد وزنی و برای مارن‌های آن ۵۱/۲ درصد وزنی است (شکل ۱۴)؛ میانگین مقدار اکسید سیلیسیوم برای سنگ‌آهک‌های توالی ب ۳۲/۸ درصد وزنی و برای مارن‌های آن ۴۳/۴ درصد وزنی است.

نتیجه

بررسی ریزرخساره‌ها و رخساره‌های سنگی سازند پابده در منطقه مورد مطالعه به شناسایی هشت گروه ریزرخساره‌ای و رخساره سنگی مربوط به سه کمربند رخساره‌ای محیط رمپ انجامید. ریزرخساره‌ها در محیط رمپ بیرونی، رمپ میانی و رمپ درونی نهشته شده‌اند. اترسیل گروه ژئوفیکوس تکامل ساختاری خوبی را در طول توالی نشان می‌دهد.

سپاسگزاری

نگارندگان از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی‌سینای همدان برای تأمین هزینه‌های مالی پژوهش حاضر سپاسگزاری می‌کنند. از آقای احسان حسینی، آقای مهندس علی حسینی عسگرآبادی برای کمک‌های دلسوزانه و بی‌دریغشان در کار صحرایی و نمونه‌برداری، از آقای مهندس روح‌الله زیرم جوانمرد، سرکار خانم مهندس الهام حیدری از شهرستان آبدانان و جناب آقای مهدی‌زاده، مسئول محترم امور رفاهی اداره

- in stratigraphy. Springer-Verlag, New York, 955p.
- Fakhari M. 1993. The geology map of Dehloran (1/250000): Iranian Oil Companies.
- Flügel E. 2010. Microfacies of carbonate rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer – Verlag, Berlin Heidelberg New York, 924 p.
- Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits, empirical model based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Heckel P.H. 1972. Recognition of ancient shallow marine environment, in: Rigby J. K. and Hemblin K. (Eds.) *Recognition Ancient Sedimentary Environments*. Society for Sedimentary Geology, Special publication. 16: 226-286.
- Holland S.M. 1993. Sequence stratigraphy of a carbonate-clastic ramp: the Cincinnati Series (upper Ordovician) in its type area. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 306-322.
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of the Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2182-2245.
- Khavari M.P. Hadavi F. Ghasemi-Nejad E. 2014. Nannostratigraphy and paleoecology Pabdeh Formation in NW Zagros, Ilam section. *Paleontology*, 2: 149-164. In Persian with English abstract.
- Khodabakhsh S. Behbahani R. and Mohseni H. 2009. Cyclic and event deposits in Pabdeh Formation, Western Iran. *Damghan University of Basic Science*, 2: 37-48.
- Lasemi Y. 1995. Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet Dag Basin; NE Iran, Facies, Paleoenvironments and Sequences. *Sedimentary Geology*, 99: 151 –164.
- Lewis D.W. and McConchie D. 1994. Analytical sedimentology. Chapman and Hall, 197p.
- Macleod J.H. 1970. The geology map of Kabir Kuh (1/100000): Iranian Oil Companies.
- Macleod J.H. and Roohi M. 1970. The geology map of Kuhe Varzarin (1/100000): Iranian Oil Companies.
- Macleod J.H. and Roohi M. 1972. The geology map of Mehran (1/100000): Iranian Oil Companies.
- Mirzaee Mahmoodabadi R. Afghah M. and Saeedi S. 2010. High resolution sequence stratigraphy and depositional environment of Pabdeh Formation in Dashte – Arjan area (Shiraz, Fars, Zagros,

آموزش و پرورش شهرستان ملک‌شاهی، برای فراهم کردن اسباب اقامت سپاس و قدردانی می‌شود. نظرهای سودمند و موشکافی نقادانه داوران ناشناس سبب بهبود کیفیت علمی و ویرایشی متن مقاله شده است.

References

- Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Bahroudi A. and Koyi H.A. 2004. Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 1295–1310.
- Behbahani R. 2006. Microfacies, organic geochemistry and depositional environment of bituminous bearing successions of Pabdeh Formation in the Ivan- Gharb. Bu-Ali Sina University, M.Sc. thesis, Faculty of Science, Geology department. 148 p. In Persian with an abstract in English.
- Berberian M. 1995. Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241: 193–224.
- Berberian M. and King G.C.P. 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Carver R.E. 1971. Procedures in sedimentary petrology. Wiley Interscience, 653 p.
- Dickson J.A.D. 1965. Staining thin section, Alizarin Red S and Potassium Ferricyanide stain, in: Adams A.E. McKenzie W.S. and Guilford C. 1985. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: in: Ham W. E. (Ed.). *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG Bulletin, 1: 108-121.
- Eberli G.P. 1991. Calcareous turbidites and their relationship to sea level fluctuation and tectonism. In: Einsele G. Ricken W. and Seilacher A. (Eds.). *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, New York, 955p.
- Einsele G. 1982. Limestone – marl cycles (periodites): Diagenesis, significance, causes, - A review. In: Einsele G. and Seilacher A. (Eds.). *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, New York, 8-53p.
- Einsele G. and Seilacher A. 1991. Distinction of tempestites and turbidites. In: Einsele G. Ricken W. and Seilacher A. (Eds.). *Cycles and events*

- Senemari S. 2018. Investigation of the Pabdeh-Asamri transition based on calcareous nanofossils biostratigraphy, in NE Gurpi anticline, Khozestan Province. Stratigraphy and Sedimentology Researches, 1: 19-30. In Persian with an abstract in English.
- Sepehr M. and Cosgrove J.W. 2004. Structural framework of the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. Marine and Petroleum Geology, 21: 829–843.
- Sim M.S. and Lee I.L. 2006. Sequence stratigraphy of the Middle Cambrian Daegi Formation (Korea), and its bearing on the regional stratigraphic correlation. Sedimentary Geology, 191: 151-169.
- Stoneley R. 1981. The geology of the Kuh-e Dalneshin Area of southern Iran, and its bearing on the evolution of southern Tethys. Bulletin of the Geological Society of London, 138: 509-526.
- Takin M. Akbari Y. and Macleod J.H. 1970. The geology map of Pol Dokhtar (1/100000): Iranian Oil Companies.
- Tucker M.E. 2003. Mixed clastic-carbonate cycles and sequences: Quaternary of Egypt and Carboniferous of England. Geologia Croatica, 56: 19-37.
- Wilson J.L. 1975. Carbonate facies in geological history. Springer –Verlag, New York, 471p.
- Wright V.P. and Burchette T.P. (Eds.) 1998. Carbonate ramps. Geological Society, London, Special Publications, 149.
- Xu w. Ruhl M. Jenkyns H.C. Leng M.J. Huggett J.M. Minisini D. Ullmann C.V. Riding J.B. Weijers J.W.H. Storm M.S. Percival L.M.E. Tosca N.J. Idiz E.F. Tegelaar E.W. and Hesselbo S.P. 2018. Evolution of the Toarcian (Early Jurassic) carbon-cycle and global climatic controls on local sedimentary processes (Cardigan Bay Basin, UK). Earth and Planetary Science Letters, 484: 396–411.
- Iran). World Academy of Science, Engineering and Technology, 4: 11-22.
- Mohseni H. 2003. Depositional environment and diagenesis of the Pabdeh Formation in the North Dezful embayment. Ph.D. thesis, Department of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, 192 p. In Persian with an abstract in English.
- Mohseni H. and Al-Asam I.S. 2004. Tempestite deposits on a storm-influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene) Zagros basin, SW Iran. Journal of Petroleum Geology, 27: 163-178.
- Mohseni H. Behbahani R. Khodabakhsh S. and Atashmard Z. 2011. Depositional environments and trace fossil assemblages in the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, Iran. Geology Paleontology, 262: 59-77. In Persian with an abstract in English.
- Motiei H. 1993. Stratigraphy of Zagros, treatise on the geology of Iran. Geological Survey of Iran, 583 p.
- Neuhuber S. and Wagreich M. 2011. Geochemistry of Cretaceous oceanic Red Beds – A synthesis. Sedimentary Geology, 235: 72-78.
- Pedley M. 1998. A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of Southern Italy and Malta (Mediterranean divide) in: Wright V. P. and Burchette T.P. (Eds.). Carbonate ramps. Geological Society of London, 149: 163-180.
- Pettijohn F.J. Potter P.E. and Siever R. 1987. Sand and Sandstone. New York, 628p.
- Seilacher A. 1967. *Bathymetry* of trace fossils. Marine Geology, 5: 413–428.
- Seilacher A. 1991. Events and their signatures- An overview, In: Einsele G. Ricken W. and Seilacher A. (Eds.) Cycles and events in stratigraphy. Springer- Verlag, New York, 955p.