



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches

E-ISSN: 2423-8007

Vol. 41, Issue 1, No. 98, 2025, pp 1-20

Received: 26.06.2024

Accepted: 12.10.2024

Research Paper

Investigation of the Baba Habib and Sultan anticlines in the Lurestan sub-basin using biostratigraphy and lithostratigraphy to determine the nature of the Pyrenees Orogeny in the Zagros Basin

Mohammadreza Nuraeinezhad 

Ph.D. student, Department of Petroleum and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
kh.nurarei@gmail.com

Mohammad Hossein Adabi* 

Professor, Department of Petroleum and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
m-adabi@sbu.ac.ir

Abbas Sadeghi 

Professor, Department of Petroleum and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
a-sadeghi@sbu.ac.ir

Abstract

This investigation aims to examine the available unconformity of the Late Alpine orogenic phases in the Lurestan sub-basin, with particular emphasis on the Baba Habib and Sultan anticlines. The disconformity occurs at the boundary between the Shahbazan and Asmari formations. Biostratigraphic examinations indicate that the Shahbazan Formation belonged to the middle to late Eocene, while the Asmari Formation is dated to the early Miocene. The investigated sections indicate prevalent marine deposits from the Late Eocene. According to research, the Late Alpine Orogenic phases had an exposure on this area of the Arabian Plate during the Late Eocene, as evidenced by the development of microkarst. Based on the amount of precipitation, the study area was located in a hot and humid climate zone.

Keywords: Tethys, Pyrenees, Shahbazan, Asmari, Palaeomicrokarst, Lurestan, Zagros

Introduction

During the Mesozoic and Cenozoic periods, the Eurasian and Gondwanan continents collided to form the Alpine-Himalaya Mountain range, which includes Iran in its central region. An important ocean called Tethys, which James and Wynd (1965) initially discovered in the Cenozoic strata of the Zagros was present at the location of the main Zagros thrust line (Piryaei and Davies 2024). The discontinuous boundary between the Asmari and Shahbazan formations can be established using karst events as indicators. This research attempts to identify and characterize the preserved discontinuity within the microkarsts development by using classified microkarren shapes.

Material & Methods

Based on previous research by Adams and Bourgeois (1967), Laursen et al. (2009), Van Buchem et al. (2010) and Boudagher-Fadel (2013), this study aims to identify the

genera and fossil species of the Asmari Formation by sampling two sections. Two studies, one by Hottinger (2015) and the other by Sirel (2007), used the Shahbazan Formation to determine the taxa and species of fossils; the other, by Van Buchem et al. (2010) and Laursen et al. (2009), determined the biozones of the Asmari Formation and represent biological zonation. Bourgeois and Adams's (1967) study has led to the biozonation of the Shahbazan Formation. Hottinger (2015) and Sirel (2007) studied fossils from the Shahbazan Formation, while Van Buchem et al. (2010) and Laursen et al. (2009) examined the biozones within the Asmari Formation. Additionally, Bourgeois and Adams (1967) contributed to the biozonation of the Shahbazan Formation. In order to find evidence of a discontinuity in the end-Alpine Orogenic phases at the boundary of the Shahbazan-Asmari formations, the Babahabib and Sultan anticlines in the Lorestan area were examined.

*Corresponding author

Sajjadi Hezaveh F. Hashemi Yazdi F. and Maleki M. (2025). Investigation of the Baba Habib and Sultan anticlines in the Lurestan sub-basin using biostratigraphy and lithostratigraphy to determine the nature of the Pyrenees Orogeny in the Zagros Basin. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 41(1):1-20. <https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141801.1290>



2423-8007 / © 2025 University of Isfahan

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



<https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141801.1290>

Discussion of Results and & Conclusions

Based on variations in the thickness, color, lithology, and sedimentary geometry of the strata, the carbonate succession in these areas found in the Asmari and Shahbazan formations can be divided into eight lithostratigraphic units in the Sultan section and seven units in the Baba Habib section. According to lithostratigraphy, these formations are classified as marine carbonate strata in this study. The presence of benthic foraminifera has allowed researchers to determine the age of sediments. In the biostratigraphic study, two biozones for the Shahbazan Formation were identified. An area with barren index fossils is determined. It is concluded that the Shahbazan Formation is between the Lucene and Priabonine periods of the Middle to Late Eocene based on the fossil accumulations that have been found. Biostratigraphic studies of benthic foraminifera in the Miocene (Aquitania–Burdigalian) period indicate that the Asmari Formation was deposited in this region. Two different biozones were identified within the Asmari Formation in the study area which does not contain any elements of the Rupelian–Chattian or the Eocene age. A paraconformity between the Shahbazan and the Asmari deposits are located within these sections. Evidence of discontinuity, such as limestone conglomerate fragments between the Asmari–Shahbazan contact, and the extinction and subsequent appearance of particular foraminifera microfossil species are observed in this study along the boundary between the two formations.

Additionally, palaeomicrokarst phenomena as result of sea level fall in the upper part of the Shahbazan Formation are also observed. The upper section of the Shahbazan Formation is marked by discontinuities observed in the fifth unit of the Babahabib transect and the seventh unit of the Sultan anticline. During the Eocene period, as the seas began to form, these discontinuities were revealed due to erosion and the creation of subaerial outcrops. The karst phenomena seen in this research originate from the interaction of tectonic activity and the dissolving of limestone deposits by meteoric fluids with particular acidity. The temperature significantly influences the evolution of karst formations. Tectonic forces during the late Alpine Orogeny caused the compressive force necessary for the uplift and displacement of strata, eventually leading to the closure of the Neotethys. The investigation of the Eocene deposits demonstrates that tectonics and climatic cycles significantly influence the transgressions and regressions of the sea level within the sedimentary basins. Structural and field evidence, particularly the occurrence of ancient red soils like bauxite and laterite, indicate that Eocene deposits formed under oxidizing conditions characteristic of continental and humid environments. This implies the disconformity surface between the Shahbazan and Asmari formations. It contains remnants of several microkarsts evidence for the hot and humid climatic conditions prevalent throughout the Eocene–Oligocene epoch.



مقاله پژوهشی

بررسی شواهد زیست چینه‌نگاری و سنگ‌نگاری فاز کوهزایی پیرنه در حوضه رسوبی زاگرس مطالعه موردی: تاقدیس‌های باباحیب و سلطان، زیرحوضه رسوبی لرستان

محمد رضا نورایی نژاد^{ID}، دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

mr.nuraei@gmail.com

محمد حسین آدابی^{ID*}، استاد گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

m-adabi@sbu.ac.ir

عباس صادقی^{ID}، استاد گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

a-sadeghi@sbu.ac.ir

چکیده

این مطالعه با هدف بررسی شواهد ناپیوستگی فازهای کوهزایی آلبی پایانی در مرز بین سازندهای شهبازان - آسماری در دو برش تاقدیس باباحیب و سلطان در ناحیه لرستان انجام شده است. براساس مطالعات زیست چینه‌نگاری در دو برش مذکور، سازند شهبازان با سن ائوسن میانی پسین و سن سازند آسماری میوسن پیشین است. در برش‌های مذکور، رسوب‌گذاری دریایی نرمال برای یک فاصله زمانی معین در انتهای ائوسن قطع می‌شود و پیشروی مجدد دریا در میوسن رخ داده است. عملکرد و تأثیرات فازهای کوهزایی آلبی پایانی، به‌ویژه فاز کوهزایی پیرنه در حوضه رسوبی زاگرس، به شکل‌های مختلف باعث عدم رسوب‌گذاری و یا حذف رسوبات می‌شود، به‌طوری‌که در این مطالعه، قاعده سازند آسماری با یک ناپیوستگی فرسایشی بر سازند شهبازان قرار دارد. فعالیت‌های کوهزایی پس‌روی دریای اواخر ائوسن و رخنمون‌یافتن (ناشی از تأثیرات فاز کوهزایی پیرنه) موجب فرسایش و رخنمون تحت جوی بخش فوقانی سازند شهبازان شده است. در این مطالعه برای اولین بار، ناپیوستگی بین سازندهای آسماری و شهبازان براساس شواهد پالئومیکروکارست در زاگرس شناسایی شده است. وجود آهک‌های قلوهای، گسترش کارست و خاک‌های قرمز در این توالی، شاهدهی بر وجود شرایط بارش شدید در زمان ائوسن پسین است. براساس مطالعات و شرایط تشکیل میکروکارست، این بخش از پلنفرم عربی در زمان ائوسن پسین متأثر از فازهای کوهزایی و خشکی‌زایی آلبی پایانی بوده و با توجه به میزان بارش، از نظر جغرافیایی در شرایط آب و هوای گرم مرطوب قرار داشته است.

واژه‌های کلیدی: شهبازان، آسماری، ناپیوستگی، پیرنه، پالئومیکروکارست، زاگرس، لرستان.

* نویسنده مسئول

نورایی نژاد، محمد رضا؛ آدابی، محمد حسین و صادقی، عباس. (۱۴۰۴). بررسی شواهد زیست چینه‌نگاری و سنگ‌نگاری فاز کوهزایی پیرنه در حوضه رسوبی زاگرس مطالعه موردی: تاقدیس‌های باباحیب و سلطان، زیرحوضه رسوبی لرستان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۱(۱): ۱-۲۰.

<https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141801.1290>



مقدمه

و بسیار پیش‌رفته در دو طرف حوضه پابده از پالئوژن تا میوسن زیرین گسترده است (Van Buchem et al. 2010, Ala and Sorkhabi 2024). این ناپیوستگی در مطالعه سعدونی و پرن‌آور نیز تأیید شده است (Parandavar and Sadouni, 2021). سازند آسماری دارای سن متفاوت بوده است، به طوری که از ناحیه فارس به سمت ناحیه لرستان، سن قاعده این سازند جوان‌تر می‌شود (Amiri Bakhtiar & Norainejad 2022; Piryaei and Davies, 2024). در بررسی‌های انجام‌شده در محور عمود بر روند حوضه زاگرس از شمال شرق تا جنوب غرب، دارای تغییرات زیادی در روند ساختاری شکل گرفته است (Verges et al. 2024). رخدادهای دو فاز کوهزایی سیمین و آلی سبب تغییرات زیادی در حوضه رسوبی و پیچیدگی ساختاری فراوان در این بخش شده است.

انحلال یکی از فرایندهای دیاژنزی است که باعث تحلیل دانه‌ها و حذف بخش‌های ناپایدار اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی می‌شود و تخلخل موجود در سنگ را افزایش می‌دهد (Tucker 2001; Flugel 2010). بیشتر سنگ‌های آهکی بر اثر عبور سیالات درون منفذی تحت اشباع نسبت به فاز کربنات موجود، انحلال را تحمل کرده‌اند (Tucker 1991). واژه کارست به مناطقی (عمدتاً مناطق آهکی) اطلاق می‌شود که در آنها آب‌های زیرزمینی باعث توسعه شکاف‌ها در سنگ‌های کربناته شده و در نتیجه یک سیستم زهکشی زیرسطحی را ایجاد کرده است (Ford and Williams 2007). پدیده‌های کارستی از شواهد گویایی‌اند که به شناسایی مرز ناپیوسته آسماری - شهبازان کمک می‌کنند. در این مقاله تلاش می‌شود با استفاده از ریزخست‌های ریزکارن (microkarren) که در گروه ریزکارست‌ها (microkarsts) دسته‌بندی می‌شوند، مرز ناپیوستگی در این سازند شناسایی و تعیین شود. فرایند انحلال در توالی کربناته با توجه به شرایط محیط دیاژنزی در محیط‌های دیاژنزی نزدیک به سطح، محیط‌های متئوریک، زون مخلوط، محیط‌های دیاژنزی تدفینی و همچنین هنگام بالآمدگی سنگ‌های کربناته و در اثر عملکرد فرایندهای دیاژن متئوریک، انحلال، کارستی شدن و تخلخل ثانویه در این بخش ایجاد می‌شود (Tucker and Wright 1990; Alonso-Zarza and Tanner 2009). در این پژوهش برای دستیابی تعیین دقیق مرز بین دو سازند آسماری و شهبازان، توالی آنها از جنبه

سرزمین ایران در بخش میانی کوهزائی آلپ-همالیا قرار دارد و ماحصل فصل مشترک دو قاره اورازیا و گندوانا در طی مزوزوئیک و سنوزوئیک است و در محل خط تراستی اصلی زاگرس، اقیانوس گسترده‌ای به نام تتیس (Tethys) وجود داشته است، به طوری که زاگرس و خلیج فارس جزء حاشیه شمال شرقی قاره گندوانا (صفحه آفریقایی-عربی) و عمده سرزمین ایران در حدفاصل دو بزرگ قاره (قاره گندوانا و اورازیا) قرار داشته است (Amiri Bakhtiar & Norainejad 2022). براساس ویژگی‌های ساختاری و رسوب‌گذاری، حوضه لرستان به سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم می‌شود. در این سبک ساختاری، سازند آسماری در لرستان مرکزی و شمالی (گسترش حوضه امیران) بر سازند شهبازان و در لرستان جنوبی بر سازند پابده قرار می‌گیرد (Amiri Bakhtiar & Norainejad 2022). در زیرحوضه لرستان یک تقسیم‌بندی زیربخش سنگ چینه‌ای متفاوت و به سن ائوسن شناسایی شده است (James and Wynd 1965) که در آن توالی قرمز (شیل‌ها و کنگلومراها) سازند کشکان کربنات‌های سازند تله‌زنگ ائوسن زیرین را از کربنات‌های سازند شهبازان ائوسن بالایی آنها جدا می‌کند (Nikfard 2023).

بحث ناهم‌زمانی (diachroneity) را برای اولین بار جیمز و واین در سنگ‌های سنوزوئیک زاگرس شناسایی کرده‌اند (Piryaei and Davies 2024).

در بررسی‌های انجام‌شده بر سازند آسماری از سوی محققان مختلف، این سازند به دلیل وجود یک هیتوس از توالی رسوبی قدیمی‌تر خود در لرستان جدا می‌شود (Ehrenberg et al. 2007; Homke et al. 2009; Van Buchem et al. 2010; Pirouz et al. 2015).

در بررسی‌های انجام‌شده از طریق پیریایی و دیویس، یک ناپیوستگی کاملاً مشخص در مرز بالای سازند جهرم و شهبازان مشاهده می‌شود که بررسی‌های انجام‌شده در استان فارس، در بخش‌هایی از استان فارس و سواحل جنوبی در خلیج فارس، مرز بالایی سازند جهرم تا زمان بوردیگالیان در معرض رخنمون باقی مانده است (Piryaei and Davies 2024).

ناهم‌زمانی قوی قاعده سازند آسماری و رأس سازند شهبازان بسته به موقعیت توالی کربناته حاشیه‌ای متفاوت بوده

رخساره‌ای و نیز سبک ساختاری با گسل‌های بزرگ‌مقیاسی از جمله راندگی اصلی زاگرس، گسل زاگرس مرتفع و گسل پیشانی کوهستان در راستای موازی با خط درز زاگرس توسط بسیاری از پژوهشگران، به پهنه‌های مختلفی تقسیم شده است (Falcon 1969; Berberian 1995; Alavi 2007).

در طی ائوسن، گسترش حوضه پیش‌گودال کاهش یافته و با پلتفرم جایگزین شده است. نوسانات سطح آب دریا در حوضه زاگرس، به تشکیل رخساره‌های متنوع در حوضه‌های لرستان منجر شده است. از جمله رسوبات تشکیل‌دهنده این حوضه در سنوزوئیک، به سازند شهبازان اشاره می‌شود که پس از فاز کوهزایی لارامید به صورت محلی در یک حوضه رسوبی پیش بوم نهشته شد که در بخش‌های وسیعی از گستره لرستان، به‌ویژه در نواحی جنوب غربی آن رخمون دارند. در زاگرس، باقی‌مانده نئوتتیس (Neo-Tethys) به‌طور کلی در زمان الیگوسن-میوسن بسته شد. پس‌روی سطح دریا در الیگوسن سبب از بین رفتن بخشی از رسوبات ائوسن و عدم رسوب‌گذاری در چندین ناحیه از زاگرس شده است. این زمان معادل بازشدگی دریای سرخ است و با تغییر شکل شدید در طول ساختار ایرانی-عربی، که تراستی شدن زاگرس نامیده می‌شود، هم‌زمان است (Amiri Bakhtiar & Norainejad 2022). رسوبات الیگوسن-میوسن پیشین زاگرس، حتی در نواحی سکویی، کربناتی‌های کم‌عمق (سازند آسماری) است که به‌وسیله بازگشت دوباره دریا و پوشیده شدن نواحی سکویی نهشته شده است. هم‌زمان با گسترش توالی دریایی، پیشروی دریا در زاگرس مجدداً انجام شد و رسوب‌گذاری سنگ‌آهک‌های آسماری به سن الیگوسن از نتایج این پیشروی است. منحنی جهانی سطح آب دریاها، یک پایین‌افتادگی اصلی سطح آب دریا را در طی الیگوسن پیشین و پسین نشان می‌دهد. در الیگوسن پیشین و میانی با افت نسبی سطح آب دریاها، بخش‌هایی از سکو کربناتی موجود از آب خارج شد، در نتیجه کربناتی‌های ائوسن دچار انحلال و فرسودگی شدند (Amiri Bakhtiar & Norainejad 2022) (شکل ۲). برای دستیابی به اهداف این مطالعه، دو برش سلطان و باباحیب به فاصله ۵ کیلومتر از یکدیگر در ناحیه لرستان انتخاب شده است.

تاق‌دیس سلطان در جنوب غرب ایران به فاصله ۶۳/۹ کیلومتری جنوب غرب خرم‌آباد و ۲۵ کیلومتری شهر معمولان و در عرض جغرافیایی ۲۵° ۳۳' ۱۳" و طول جغرافیایی

سنگ‌چینه‌نگاری، زیست‌چینه‌نگاری در برش‌های سلطان و باباحیب مطالعه شده است. هدف این تحقیق، مطالعه شواهد ناپوستگی دیرینه سازند شهبازان در برش‌های مطالعه شده است که در شناخت تکامل پهنه لرستان و همچنین درک بهتر عوامل اکولوژی مؤثر در پراکندگی جغرافیایی ریزفسیل‌های سازند شهبازان مفید است. مطالعات انجام‌شده بر کربنات‌ها در برش باباحیب و سلطان تحت تأثیر فرایندهای دیانز جوی قرار گرفته‌اند. شواهد این ناپوستگی و تأثیر فرایندهای جوی در توالی مطالعه‌شده، شامل کارستی‌شدن و انحلال‌های گسترده بر نهشته‌های سازند شهبازان ملاحظه‌شدنی است. ناپوستگی بین سازندهای شهبازان و آسماری در ادامه برخورد صفحه اوراسیا، صفحه عربی و افت جهانی سطح آب دریا بررسی می‌شود که از کرتاسه آغاز شده است (Haq et al. 1987).

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

حوضه زاگرس با مسافتی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر از ترکیه تا جزیره هرمز را به خود اختصاص داده است، تحت تأثیر چندین فاز برخوردی بین پلیت عربی و پلیت ایران در زمان انتهای کرتاسه تا نئوژن قرار گرفته و کمربند کوهزایی تراستی و چین‌خورده زاگرس امروزی را سبب شده است (Berberian and King 1981; Sherkati and Letouzey 2004; Sherkati et al. 2006) (شکل ۱ A). بر مبنای گوناگونی رخساره‌های جانبی و ساختارهای مرفولوژیکی، از جنوب شرق به سمت شمال غرب حوضه فارس، زون ایذه، زاگرس مرتفع، فروافتادگی دزفول و حوضه لرستان، مهم‌ترین و رایج‌ترین واحدهای تکتونواستراتیگرافی کوهزاد زاگرس ایران‌اند (Sherkati et al. 2006) (شکل ۱ B). منطقه مطالعه‌شده در بخش کمربند چین‌خورده ساده زاگرس و در زیرحوضه لرستان واقع شده است. در زاگرس در طی پالئوسن پسین تا ائوسن، رسوبات در یک حوضه پیش‌گودال باقی‌مانده در امتداد حاشیه شرقی صفحه عربی نهشته شده‌اند (James and Wynd 1965; Murriss 1980; Ziegler 2001; Alavi 2004).

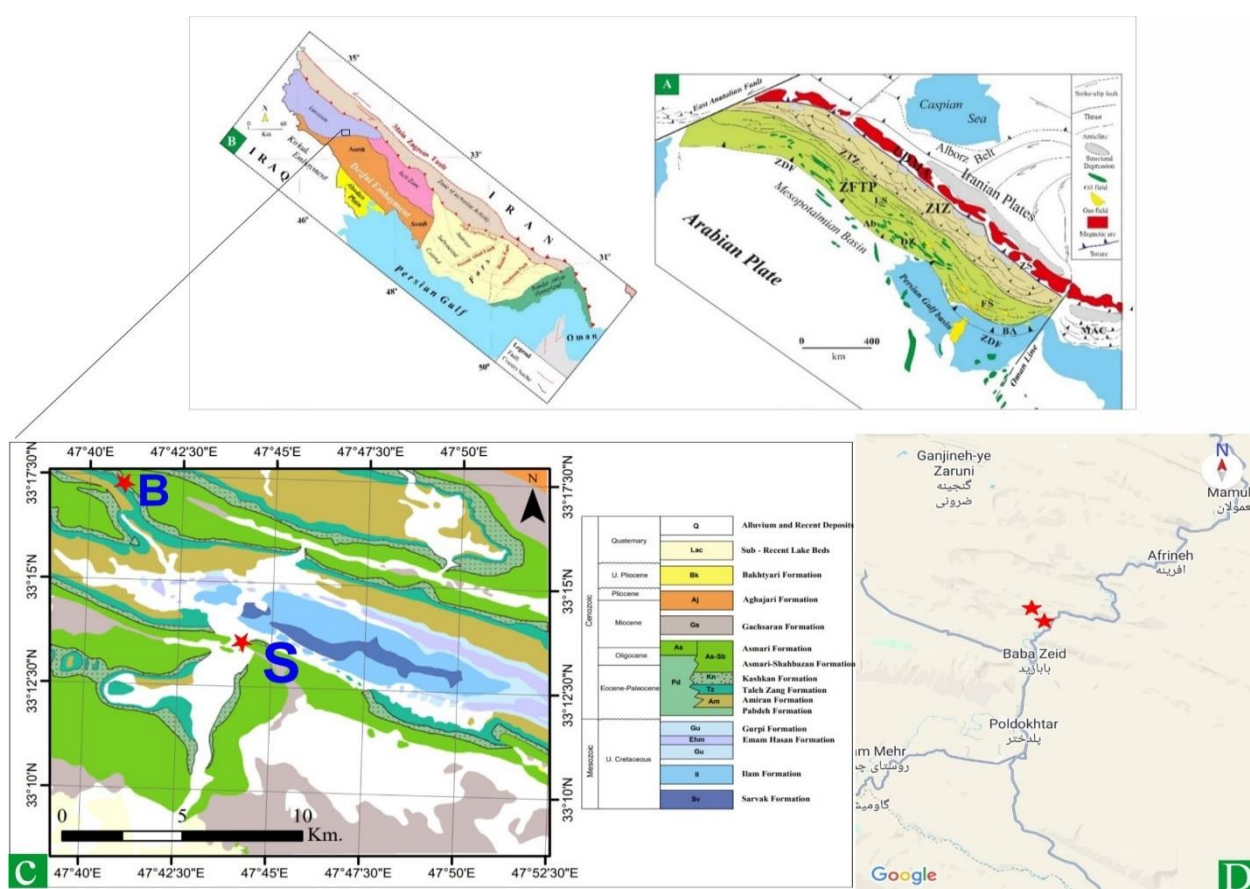
کمربند چین‌خورده-راندگی زاگرس شامل یک توالی از پوشش رسوبی به ضخامت ۷ تا ۱۲ کیلومتر با ترکیبی از لایه‌های مقاوم و نامقاوم است که از اوایل نئوپروتروزویک تا فانروزویک روی پی‌سنگ بلورین زاگرس نهشته شده‌اند (Alavi 2007) این کمربند بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و

شرق بوده است که در بین تاقدیس‌های سرکان در شمال، ماله‌کوه در جنوب، پاسان در غرب و ریت در شرق قرار دارد. رخنمون‌های سطحی آن در هسته، سازندهای کرتاسه (سورگه و جوانتر) و در یال‌ها به توالی سازند گچساران ختم می‌شود. در تاقدیس‌های مطالعه‌شده، مرز زیرین سازند شهبازان با سازند کشکان به صورت قاطع (Sharp) و مرز بالایی و با سازند آسماری به صورت ناپیوسته است. همچنین مرز بالایی سازند آسماری با سازند گچساران قاطع است (شکل ۱ C).

۳۳° ۴۷' ۴۴" واقع است. برش مطالعه‌شده در مجاورت جاده پل‌دختر معمولان واقع شده است.

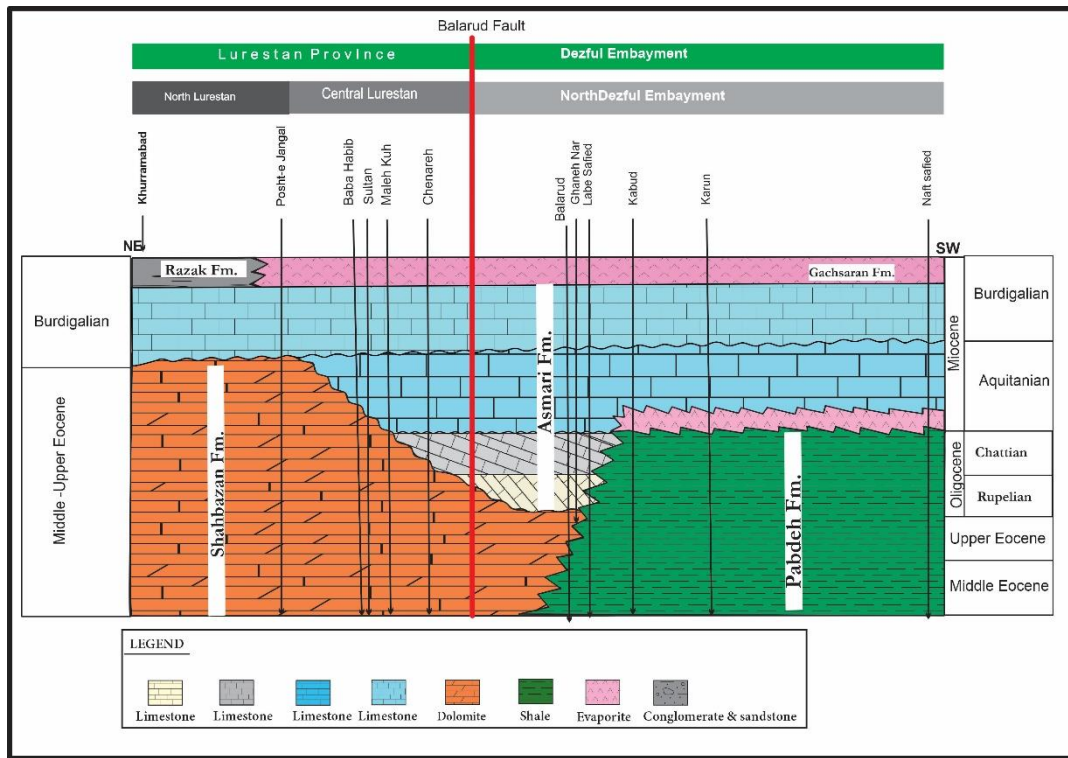
تاقدیس باباحیب در جنوب غرب ایران به فاصله ۷۰/۵ کیلومتری جنوب غرب خرم‌آباد و ۳۰ کیلومتری شهر معمولان و در عرض جغرافیایی ۳۳° ۴۳' ۱۰" و طول جغرافیایی ۴۷° ۱۵' ۴۰" واقع است. برش مطالعه‌شده در مجاورت جاده پل‌دختر - کوه‌دشت در سه کیلومتری امام‌زاده باباحیب واقع شده است.

دو تاقدیس باباحیب و سلطان با روند شمال غرب جنوب



شکل ۱- A: زون‌های مختلف شمال شرق صفحه عربی (Alavi 2007); B: زیرمجموعه‌های تکتونواستراتیگرافی کمربند کوهزایی زاگرس ساختارها براساس مطالعات قبلی مانند (Sherkati and Letouzey 2004). مستطیل قرمز محدوده مطالعه‌شده کنونی در ناحیه لرستان را نشان می‌دهد; C: موقعیت برش‌های رخنمون در تاقدیس‌های سلطان (S)، بابا حیب (B)، با ستاره مشخص شده است (برگرفته‌شده از گزارش‌های داخلی شرکت ملی نفت ایران، منتشرنشده); D: نقشه راه‌های دسترسی به برش‌های مطالعه‌شده. محل برش‌ها با ستاره مشخص شده است.

Fig 1- A: Different zones in the northeast of the Arabian plate (Alavi 2007), **B:** tectonostratigraphy subsets of the Zagros orogenic belt (structures based on previous studies such as Sherkati and Letouzey 2004). The red rectangle shows the study area in Lorestan region. **C:** The location of the outcrops in of Satan (S), Baba Habib (B) anticline, is marked with an asterisk (taken from the internal reports of the National Iranian Oil Company, unpublished), **D:** Map of access roads to the studies sections are marked with an asterisk.



شکل ۲- چین‌نگاری سنوزوئیک حوضه زاگرس (با تغییرات برگرفته از James and Wynd 1965)

Fig 2- Cenozoic stratigraphy of the Zagros Basin (with changes taken from James and Wynd 1965)

روش پژوهش

برای دستیابی به اهداف این مطالعه، دو برش انتخابی، نمونه‌برداری شده است، نمونه‌برداری از برش‌های چندگانه، از فواصل ۰/۵ تا ۲ متری، بسته به شرایط سنگ‌شناسی و خواص دیگر چین‌شناسی در هر برش به صورت جداگانه انجام شد. در این پژوهش به منظور مطالعات دیرینه‌شناسی و تعیین بیوزوناسیون، تعداد ۳۸۰ مقطع نازک تهیه و مطالعه شد. برش‌های انتخاب شده با ژاکوب مترآژ شدند و ستون چین‌شناسی مربوط به آن با مقیاس ۱/۱۰۰۰ ترسیم شد. به منظور انجام این پژوهش، برای شناسایی جنس و گونه‌های فسیلی سازند آسماری از مطالعات انجام شده به وسیله Adams and Bourgeois 1967; Laursen et al. 2009; Van Buchem et al. 2010; Boudagher - Fadel Boudagher 2008- 2013 استفاده شده است. برای شناسایی جنس و گونه‌های فسیلی سازند شهبازان از مطالعات انجام شده از طریق Sirel 2015; Hottinger 2007 استفاده شده است و برای زون‌بندی زیستی و تشخیص بیوزون‌های سازند آسماری از مطالعات انجام شده Van Buchem et al. 2010; Laursen et al. 2009 استفاده شده است.

همچنین بیوزوناسیون سازند شهبازان براساس مطالعات آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois 1967) انجام شده است.

بحث

سنگ‌چینه‌نگاری

در بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی سازند آسماری در تاق‌دیس سلطان، به طور هم‌شیب و فرسایشی بر سازند شهبازان، همچنین به طور هم‌شیب توسط سازند گچساران پوشیده می‌شود. به دلیل دولومیتی بودن، مقالات محدودی درباره سازند شهبازان در حوضه لرستان وجود دارد و بیشتر راجع به دیاژنز و ویژگی‌های رسوب‌شناسی این سازند است که به مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی نهشته‌های کربناته سازند شهبازان و مشخص شدن ترکیب سیالات دولومیت ساز (Adabi 2009) اشاره می‌شود. در بررسی‌های سنگ‌چینه‌ای، لیتولوژی غالب آن، شامل دولومیت، دلومیت آهکی، آهک دولومیتی و آهک مارنی نازک تا ضخیم لایه به رنگ کرم روشن تا خاکستری است. سازندهای آسماری و شهبازان در این برش‌ها شامل توالی کربناته است که بر مبنای تغییر در

- Pellatispira - Baculogypsinoidea assemblage zone معرفی شده است که سن این بیوزون‌ها ائوسن میانی - پسین است. در مجموع ۲ بیوزن برای سازند شهبازان شناسایی شد. این محدوده به دلیل جایگاه چینه‌شناسی سن ائوسن میانی - بالایی و گاهی پریابونین برای آن در نظر گرفته می‌شود.

Nummulites spp. - Discocyclusina spp. assemblage zone (Adams and Bourgeois 1967)

این زون تجمعی با پیدایش و تجمع نومولیتس‌های کوچک Nummulites spp. و Discocyclusina sp. مشخص می‌شود. از فرامینیفرهای شناسایی شده در این بیورون:

Nummulites sp., Discocyclusina sp., Operculina sp., Halkyardia minima, Reussella sp., Rotalia sp., Neorotalia sp., Genus 2 sp., 1., Globigerina spp., Peneroplis sp., Miliolidea

این زون تجمعی در قسمت بالایی سازند شهبازان در برش‌های باباحیب و سلطان گسترش دارد؛ بنابراین سن ائوسن پسین را برای آن منظور کرده‌اند. سن سازند شهبازان براساس تجمعات فسیلی شناسایی شده، ائوسن میانی (لوتسین) تا ائوسن پسین (پریابونین) است.

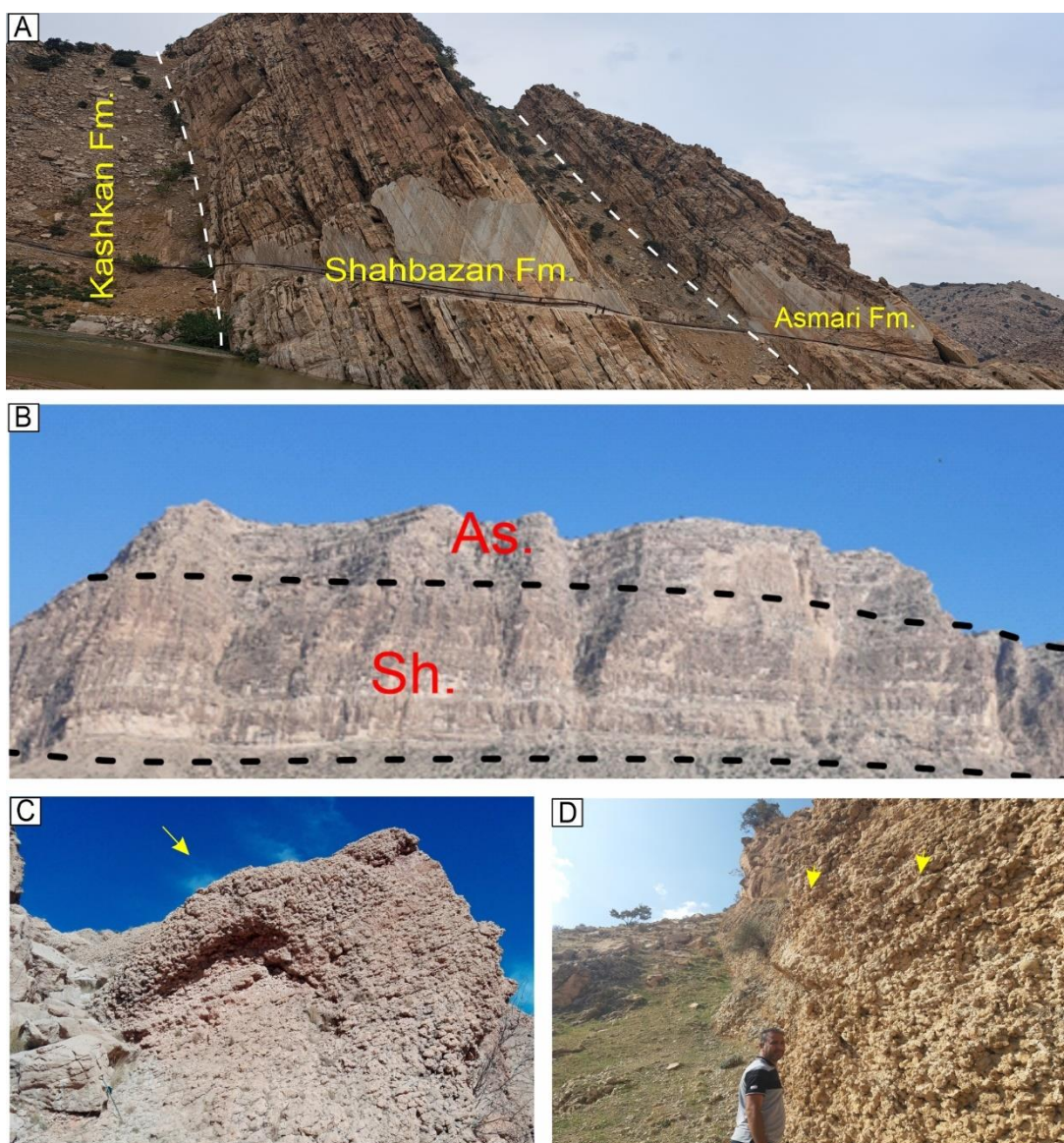
زون مبهم Indeterminate zone

فسیل‌های موجود در این پهنه بسیار محدود است، عمدتاً متشکل از روزن‌داران با پوسته پورسلانز و میلیولیدها شناسایی‌ناپذیر و به زون مبهم معروف است.

ضخامت و هندسه رسوبی لایه‌ها، رنگ و سنگ‌شناسی در برش سلطان به ۸ واحد و در برش باباحیب به ۷ تقسیم می‌شود. واحد هفتم در برش سلطان و واحد پنجم در برش باباحیب شامل یک لایه سنگ‌آهک قلوهای دارای فسیلی شاخص (رأس این واحد منطبق بر آخرین حضور نومولیت‌های ائوسن) هستند. همچنین آثار میکروکارست‌ها در آن مشاهده‌شدنی و بر این واحد توالی ضخیم سازند آسماری قرار گرفته است، ضخامت این واحد در برش سلطان حدود ۱۳ متر و در برش باباحیب حدود ۱۲ است (شکل ۳).

زیست چینه‌نگاری

یکی از مشخصات اصلی سنگ چینه‌ای سازند شهبازان، گسترش دولومیت‌هاست. براساس مطالعات، مقاطع نازک سازند شهبازان در برش‌های مطالعه‌شده توالی قاعده‌ای این سازند عمدتاً از دولومیت‌های اولیه تشکیل شده است که حاوی توالی فاقد فسیل‌اند و بخش‌هایی که تحت تأثیر دیاژنز قرار نگرفته‌اند، دارای فرامینیفرهای خانواده میلیولیده است که این توالی معادل یک تجمع در نظر گرفته می‌شود. شایان ذکر است این تجمع در قاعده برش‌های سلطان و باباحیب گسترش دارد (شکل ۴ و ۵). به‌طور کلی مجموعه میکروفسیل‌های سازند شهبازان در برش نمونه، در قالب بیوزون‌های ۵۱ و ۵۳ Wynd (1965) و با نام‌های Nummulites-Alveolina assemblage zone, Chapmanina



شکل ۳- A: دورنمای از تاقدیس سلطان؛ B: دورنمایی از برش تاقدیس باباحیب، دورنمایی از آهک‌های قله‌ای در تاقدیس‌های سلطان (C) و باباحیب (D)

Fig 3- A: A view of the Sultan anticline in the section of the Sultan anticline, B: A view of the Bab Habib anticline, a view of the calcareous limestones in the Sultan (C) and Baba Habib (D) anticlines

Austrotrillina sp., *Peneroplis evolutus*, *Meandropsina iranica*.

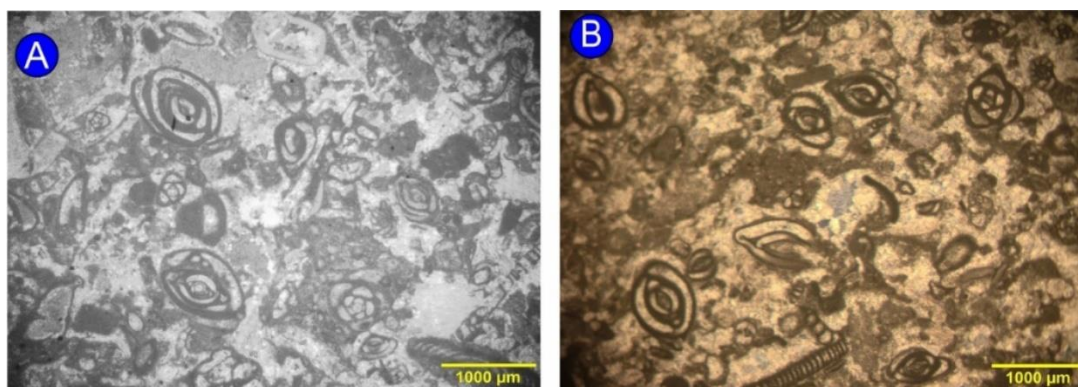
مشخصه این توالی، کاهش مجموعه فسیلی است. با توجه به اینکه این پهنه بر مبنای جایگاه چینه‌شناسی معرفی شده و فاقد فسیل شاخص سنی است، این بیوزون سن آکی‌تائین دارد. یکی از مشخصات بارز این بیوزون در برش‌های مطالعه‌شده، گسترش گونه میکروکودیم است که در ادامه شرح داده شده است (شکل ۴). این زون زیستی معادل بر زون زیستی *Dendritina rangi* Partial Range Zone ارائه‌شده از

این توالی از نظر تنوع بسیار فقیر از اجزای زیستی بر نهشته‌های ائوسن سازند شهبازان در برش‌های باباحیب و سلطان قرار گرفته است و فاقد فسیل شاخص است. موقعیت چینه‌ای آن براساس مطالعات لارسن در سال ۲۰۰۹ و نیکفرد و همکاران ۲۰۲۰ حدفاصل انقراض جنس و گونه‌های مختلف آرکیامس (*Archaias* spp.) و آغاز *Borelis melo* و *curdica* در نظر گرفته شده است. این بیوزون مشتمل بر فرامینفرها بنتیک زیر است:

Dendritina rangi, *Triloculina* sp., *miliola* sp.,

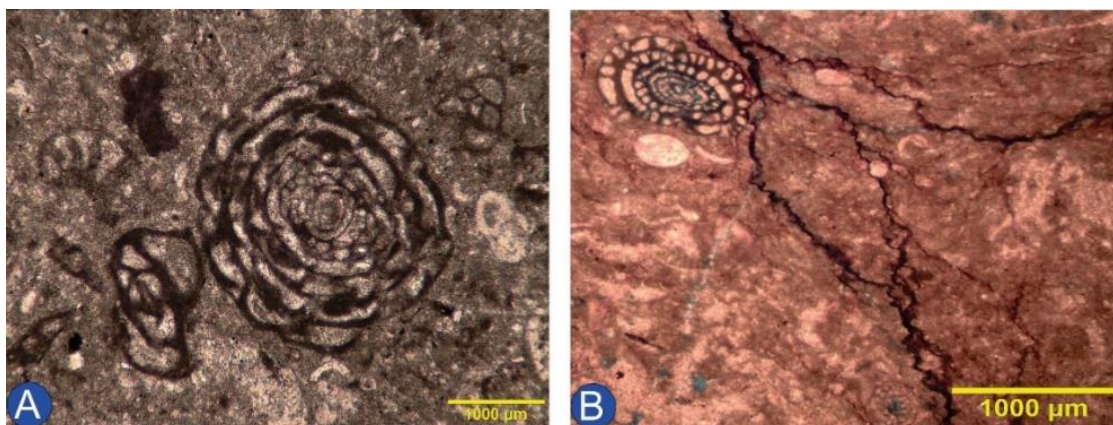
سوی نیکفرد و همکاران (Nikfard et al. 2020) است. این زون زیستی معادل زون زیستی *Borelis melo curdica*- *Borelis melo* Taxon Range Zone است که نیکفرد و همکاران (Nikfard et al. 2020) ارائه کرده‌اند. زون زیستی *(B. melo curdica-Miogypsina)* SBZ25 کائوزاک و پوئیگنانت (Cahuzac and Poignant 1997) و متعلق به اشکوب بوردیگالین است. در برش‌های سلطان و باباحیب، این بیوزن کاملاً مشخص و دارای ضخامت آن در تاقدیس سلطان ۴۱ متر و در تاقدیس باباحیب ۳۲ متر است (شکل ۶ و ۷).

سوی نیکفرد و همکاران (Nikfard et al. 2020) است. زون تجمع *Borelis melo curdica*- *Borelis melo* *melo assemblage zone*: این زیست‌زون مربوط به قسمت انتهایی سازند آسماری است. شروع این زیست‌زون بر مبنای ظهور *Borelis spp.* است و تا انتهای سازند آسماری ادامه دارد (شکل ۵) بیوزن مزبور در فروافتادگی دزفول، زون ایذه و ناحیه لرستان به‌طور کامل گسترش دارد. تجمع زیستی فوق معادل زون زیستی *Borelis melo curdica*- *Borelis melo* *melo assemblage zone* ون بوخم و همکاران (Van Buchem



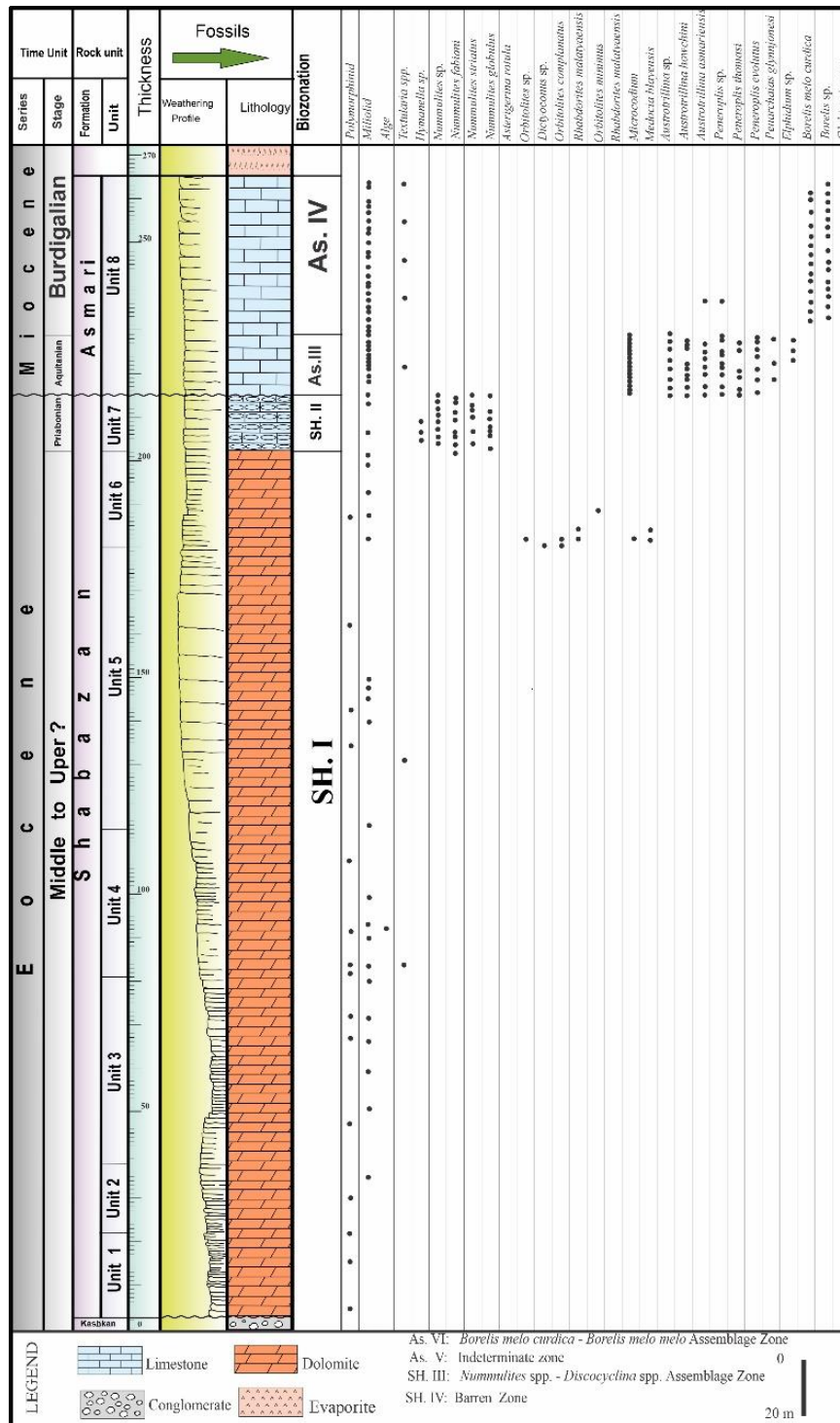
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی خانواده Miliolids بیوزون یک در برش سلطان به ترتیب از سمت چپ S: 220، شماره نمونه S:222

Fig 4- Microscopic images of the Miliolids family of biozone one in the studied sections, sample number S: 220, 222



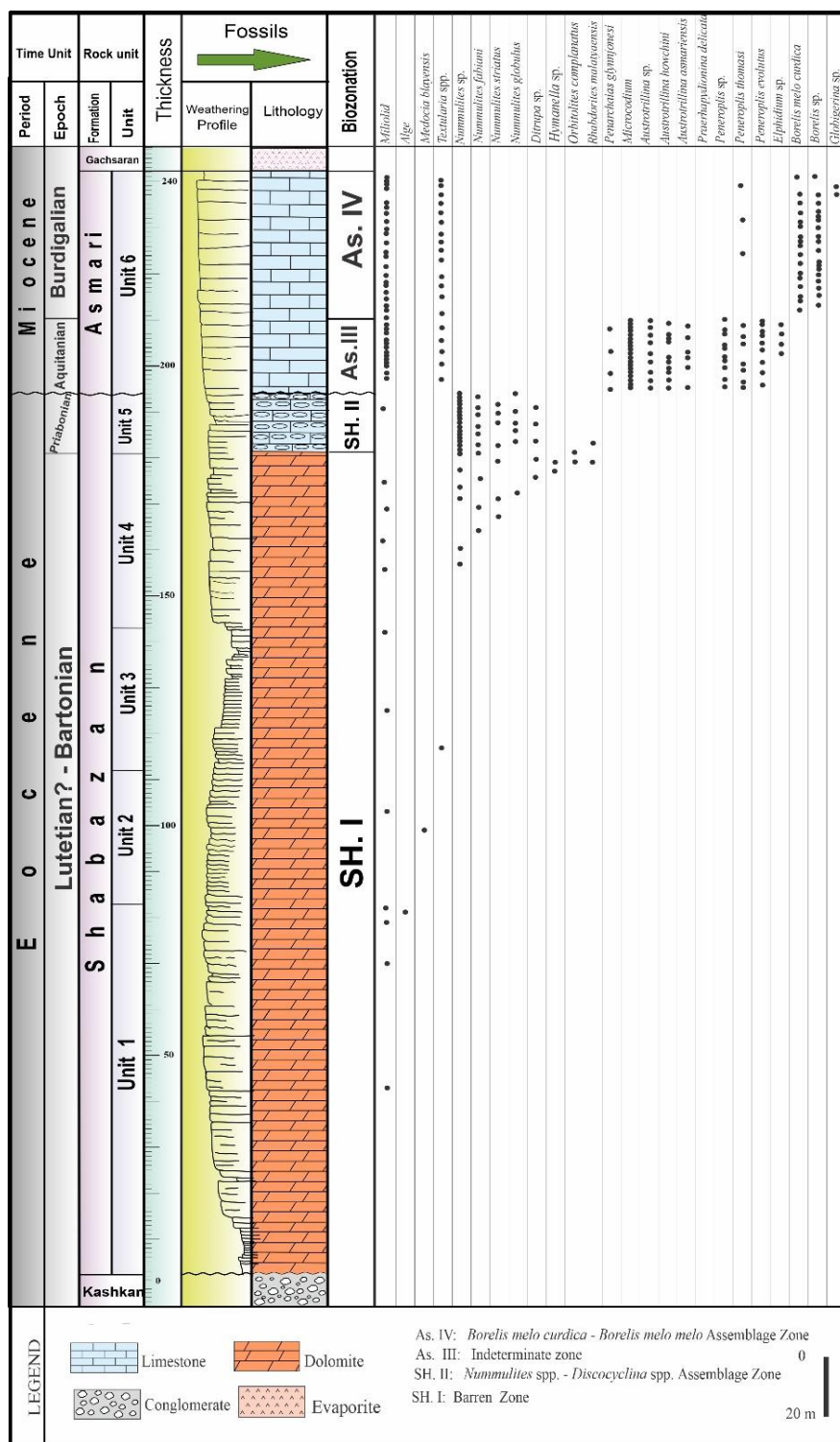
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی گونه *Borelis melo curdica* در برش استوایی A: تاقدیس سلطان، S: 265 نمونه؛ B: تاقدیس باباحیب، نمونه S:222

Fig 5- Microscopic images of *Borelis melo curdica* species in equatorial section. A: Sultan Anticline, sample s:265, B: Babahabib anticline, sample B:222



شکل ۶- ستون چینه‌شناسی و چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری و شهبازان در برش سلطان

Fig 6- Stratigraphic column and biostratigraphy of the Asmari and Shahbazan formations in the Sultan section



شکل ۷- ستون چینه‌شناسی و چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری و شهبازان در برش بابا حبیب

Fig 7- Stratigraphic column and biostratigraphy of Asmari and Shahbazan formations in Baba Habib section

نایبوستگی فرسایشی در مرز سازند شهبازان-آسماری

آب و هوا کنترل‌کننده اصلی فرایندهای دیاژنزی‌اند. به‌طور معمول سطوح کارستی سطحی گسترده در اقلیم‌های مرطوب توسعه می‌یابند که خاک‌های ضخیم و غنی از مواد آلی با پوشش گیاهی گسترده دارند. در مقابل، در اقلیم‌های نیمه‌خشک، به‌خصوص مناطق تحت بارش‌های زمستانی و تابستان‌های خشک و طولانی، خاک‌های آهکی (کالکریت‌ها) تشکیل می‌شوند. سنگ‌های آهکی اقلیم‌های خشک، با نبود بارندگی در طول سال (به‌استثنای طوفان‌های پیش‌بینی‌ناپذیر)، به دلیل وجود داشتن سیال، تحت تأثیر فرایند دیاژنز قرار ندارند؛ بنابراین در محیط‌های سطحی در کربنات‌ها، عضو نهایی شامل (۱) رخساره کارست سطحی و (۲) رخساره‌های کالکریت است (Flügel 2010). اشکال کارستی و تکامل تدریجی آنها، نتیجه مستقیم عمل انحلال آب در محیط‌های انحلال‌پذیر کربناته است (Milankovitch 1941). در توسعه کارست، عوامل مختلفی نقش دارند که عموماً به صورت تلفیقی عمل می‌کنند. به نظر (Ford and Williams 2007) عواملی که در توسعه کارست تأثیر دارند، عبارت‌اند از: میزان بارندگی، دما، میزان گاز دی‌اکسیدکربن، شرایط زمین‌ساختی، ضخامت سنگ‌های حل‌شدنی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی و زمین ریخت‌شناسی منطقه.

فرایند کارستی شدن ممکن است بر انواع مختلف کربنات، از جمله پلافرم‌های کربنات، ریف‌ها، رمپ‌های کربنات و کربنات‌های پلاژیک دریایی تأثیر بگذارد. ساختارهای پالئوکارست در تشخیص و شناسایی نایبوستگی‌ها، توالی رخنمون یافته و نبودهای چینه‌نگاری (Mussman et al. 1988; Turgeon and Lundberg 2001; Haas 1994)، تطابق واحدهای چینه‌نگاری مرتبط (Charcosset et al. 2000)، ارزیابی نوسانات سطح دریا (Satterley and Brandner 1994) شناسایی و تفکیک آب و هوای دیرینه کمک شایانی می‌کنند. کارست‌های دیرینه، یک شاخص دیرینه‌شناسی رسوبی، دارای توسعه محلی یا بین منطقه‌ای‌اند (مطالعات موردی در James and Choquette 1988).

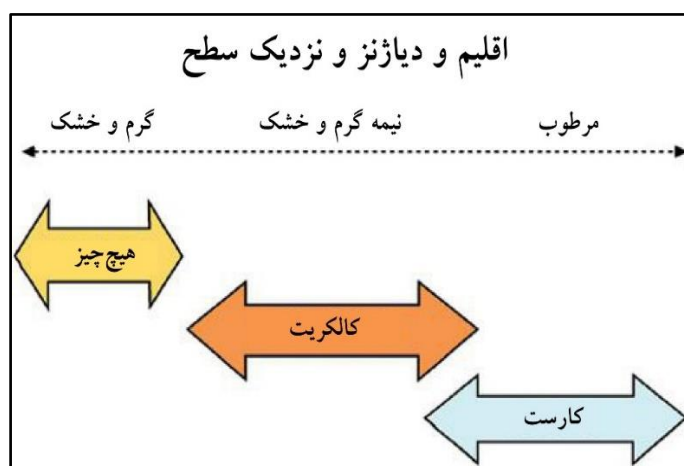
پالئوکارست رسوبی معمولاً با چرخه پلتفرم کربنات در مقیاس متر همراه است. کارست‌های دیرینه محلی به دلیل رخنمون محلی بخش‌هایی از یک پلتفرم (برای مثال لبه‌های پلتفرم Platform rims)) به دلیل گسل هم‌زمان با رسوب‌گذاری یا پایین‌رفتن محلی در سطح دریا، در معرض رخنمون قرار می‌گیرند و توسعه می‌یابد. پالئوکارست‌های منطقه‌ای مربوط به رویدادهای مهم یواستاتیک-تکتونیکی است. میکروکارست ناشی از انحلال آب‌های جوی سنگ غنی از CO₂، سطوح تیز برش و به‌شدت صیقلی‌شده را نشان می‌دهند. میکروکارست‌ها دارای یک میکروریف (Microrelief) با حفره‌های در اندازه میلی‌متر تا سانتی‌مترند. کارست دیرینه دارای ساختارهای میکروکارست، حفره‌های کارستی انحلالی و درزه در سنگ‌آهک دریایی زیرین است و سطوح دارای شبکه‌ای از حفره‌های متخلخل، از رسوبات مختلف پر شده است. کارست‌های دیرینه، برای شناسایی و درک ویژگی‌ها و ساختارهای سطوح رخنمون‌یافته استفاده می‌شوند (به‌طور خاص خاک‌های دیرینه از فاز مرطوب و نیمه‌خشک) و به ارائه یک شاخص عالی از شرایط محیطی دیرینه کمک می‌کنند (Jimenez de Cisneros et al. 1993; Wright 1988).

بسیاری از پلتفرم‌های کربناته رخنمون‌یافته، قبل از پیشروی مجدد سطح آب دریا، ساختارهای خاصی مانند انواع سیمان شاخص محیط وادوز جوی، ساختارهای پدوژنیک و پالئوکارست را نشان می‌دهند. پالئوکارست‌های دارای ساختارهای میکروکارست، حفره‌های انحلالی کارستی و درزه‌ها در سنگ‌آهک دریایی، شناسایی می‌شوند. محیط تشکیل پالئوکارست با مراحل فرسایشی و نایبوستگی‌های اصلی مرتبط است (James and Jones 2016).

مرز بالایی سازند شهبازان با سازند آسماری از نوع نایبوسته بوده و تشخیص مرز، براساس داده‌های فسیلی انجام شده است. انقراض گونه‌هایی مانند *Nummulites striatus*, *N. fabiani*, *N. globulus*., *Peneroplis evolotus*. *P. sp.*, *P. thomasi*, *Elphidium sp.*, *Austrotrillina asmariensis*, *A. sp.*, *A. howchini*,

دارای تخلخل انحلالی بوده و شکسته شده و هوازده هستند، در زیر یک دگرشیبی یا وقفه رسوب‌گذاری دفن می‌کند. با توجه به شواهد موجود مانند وجود قطعات کنگلومرایی آهکی در مرز آسماری - شهبازان، پایین آمدن سطح دریاها ائوسن (Eocene Unconformity) موجب شده است تا بخش‌های فوقانی سازند شهبازان تحت فرسایش و رخنمون تحت جوی (Subaerial exposure) قرار گیرد. در این سطح، آثار میکروکارست‌هایی مشاهده شدنی است که حاکی از خروج منطقه از آب در این زمان است.

Penarchaias glynnjonesi نشانه وجود مرز ناپیوسته بین سازند شهبازان و آسماری است. با پیشروی دریا و نهشته شدن توالی سازند آسماری با سن میوسن در ناحیه لرستان، روند دیاژنز-ائوزنز به صورت تدریجی (پیشروی دریا به صورت تدریجی و براساس سن نسبی فرامینفرهاست) و مزوزنز سپس کاتازنز تحت تأثیر آخرین فاز کوهزایی آلپی رخ داده است که یکی از اصلی‌ترین عوامل برای ایجاد انحلال پس‌روی دریاست و باعث می‌شود سنگ‌ها در معرض آب‌های جوی قرار گیرند. پیشروی بعدی، سنگ‌هایی را که



شکل ۸- ارتباط بین اقلیم و دیاژنز نزدیک به سطح در سرزمین‌های کربناته

(James and Jones 2016)

Fig 8- Relationship between climate and near-surface diagenesis in carbonate terranes (James and Jones 2016)

حدودی طولی با اندازه‌ای کوچک‌تر از ۳ سانتی‌متر بوده (شکل صدف خوراکی (Cockling)، شکل ۹ E, F, H) است که یکدیگر را به شکل لبه‌های چاقویی شکل تیز قطع کرده و سنگ دارای ظاهر چروکیده است. در دیگر نواحی حاره‌ای، ساختاری مشابه پیناکل‌های دندان‌ای با پوشش سیاه فراوان و شبکه‌ای در هم به نام فیتوکارست/گیاه کارست (شکل ۹ C, D) وجود داشته است که فعالیت شدید گیاهان و ریزمیکروب‌های درون سنگی عامل اساسی در تشکیل آنها هستند (James and Jones 2016). کارن‌ها از اشکال مناطق

با وجود اینکه خوردگی سطحی متأثر از باران اسیدی مشخص و چشمگیر است، اما نحوه گسترش و توسعه این فرایندها بسته به میزان تخلخل و تراوایی سنگ‌آهک یا رسوب به عوارض سطحی توسعه‌یافته روی کربنات‌های سخت‌شده بستگی دارد.

بریدگی‌های انحلالی کارن‌های کوچک در اقلیم‌های معتدل، سطوح صافی دارند. در نواحی حاره‌ای به‌خصوص در مناطقی با بارندگی فراوان و رطوبت بالا، سطح سنگ‌ها دارای ساختارهای کوچک، چاله‌های فنجان‌شکل (شکل ۹ A, B) تا

ریزموزائیک شده گفته می‌شود (شکل A۹ و B).

الف: ریزبریدگی (Micro-notch) یا کارن ریزبریدگی (Micro-notch karren)

بریدگی‌های نامنظم با مقطع V شکل که باعث ایجاد شکاف‌های عمودی در سنگ می‌شوند (میکرو اسپلیت کارن). آنها دارای طیف وسیعی از نظر اندازه‌ها هستند (Grimes 2007; Martini and Grimes 2012).

بریدگی‌های ریزی‌اند که روی سنگ‌های ریزبافت آهکی یا دیگر سنگ‌های انحلال‌پذیر پدید می‌آیند که نمونه کوچک و بسیار ریزی از کارن‌های شکافی (splitkarren) هستند (Jennings 1985; Martini and Grimes 2012). (شکل C-۹ و D).

ب: میکروریل یا کارن میکروریلی

میکروریل‌ها ناشی از فرایندهای انحلالی روی سنگ‌هایی‌اند که دارای ترک و شکاف‌های بسیار ریزند. آب از درون این ترک‌ها وارد می‌شود و فرایند انحلال و بزرگ‌کردن آنها را آغاز می‌کند. این شیارهای باریک در روی دامنه کم‌شیب و ملایم سنگ‌های انحلال‌پذیر مانند سنگ‌آهک پدید می‌آیند که حدود ۱ میلی‌متر پهنا و کمتر از یک میلی‌متر ژرفا و چندین سانتی‌متر طول دارند (Grimes 2007; Martini and Grimes 2012). در شکل ۹، (شکل F, H ۹) آنها از مستقیم، سینوسی تا پر پیچ و خم متفاوت‌اند، بسته به اینکه شیب در حال گسترش یا متمرکز کردن شیارها باشد.

در پایین ریزکارن‌های ریلی، فرورفتگی‌های انحلالی کوچکی دیده می‌شوند که دارای لبه‌های کم‌شیب و ملایمی‌اند و کفه انحلالی یا ریزکفه انحلالی خوانده می‌شوند (Jennings 1985) (شکل F, H ۹).

ج: ساختار سنگی خورده‌شده (Etched rock structures)

ساختارهای خورده شده و انحلال‌یافته‌ای بر سنگ‌های انحلال‌پذیر ریزبافت پدید آمده‌اند که دارای برجستگی‌ها و یا

کارستی‌اند که در اثر فعالیت شیمیایی آب ایجاد می‌شوند. کارن‌ها براساس منشأ تشکیل به دو دسته تقسیم می‌شوند که شامل کارن‌ها با منشأ هیدرولیکی و کارن‌ها با منشأ ضربه‌ای‌اند. کارن‌ها با منشأ هیدرولیکی در اثر جریان ورقه‌ای آب و یا در اثر جریان کانالی ایجاد می‌شوند. اشکال ضربه‌ای کارن، خود در دو دسته جای می‌گیرند: دسته‌ای از آنها در سنگ‌های توده‌ای ایجاد می‌شوند و دسته دیگر از کارن‌ها در اثر ضعف ساختاری در سنگ به وجود می‌آیند (White 1988). این پدیده‌های کارستی به‌ندرت در سنگ‌های دولومیتی رخ می‌دهند و در صورتی که کوچک‌مقیاس باشند، میکروکارن نامیده می‌شوند. این پدیده‌های میکروکارنی دیرینه در بخش فوقانی سازند شهبازان، همراه با شواهد ناپیوستگی مانند قطعات کنگلومرایی آهکی در مرز آسماری - شهبازان مشاهده می‌شوند که در زیر به آنها اشاره می‌شود (شکل ۹).

در میکروکارن‌های قدیمی به نظر می‌رسد که رایج‌ترین میکروکارن‌ها در رخنمون‌های دارای سطحی صاف و با شیب ملایم باشند (از جمله آنهایی که به‌تازگی رخنمون یافته‌اند (Jennings 1985; Grimes 2007; Martini & Grimes 2012).

اگرچه منشأ پیدایش آنها نامشخص است، به نظر می‌رسد بهترین توسعه آنها در مناطق گرمسیری با باران‌های موسمی (استوایی) و مناطق خشک باشد (Grimes 2007, 2009, 2012; Martini and Grimes 2012).

ریز موزائیک (Micro-tessellation)

فرایندهای انحلالی شبکه‌ای از بریدگی‌های ریز و کوچک روی سنگ‌های انحلال‌پذیر ریزبافت پدید آورده‌اند که دارای نیمرخ (U) شکل‌اند. به نظر می‌رسد این میکروکارن‌ها دارای شیارهای عمیق نباشند، اگرچه شناسایی و تفکیک آنها از دیگر میکروکارن‌ها مشکل است (Jennings 1985; Grimes 2007, 2009, 2012; Martini and Grimes 2012).

در میان این بریدگی‌ها، برجستگی‌هایی مانند موزائیک و کاشی به جا می‌مانند که روی زمین را می‌پوشانند. به این الگوی موزائیکی‌شده ریز موزائیک، ریز کاشی یا کارن

این آثار ممکن است با دیگر میکروکارن‌ها ارتباطی نداشته باشد. برخی از ساختمان‌های سنگی خورده‌شده وابسته به دسته ریز کارن‌ها نیستند و در دسته‌های دیگر کارن‌ها باید بررسی شوند (Grimes 2007, 2009, 2012; Martini and Grimes 2012). (شکل ۹ G).

فرورفتگی‌های ریزی‌اند. این ساخت‌های انحلالی ریز در اثر خوردگی و فرسودگی رویه بیرونی فسیل‌ها، بلورها و یا در درون درزه‌ها، ترک‌ها و یا در سطح لایه‌بندی‌ها پدید می‌آیند (Jennings 1985; Grimes 2007; Martini & Grimes 2012). ساختمان‌های خورده‌شده یا کنده‌کاری‌شده گاهی دارای سطح تیز و زاویه‌دارند و گاهی هم به‌صورت گردشده درمی‌آیند.



شکل ۹- A و B: ریزموزائیک، C و D: کارن ریزبریدگی، E, F, H: کارن میکروریلی، F, G: ساختار سنگی خورده‌شده

Fig 9- A and B: Micro-tessellation, C and D: Micro-notch karren, E, F, H: Microrills karren, F, G: Etched rock structures

نتیجه

است.

سازندهای آسماری و شهبازان در این برش‌ها شامل توالی کربناته و بر مبنای تغییر در ضخامت و هندسه رسوبی لایه‌ها، رنگ و سنگ‌شناسی در برش سلطان به ۸ واحد و در

این تحقیق برای بررسی شواهد ناپیوستگی فازهای کوهزایی آلیپی پایانی در مرز بین سازندهای شهبازان - آسماری در دو برش تاقدیس باباحیب و سلطان در ناحیه لرستان انجام شده

برش باباحیب به ۷ واحد تقسیم‌شدنی است. در بررسی‌های مطالعه‌شده از جنبه لیتواستراتیگرافی این سازندها به‌عنوان توالی کربناته دریایی محدود شده‌اند. تعیین سن رسوبات با فرامینفرهای بتیک انجام شده است. در بررسی‌های زیست‌چینه‌نگاری در این برش، در مجموع دو بیوزن برای سازند شهبازان شناسایی شد. یک محدوده فاقد فسیل شاخص وجود دارد و سن سازند شهبازان براساس تجمعات فسیلی شناسایی‌شده ائوسن میانی (لوتسین) تا ائوسن پسین (پریابونین) است. سازند آسماری در این ناحیه بر مبنای مطالعات چینه‌نگاری زیستی فرامینفرهای بتیک در زمان میوسن (آکی‌تاین-بوردیگالین) رسوب‌گذاری کرده است. بیوزناسیون رسوبات سازند آسماری در دو برش مطالعه‌شده به‌صورت دو زون زیستی شناسایی شده است. در ناحیه مطالعه‌شده، توالی روپلین-شاتین و بخشی از توالی ائوسن وجود ندارند. در بررسی‌های انجام‌شده در سازند آسماری در برش‌های باباحیب و سلطان، نهشته‌های آسماری با سن آکی‌تاین-بوردیگالین در این برش با ناپیوستگی موازی (Paraconformity) بر نهشته‌های شهبازان با سن ائوسن قرار گرفته‌اند. در این مطالعه در مرز سازند آسماری و شهبازان، پدیده‌های میکروکارستی دیرینه در بخش فوقانی سازند شهبازان همراه با شواهد ناپیوستگی مانند قطعات کنگلومرایی آهکی در مرز آسماری - شهبازان و انقراض برخی گونه‌های میکروفسیلی روزن‌داران و ظهور برخی گونه‌های دیگر مشاهده می‌شود که به‌علت پایین آمدن سطح دریاها در ائوسن ایجاد شده است و نشان‌دهنده فرسایش و رخنمون تحت جوی بخش فوقانی سازند شهبازان در واحد پنجم برش تاقدیس باباحیب و واحد هفتم برش تاقدیس سلطان و نیز وجود ناپیوستگی در این واحد سنگی است. آثار کارستی به دست آمده در این مطالعه، حاصل ترکیب فعالیت تکتونیکی و انحلال توالی آهکی در آب‌های جوی با اسیدیته مشخص است، نقش دما نیز در توسعه این کارست، درخور توجه است. نیروی فشارشی لازم برای رخنمون و جابه‌جایی لایه‌ها به نیروهای تکتونیکی و فازهای کوهزایی آلی پسین و

بسته‌شده ثنوتیس، نسبت داده می‌شود. در بررسی‌های انجام‌شده در نهشته‌های ائوسن، تکتونیکی و چرخه‌های آب و هوایی در منطقه نقش مهمی در رخنمون‌یافتن و پس‌روی دریا در حوضه‌های رسوبی ایفا می‌کنند. نهشته‌های ائوسن براساس شواهد ساختاری و صحرایی موجود، مانند وجود خاک‌های قدیمه قرمزرنج (بوکسیت و لاتریت) نشان‌دهنده شرایط اکسیدان بوده است و این شرایط بیشتر در محیط‌های قاره‌ای و مرطوب و حاکی از این موضوع است که سطح ناپیوسته در مرز سازندهای شهبازان و آسماری دارای آثار میکروکارست‌های متنوع است و شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب در زمان ائوسن - الیگوسن را نشان می‌دهد.

References

- Adabi M.H. 2008. Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia. 16th Australian Geol. Conv., Australia (Abst.), 350 p.
- Adabi M.H. 2009. Multistage Dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran. Carbonates and Evaporites, 24: 16-32. <https://doi.org/10.1007/BF03228054>
- Adams C. and Bourgeois E. 1967. Asmari biostratigraphy. Geological and Exploration Div. Iranian Oil Offshore Company. Report 1074. (Unpub.).
- Ala M. and Sorkhabi R. 2024. The modern oil industry in Iran: A historical perspective and review. Journal of Petroleum Geology, 47(1): 101-119. <https://doi.org/10.1111/jpg.12852>
- Alavi M. 2007. Structures of the Zagros fold thrust belt in Iran. Am. J. Sci., 307: 1064-1095.
- Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304(1): 1-20. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Alonso-Zarza A.M. and Tanner L.H. 2009. Carbonates in continental settings: facies, environments, and processes. Elsevier, 305 p.
- Amiri Bakhtiar H. and Norainejad M. 2022. AD (Zagros Stratigraphy, third volume, Terava Publications, three volumes, 1240 pages. [In Persian]
- Berberian M. 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241: 193-224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C)
- Berberian M. and King G.C.P. 1981. Towards the paleogeography and tectonic evolution of Iran.



- Haq B. U. Hardenbol J. and Vail P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793): 1156-1167. DOI: [10.1126/science.235.4793.1156](https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156)
- Homke S. Vergés J. Serra-Kiel J. Bernaola G. Sharp I. Garcés M. Montero-Verdú I. Karpuz R. and Goodarzi M. H. 2009. Late Cretaceous–Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 121: 963–978. <https://doi.org/10.1130/B26035.1>
- Hottinger L. 2007. Revision of the foraminiferal genus *Globoreticulina* Rahaghi, 1978, and of its associated fauna of larger foraminifera from the late middle Eocene of Iran: *Carnets de Géologie*, 7 (A06): 1-51. DOI: [10.4267/2042/9213](https://doi.org/10.4267/2042/9213)
- James G. A. and Wynd J. G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area. *AAPG Bulletin*, 49: 2182-2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- James N. and Jones B. 2016. *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks* (Wiley Works) 1st Edition, 464p.
- James. N.P. and Choquette. P.W. (eds). 1988. *Paleokarst*. Berlin: Springer-Verlag, 416p.
- Jennings J.N. 1985. *Karst Geomorphology*. Blackwell, Oxford, 293p.
- Jiménez de Cisneros C. and Vera J.A. 1993. Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, southern Spain). *Sedimentology*, 40: 513-537. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01348.x>
- Jones G.D. and Xiao Y. 2005. Dolomitization, Anhydrite Cementation, and Porosity Evolution in a Reflux System: Insights from Reactive Transport Models. *AAPG Bulletin*, 89(5): 577-601. <https://doi.org/10.1306/12010404078>
- Laursen G. Monibi S. Allan T. Pickard N. Hosseiney A. Vincent B. Hamon Y. Van Buchem V. Moallemi A. and Druillion G. 2009. The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. Shiraz 2009-1st EAGE International Petroleum Conference and Exhibition, European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20145919>
- Martini J.E.J. & Grimes K.G. 2012. Epikarstic maze cave development: Bullita Cave System, Judbarra / Gregory Karst, tropical Australia. *Helictite*, 41: 37-66.
- Milankovitch M. 1941. *Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*, Belgrade. English translation by Pantic, Nikola (1998). *Canon of Insolation and the Ice Age Problem*, Alven Global ISBN 86-17-06619-9.
- Milanović P.T. 1981. *Karst hydrogeology*. Water Resources Publication, Colorado, 434 p.
- Canadian Journal of Earth Sciences, 18(2): 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Boudagher-Fadel M.K. 2008. The Cenozoic larger benthic foraminifera: the Palaeogene, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 545: 297-418. [https://doi.org/10.1016/S0920-5446\(08\)00006-X](https://doi.org/10.1016/S0920-5446(08)00006-X)
- Boudagher-Fadel M.K. 2013. *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera*. OVPRL UCL 2nd edition, 306 p.
- Cahuzac B. and Poignant A. 1997. *Essai De Biozonation De L'oligo-Miocene Dans Les Bassins Europeens a L'aide Des Grands Foraminiferes Neritiques*. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 168(2): 155-169.
- Charcosset C. Cherfi A. and Claude Bernengo J. 2000. Characterization of microporous membrane morphology using confocal scanning laser microscopy. *Chemical Engineering Science*, 55(22): 5351-5358. [https://doi.org/10.1016/S0009-2509\(00\)00151-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2509(00)00151-2)
- Ehrenberg S.N. Pickard N.A.H. Laursen G.V. Monibi S. Mossadegh Z.K. Svånå T.A. Aqrawi A.A.M. McArthur J.M. and Thirlwall M.F., 2007. Strontium Isotope Stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), Sw Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30(2): 107–128. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2007.00107.x>
- Falcon N. L. 1969. Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range. *Geological Society*, 3(1): 9-21. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1969.003.01.02>
- Ford D. and Williams P.D. 2007. *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons, 60p. DOI: [10.1002/9781118684986](https://doi.org/10.1002/9781118684986)
- Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976 P.
- Grimes K.G. 2002. Palaeokarst in the East Pilbara, Western Australia. *Helictite*, 38(1): 20.
- Grimes K.G. 2007. Microkarren in Australia – a request for information, *Helictite*, 40(1): 21-23.
- Grimes K.G. 2009. Tropical monsoon karren in Australia. In: Gines, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (Eds.), *Karst Rock Features, Karren Sculpturing*. Založba ZRC/ZRC Publishing, Postojna–Ljubljana, pp. 391–410.
- Grimes K.G. 2012. Surface karst features of the Judbarra / Gregory Karst, Northern Territory, Australia. *Helictite*, 41: 15-36.
- Haas J. 1994. Lofer cycles of the Upper Triassic Dachstein platform in the Transdanubian Mid-Mountains, Hungary. In: De Boer PL, Smith DG (Eds.) *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, 19: 303-322. <https://doi.org/10.1002/97811444304039.ch20>

- from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics*, 25: 1-27. <https://doi.org/10.1029/2004TC001766>
- Sirel E. 2015. Reference sections and key localities of the Paleogene stage and discussion C-T, P-O, Boundaries by the very shallow-shallow water foraminifera in Turkey, Ankara University Publications, 180p.
- Tucker M.E. 1991. *Techniques in Sedimentology*. Palo Alto, CA: Blackwell Scientific Publications, 207p.
- Tucker, M.E. and Wright V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1-27. Doi: 10.1002/9781444314175
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentary Petrology*. 3rd Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Turgeon S. and Lundberg J. 2001. Chronology of discontinuities and petrology of speleothems as paleoclimatic indicators of the Klamath Mountains, southwest Oregon, USA, *Carbonates and Evaporites*, Springer, 153-167. <https://doi.org/10.1007/BF03175833>
- Van Buchem F.S.P. Allan T.L. Laursen G.V. Lotfpour M. Moallemi A. Monibi S. Motiei H. Pickard N.A.H. Tahmasbi A.R. Vedrenne V. and Vincent B. 2010. Regional 651 stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the 652 Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society*, 329. 653 *Special Publications*, London, 219-263. □ DOI:10.1144/SP329.10
- Verges J. Casini G. Ruh J. Cosgrove J. Sherhati S. Najafi M. Casciello E. Saura E. Abdollahifard I. Piryaei A. Frizon De Lamotte D. Letouzey Etouzey J. Hassan -Goodarzi M. Soleimany B. and Jahani S. 2024. Structural style and timing of NW-SE trending Zagros folds in SW Iran: Interaction with northsouth trending Arabian folds and implications for petroleum geology. *Journal of Petroleum Geology*, 47(1): 3-73. <https://doi.org/10.1111/jpg.12850>
- White B.W. 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, 464 p.
- Wright D.S. 1988. *Understanding Intergovernmental Relations*. 3rd Edition, Brooks/Cole, Pacific Grove.
- Wynd J. G. 1965. Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area, IOOC report no.1082 (unpublished), 89 (42):125-15.
- Ziegler M.A. 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6: 445-504. <https://doi.org/10.2113/geoarabia0603445>
- Murris R.J. 1980. Middle East stratigraphic evolution and oil habitat *Geolo. En Mijabouw*, 60: 467-486.
- Mussman W. J. Montanez I. P. and Read J. F. 1988. Ordovician Knox paleokarst unconformity, Appalachians, in N. P. James and P. W. Choquette, eds., *Paleokarst*: Berlin, Springer-Verlag, p. 211-229. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3748-8_11
- Nikfard M. Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. and Behdad A. 2020. A review of the Oligo-Miocene larger benthic foraminifera in the Zagros basin, Iran; New insights into biozonation and palaeogeographical maps. *Revue de Micropaléontologie*, 66: 100408. DOI:10.1016/j.revmic.2020.100408
- Nikfard M. 2023. Lower Eocene carbonate ramp clinofolds of the southern Tethys; Zagros Foreland Basin, SW Iran: Sequence stratigraphy architecture, basin physiography and carbonate factory controlling parameters. *Basin Research*, 35(6): 2049-2077. <https://doi.org/10.1111/bre.12790>
- Parandavar M. and Sadouni J. 2021. Evaluation of Organic Matter Richness of Eocene Strata Based on Calcareous Nannofossils and Rock-Eval Analysis in North Dezful, Iran. *Journal of Earth Science*, 32(4): 1022-1034. <https://doi.org/10.1007/s12583-020-1091-6>
- Piryaei A.R. and Davies R.B. 2024. Petroleum geology of the cenozoic succession in the Zagros of SW Iran: a sequence stratigraphic Approach. *Journal of Petroleum Geology*, 47(3): 235-290. <https://doi.org/10.1111/jpg.12864>
- Pirouz M. Simpson G. and Chiaradia M. 2015. Constraint on foreland basin migration in the Zagros Mountain belt using Sr isotope stratigraphy. *Basin Research Journal*, 27: 714-728. <https://doi.org/10.1111/bre.12097>
- Satterley A.K. and Brandner R. 1994. The genesis of Lofer cycles of the Dachstein Limestone, Northern Calcareous Alps, *Geol Rundsch*, 84: 287-292. <https://doi.org/10.1007/BF00260441>
- Sepehr M. Cosgrove J. and Moieni M. 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics*, 427 (1): 265-281. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.021>
- Sherhati S. and Letouzey J. 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21(5): 535-554. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.007>
- Sherhati S. Letouzey J. and Lamotte D.F.d. 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights

