https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en
Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 42, Issue 2, No. 103, 2026, 81-98
Received: 25.11.2025 Accepted: 14.04.2026

Research Paper

Facies analysis, depositional environments, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in the Chahar Bishe Oil Field, Zagros Basin, Iran

Akbar Heidari*
Assistant Professor, Department of Petroleum and Sedimentary Basin Geology, Faculty of Earth Sciences and GIS, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran
A.Heidari@scu.ac.ir
Mohaddeseh Hoseini-Lagha
MSC Graduated from Department of Petroleum and Sedimentary Basin Geology, Faculty of Earth Sciences and GIS, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran
hosseinimohaddese59@gmail.com
Narges Shokri
Assistant Professor, Department of Petroleum and Sedimentary Basin Geology, Faculty of Earth Sciences and GIS, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran
n.shokri@scu.ac.ir
Armin Omidpour
PhD of Geology, National Iranian South Oil Company, Ahvaz, Iran
armin.omidpour@gmail.com

Abstract
The Asmari Formation, one of the most important carbonate reservoirs in the Zagros Basin, was studied in the Chahar Bishe Oil Field to identify its facies, depositional environments, and sequence stratigraphic framework. Examination of 316 meters of core and cutting samples of a well from Chahar Bishe Oil Field led to the recognition of fourteen carbonate facies that were deposited within four main facies belts: tidal flat, semi-restricted lagoon, reefal barrier, and open marine. The vertical succession of facies indicates a general shallowing-upward trend from open-marine to nearshore environments, suggesting deposition on a low-angle homoclinal carbonate ramp. Sequence stratigraphic analysis resulted in the identification of three third-order depositional sequences, each composed of a Transgressive Systems Tract (TST) and a Highstand Systems Tract (HST). Type-2 sequence boundaries and Maximum Flooding Surfaces (MFS) were clearly recognized, reflecting relative sea-level fluctuations during the Miocene. The results of this study define the Asmari Formation as a homoclinal carbonate ramp in which facies distribution was mainly controlled by sea-level oscillations and variations in depositional energy.
Keywords: Asmari Formation, Carbonate facies, Depositional environment, Sequence stratigraphy, Chahar Bishe Oil Field

Introduction

The Asmari Formation represents one of the most significant carbonate reservoirs within the Zagros Basin and plays a fundamental role in hydrocarbon production across southwestern Iran. Deposited during the Late Oligocene to Early Miocene, this formation records the evolution of a shallow-marine carbonate platform that developed widely across the Dezful Embayment and adjacent sub-basins.

Previous studies have consistently interpreted the Asmari depositional system as a homoclinal carbonate ramp, characterized by a gradual transition from tidal flat to open-marine environments. However, despite extensive investigations in major oilfields such as Ahvaz and Marun, relatively limited data are available from smaller fields such as the Chahar Bishe Oil Field. This lack of detailed facies and sequence stratigraphic frameworks introduces uncertainties in reservoir correlation and geological modeling at local scales.

The present study aims to (1) identify carbonate facies and depositional environments, (2) reconstruct the depositional model, and (3) establish a sequence stratigraphic framework for the Asmari Formation in the Chahar Bishe Oil Field. The results provide new insights into local depositional controls

*Corresponding author
Heidari A. Hoseini-Lagha M. Shokri N. and Omidpour A. (2026). Facies analysis, depositional environments, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in the Chahar Bishe Oil Field, Zagros Basin, Iran. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 42(2): 81-98. https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

2423-8007 / © 2026 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.2025.147537.1322

and improve the understanding of reservoir heterogeneity within the Zagros Basin.

Material & Methods

This study is based on the analysis of 316 meters of core and cutting samples obtained from well No. 2 in the Chahar Bishe Oil Field. A total of 105 thin sections were prepared and examined using a polarizing microscope for microfacies analysis.

Facies classification was conducted based on standard carbonate microfacies schemes, integrating textural and compositional attributes. Identified components include skeletal grains (e.g., echinoids, bryozoans, red algae, larger benthic foraminifera such as miliolids and nummulitids) and non-skeletal grains (e.g., peloids, ooids, intraclasts).

Sequence stratigraphic interpretation was carried out using vertical facies stacking patterns and key stratigraphic surfaces, following established models. Key surfaces such as sequence boundaries (SB) and MFS were identified, and depositional sequences were subdivided into TST and HST.

Discussion of Results & Conclusions

Facies analysis and depositional environments: In this study, fourteen carbonate facies were identified and grouped into four main depositional belts as follows: Tidal flat (Facies A): Characterized by dolomudstone and mudstone with fenestral fabrics, bird's-eye structures, and evaporitic minerals, indicating supratidal to intertidal conditions with restricted circulation. Semi-restricted lagoon (Facies B): Dominated by wackestone to packstone textures with miliolids, peloids, and limited faunal diversity, reflecting low-energy, restricted marine conditions. Reefal barrier (Facies C): Composed of coral framestones and floatstones, representing high-energy environments within the euphotic zone. Open marine (Facies D): Characterized by floatstone facies rich in red algae, bryozoans, and large hyaline foraminifera, indicating deposition in deeper, low-energy settings with normal marine salinity.

The vertical facies succession exhibits a general shallowing-upward trend, transitioning from open marine to tidal flat environments, consistent with progradational stacking patterns.

Depositional model: The absence of turbiditic deposits, lack of abrupt facies changes, and gradual lateral transitions indicate deposition on a low-gradient homoclinal carbonate ramp. The platform consists of inner, middle, and outer ramp settings, reflecting a continuum of depositional energy from low-energy open marine environments to high-energy shoal and tidal flat settings.

Sequence stratigraphy: Three third-order depositional sequences (DS1–DS3) were identified within the studied interval.*DS1*: Initiated with open-marine facies and culminated in tidal flat deposits. The MFS is marked by the deepest marine facies. *DS2*: Defined by a Type-2 sequence boundary (SB2), with a transgressive trend from tidal flat to open marine followed by regression. *DS3*: Characterized by a transgressive phase from tidal flat to reefal environments, followed by a highstand dominated by shallow lagoonal and tidal deposits.

Each sequence consists of TST and HST systems tracts, with clearly identifiable MFS surfaces. The stacking patterns reflect relative sea-level fluctuations during the Miocene.

Facies distribution within the Asmari Formation is primarily controlled by relative sea-level changes and depositional energy gradients along the carbonate ramp. The development of restricted lagoonal facies and tidal flat deposits during highstand conditions suggests reduced accommodation space and increased progradation.

In contrast, transgressive phases are marked by the expansion of open-marine and reefal facies, indicating increased accommodation and deeper depositional conditions. The dominance of homoclinal ramp geometry suggests minimal tectonic segmentation during deposition, although subtle variations in sequence thickness may reflect localized subsidence patterns.

Comparison with regional studies indicates a strong correspondence between identified sequence boundaries and global sea-level curves, suggesting that eustatic controls played a major role, superimposed on regional tectonic influences.

Fourteen carbonate facies were identified, reflecting a systematic variation in depositional energy and water depth. The vertical facies distribution indicates an overall shallowing-upward trend.

The Asmari Formation in the Chahar Bishe Oil Field was deposited on a low-angle homoclinal carbonate ramp comprising four main depositional environments: tidal flat, lagoon, reef, and open marine. Sequence stratigraphic analysis reveals three third-order depositional sequences, each composed of TST and HST systems tracts, bounded by Type-2 sequence boundaries and marked by well-developed MFS.

These findings highlight the dominant role of relative sea-level fluctuations in controlling facies architecture and depositional cycles, providing a robust framework for reservoir characterization and stratigraphic correlation in the Zagros Basin.

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال چهل و دوم، شماره پیاپی ۱۰۳، شماره دوم ۱۴۰۵، ص ۸۱-۹۸
تاریخ وصول: ۱۴۰۴/۰۹/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۱/۲۵

مقاله پژوهشی

تحلیل رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در میدان نفتی چهاربیشه، زاگرس، ایران

اکبر حیدری* ، استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
a.heidari@scu.ac.ir
محدثه حسینی لقا، کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
hosseinimohaddese59@gmail.com
نرگس شکری، استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
n.shokri@scu.ac.ir
آرمین امیدپور، ادارهٔ زمین‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز، ایران
armin.omidpour@gmail.com

چکیده

سازند آسماری، یکی از مهم‌ترین مخازن کربناتهٔ زاگرس، در میدان نفتی چهاربیشه با هدف شناسایی رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی بررسی شد. بررسی ۳۱۶ متر از مغزه و خرده‌نمونه‌های یکی از چاه‌های میدان نفتی چهاربیشه، به شناسایی ۱۴ رخسارهٔ کربناته منجر شد که در چهار کمربند رخساره‌ای اصلی شامل پهنهٔ جزرومدی، لاگون نیمه‌محصور، سد ریفی و دریای باز نهشته شده‌اند. توالی عمودی رخساره‌ها نشان‌دهندهٔ یک روند کلی کم‌عمق‌شونده و تدریجی از نواحی دریای باز به‌سمت محیط‌های ساحلی است که بیانگر نهشت در یک پلتفرم رمپی هموکلینال با شیب ملایم است. تحلیل چینه‌نگاری سکانسی به شناسایی سه سکانس رسوبی رده سوم منجر شد که هریک از دو دسته رخسارهٔ پیشروی (TST) و تراز بالا (HST) تشکیل شده‌اند. مرزهای سکانسی نوع دوم و سطوح حداکثر پیشروی دریا (MFS) در این توالی‌ها به‌خوبی تشخیص‌دادنی و نشان‌دهندهٔ نوسانات نسبی سطح دریا در زمان میوسن است. نتایج این پژوهش، الگوی رسوبی سازند آسماری را به‌صورت یک رمپ کربناتهٔ هموکلینال معرفی می‌کند که در آن تغییرات رخساره‌ای تابعی از نوسانات سطح دریا و انرژی محیطی است.

واژگان کلیدی: سازند آسماری، رخساره‌های کربناته، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، میدان چهاربیشه.

* نویسنده مسئول

حیدری، اکبر، حسینی‌لقا، محدثه، شکری، نرگس. و امیدپور، آرمین. (۱۴۰۵). تحلیل رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در میدان نفتی چهاربیشه، زاگرس، ایران. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب شناسی، ۴۲(۲): ۸۱-۹۸. https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

2423-8007 / © 2026 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.2025.147537.1322

مقدمه

سازند آسماری مهم‌ترین مخزن کربناتهٔ میوسن در کمربند چین‌خورده–رانده زاگرس، نقش بنیادینی در تولید نفت ایران دارد و از دیرباز در مطالعات رسوب‌شناسی، چینه‌نگاری و زمین‌شناسی نفت به آن توجه شده است (James & Wynd 1965; Motiei 1993; Alavi 2004). این سازند با ستبرای درخور توجه و گسترش وسیع در ناحیهٔ فروافتادگی دزفول و دیگر زیرحوضه‌های زاگرس، معرف یک چرخهٔ رسوب‌گذاری کم‌عمق دریایی در دوران الیگوسن تا میوسن است (Van Buchem et al. 2010; Hajikazemi et al. 2010). سازند آسماری در حوضهٔ رسوبی زاگرس عمدتاً در بازهٔ الیگوسن پسین تا میوسن پیشین نهشته شده است و بخش اصلی سیستم کربناتهٔ کم‌عمق دورهٔ سنوزوییک را در این حوضه تشکیل می‌دهد. این واحد سنگی در بازهٔ روپلین (Rupelian) تا اکیتانین (Aquitanian) تهنشست یافته و هم‌زمان با گسترش پلتفرم کربناتهٔ کم‌عمق در جنوب و جنوب غرب ایران شکل گرفته است. چارچوب زمانی مذکور براساس مطالعات چینه‌شناسی، بیوزوناسیون فرامینیفرهای بزرگ و همبستگی ناحیه‌ای از سوی پژوهشگران متعددی تأیید شده است (James & Wynd 1965; Adams & Bourgeois 1967; Motiei 1993; Laursen et al. 2009; Vaziri-Moghaddam et al. 2010; van Buchem 2010; Dill et al. 2020) (شکل ۱B). مطالعات متعددی الگوی رسوب‌گذاری این سازند را به‌صورت رمپ کربناتهٔ هموکلینال تفسیر کرده‌اند که در آن رخساره‌های جزرومدی، لاگون، سد ریفی و دریای باز به‌صورت جانبی و تدریجی در کنار یکدیگر گسترش می‌یابند (Heidari et al. 2014). چنین پلتفرم‌هایی نسبت‌به تغییرات سطح دریا بسیار حساس‌اند و نوسانات نسبی سطح آب دریا موجب شکل‌گیری چرخه‌های رسوبی و سکانس‌های ردیابی‌پذیر در مقیاس چینه‌نگاری سکانسی می‌شود (Posamentier & Allen 1999; Catuneanu 2022). در دهه‌های اخیر، کاربرد اصول چینه‌نگاری سکانسی در مطالعهٔ سازند آسماری به شناسایی سطوح کلیدی نظیر سطوح حداکثر پیشروی دریا و مرزهای سکانسی منجر شده است که در تفسیر واحدهای مخزنی و انطباق چینه‌ای بین‌چاهی، کاربرد فراوان دارند (Van Buchem et al. 2010; Sharafi et al. 2013; Heidari et al. 2024a, b). اگرچه در بسیاری از میدان‌های بزرگ مانند اهواز، مارون و آغاجاری مطالعات جامعی انجام شده است (Al Aasm et al. 2009; Mahboubi et al. 2021)، اطلاعات کمی از میدان‌های کوچک‌تر مانند میدان نفتی چهاربیشه در دست است. این میدان در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول واقع می‌شود و به‌دلیل موقعیت ساختاری خاص خود، الگوهای متفاوتی از رسوب‌گذاری و تغییرات سطح دریا را نسبت‌به دیگر بخش‌های حوضه نشان می‌دهد؛ بنابراین هدف این پژوهش، تحلیل رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در میدان نفتی چهاربیشه است تا ضمن بازسازی محیط‌های ته‌نشست، الگوی سکانسی محلی این بخش از زاگرس مشخص شود. نتایج این تحقیق در درک الگوهای رسوب‌گذاری و انطباق چینه‌ای بین‌چاهی و همچنین در مدل‌سازی زمین‌شناسی مخازن کربناتهٔ حوضهٔ زاگرس به کار گرفته شود.

سازند آسماری یکی از واحدهای کربناتهٔ مهم تولیدکنندهٔ هیدروکربن در جنوب غرب ایران و حوضهٔ زاگرس شناخته می‌شود و در بازهٔ زمانی الیگوسن–اوایل میوسن رسوب‌گذاری شده است (Vaziri-Moghaddam et al. 2010). این سازند عمدتاً یک رمپ کربناتهٔ گسترده است که شامل محیط‌های سدی، لاگونی، پهنهٔ جزر و مدی و دریای باز است (Ehrenberg et al. 2007; Ranjbaran et al. 2007; Amirshahkarami et al. 2007; Laursen et al. 2009; Mirzaee Mahmoodabadi 2014). مطالعات میکروفاسیس و چینه‌نگاری سکانسی نشان داده‌اند که تغییرات سطح آب نسبی با الگوهای رسوبی در آسماری همخوانی دارد؛ به‌گونه‌ای که کاهش سطح آب موجب رسوب‌گذاری در محیط‌های کم‌عمق و افزایش سطح آب با نفوذ محیط‌های بازتر همراه است (Alizadeh et al. 2017). این چارچوب مطالعاتی، مبنایی را برای تحلیل ویژگی‌های رسوبی و پتانسیل تولید ماسه در لایه‌های ماسه‌سنگی آسماری فراهم می‌آورد.

روش کار و شیوهٔ انجام مطالعه

این پژوهش بر سازند آسماری در میدان نفتی چهاربیشه، واقع

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

در فروافتادگی دزفول (حوضهٔ زاگرس) متمرکز است. منطقهٔ مطالعه‌شده در استان کهگیلویه و بویراحمد و نزدیک نقطهٔ تلاقی سه استان فارس، کهگیلویه و بوشهر واقع شده است (شکل ۱A). این میدان نفتی در شمال میدان نفتی نرگسی و جنوب میدان نفتی چیلینگر واقع شده است. داده‌های استفاده‌شده در این مطالعه، از چاه شمارهٔ ۲ این میدان گرفته شده است. بخش مطالعه‌شده، شامل ۳۱۶ متر از ستون چاهی سازند آسماری است.

روش‌های انجام کار در این مطالعه، به‌تفصیل در زیر آمده است.

مطالعات پتروگرافی: در گام اول، تعداد ۱۰۵ مقطع نازک از نمونه‌های مغزه و خرده‌های حفاری تهیه شد. این مقاطع با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان، ازلحاظ ریزرخساره‌شناسی مطالعه و براساس مدل‌های استاندارد (نظیر Flügel 2010)، ریزرخسارهٔ کربناته شناسایی و تفسیر شد.

چینه‌نگاری سکانسی: با استفاده از رخساره‌های شناسایی‌شده و تغییرات عمودی آنها و با به‌کارگیری مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی (Posamentier 2009)، سطوح کلیدی سکانسی (شامل مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر سیلابی) شناسایی و سکانس‌های رسوبی تفکیک شدند.

بحث و تحلیل یافته‌های پژوهش

زیست‌چینه‌نگاری

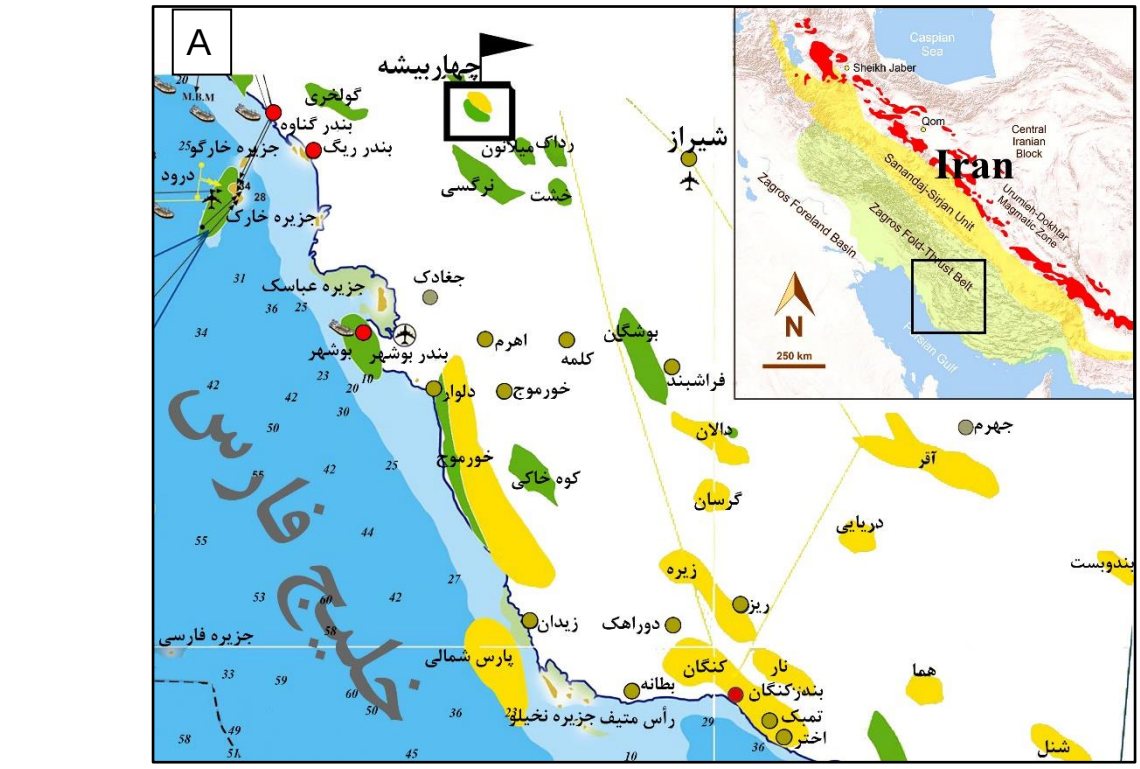
محتوای فسیلی و شناسایی روزنبران کف‌زی و پلانکتونی در مقاطع نازک مطالعه و بررسی شد. با استفاده از مطالعات و زون‌بندی‌های موجود (برای مثال Wynd 1965; Adams and Bourgeois 1967; Laursen et al. 2009; Van Buchem et al. 2010) و بر مقایسه با محتوای مطالعه‌شده در این مطالعه و بررسی و نحوهٔ توزیع روزنبران شناسایی‌شده در توالی عمودی سازند آسماری، تعداد چهار بایوزون تجمعی شناسایی شد (شکل ۱B).

محیط رسوبی

رخساره‌ها

با توجه به اهمیت مطالعهٔ رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در ارزیابی مخازن هیدروکربوری، رخساره‌های رسوبی در این چاه مطالعه شد. در این مطالعه درمجموع تعداد ۱۴ رخساره شناسایی شد. این تعداد رخساره در چهار کمربند رخساره‌ای شامل دریای باز، سد ریفی، لاگون نیمه‌محصور و پهنهٔ جزرومدی تهنشین شده‌اند. مهم‌ترین اجزای اسکلتی شناسایی‌شده در رخساره‌ها شامل اکینوئید، بریوزوآ، ردآلجیا، نومولیت، میلیولیده، براکیوپود، دوکفه‌ای بودند. همچنین عمده‌ترین اجزای غیر اسکلتی شناسایی‌شده شامل اوئید، پلوئید و اینتراکلست‌اند. براساس فراوانی و نحوهٔ توزیع این اجزا، رخساره‌ها در چاه پژوهش‌شده شناسایی شد که به ترتیب از خشکی به‌سمت دریا به شرح زیرند:

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322



B

Perivious Studies						This Study		
Laursen et al. 2009	Wynd, 1965	Adams & Bourgeois, 1967	Van Buchem et al., 2010			Thickness	Biozones	
Borelis melo curdica - Borelis melo melo	*Borelis melo curdica (zone 61)*	*Borelis melo grp-Meanderopsina iranica*	Burdigalian	Miocene	Borelis melo curdica-Borelis melo melo	36m From 1716 to 1680	Borelis melo curdica-Borelis melo melo Assemblage zone	Burdigalian
Indeterminate; *Miogypsina - Elphidium sp.14 Peneroplis farsensis*	*Austrotrillina howchini + Peneroplis evolutus (zone 59)* (includes: M.anahensis, B. pygmaea, P.delicate	Miogypsinoides-Archaias Valvulinid; Elphidium sp. -14 Miogypsina	Aquitanian		Interminate; Miogypsina-Elphidium sp. 14- Peneropelis farsensis	149m From 1865 to 1716	Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogipsinoides compalanatus Assemblage zone	Aquitanian
Archaias asmaricus - Archaias hensoni - Miogypsinoides complanatus; *Lepidocyclina - Operculina - Dictyoconoides*		*Archaias asmaricus-Archaias hensoni*	Chattian	Oligocene	Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoides complanatus; *Lepidocyclina - Operculina Disturba*	92m From 1957.9 to 1865	Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogipsinoides compalanatus Assemblage zone	Chattian
Nummulites vascus - Nummulites fichteli; *Turborotalia cerroazulensis Hantkenina*	*Archaias operculiniformis (zone 58)*; *Nummulites intermedius Nummulites vascus (zone 57)*; Lepidocyclina-Operculina Disturba (zone 56); Globigerina spp. (zone 55)	*Eulepidilina-Nephrolepidina-Nummulites*; Globigerina	Rupelian		Nummulites Vascus - Nummulites Fichtelii; *Globigerina - Turborotalia cerroazulensis Hantkenina*	38.1m From 1996 to 1957.9	Lepydocyclina-Operculina-Disturba Assemblage zone	Rupelian

شکل ۱- A) با تغییراتی برگرفته از نقشهٔ جامع میدان‌های نفت و گاز حوزهٔ فعالیت‌های شرکت نفت فلات قارهٔ ایران که موقعیت میدان چهاربیشه در آن مشخص شده است (با تغییراتی برگرفته از نقشهٔ جامع نفت و گاز خلیج‌فارس، شرکت نفت فلات قارهٔ ایران)؛ B) زون‌بندی زیستی سازند آسماری که سن آن را از روپلین تا بوردیگالین نشان می‌دهد (Laursen et al. 2009)

Fig 1- With modifications taken from the comprehensive map of oil and gas fields in the area of activities of the Iranian Offshore Oil Company. The studied oilfield is marked by a square and a flag. B) Biozonation of the Asmari Formation, which shows its age from Rupelian to Burdigalian (Laursen et al. 2009)

کمربند رخساره‌ای A

این کمربند رخساره‌ای شامل تعداد ۲ رخساره از A1 تا A2 به شرح زیرند:

رخسارهٔ دولومادستون (A1): این رخساره عمدتاً از دولومیت ریزبلور و گل آهکی تشکیل شده است. میزان بسیار کمی از ذرات آواری نظیر کوارتز با اندازهٔ ماسهٔ متوسط و با جورشدگی نسبتاً خوب در برخی نمونه‌های مربوط به این رخساره دیده می‌شود. در این رخساره دولومیتی‌شدن چشمگیری دیده شده و در بسیاری از نمونه‌ها دولومیت از نوع اولیه بوده است. همچنین نمونه‌هایی از این رخساره

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

حاوی شکستگی و استیلولیت است. در برخی موارد نیز حاوی حفرات چشم پرنده‌ای (شکل ۲A) و حفرات پرشده با کانی‌های تبخیری انهیدریت (شکل ۲B) است.

رخسارهٔ مادستون (A2): این رخساره عمدتاً حاوی گل آهکی متشکل از کلسیت با بلورهای بسیار ریز است (شکل ۲C). در این رخساره هیچ‌گونه آثاری از اجزای زیستی دیده نمی‌شود. عارضه‌های رؤیت‌شدنی در این رخساره عمدتاً شامل حفرات فنسترال، چشم‌پرنده‌ای، استیلولیت و پرشدگی‌هاست که در ارتباط با فرآیندهای پس از رسوب‌گذاری‌اند (شکل ۲C).

کمربند رخساره‌ای B

این کمربند رخساره‌ای شامل مجموعه‌ای از ٦ رخساره از B1 تا B6 به شرح زیر است:

رخسارهٔ مادستون بایوکلست‌دار (B1): این رخساره شامل ۵ تا ٦درصد آلوکم است. از این میزان اجزای اسکلتی شامل حدود ۲درصد فرامینیفرهای بنتیک میلیولیده و ۱درصد فرامینیفرهای نوع تکستولاریاست (شکل ۲D). همچنین به‌صورت پراکنده حدود ۲درصد اجزای غیرزیستی نظیر پلوئید حضور دارند. زمینهٔ این رخساره از گل آهکی با رنگ خاکستری تیره و قهوه‌ای تشکیل شده است که در مواردی نئومورفیسم افزایش، باعث تشکیل بلورهای روشن درشت‌تر کلسیت شده است (شکل ۲D).

رخسارهٔ میلیولیده بایوکلست وکستون/ پکستون (B2): دراین نوع رخساره اجزای متعددی دیده می‌شود و دارای ۳۰ تا ٤۰درصد انواع آلوکم است. برخی از موارد تراکم اجزا بیشتر است؛ اما در برخی موارد اجزا در گل آهکی معلق و فراوانی آنها کمتر است. این رخساره حاوی حدود ۲۰ تا ۳۰درصد انواع میلیولیده، حدود ۵درصد پوسته‌های فرامینیفر بزرگ پورسلانوز نظیر بورلیس است (شکل ۲E). از دیگر اجزای اسکلتی موجود در این رخساره، به ۵ تا ۱۰درصد پوسته‌های دوکفه‌ای، اکینوئید، گاستروپود و فرامینیفر تکستولاریا اشاره می‌شود. زمینهٔ این رخساره عمدتاً از میکرایت و مقادیری سیمان موزاییک اسپار و بلوکی تشکیل شده است.

رخسارهٔ پلوئید بایوکلست وکستون (B3): این رخساره حاوی ۲۰ تا ۳۵درصد اجزای غیرزیستی پلوئید است (شکل ۲F). از دیگر اجزای این رخساره به مقادیری بین ۲ تا ۳درصد استراکود، ۲درصد دوکفه‌ای، ۲درصد بریوزوآ و مقادیر کمی اکینوئید اشاره می‌شود. اندازهٔ بیشتر دانه‌های پلوئیدی بین ۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر (۲۰ تا ۳۰ میکرون) است. زمینهٔ این رخساره نیز عمدتاً از گل آهکی تشکیل شده است که حفرات موجود در آن با سیمان کلسیتی پر شده است (شکل ۲F).

رخسارهٔ بورلیس بایوکلست رودستون (B4): این رخساره عمدتاً از فرامینیفرهای بزرگ پورسلانوز جنس بورلیس (Borelis sp) (حدود ۲۵درصد) و با مقادیر کمتری میلیولیده (حدود ۱۵درصد) تشکیل شده است. زمینهٔ این رخساره از سیمان آهکی و مقادیر گل آهکی (میکرایت) تشکیل شده است (شکل ۲G). از دیگر اجزای موجود در این رخساره، به ۵درصد پلوئید، ۲درصد دوکفه‌ای، ۲درصد اکینویید و ۲درصد ردآلجیا اشاره می‌شود.

رخسارهٔ بایوکلست وکستون (B5): این رخساره حاوی ۱۵ تا ۲۰درصد آلوکم است. اجزای بیشتر این رخساره اسکلتی و شامل ۵درصد میلیولیده، ٤درصد اکینوئید، ۳درصد دوکفه‌ای، ۲درصد استراکودا و ٤درصد خرده‌های اسکلتی مرجان است. همچنین برخی اجزای غیراسکلتی نظیر حدود ۳درصد پلوئید در برخی نمونه‌های این رخساره دیده می‌شود. زمینهٔ این رخساره عمدتاً از گل آهکی (میکرایت) تشکیل شده است و با فراوانی کمی مقادیری سیمان، به‌ویژه در اطراف اجزای اسکلتی، مشاهده می‌شود (شکل ۲H).

رخسارهٔ بایوکلست گرینستون/رودستون (B6): از اجزای این رخساره، به ۱۰درصد خرده‌های کورال، ۱۰درصد دوکفه‌ای، ۱۰درصد میلیولیده، ۸درصد ردآلجیا، ۵درصد بورلیس، ۵درصد اکینوئید، ۵درصد براکیوپود، ۵درصد بریوزوئر و ۲درصد فرامینیفر تکستولاریا اشاره می‌شود (شکل ۲I). اجزای این رخساره ترکیبی از موجودات آب‌های محصور، نیمه‌محصور و آزاد است. زمینهٔ این رخساره به‌طور

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

کامل از سیمان تشکیل شده است. از انواع سیمان کلسیتی به سیمان‌های نوع بلوکی، هم‌محور، پویکیلوتاپیک و موزاییک اسپار اشاره می‌شود.

کمربند رخساره‌ای C

این مجموعه نیز شامل تعداد ۳ رخساره C1 تا C3 به شرح زیر است:

کورال بایوکلست فلوتستون (C1): این رخساره به نسبت دیگر رخساره‌ها اجزای کمتری و در حدود ۱۵ تا ۲۰درصد خرده‌های مرجان دارد (۲J). از دیگر اجزای این رخساره نیز به حدود ۲درصد میلیولیده و ۱درصد بریوزوئر اشاره می‌شود. زمینهٔ این رخساره از مخلوطی از گل آهکی و سیمان تشکیل شده است.

کورال فریمستون (C2): اجزای اصلی این رخساره، مرجان‌های بزرگی‌اند که به‌صورت شبکه‌ای و متصل به هم رشد کرده و تمام فضای سنگ را ساخته‌اند. فضاهای بین مرجان‌ها با سیمان‌های موزاییک اسپار و هم‌ضخامت پر شده است (شکل ۲K).

کورال بایوکلست فلوتستون/رودستون (C3): این رخساره حاوی حدود ۳۰درصد قطعات خردشدهٔ کورال است که از هم گسسته‌اند. همراه با اجزای مرجانی این رخساره، اجزای اسکلتی دیگر در اندازه‌های بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر نظیر ۵درصد جلبک قرمز، ۵درصد بریوزوئر، ۳درصد دوکفه‌ای، ۳درصد براکیوپود دیده می‌شود. در بیشتر نمونه‌های این رخساره، زمینهٔ متشکل از سیمان و گل آهکی است.

کمربند رخساره‌ای D

این مجموعه رخساره‌ای شامل ۳ ریزرخساره D1 تا D3 است. این رخساره‌ها به‌ترتیب از محدودهٔ نزدیک به سد ریفی تا عمیق‌ترین بخش حوضه را شامل می‌شوند (شکل ۳). رخساره‌های مشخص‌شده عبارت‌اند از:

رخسارهٔ نومولیتیده بایوکلست فلوتستون D1: بیشتر اجزای این رخساره، پوسته‌های فرامینیفرهای بزرگ هیالین نومولیتیده‌اند (شکل ۲L). بیشتر پوسته‌های نومولیتیده‌ها دارای ابعادی بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر و حتی گاهی تا ۱ سانتی‌متر نیز می‌رسند. این رخساره دارای ۳۵ تا ۵۰درصد آلوکم و شام حدود ۲درصد دوکفه‌ای، ۵درصد اکینویید و ۲درصد خرده‌های مرجان است.

رخسارهٔ بریوزوئر بایوکلست فلوتستون D2: این رخساره حاوی حدود ۳۰درصد بریوزوئر است. بریوزوئرها در چند نوع مختلف ازجمله کومه‌ای و خوشه‌ای دیده می‌شوند. ابعاد آنها بیشتر به چند سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۲M). همراه با این اجزا حدود ۱۰درصد نومولیتیده، ۵درصد جلبک قرمز، ۲درصد دوکفه‌ای و ۲درصد اکینوئید دیده می‌شود که ابعاد آنها نیز از ۲ میلی‌متر بزرگ‌تر است. زمینهٔ این رخساره عمدتاً از گل آهکی و مقادیری سیمان تشکیل شده است.

رخسارهٔ بایوکلست فلوتستون (D3): این رخساره حاوی حدود ۱۰درصد اجزای جلبک قرمز، ۱۰درصد بریوزوئر، ۸درصد دوکفه‌ای، ۵درصد براکیوپود، ۲درصد اکینوئید و ۲درصد فرامینیفرهای میلیولیده است. بیشتر اجزای این رخساره بزرگ‌تر از ۲ میلی‌مترند که در زمینه‌ای از گل آهکی با رنگ تیره شناورند (شکل ۲M).

تفسیر محیط‌های رسوب‌گذاری

مجموعه رخساره‌ای (A) (جزرومدی)

رخساره‌های مادستون و دولومادستونی دستهٔ رخسارهٔ A، بیشتر حاوی ساختار رسوبی فنسترال و چشم‌پرنده‌ای همراه با کانی‌های تبخیری انیدریت‌اند. همچنین رخساره‌های A1 تا A2 فاقد هر گونه آثاری از اجزای اسکلتی‌اند. این مشخصات از ویژگی‌های محیط‌های رسوبی جزرومدی است (Kilibarda and Doffin 2007; Mahboubi et al. 2021; Sadooni and Al-Kuwari 2025). خصوصیات رخساره‌های مجموعه رخسارهٔ A، محیط‌های لب شور، با عمق کم و رخساره‌های بالای جزرومدی و در نزدیکی سطح ایجاد را نشان می‌دهند (Moreau et al. 2024; Jones 2022; Aljinović et al. 2025). نبود هر گونه تنوع زیستی، نمایانگر شرایط نامناسب برای زندگی موجودات بوده است (Al Aasm et al. 2009). همچنین وجود ذرات آواری کوارتز در برخی از نمونه‌های این مجموعه

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

رخساره، بیانگر ته‌نشست در محیط‌های محصورشدهٔ نزدیک ساحل و محیط بالای پهنه جزر و مدی است (Mahmoudi-Kouhi et al. 2014). درنهایت چنین اظهار می‌شود که رخساره‌های A1 و A2 در کمربند رخساره‌ای پهنهٔ بالای جزرومدی تشکیل شده‌اند.

مجموعه رخساره‌ای (B) (لاگونی)

در این مجموعه رخساره‌ای، اجزای فسیلی دیده می‌شود؛ اما در بیشتر رخساره‌های آن هنوز هم تنوع اجزای اسکلتی پایین و محدود است. زیست‌آشفتگی و میکرایتی‌شدن آلوکم‌ها از دیگر خصوصیات این مجموعه رخساره است. معمولاً زمینهٔ میکروفاسیس‌های لاگون به‌علت پایین‌بودن انرژی، از گل آهکی میکرایتی تشکیل می‌شود. همهٔ این شواهد به‌نوعی خصوصیات محیط‌های رسوبی لاگونی را نشان می‌دهد (Flügel 2010; Mercedes-Martín and Buatois 2021; Teillet 2025; Areias 2025). کمربند رخساره‌ای لاگونی عمدتاً شامل رخساره‌های وکستونی و مقدار اندکی فسیل‌اند؛ از این رو، اجزای اسکلتی موجود در این رخساره بیشتر فرامینیفرهای کف‌زی پورسلانوز نظیر میلیولیده، بورلیس و تکستولاریا هستند. درنهایت رخساره‌های B1 تا B6 در کمربند رخساره‌ای لاگون نیمه‌محصور ته‌نشین شده‌اند. این محیط به‌علت وجود یک سد ریفی از دریای آزاد جدا شده و میکروفاسیس‌های مادستونی/پکستونی حاوی میلیولیده، پلوئید و استراکد را به وجود آورده است. رخساره‌های محیط لاگونی از B1 تا B6 به‌ترتیب از بخش لاگونی به‌سمت خشکی و به‌سوی بخش ریفی ته‌نشین شده‌اند.

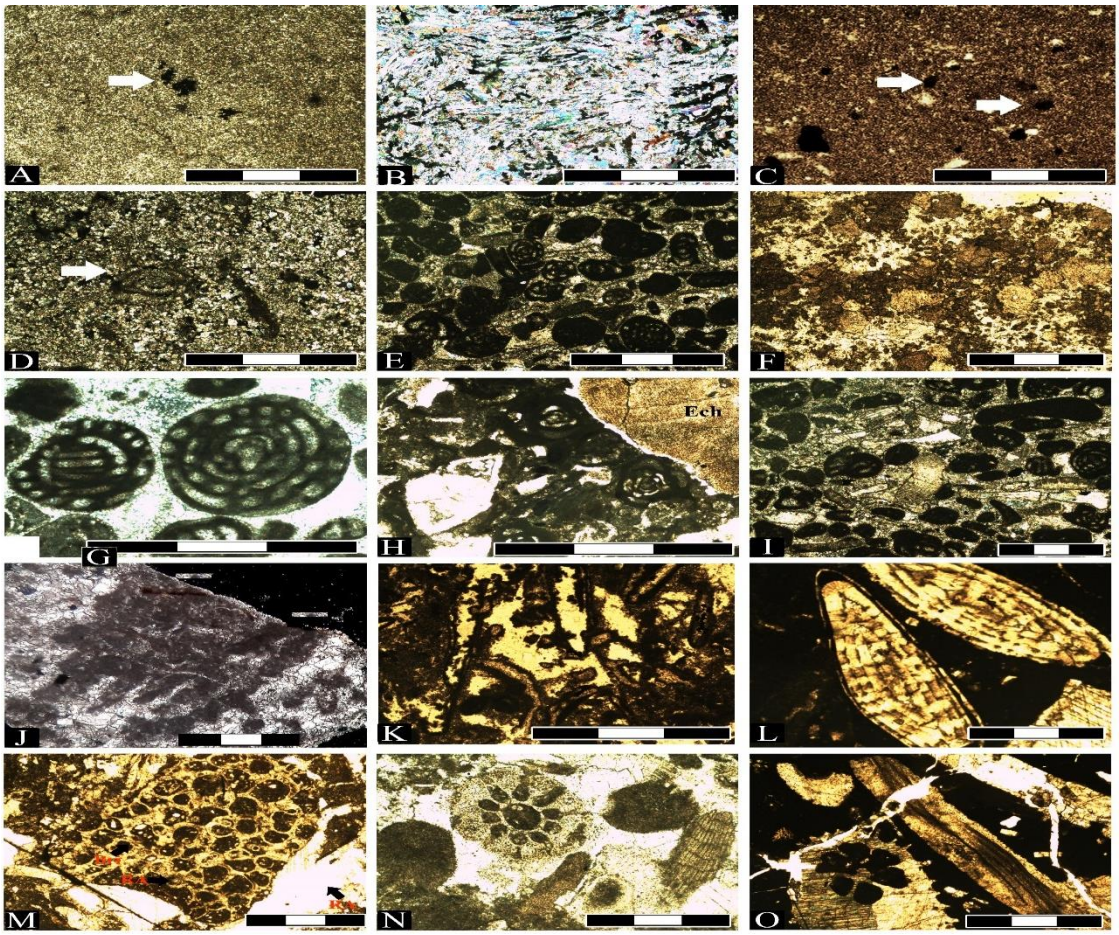
مجموعه رخساره‌ای (C): ریف غیرپیوسته

رخساره‌های C1 تا C3 در چارچوب این مجموعه رخساره‌ای نهشته شده‌اند. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی این رخساره‌ها، بیانگر رسوب‌گذاری در بخش‌های مختلف سد ریفی است. حضور روزن‌داران کف‌زی ازجمله میلیولیدها و بورلیس‌ها به‌همراه اجزای غیراسکلتی مانند پلوئیدها و قطعات مرجانی، نشانگر بخش‌های داخلی و مجاور لاگون است که با افزایش نسبت گل آهکی نسبت‌به دانه مشخص می‌شوند (رخسارهٔ C1). در مقابل، وجود اجزای اسکلتی شامل جلبک‌های قرمز، براکیوپودها و اکینوئیدها در کنار مرجان‌ها، حاکی از بخش‌های رو به دریای باز سد ریفی است (رخسارهٔ C3). مرجان‌ها به‌صورت کلنی‌های به‌هم‌پیوسته تشکیل شده‌اند و فضاهای خالی میان آنها به‌طور عمده، با سیمان‌های کلسیتی پر شده است. چنین ویژگی‌هایی معرف بخش اصلی ریف و محیط‌های با انرژی بالاست (Flügel 2010; Coletti et al. 2021; Flórez et al. 2021; Martyushev et al. 2023). زمینهٔ اسپاری سنگ‌ها نیز مؤید شرایط رسوب‌گذاری در محیطی کم‌عمق، با انرژی بالا و در محدودهٔ نوری یوفتیک (Euphotic Zone) است. این شرایط با آب‌های دارای شوری نرمال دریایی سازگار و معرف رسوب‌گذاری در بخش فعال سد ریفی است (Flügel 2010; Coletti et al. 2021; Flórez et al. 2021; Martyushev et al. 2023).

مجموعه رخساره‌ای (D): دریای باز

رخساره‌های D1 تا D3 در این مجموعه و در محیط دریای باز نهشته شده‌اند. وجود بافت گل‌پشتیبان و فراوانی گل آهکی در بین اجزای رخساره‌های این مجموعه، بیانگر شرایطی با انرژی پایین رسوب‌گذاری است (Wilson 1997; Harris 2009; Flügel 2010; Janjuhah and Alansari 2020). از سوی دیگر، ترکیب اجزای زیستی شامل جلبک‌های قرمز (Rhodophyta)، براکیوپودها، اکینوئیدها و فرامینیفرهای با پوستهٔ هیالین نظیر Nummulitides، Operculina، Lepidocyclina و Miogypsina، نشانگر نهشت در آب‌های با شوری نرمال دریای باز است (Heidari et al. 2014; Manhi and Alsultani 2021; Mohsin et al. 2023; Yousef et al. 2023). افزایش فراوانی فرامینیفرهای بنتیک هیالین بزرگ همراه با خرده‌های مرجانی، نواحی نزدیک‌تر به ریف را نشان می‌دهد؛ در حالی که حضور بیشتر براکیوپودها و جلبک‌های قرمز، نشان‌دهندهٔ نواحی عمیق‌تر و آرام‌تر بخش دریای باز پلتفرم است (Heidari et al. 2014; Manhi and Alsultani 2021).

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322



شکل ۲- فتومیکروگراف‌های تهیه‌شده با میکروسکوپ پلاریزان المپیوس BX51 در آزمایشگاه پتروگرافی دانشگاه شهید چمران اهواز A) تصویر میکروسکوپی مربوط به رخسارهٔ A1 که در آن بلورهای روشن زمینهٔ دولومیت‌ها هستند و پیکان سفیدرنگ حفرات چشم‌پرنده‌ای را نشان می‌دهد؛ B) تصویر رخسارهٔ A1 که از بلورهای انهیدریتی پرکنندهٔ برخی از حفرات انحلالی و چشم‌پرنده‌ای گرفته شده است؛ C) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ A2 که حفرات چشم‌پرنده‌ای و فنسترال با پیکان سفیدرنگ مشخص شده‌اند؛ D) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ B_1 که فرانینفر بنتیک میلیولیده در آن با پیکان سفیدرنگ مشخص شده است؛ E) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ B_2 که در آن فرامینیفرهای بنتیک میلیولیده دیده می‌شوند؛ F) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ B_3 که در آن اجزای غیراسکلتی پلوئید دیده می‌شوند؛ G) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ B_4 که در آن فرامینیفرهای بنتیک بزرگ بورلیس در زمینهٔ سیمان کلسیتی دیده می‌شوند؛ H) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ B_5 که در آن فسیل اکینوئید با حروف مخفف Ech مشخص و همچنین در کنار آن فرامینیفرهای میلیولیده دیده می‌شوند: I) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ B_6 که در آن اجزای اسکلتی نظیر فرامینیفرهای میلیولیده، براکیوپود و دوکفه‌ای دیده می‌شوند؛ J) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ C_1؛ K) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ C_2 که پیکرهٔ مرجان به‌صورت تیره و سیمان پرکنندهٔ فضای داخل مرجان‌ها با رنگ روشن دیده می‌شود؛ L) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ D_1 که در آن دو فرامینیفر بزرگ هیالین نومولیتیده در زمینهٔ گل آهکی دیده می‌شوند؛ M) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ D_2 که در آن حجرات کومه‌ای بریوزوئر دیده می‌شود؛ N) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ D_3 که در آن ردآلجیا و بریوزوئر دیده می‌شوند؛ O) تصویر میکروسکوپی رخسارهٔ D_3 که در آن دوکفه‌ای و براکیوپود و بریوزوئر دیده می‌شوند. طول مقیاس روی شکل‌ها ۰/۵ میلی‌متر است.

Fig 2- Photomicrographs taken using a polarized light microscope Olampyus BX51 in the petrography laboratory of Shahid Chamran University of Ahvaz. A) Microphotograph of facies A1 showing bright dolomite crystals as the matrix and bird's-eye pores indicated by white arrows; B) Facies A1 showing anhydrite crystals filling some dissolution and bird's-eye pores; C) Microphotograph of facies A2 where bird's-eye and fenestral pores are marked with white arrows; D) Microphotograph of facies B1 showing benthic foraminifera Miliolidae indicated by white arrows; E) Facies B2 containing benthic foraminifera Miliolidae; F) Microphotograph of facies B3 showing non-skeletal components such as peloids; G) Facies B4 containing large benthic foraminifera Borelis in a calcite cement matrix; H) Microphotograph of facies B5 showing an echinoid fossil (abbreviated as Ech) and associated Miliolidae foraminifera; I) Facies B6 containing skeletal components such as Miliolidae foraminifera, brachiopods, and bivalves; J) Microphotograph of facies C1; K) Facies C2 showing a coral framework with dark skeletal parts and light-colored cement filling the coral cavities; L) Microphotograph of facies D1 showing two large hyaline benthic foraminifera (Nummulitidae) within a micritic matrix; M) Facies D2 showing the zooecial chambers of bryozoans; N) Microphotograph of facies D3 containing red algae and bryozoans; O) Facies D3 showing bivalves, brachiopods, and bryozoans. The scale bar is 0.5mm.

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

تفسیر پلتفرم کربناته

نبود هرگونه شواهدی از تغییرات ناگهانی در توالی رخساره‌های مطالعه‌شده، فقدان توالی‌های توربیدایتی و تغییر تدریجی رخساره‌ها از قاعده به بالا، همگی نشان‌دهندهٔ یک پلتفرم کربناته با شیب ملایم و پیوسته است. گسترش محدود رخساره‌های ریفی و سدی نیز بیانگر نبود لبهٔ مشخص در پلتفرم و درنتیجه تعلق آن به نوع رمپ است (Wilson 1975; Read 1985; Flügel 2010). براساس داده‌های حاصل از چاه مطالعه‌شدهٔ میدان چهاربیشه، سازند آسماری در یک پلتفرم کربناتهٔ کم‌شیب از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده است. این پلتفرم شامل سه زیرپهنهٔ اصلی است: رمپ داخلی و رمپ میانی که به‌ترتیب معرف تغییر تدریجی انرژی از محیط‌های کم‌انرژی به پرانرژی‌اند (شکل ۳). در این پلتفرم، رخساره‌ها در چهار محیط اصلی دریای باز، لاگون نیمه‌محصور و ریف غیرپیوستهٔ مرجانی و محیط جزر و مدی نهشته شده‌اند. نهشته‌گذاری در این محیط‌ها در آب‌هایی کم‌عمق تا نیمه‌عمیق، در پهنهٔ نوری یوفتیک تا الیگوفوتیک، با شوری نرمال تا نسبتاً زیاد و شرایط تغذیه‌ای از یوتروفیک تا الیگوتروفیک انجام شده است. این ویژگی‌ها بیانگر گستره‌ای از شرایط، از پایین‌ترین انرژی محیطی در بخش‌های عمیق رمپ تا بالاترین انرژی در رخساره‌های سدی‌اند. به‌طور کلی، پلتفرم‌های کربناتهٔ نوع رمپ با شیب یکنواخت و بدون شکستگی آشکار از بخش‌های ساحلی به دریای باز گسترش می‌یابند و برخلاف پلتفرم‌های لبه‌دار، فاقد ساختار ریفی پیوسته‌اند. در چنین پلتفرم‌هایی، رمپ داخلی معمولاً شامل رخساره‌های گل‌پشتیبان، میکرایتی و با انرژی پایین است. رمپ میانی شامل رخساره‌های با بافت گرینستونی و رودستونی و معرف ناحیه‌ای با انرژی متوسط تا بالاست. رمپ خارجی عمدتاً از رخساره‌های گل‌پشتیبان، با فراوانی گل آهکی و اجزای فسیلی شناور تشکیل می‌شود و معرف نواحی آرام‌تر و عمیق‌تر است (Wilson 1975; Read 1985; Flügel 2010)؛ درنتیجه، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، بافتی و زیستی سازند آسماری در این ناحیه، به‌وضوح بیانگر نهشت در یک پلتفرم رمپی کم‌شیب بدون لبهٔ مشخص ریفی است که در آن تغییرات جانبی رخساره‌ها به‌صورت تدریجی و پیوسته رخ داده است.

چینه‌نگاری سکانسی

چینه‌نگاری سکانسی، سیکلواستراتیگرافی و چینه‌نگاری اقلیمی از شاخه‌های اصلی علم چینه‌نگاری به شمار می‌آیند که همگی بر مفهوم زمان و خطوط زمانی استوارند. به‌کارگیری این روش‌ها در انطباق چینه‌ای و زون‌بندی مخزنی، امکان ایجاد چارچوب دقیق و منسجمی از تطابق چینه‌ای را در مقیاس‌های میدانی و ناحیه‌ای فراهم می‌کند. توجه‌نکردن به اصول چینه‌نگاری سکانسی در تفکیک مخزن و جداسازی دقیق لایه‌های متخلخل، نامتخلخل، تراوا و ناتراوا به بروز خطاهای چشمگیر در محاسبات حجمی مخزن، تفسیرهای بین‌چاهی و مدل‌سازی‌های زمین‌شناسی منجر می‌شود (Ahr 2008). در یک حوضهٔ رسوبی، حرکات تکتونیکی بستر حوضه شامل بالاآمدگی‌ها و فرونشست‌ها در مقیاس زمانی صدها هزار تا میلیون‌ها سال، سبب تغییرات نسبی سطح دریا در مقیاس جهانی می‌شود. این تغییرات درنهایت به ایجاد چرخه‌های رسوبی با مقیاس بزرگ منجر می‌شوند. در مطالعهٔ حاضر، چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در میدان چهاربیشه براساس مراحل زیر انجام شده است:

شناسایی و تعریف سطوح زمانی و چینه‌ای کلیدی معرف مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر پیشروی دریا (که در ادامه، دربارهٔ جزئیات این سطوح بحث می‌شود)؛

تطابق چینه‌ای مخزن آسماری بین چاه‌های مختلف میدان چهاربیشه و تحلیل تغییرات جانبی رخساره‌ها در روندهای ساختاری مختلف.

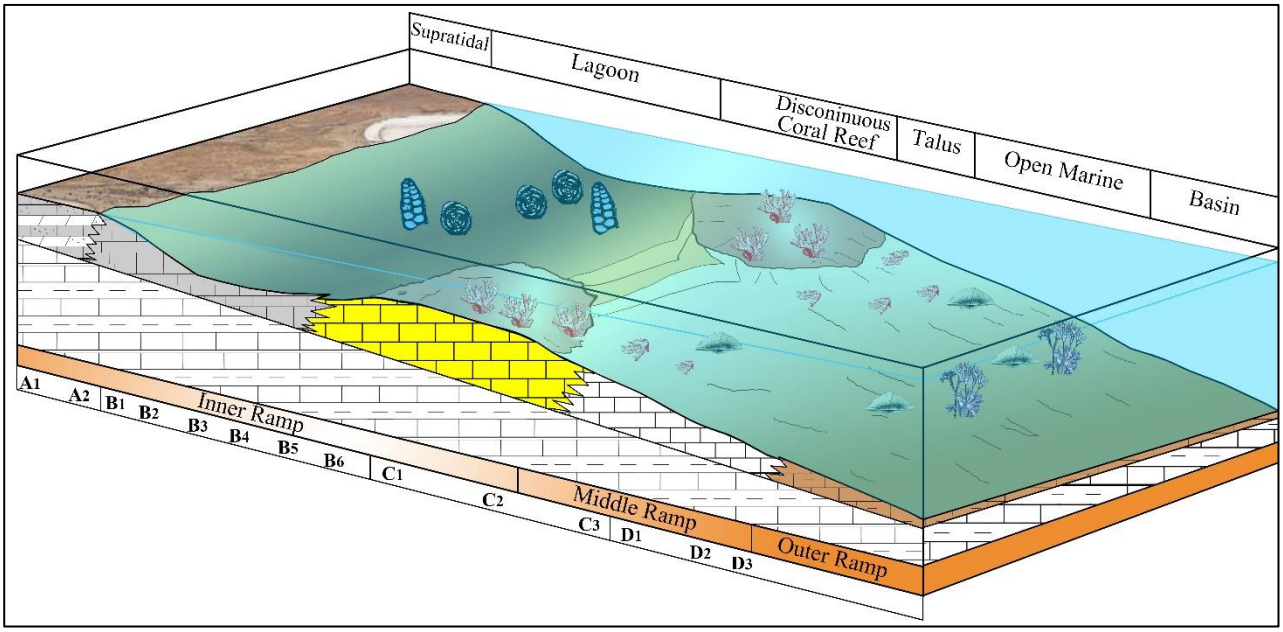
پژوهشگران زمین‌شناسی در طی دهه‌های اخیر، روش‌های متعددی را برای تفکیک رخساره‌ها، تشخیص سکانس‌ها و شناسایی مرزهای سکانسی ارائه کرده‌اند. در این پژوهش، از الگوی چینه‌نگاری سکانسی نسل دوم براساس مدل‌های Haq

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

et al. (1987) و Posamentier et al. (2009) برای تعریف سکانس‌ها و مرزهای آنها استفاده شده است.

بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در سراسر زاگرس نشان می‌دهد که این سازند از یک توالی کربناتهٔ الیگوسن پیشین (سازند آسماری بخصوص در نواحی کم عمق تر با سن روپلین شروع می شود که الیگوسن پیشین است) تا میوسن پیشین تشکیل شده است که در بیشتر نواحی با یک الگوی کلی شامل سه تا چهار سکانس ردهٔ سوم شناسایی می‌شود (James & Wynd 1965; Motiei 1993; Van Buchem et al. 2010). در ناحیهٔ دزفول جنوبی، قطب‌های چینه‌ای نشان‌دهندهٔ یک چرخهٔ فراگیر پیش‌رونده–پس‌رونده است که از نهشته‌های کم‌عمق فلات کربناته در پایه (شامل فرامینیفرهای شاخص الیگوسن پسین) آغاز و به فازهای رمپ کربناتهٔ پرانرژی در میوسن پیشین ختم می‌شود. در لرستان و فارس نیز، همین الگو با تفاوت‌هایی در ضخامت و ریتم رخساره‌ها گزارش شده است که بیانگر کنترل هم‌زمان تکتونیک و تغییرات جهانی سطح آب است (Van Buchem et al. 2011). مقایسهٔ مرزهای سکانسی گزارش‌شده از برش‌های مختلف آسماری با منحنی‌های جهانی تغییرات سطح آب در دورهٔ الیگوسن–میوسن (Haq et al. 1987; Miller et al. 2005) نشان می‌دهد که مرزهای SB2 و SB3 در بیشتر برش‌ها با افت‌های جهانی سطح دریا هم‌زمان‌اند. این هم‌زمانی به‌ویژه در گذر از الیگوسن پسین (Chattian) به میوسن آغازین (Aquitanian)مشهود است؛ دوره‌ای که براساس منحنیHaq ، یک روند کاهشی مهم در سطح آب جهانی ثبت و باعث ایجاد شرایط فرسایشی و رسوب‌گذاری کم‌عمق در پایهٔ آسماری شده است. همچنین اوج افزایش نسبی سطح دریا در Aquitanian–Burdigalianبا گسترش رخساره‌های پرانرژی ساحلی–پهنهٔ داخلی و توسعهٔ رمپ کربناته در بیشتر نواحی زاگرس هم‌زمان است.

درمجموع، تطابق مرزهای سکانسی آسماری در مقیاس حوضه‌ای نشان می‌دهد که تغییرات جهانی سطح آب، نقش مهمی در سازمان‌دهی چرخه‌های رسوبی این سازند داشته است؛ اما تفاوت‌های منطقه‌ای در ضخامت سکانس‌ها و ریتم رخساره‌ای، عمدتاً ناشی از تغییرات نرخ ته‌نشستگی، فعالیت تکتونیکی پیش‌رونده در زاگرس و میزان ورود رسوبات آواری بوده است.



شکل۳- مدل سه‌بعدی بازسازی محیط‌های رسوبی و رخساره‌های ته‌نشین شده در آنها

Fig 3- Three-dimensional model illustrating the reconstructed depositional environments and their associated sedimentary facies

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

سکانس رسوبی ۱ (Depositional Sequence 1 DS_1)

مرز زیرین این سکانس، منطبق بر مرز قاعده‌ای سازند آسماری است و در عمق ۱۹۹٦ متری چاه بررسی‌شده قرار دارد (شکل ٤). ضخامت کل این سکانس حدود ٦۱ متر است که شامل ٤۷/۵ متر مربوط به دسته رخسارهٔ پیشروی (Transgressive Systems Tract; TST) و ۱۳/۵ متر مربوط به دسته رخسارهٔ تراز بالای (Highstand Systems Tract; HST) است. رسوب‌گذاری این سکانس با نهشت سنگ‌های آهکی حاوی اجزای اسکلتی شاخص محیط دریای باز (رخسارهٔ D_1) آغاز شده و به‌تدریج به رخساره‌های عمیق‌تر دریای باز تغییر یافته است. توالی‌های دسته رخسارهٔ پیشروی (TST) شامل رخساره‌های دریای باز و سدی است و درنهایت با ته‌نشست عمیق‌ترین رخسارهٔ شناسایی‌شده (رخسارهٔ D_3) در عمق حدود ۱۹٤۷/۵ متری پایان می‌پذیرد. پس از نهشت رخسارهٔ D_3، با رسوب‌گذاری رخساره‌های سدی و سپس رخساره‌های پهنهٔ جزر و مدی، روند افت نسبی سطح آب دریا آغاز می‌شود؛ بنابراین، مرز بالایی رخسارهٔ D_3به‌عنوان سطح حداکثر پیشروی دریا (Maximum Flooding Surface; MFS)، سکانس رسوبی اول تعیین شد (شکل ٤). مقایسهٔ منحنی تغییرات سطح آب دریا در چاه مطالعه‌شده با منحنی جهانی تغییرات سطح دریا (Vail et al. 1977; Haq et al. 1987) نشان می‌دهد که دورهٔ پیشروی این سکانس، تطابق چشمگیری با تغییرات جهانی سطح دریا دارد. بخش عمدهٔ رخساره‌های تراز بالای این سکانس شامل دولومیت‌های پهنهٔ جزر و مدی (رخسارهٔ A_1) است که بیانگر نهشت در شرایط انرژی بالا و کاهش تدریجی عمق آب است. ضخامت این دسته رخساره حدود ۱۳/۵ متر است و در عمق ۱۹۳۵ متری چاه پایان می‌یابد.

سکانس رسوبی ۲ (DS2)

مرز زیرین این سکانس در متراژ ۱۹۳۵ چاه مطالعه‌شده شناسایی شده و بر دسته رخسارهٔ HST سکانس رسوبی اول قرار گرفته است. با توجه به وجودنداشتن هرگونه آثار خروج از آب نهشته‌ها، مرز سکانس‌های اول و دوم از نوع دوم (SB2[1]) شناسایی شده است. همچنین این مرز که در متراژ ۱۹۳۵ متر چاه بررسی‌شده قرار گرفته است، مرز پیشروی[2] (TS) نیز شناسایی شده است؛ زیرا پس از این مرز، روند کم‌عمق‌شوندگی رخساره‌های سکانس رسوبی اول می‌یابد و روند عمیق‌شوندگی رخساره‌ها در دسته رخسارهٔ پیشروی (TST) سکانس رسوبی دوم آغاز می‌شود. این روند با رخسارهٔ A2 پهنهٔ جزر و مدی آغاز می‌شود و به رخساره‌های لاگونی نظیر B2, B5 و B6 تغییر می‌یابد. مجموع ضخامت دسته رخسارهٔ پیشروی (TST) سکانس رسوبی دوم ٤۷/۵ متر است. درنهایت این دسته رخساره با رسیدن به رخسارهٔ دریای باز D1 در متراژ ۱۹۸۷ سطح آب دریا به حداکثر خود می‌رسد (MFS) و روند پیشروی سطح آب دریا متوقف و رخساره‌های کم‌عمق شونده جایگزین می‌شود. پس از مرز MFS پس‌روی سطح آب دریا با رخساره‌های لاگونی B5 آغاز شده‌اند، در ادامه در یک روند کم‌عمق‌شونده، رخساره‌های بالای جزر و مدی ته‌نشین شده و نهشته‌های مرحلهٔ تراز بالای سطح آب دریا (HST) را تشکیل داده‌اند. نهشته‌های تراز بالای سکانس رسوبی دوم به‌صورت تناوبی از نهشته‌های عمدتاً دولومیتی بالای جزر و مدی و با فراوانی کمتر سنگ‌آهکی لاگون و ریف تشکیل شده است (شکل ٤). درنهایت پس از ته‌نشینی رخسارهٔ دولومیتی A1 در متراژ ۱۸۲۲ چاه مطالعه‌شده، روند کم‌شوندگی متوقف و پس از رخساره‌های عمیق‌شونده جایگزین شده‌اند؛ بنابراین مرز بالایی رخسارهٔ مذکور (A1) مرز پیشروی (TS) و مرز سکانس دوم و سوم شناسایی شد (شکل ٤).

سکانس رسوبی سوم (DS3)

سکانس رسوبی سوم از متراژ ۱۸۲۲ و با نهشته‌شدن رخسارهٔ A2 بر رخسارهٔ A1 آغاز شده است؛ بنابراین مرز زیرین

[1] Sequence Boundary Type B

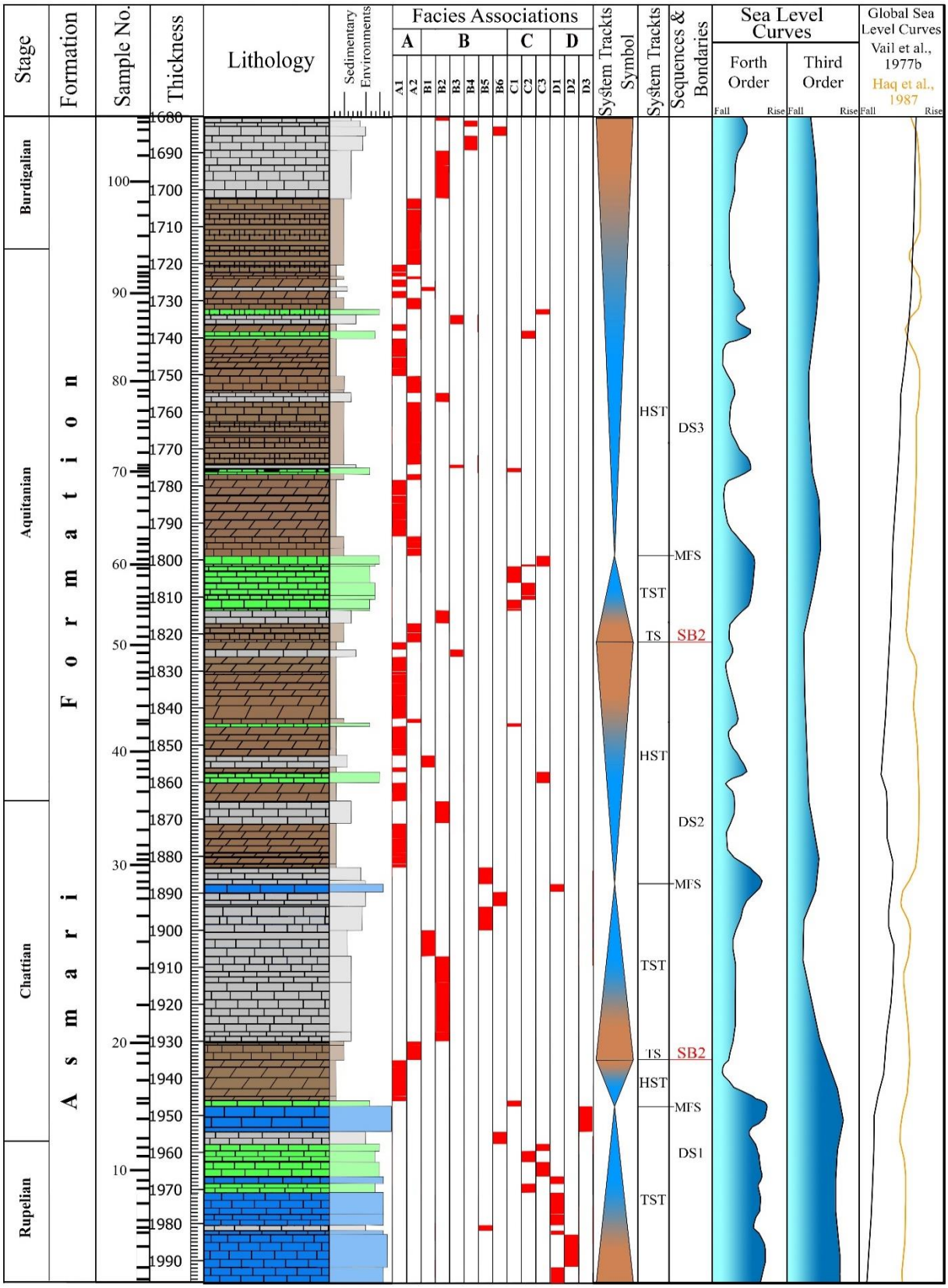
[2] Transgression Surface

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

رخسارهٔ A2 مرز پیشروی (TS) شناسایی شده است. همچنین این مرز با توجه به روش استفاده‌شده، مرز سکانس در نظر گرفته شده است. این مرز سکانسی با توجه به وجودنداشتن هرگونه آثار مرتبط با خروج از آب و فرسایش مرز سکانس نوع دوم (SB2) در نظر گرفته شده است. نهشته‌های سکانس دوم با رخساره‌های پهنهٔ جزر و مدی A2 آغاز شده و در ادامه به رخساره‌های لاگونی نظیر B2 رسیده است. در ادامه، رخساره‌های لاگونی نیز به رخساره‌های سد ریفی نظیر C1 و C2 تغییر یافته است که همگی نشان‌دهندهٔ یک پیشروی در سطح آب دریاست؛ بنابراین این مجموعه از متراژ ۱۸۲۲ تا متراژ ۱۷۹۸/۷۵ و با ضخامت ۲۳/۲۵ متر به‌عنوان دسته رخسارهٔ پیشروی (TST) سکانس رسوبی سوم شناسایی شده است. درنهایت پس از ته‌نشست رخسارهٔ C3 در متراژ ۱۷۹۸/۷۵ چاه مطالعه‌شده، سطح آب دریا به حداکثر خود در سکانس رسوبی سوم می‌رسد و روند عمیق‌شوندگی رخساره‌ها متوقف می‌شود؛ بنابراین مرز بالایی رخسارهٔ C3، مرز MFS و پایان دسته‌رخسارهٔ TST شناسایی شده است. پس از مرز حداکثر سیلابی، رسوب‌گذاری نهشته‌های دسته رخسارهٔ تراز بالا (HST)، با ته‌نشست رخسارهٔ A2 مربوط به نواحی پهنهٔ جزر و مدی آغاز شده است. در ادامه در یک روند کم‌عمق‌شونده تا متراژ ۱۷۲۰ و به ضخامت ۷۸ متر و ۷۵ سانتی‌متر، نهشته‌ها محیط‌های لاگون و پهنهٔ جزر و مدی و با فراوانی خیلی کمتر سدی ته‌نشین شده‌اند (شکل ٤). بیش از ۹۰درصد نهشته‌های این دسته رخساره، سنگ‌های آهکی و دولومیتی رخساره‌های A1 و A2 از مجموعه رخساره‌ای پهنهٔ جزر و مدی‌اند. درنهایت پس از نهشته‌شدن رخساره‌های لاگونی در انتهای توالی در A1 در متراژ ۱٦۸۰، مرحلهٔ تراز بالای سکانس رسوبی سوم و نهشته‌های سنگ‌آهکی سازند آسماری پایان یافته است.

مطالعات سکانسی جامع ونبوخم و همکاران (Van Buchem et al. 2010) نشان‌دهندهٔ شناسایی تعداد ٤ سکانس رده سوم در بیشتر برش‌ها و چاه‌های مطالعه‌شدهٔ سازند آسماری است که از این جهت، نتایج سکانسی این مطالعه با آن تطابق دارد. البته در برخی برش‌ها و چاه‌های آنها، تعداد پنج و شش سکانس نیز دیده می‌شود. همچنین شروع بیشتر سکانس‌های مطالعهٔ آنها منطبق بر یک دسته رخسارهٔ پیشروی (TST) است که از این جهت نیز همخوانی خوبی بین مطالعهٔ پیش رو و آن مطالعهٔ جامع دیده می‌شود. با توجه به اینکه پس از مرز بالایی سازند آسماری، سنگ‌های آهکی دریایی به رسوبات تبخیری سازند گچساران تغییر می‌یابند، منطقی نیست که سازند آسماری با دسته رخسارهٔ پس‌روی و یا HST به پایان برسد؛ بنابراین پایان‌یافتن سازند آسماری با دسته رخسارهٔ TST، که ادامهٔ آن و HST در تبخیری‌های سازند گچساران قرار می‌گیرد، با واقعیت منطبق‌تر است.

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322



شکل ٤- ستون سکانسی سازند آسماری در چاه مطالعه‌شده

Fig 4- Sequence stratigraphic column of the Asmari Formation in the studied well.

https://doi.org/10.22108/jssr.2025.147537.1322

نتیجه

نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که سازند آسماری در میدان نفتی چهاربیشه، در یک پلتفرم رمپی هموکلینال کم‌شیب نهشته شده است که از چهار کمربند رخساره‌ای اصلی، شامل پهنهٔ جزرومدی، لاگون نیمه‌محصور، سد ریفی و دریای باز تشکیل شده است. شناسایی ۱٤ رخسارهٔ کربناته با ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زیستی گوناگون، بیانگر تغییر تدریجی شرایط انرژی رسوب‌گذاری از محیط‌های لب‌شور و کم‌عمق به‌سمت نواحی دریای باز است. نبود شواهد توربیدایتی و تغییرات تدریجی رخساره‌ها از قاعده به بالا، نشان‌دهندهٔ پلتفرمی بدون لبهٔ مشخص و با شیب آرام است که با ویژگی‌های یک رمپ کربناتهٔ هموکلینال سازگار است.

بر پایهٔ تحلیل چینه‌نگاری سکانسی، چهار سکانس رسوبی ردهٔ سوم در سازند آسماری شناسایی شد. هر سکانس شامل دو دسته رخسارهٔ اصلی پیشروی (TST) و تراز بالا (HST) بوده و با سطوح حداکثر پیشروی دریا (MFS) و مرزهای سکانسی نوع دوم (SB_2) از یکدیگر جدا شده‌اند. این توالی‌ها بازتاب‌دهندهٔ نوسانات نسبی سطح دریا هستند که به‌طور عمده تحت تأثیر ترکیب حرکات تکتونیکی آرام و تغییرات جهانی سطح دریا قرار داشته‌اند. الگوی شناسایی‌شده در میدان چهاربیشه با مدل‌های جهانی پلتفرم رمپی مطابقت دارد و از نواحی سدی تا مناطق آرام‌تر لاگونی و جزرومدی گسترده شده است. چنین تفسیرهایی بیانگر آن است که کنترل اصلی بر توزیع رخساره‌ها و چرخه‌های رسوبی، تغییرات تدریجی عمق و انرژی در طول پلتفرم بوده است.

به‌طور کلی، نتایج این پژوهش ضمن ارائهٔ مدل بومی از ساختار چینه‌ای و رسوبی سازند آسماری در جنوب غرب ایران، مبنای ارزشمندی را برای تطابق چینه‌ای بین‌چاهی، تفکیک واحدهای جریانی و مدل‌سازی زمین‌شناسی مخازن کربناتهٔ زاگرس فراهم می‌آورد.

سپاسگزاری

نگارندگان به این وسیله مراتب قدردانی صمیمانهٔ خود را از شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، به‌ویژه کارشناسان محترم واحد زمین‌شناسی آن شرکت، به‌دلیل فراهم‌سازی داده‌های مورد نیاز این پژوهش اعلام می‌دارند. همچنین از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه شهید چمران اهواز برای حمایت مالی و تسهیلات پژوهشی در قالب پژوهانهٔ شمارهٔ SCU.E1404.110 و از گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی دانشکدهٔ علوم زمین این دانشگاه به‌منظور پشتیبانی علمی و فراهم‌سازی امکانات آزمایشگاهی، تشکر و قدردانی می‌شود. همکاری ارزشمند همکاران و دانشجویان آزمایشگاه پتروگرافی در تهیه و بررسی مقاطع نازک نیز، شایان تقدیر است.

References

Adams C.G. and Bourgeois E. 1967. Asmari Biostratigraphy: Geological and Exploration Division. Iranian Oil Offshore Company, Report 1074.

Alizadeh A. Jahani D. and Kamali M. R. 2017. Sedimentary environment and relative sea level changes of the Asmari Formation deposited in Lurestan basin, southwest of Zagros. Open Journal of Geology, 7: 945–964. DOI: 10.4236/ojg.2017.77064

Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros foldthrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304(1): 1–20. DOI:10.2475/ajs.304.1.1

Al Aasm I. S. Ghazban F. and Ranjbaran M. 2009. Dolomitization and related fluid evolution in the Oligocene–Miocene Asmari Formation, Gachsaran area, SW Iran: petrographic and isotopic evidence. Journal of Petroleum Geology, 32(3), 287-304. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2009.00449.x

Aljinović D. Richoz S. Smirčić D. Chen Y. Nestell G. Jazvac I. and Petrash D. A. 2025. Features and dolomitizing mechanisms in inner platform facies across the Permian–Triassic boundary (External Dinarides, Croatia). Sedimentology, 72(3): 822-843. https://doi.org/10.1111/sed.13257

Amirshahkarami M. Vaziri-Moghaddam H. and Taheri A. 2007. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran. Historical Biology, 19(2): 173-183. https://doi.org/10.1080/08912960600858877

Areias C. Garuglieri E. Teillet T. Chandra V. Marasco R. Vahrenkamp V. ... and Sánchez-Román M. 2025. Biogeochemical characterization of micritized carbonate grains in the shallow-marine Al-Kharrar Lagoon (Red Sea, Saudi Arabia). Sedimentology,

Namaki sections, north of Khorramabad. Applied Sedimentology, 10(20): 173-184. doi: 10.22084/psj.2022.26067.1347

Heidari A. Shokri N. and Faraji M. 2024a. Evaluation of porosity, permeability, and reservoir quality of the Asmari Formation using sedimentary facies and diagenesis data in the Ahvaz oil field. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 40(3): 69-86. 10.22108/jssr.2024.142119.1291

Heidari A. Bashiri R. Soleimani B. and Kadkhodaie A. 2024b. Construction of the velocity deviation diagram based on the well survey diagram and NMR to determine precise types of porosity in the Asmari Formation in one of the wells of the Ahvaz oil field. Advanced Applied Geology, 14(4): 1014-1033. 10.22055/aag.2024.46509.2447

Ahr W. M. 2008. Geology of Carbonate Reservoirs: The Identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks. Wiley, 277 p. https://onlinelibrary.wiley.com/doi/book/10.1002/9780470370650

Immenhauser A. 2022. On the delimitation of the carbonate burial realm. The Depositional Record, 8(2): 524-574. https://doi.org/10.1002/dep2.173

James G. A. and Wynd J. G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. AAPG Bulletin, 49(12): 2182–2245. https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D

Janjuhah H. T. and Alansari A. 2020. Offshore carbonate facies characterization and reservoir quality of Miocene rocks in the southern margin of South China Sea. Acta Geologica Sinica-English Edition, 94(5): 1547-1561. https://doi.org/10.1111/1755-6724.13880

Kilibarda Z. and Doffin J. 2007. Mudcracks, bird's-eye, and anhydrite in intertidal/supratidal late Silurian Kokomo Limestone, Indiana. In Proceedings of the Indiana Academy of Science, 116 (1): 1-10. https://www.researchgate.net/publication/268075981_Mudcracks_bird%27s-eye_and_anhydrite_in_intertidalsupratidal_late_Silurian_Kokomo_Limestone_Indiana

Jones B. 2022. Modern Carbonate Environments. In Geology of the Cayman Islands: Evolution of Complex Carbonate Successions on Isolated Oceanic Islands (pp. 175-213). Cham: Springer International Publishing. https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-031-08230-6

Laursen G. V. Monibi S. Allan T. L. Pickard N. A. H. Hosseiney A. Vincent B. and Druillion G. 2009. The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. In Shiraz 2009-1st EAGE International Petroleum Conference and Exhibition (pp. cp-125). European Association of Geoscientists & Engineers. https://doi.org/10.3997/2214-4609.20145919

72(5): 1593-1619. https://doi.org/10.1111/sed.70013

Catuneanu O. 2022. Principles of Sequence Stratigraphy. Newnes. Candice Janco, 490p. DOI: 10.1016/C2009-0-19362-5

Coletti G. Balmer E. M. Bialik O. M. Cannings T. Kroon D. Robertson A. H. and Basso D. 2021. Microfacies evidence for the evolution of Miocene coral-reef environments in Cyprus. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 584: 110670. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110670

Dill M. A. Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Behdad A. and Shabafrooz R. 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. https://doi.org/10.1016/j.revmic.2020.100408

Ehrenberg S. N. Pickard N. A. H. Laursen G. V. Monibi S. Mossadegh Z. K. Svånå T. A. ... 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

Flórez P. Di Martino E. and Ramalho L. V. 2021. Early Miocene coral reef-associated bryozoans from Colombia. Part I: Cyclostomata, “Anasca” and Cribrilinoidea Cheilostomata. Journal of Paleontology, 95(4): 694-719. https://doi.org/10.1017/jpa.2021.5

Flügel E. 2010. Microfacies of carbonate rocks, Analysis, Interpretation and application. Springer, Berlin, 976p. https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-03796-2

Hajikazemi E. Alavi S. A. Vaziri H. and Rahmani O. 2010. Sequence stratigraphy and reservoir characteristics of the Asmari Formation in SW Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 72(1): 1–13.

Harris P. M. 2009. Depositional environments of carbonate platforms. Search and Discovery Article, 60032: 31-60. https://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2009/60032harris/ndx_harris.pdf.html

Haq B. U. Hardenbol J. A. N. & Vail P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235(4793), 1156-1167. DOI: 10.1126/science.235.4793.1156

Heidari A. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. Gonzalez L. and Moalemi S. A. 2014. Biostratigraphy, sequence stratigraphy, and paleoecology of the Lower–Middle Miocene of northern Bandar Abbas, southeast Zagros Basin in south of Iran. Arabian Journal of Geosciences, 7: 1829-1855. https://doi.org/10.1007/s12517-012-0803-3

Heidari A. 2022. Post-depositional history of Asmari Formation using petrographic as well as carbon and oxygen isotopes date in Hyderabad and Robat

Paleontology, 7: 210 p. https://doi.org/10.2110/csp.99.07

Posamentier H. W. (Ed.). (2009). Sequence stratigraphy and facies associations (Vol. 100). John Wiley & Sons.

Ranjbaran M. Fayazi F. and Al-Aasm I. 2007. Sedimentology, depositional environment and sequence stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene–Lower Miocene), Gachsaran Area, SW Iran. Carbonates and Evaporites, 22: 135–148. https://doi.org/10.1007/BF03176243

Read J. F. (1985). Carbonate platform facies models. AAPG Bulletin, 69(1): 1-21. https://doi.org/10.1306/AD461B79-16F7-11D7-8645000102C1865D

Sadooni F. N. and Al-Kuwari H. A. S. 2025. The Late Permian-Early Triassic. In Geological Evolution of Qatar and the Arabian Peninsula (pp. 133-154). Cham: Springer Nature Switzerland. https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-031-94394-2

Sharafi H. Van Buchem F. S. P. and Hadi A. 2013. Integrated sequence stratigraphic framework of the Oligo–Miocene Asmari Formation, SW Iran. Marine and Petroleum Geology, 43: 451–467.

Teillet T. Odobel C. Harkat M. Hachmann K. Garuglieri E. Chandra V. ... and Vahrenkamp V. 2025. Exploration of shallow-marine carbonate micritization styles: Arabian Plate coasts (Red Sea, Arabian Sea, and Persian Gulf). Journal of Sedimentary Research, 95(5): 884-899. 10.2110/jsr.2024.076

Vail P. R. Mitchum R. M. and Thompson S. I. I. I. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level.

Van Buchem F. S. P. Alsharhan A. S. and Vincent B. 2010. Sequence stratigraphy and petroleum potential of carbonate platforms in the Arabian Plate. GeoArabia, 15(4): 17–56.

Van Buchem F. S. P. Simmons M. D. Droste H. J. and Davies R. B. (2011). Late Aptian to Turonian stratigraphy of the eastern Arabian Plate–depositional sequences and lithostratigraphic nomenclature. Petroleum Geoscience, 17(3): 211-222. https://doi.org/10.1144/1354-079310-061

Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Taheri A. and Motiei H. 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. Revista Mexicana De Ciencias Geológicas, 27(1): 56-71. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742010000100005

Wilson J.L. 1986. Carbonate Facies in Geologic History, New York, Springer-Verlag, p. 471.

Wilson J. L. 1997. Carbonate depositional environments and diagenesis. Carbonate seismology, 9-28.

Wilson J. L. 1975. Principles of carbonate

Mahboubi C. Y. Ouali Mehadji A. and Chevalier N. 2021. Microfacies and stable isotope features of the Lower–Middle Jurassic carbonate rocks of Western Saharan Atlas (Aïn Ouarka area, Algeria). Geological Journal, 56(8): 4201-4216. https://doi.org/10.1002/gj.4149

Mahmoudi Kouhi L. Amiri Bakhtiar H. Kangazian A.B. (2014). Stratigraphic sequence of the Asmari Formation, South Darial, Aghajari Petroleum Anticline, Southern Iran; 30th Earth Sciences Conference; Geology and Mineral Exploration Organization of Iran.

Manhi M. R. and Alsultani H. A. A. 2021. Stratigraphy and depositional environment of Mauddud Formation in Ratawi oil wells of southern Iraq. In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 877 (1): 012030. IOP Publishing. DOI 10.1088/1755-1315/877/1/012030

Martyushev D. A. Chalova P. O. Davoodi S. and Ashraf U. 2023. Evaluation of facies heterogeneity in reef carbonate reservoirs: A case study from the oil field, Perm Krai, Central-Eastern Russia. Geoenergy Science and Engineering, 227: 211814. 10.1016/j.geoen.2023.211814

Mercedes-Martín R. and Buatois L. A. 2021. Microbialites and trace fossils from a Middle Triassic restricted carbonate ramp in the Catalan Basin, Spain: evaluating environmental and evolutionary controls in an epicontinental setting. Lethaia, 54(1): 4-25. https://onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1111/let.12378

Miller K. G. Kominz M. A. Browning J. V. Wright J. D. Mountain G. S. Katz M. E. ... & Pekar S. F. (2005). The Phanerozoic record of global sea-level change. science, 310(5752): 1293-1298. DOI: 10.1126/science.1116412

Mirzaee Mahmoodabadi R. 2014. Petrography, sedimentary environments and sequence stratigraphy of Asmari Formation in Central Fars, Zagros, SW Iran. Open Journal of Geology, 4: 612–625. DOI:10.4236/ojg.2014.412050

Mohsin S. A. Mohammed A. H. and Alnajm F. M. 2023. Facies architecture and depositional marine systems of the Yamama Formation in selected wells, southern Iraq. Iraqi Journal of Science, 64(2): 730-749. https://doi.org/10.24996/ijs.2023.64.2.21

Moreau K. Andrieu S. Briais J. Brigaud B. and Ader M. 2024. Facies distribution and depositional cycles in lacustrine and palustrine carbonates: The Lutetian–Aquitanian record in the Paris Basin. The Depositional Record, 10(1): 124-158. https://doi.org/10.1002/dep2.264

Motiei H. 1993. Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran, 536 p.

Posamentier H. W. and Allen G. P. 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications. SEPM Concepts in Sedimentology and

Idrisov I. and Leontev A. 2023. Microfacies analysis and depositional environment of the upper devonian dankovo-lebedyansky sediments, tatarstan, Volga-Ural Basin, Russia. Petroleum Research, 8(2): 244-255. https://doi.org/10.1016/j.ptlrs.2022.07.003

sedimentation. In Carbonate Facies in Geologic History (pp. 1-19). New York, NY: Springer New York.

Wynd J. 1965. Biofacies of Iranian Oil Consortium Agreement Area. IOOC Report no. 1082. Unpublished Company Report.

Yousef I. Morozov V. P. Kolchugin A. N. Sudakov V.