https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en
Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches
e-ISSN: 2423-8007
Vol. 43, Issue 1, No. 106, 2027, 1-24
Received: 01.06.2026 Accepted: 11.07.2026

Research Paper

Investigating the depositional history of the Sarvak Formation using microfacies analysis and sequence stratigraphy in two oil wells of the Abadan Plain, southwestern Iran

Shayan Mehrabi
M. Sc. Student, Department of Soft Rock, Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran
shayanmehrabi@ut.ac.ir

Seyed Mohammad Zamanzadeh*
Associate Professor, Department of Soft Rock, Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran
zamanzadeh@ut.ac.ir

Hamzeh Mehrabi
Associate Professor, Department of Soft Rock, Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran
mehrabi.hamze@ut.ac.ir

Abstract
Reconstructing the depositional history and sequence stratigraphic framework of carbonate reservoirs is essential for reservoir characterization and hydrocarbon exploration. The Upper Albian–Turonian Sarvak Formation is one of the most important carbonate reservoirs in the Zagros Basin and the Middle East. This study reconstructs the depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in the Abadan Plain, southwestern Iran, based on the integrated analysis of 313.6 m of core and 850 petrographic thin sections from two exploration wells. Eight microfacies were identified, indicating deposition on a homoclinal carbonate ramp comprising inner-, mid-, and outer-ramp settings. Reservoir-quality intervals are mainly associated with inner-ramp shoal facies and rudist-bearing rudstone facies, where depositional characteristics and subsequent diagenetic processes enhanced porosity and permeability. Sequence stratigraphic analysis resulted in the recognition of four third-order depositional sequences. The Cenomanian–Turonian and Middle Turonian unconformities represent the most significant sequence boundaries, as subaerial exposure and meteoric diagenesis promoted extensive dissolution and improved reservoir properties in the underlying successions. Correlation of the proposed sequence stratigraphic framework with equivalent successions across the Zagros Basin and the Arabian Plate indicates that the evolution of the Sarvak carbonate platform was primarily controlled by the combined effects of tectonic activity and eustatic sea-level fluctuations. The resulting depositional model provides a reliable framework for predicting the lateral distribution of high-quality reservoir facies and supports future hydrocarbon exploration and reservoir development in the Abadan Plain.
Keywords: Sarvak Formation, Sequence stratigraphy, Microfacies, Abadan Plain, Cenomanian–Turonian

Introduction

Rudist-bearing carbonate successions of the Cretaceous Tethyan Realm host some of the world's most prolific hydrocarbon reservoirs (Dravis 1996; Aqrawi et al. 1998; Alsharhan 2014). The Upper Albian–Turonian Sarvak Formation is one of the most important oil reservoirs in the Zagros Basin, deposited on the passive northeastern margin of the Arabian Plate under the influence of relative sea-level fluctuations, tectonic activity, and complex diagenetic processes (Setudehnia 1978; Ziegler 2001). These factors have produced considerable lateral and vertical heterogeneity in depositional facies and reservoir quality. Numerous studies have investigated the Sarvak Formation from sedimentological, sequence stratigraphic, geochemical, paleontological, and petrophysical viewpoints (Ghabeishavi et al. 2010; Rahimpour-Bonab et al. 2012; Hajikazemi et al. 2017; Mehrabi et al. 2022a; Bromhead et al. 2022; Bagherpour et al. 2023). Nevertheless, the depositional evolution and sequence stratigraphic architecture of the Sarvak Formation in the Abadan Plain remain incompletely understood, particularly

*Corresponding author
Mehrabi Sh. Zamanzadeh M. and Mehrabi H. (2027). Investigating the depositional history of the Sarvak Formation using microfacies analysis and sequence stratigraphy in two oil wells of the Abadan Plain, southwestern Iran. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 43(1): 1-24. https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

2423-8007 / © 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/).

with respect to the regional significance of major unconformities and their influence on reservoir development.

Accordingly, this study reconstructs the depositional environment and establishes the sequence stratigraphic framework of the Sarvak Formation based on detailed core observations and microfacies analyses from two exploration wells in the Abadan Plain, southwestern Iran. The resulting sequence stratigraphic model is further correlated with equivalent Upper Cretaceous successions across the Zagros Basin and the Arabian Plate, providing new insights into regional platform evolution and a framework for predicting the lateral distribution of high-quality carbonate reservoir facies.

Material and Methods

This study is based on the integrated analysis of two exploration wells (AA-1 and AA-2) located in the Abadan Plain, southwestern Iran. The investigated interval comprises 313.6 m of conventional core (259.6 m from Well AA-1 and 54.0 m from Well AA-2) and 850 petrographic thin sections (710 from Well AA-1 and 140 from Well AA-2). Core descriptions were carried out at the Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), followed by detailed petrographic examination of thin sections under transmitted-light microscopy at the University of Tehran. Carbonate microfacies were identified according to the textural classifications of Dunham (1962) and the modified textural scheme of Embry and Klovan (1971). Fossil assemblages were recognized using the atlas of Scholle and Scholle (2003), and depositional environments were interpreted by comparison with the standard carbonate facies models of Flügel (2010).

The sequence stratigraphic framework was established using the Transgressive–Regressive (T–R) sequence stratigraphic approach proposed by Curray (1964) and further developed by Embry and Johannessen (1993) and Embry (1995). Sequence boundaries, flooding surfaces, and transgressive–regressive systems tracts were identified through the integration of vertical facies stacking patterns, depositional trends, and core observations.

Discussion of Results & Conclusions

Petrographic investigation of 313.6 m of conventional core and 850 thin sections led to the identification of eight carbonate microfacies deposited on a homoclinal carbonate ramp. Comparison of the identified microfacies with the standard facies models of Wilson (1975) and Flügel (2010, 2013) indicates that the studied succession was deposited within three main depositional belts, including the outer, middle, and inner ramp. The gradual vertical and lateral transition of facies, together with the absence of reef barriers, steep-slope deposits, and calciturbidites, confirms the development of a homoclinal carbonate ramp rather than a rimmed shelf. This depositional model is consistent with previous studies conducted on the Sarvak Formation throughout the Zagros Basin and the Arabian Plate (Aqrawi et al. 2010; Van Buchem et al. 2011; Mahdi et al. 2013; Mehrabi and Rahimpour-Bonab 2014; Esrafili-Dizaji et al. 2015; Saeidi Razavi et al. 2019; Kiani et al. 2022; Mehrabi et al. 2022a).

The outer ramp is characterized by mud-supported facies containing abundant planktonic foraminifera, reflecting deposition under relatively low-energy open-marine conditions. The middle ramp is dominated by benthic foraminiferal wackestone–packstone facies deposited under fluctuating hydrodynamic conditions. The inner ramp contains the greatest facies diversity and comprises shoal, rudist-derived debris, and lagoonal environments. Shoal facies, represented by grainstone and packstone microfacies, indicate high-energy depositional conditions above the fair-weather wave base, whereas rudist-bearing rudstone records accumulation of reef-derived debris adjacent to patch reefs. Lagoonal facies, characterized by peloids, benthic foraminifera, and intense bioturbation, representing low-energy open and restricted lagoonal settings. The concentration of shoal and rudist-derived facies within the inner ramp suggests that these environments provided the most favorable conditions for the development of high-quality reservoir intervals.

Sequence stratigraphic analysis based on the Transgressive–Regressive (T–R) model resulted in the recognition of four third-order depositional sequences in Well AA-1 and one equivalent third-order sequence in Well AA-2. These sequences record repeated transgressive and regressive cycles driven by relative sea-level fluctuations during the Cenomanian–Turonian. Among the recognized stratigraphic surfaces, the Cenomanian–Turonian and Middle Turonian unconformities represent the most significant sequence boundaries. petrographic evidence, including dissolution features, brecciation, paleosol development, and enhanced vuggy porosity, indicates prolonged subaerial exposure and extensive meteoric diagenesis associated with these unconformities. Consequently, these surfaces exerted a fundamental control on reservoir architecture by significantly improving porosity and permeability within the underlying carbonate successions.

Correlation of the proposed sequence stratigraphic framework with previous studies from different parts of the Zagros Basin and regional models of the Arabian Plate (Sharland et al. 2001; Razin et al. 2010; Van Buchem et al. 2011; Vincent et al. 2015; Navidtalab et al. 2016; Mehrabi et al. 2022b) demonstrates a strong regional consistency in the occurrence of depositional sequences and maximum flooding surfaces. While the continuity of sequence boundaries reflects the dominant influence of eustatic sea-level fluctuations, variations in sequence thickness among different areas indicate the additional role of local tectonic activity in controlling accommodation space and sediment accumulation.

Overall, the Sarvak Formation in the Abadan Plain records the evolution of a shallow-water homoclinal carbonate ramp whose depositional architecture was controlled by the interaction of eustatic sea-level changes and regional tectonics. The integrated depositional and sequence stratigraphic framework established in this study provides a reliable basis for regional stratigraphic correlation and offers an effective predictive model for identifying laterally continuous, high-quality reservoir facies within the Upper Cretaceous carbonate reservoirs of southwestern Iran.

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال چهل و سوم، شماره پیاپی ۱۰۶، شماره اول ۱۴۰۶، ص ۲۴-۱
تاریخ وصول: ۱۴۰۵/۰۳/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۴/۲۰

مقاله پژوهشی

بررسی تاریخچهٔ رسوب‌گذاری سازند سروک با استفاده از مطالعات ریزرخساره‌ای و چینه‌نگاری سکانسی در دو چاه نفتی دشت آبادان، جنوب غرب ایران

شایان محرابی، دانشجوی کارشناسی ارشد گروه سافت راک، دانشکدهٔ زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
shayanmehrabi@ut.ac.ir
سید محمد زمان‌زاده، دانشیار گروه سافت راک، دانشکدهٔ زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
zamanzadeh@ut.ac.ir
حمزه محرابی، دانشیار گروه سافت راک، دانشکدهٔ زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
mehrabi.hamze@ut.ac.ir

چکیده

ارزیابی دقیق تاریخچهٔ رسوبی و مطالعهٔ چینه‌نگاری مخازن کربناته، برای توسعهٔ میدان‌های هیدروکربنی، امری حیاتی است. سازند سروک به سن آلبین پسین – تورونین، یکی از مهم‌ترین مخازن هیدروکربنی حوضهٔ زاگرس و خاورمیانه شناخته می‌شود. این سازند تحت تأثیر وقایع تکتونیکی، نوسانات سطح آب دریا و فرآیندهای دیاژنتیکی پیچیده‌ای قرار داشته است. پژوهش حاضر با هدف بازسازی محیط رسوبی و تدوین چارچوب چینه‌نگاری سکانسی این سازند در ناحیهٔ دشت آبادان (جنوب غرب ایران) انجام شده است. براساس تحلیل یکپارچه، ۳۱۳.۶ متر مغزه و ۸۵۰ مقطع نازک از دو چاه اکتشافی، ۸ ریزرخسارهٔ مجزا شناسایی شد که نشان‌دهندهٔ نهشت رسوبات در یک رمپ کربناتهٔ هم‌شیب (شامل بخش‌های داخلی، میانی و بیرونی) است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که زون‌های با کیفیت مخزنی مطلوب، عمدتاً در کمربند رمپ داخلی، به‌ویژه در رخساره‌های شول و واریزه‌های ریفی (رودستون‌های دانه‌پشتیبان حاوی رودیست) متمرکزند. تحلیل چینه‌نگاری سکانسی پیش‌رونده و پس‌رونده (Transgressive _ Regressive) به شناسایی چهار سکانس رده سوم منجر شد که در این میان، مرزهای ناپیوستگی سنومانین–تورونین (Cenomanian – Turonian Exposure Surface) و تورونین میانی (middle Turonian Exposure Surface) نقشی کلیدی ایفا می‌کنند. این رویدادها با ایجاد رخنمون‌یافتگی و گسترش دیاژنز جوی، موجب توسعهٔ انحلال و بهبود چشمگیر تخلخل و تراوایی در توالی‌های زیرین خود شده‌اند. تطابق این چارچوب سکانسی با نواحی مختلف زاگرس و صفحهٔ عربی، نشان‌دهندهٔ کنترل یکپارچهٔ تکتونیکی – یواستاتیکی بر معماری مخزن است و مدل کارآمدی را برای پیش‌بینی گسترش جانبی رخساره‌های باکیفیت در برنامه‌های اکتشافی منطقه ارائه می‌دهد.

کلیدواژه: سازند سروک، چینه‌نگاری سکانسی، ریزرخساره، دشت آبادان، سنومانین – تورونین.

* نویسنده مسئول

محرابی، شایان، زمان‌زاده، سید محمد و محرابی، حمزه. (۱۴۰۶). بررسی تاریخچهٔ رسوب‌گذاری سازند سروک با استفاده از مطالعات ریزرخساره‌ای و چینه‌نگاری سکانسی در دو چاه نفتی دشت آبادان، جنوب غرب ایران. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۳(۱): ۱-۲۴.
https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

2423-8007 / © 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.2026.149086.1332

مقدمه

سنگ‌آهک‌های حاوی رودیست در توالی‌های کرتاسهٔ حوضه تتیس رایج‌اند و مخازن مهم هیدروکربنی را در خاورمیانه در خود جای داده‌اند (Dravis 1996; Aqrawi et al. 1998; Alsharhan 2014). سازند سروک نیز در همین بازهٔ زمانی نهشته شده است. این سازند که پس از سازند آسماری پربارترین مخزن نفتی منطقه است، در طی آلبین پسین تا تورونین بر یک پلتفرم کربناته، واقع در حاشیهٔ غیرفعال صفحهٔ عربی نهشته شده است (Setudehnia 1978; Ziegler 2001). این سازند عمدتاً از کربنات‌های آب کم‌عمق تشکیل شده است (Hajikazemi et al. 2017). تاکنون مطالعات متعددی بر نهشته‌های سازند سروک از جنبه‌های مختلفی به‌ویژه رسوب‌شناسی (Ghabeishavi et al. 2010; Rahimpour-Bonab et al. 2012; Bromhead et al. 2022; Mehrabi 2023; Saffari et al. 2025)، دیرینه‌شناسی (Omidvar et al. 2014; Bagherpour et al. 2023)، ژئوشیمیایی (Hajikazemi et al. 2012; Navidtalab et al. 2019; Mehrabi et al. 2022a) و پتروفیزیکی (Rahimpour-Bonab et al. 2012; Sabouhi et al. 2022) به انجام رسیده است. همچنین مطالعات متعددی بر محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی این سازند در زیر زون‌های مختلف حوضهٔ رسوبی زاگرس، ازجمله در خوزستان و لرستان (Lasemi and Jalilian 1997; Saeidi Razavi et al. 2019)، سمیرم (Vaziri-Moghaddam and Safari 2003)، خوزستان (Teimourian et al. 2004)، میدان نفتی گچساران (Rahimnejad et al. 2006)، میدان نفتی اهواز (Kazemzadeh et al. 2011)، شمال شرق گچساران (Mahmoudi and Taheri 2011)، میدان نفتی کوپال (Abbasaghi et al. 2012)، تاقدیس بنگستان (Ghabeishavi et al. 2010) ، میدان نفتی آزادگان (Eghtesadi et al. 2010)، میدان نفتی آب تیمور (Rahimpour-Bonab et al. 2012)، فروافتادگی دزفول (Yang et al. 2015; Rikhtegarzadeh et al. 2017)، فارس (Vincent et al. 2015)، دشت آبادان (Mehrabi et al. 2022a) و در خلیج‌فارس (Esrafili-Dizaji et al. 2015; Mehrabi 2023) انجام شده است. همچنین مطالعهٔ ژئوشیمیایی نیز بر یکی از این چاه‌ها انجام شده است (Mehrabi et al. 2022b). در مطالعهٔ مذکور، بخش مطالعه‌شده به سن سنومانین – تورونین معرفی شده است. همچنین در زون زیستی Nezzazata-Alveolinids assemblage biozone و Nezzazatinella-Dicyclina Interval zone قرار گرفته است.

اهداف مطالعهٔ حاضر شامل بازسازی محیط رسوبی و مطالعهٔ چینه‌نگاری سکانسی سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده در دشت آبادان و تلفیق یافته‌های این پژوهش با یافته‌های پژوهش‌های پیشین و ارائهٔ چشم‌اندازی جامع از محیط‌های رسوبی و چارچوب چینه‌نگاری سکانسی کربنات‌های دریایی کم‌ژرفای کرتاسهٔ پسین (سازند سروک) در حوضهٔ زاگرس‌اند. درنهایت چارچوب سکانسی تعیین‌شده با چاه‌های شاخص در دیگر بخش‌های زاگرس و نیز صفحهٔ عربی تطابق داده شده است. این تطابق منطقه‌ای، ضمن اعتبارسنجی مدل ارائه‌شده، امکان تعمیم نتایج را برای بازسازی جغرافیای دیرینه و پیش‌بینی گسترش جانبی رخساره‌های با کیفیت مخزنی بالا در مقیاس ناحیه‌ای فراهم می‌کند. به این ترتیب، دستاوردهای این تحقیق به‌عنوان راهنمای کاربردی در بهینه‌سازی برنامه‌های اکتشاف و توسعهٔ میدان‌های وابسته به مخازن کرتاسهٔ بالایی در دشت آبادان و مناطق هم‌جوار به کار می‌رود.

زمین‌شناسی منطقه

ناحیهٔ مطالعه‌شده در زون زاگرس، بخش جنوب غربی ایران و در زیر زون دشت آبادان قرار دارد (شکل ۱-الف). حوضهٔ دشت آبادان در شمال غربی خلیج‌فارس، یکی از غنی‌ترین حوضه‌های هیدروکربنی خاورمیانه و از اولین مناطق دارای اکتشاف و تولید تجاری نفت است (Abdollahie Fard et al. 2006). در کرتاسهٔ پسین، این منطقه بخشی از حاشیهٔ شمال شرقی صفحهٔ عربی در عرض‌های استوایی–نیمه‌استوایی است که توالی‌های ضخیم کربناته بر پلتفرم کم‌عمق عربی توسعه یافتند (شکل ۱-ب) (Navidtalab et al. 2020). در طول سنومانین – تورونین، حوضهٔ زاگرس بخشی از حاشیهٔ شمال

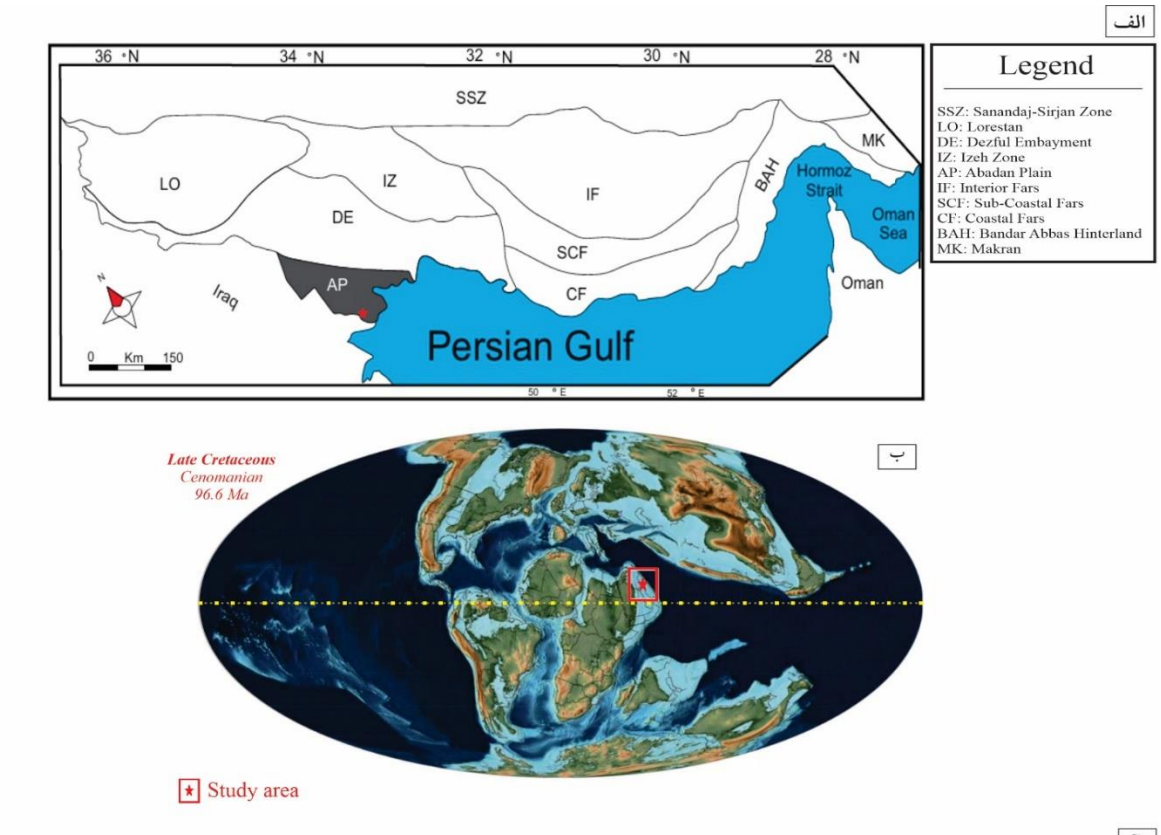
https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

شرقی صفحهٔ عربی بود که در عرض‌های جغرافیایی دیرینه ۰ تا ۵ درجه شمال استوا قرار داشت (Alsharhan et al. 2014)؛ درنتیجه، کربنات‌های سنومانین–تورونین در شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب (گرمسیری) نهشته شده‌اند (Bagherpour et al. 2023). این دوره مصادف با تغییر زمین‌ساختی مهمی از یک حاشیهٔ قاره‌ای غیرفعال (Passive margin) به یک حاشیهٔ فشارشی فعال (Active margin) بود که به فعال‌شدن دوبارهٔ گسل‌های پی‌سنگی و گنبدهای نمکی و ایجاد چندین برآمدگی و فرورفتگی قدیمی در نقاط مختلف حوضهٔ رسوبی زاگرس منجر شد (Rahimpour Bonab et al. 2012). برهم‌کنش این فعالیت‌های زمین‌ساختی با نوسانات جهانی سطح دریا، دو رویداد اصلی رخنمون‌یافتگی دیرینه در توالی‌های کرتاسهٔ بالایی زاگرس (در مرز سنومانین – تورونین و تورونین میانی) ایجاد کرد که فرآیندهای دیاژنتیکی مرتبط با آنها، کیفیت مخزن و ترکیب‌های ژئوشیمیایی کربنات‌های زیرین را به‌طور درخور توجهی تغییر داده است (Mehrabi et al. 2020; Bagherpour et al. 2021).

براساس مطالعات ون‌بوخم و همکاران (Van Buchem et al. 2011)، در آشکوب آلبین سطح نسبی آب دریا به‌طور کلی کاهش پیدا می‌کند و یک افزایش نسبی در مرز آلبین – سنومانین دیده می‌شود. در سنومانین زیرین نیز، یک کاهش نسبی مشاهده می‌شود که با گذر به سنومانین میانی، سطح آب دریا افزایش پیدا می‌کند. کاهش سطح آب دریا در مرز سنومانین میانی – سنومانین بالایی مشهود است؛ سپس دوباره سطح آب دریا بالا می‌آید و در مرز سنومانین – تورونین کاهش شدید سطح آب دریا وجود دارد. در طی تورونین زیرین، آب دریا در حال بالاآمدن است و با گذر به تورونین میانی و بالایی، سطح آب دریا کاهش می‌یابد.

چینه‌شناسی سنومانین – سانتونین در جنوب غربی ایران، شامل کربنات‌های نریتیک سازندهای سروک و ایلام (گروه بنگستان) است (Motiei 1993) و همچنین در این سازند کربنات‌های پلاژیک نیز وجود دارد (Mehrabi et al. 2015) (شکل ۱–ج). این توالی‌ها معادل سازندهای رومیله، میشریف، خصیب، تنومه و سعدی در عراق، کویت، عربستان، امارات و عمان‌اند (Alsharhan 2014). ضخامت‌ها و اجزای لیتولوژیکی متفاوت این سازندها در مناطق مختلف، بیانگر معماری زمین‌شناسی پیچیده و تکامل رسوبی – دیاژنتیکی متغیر آنهاست (Mahdi et al. 2013). مرز پایینی سازند سروک با شیل‌های کژدمی تدریجی و مرز بالایی آن با سازند ایلام ناپیوستگی فرسایشی است (Van Buchem et al. 2006). وجود یک ناپیوستگی فرسایشی، به سن سنومانین پسین در میان سازند سروک، سبب شده است تا این سازند به سروک پایینی (سنومانین) و سروک بالایی (تورونین) تقسیم شود (Van Buchem et al. 2006). نهشته‌های آهکی آرژیلی (سازند لافان) در دشت آبادان، سازند سروک را از سازند ایلام به سن کنیاسین – سانتونین جدا کرده است (Christian 1997). سازند سروک و معادل‌های آن در نقاط مختلف به‌دلیل تاریخچهٔ زمین‌ساختی پیچیدهٔ صفحهٔ عربی و حوضهٔ زاگرس، دارای ویژگی‌های رسوبی و مخزنی متفاوتی است (Hollis 2011; Rahimpour-Bonab et al. 2012). در کرتاسه و در زمان سنومانین ـ تورونین در صفحهٔ عربی و در حوضهٔ زاگرس، سه مرحلهٔ تشکیل ناپیوستگی به‌دلیل زمین‌ساخت، یوستازی و گنبدهای نمکی به ترتیب در سنومانین میانی، سنومانین پسین ـ تورونین پیشین و تورونین میانی وجود دارد (Emami et al. 2010; Sharp et al. 2010; Hollis 2011).

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332



ج

System	Series	Group	Formation	Thick... (m)	Tectonic Events	Stratigraphy	Detachment	Structural role	Dominent deformation mechanism	Role for hydrocarbon
Cretaceous	Upper		Gurpi	150-500	Ophiolite obduction		Local detachment	Weak layers	Flexural slip and kink folding	Seal
			Ilam-Lafan	30-210						
		Bangestan	Sarvak	650-1100	Ophiolite slicing in Tethys			Stif layers	Fracturing and flexural slip folding	Reservoir
			Kazhdumi	200			Local detachment	Weak layers	kink folding	Source
	Lower	Khami	Dariyan	100-200				Stif layers	Fracturing and flexural slip folding	
			Gadvan	150-400			Local detachment	Weak layers	kink folding	Seal
			Fahliyan	550				Stif layers	Fracturing and flexural slip folding	Reservoir
			Garau	400						Source

شکل ۱- **الف) نقشهٔ موقعیت حوضهٔ زاگرس در جنوب غربی ایران و تقسیمات زمین‌شناسی ـ ساختاری آن شامل دشت آبادان (AP) که منطقهٔ مطالعه‌شده است؛ ب) نقشهٔ جغرافیای دیرینهٔ جهانی در دورهٔ کرتاسه پسین** (برگرفته از Scotese 2021)؛ **ج) ستون چینه‌شناسی، رویدادهای زمین‌ساختی** (Alavi 2007)، **چینه‌شناسی، جداشدگی‌ها و تأثیر آن بر سیستم هیدروکربنی در ناحیهٔ دشت آبادان** (AbdollahieFard et al. 2006).

Fig 1- A) Location map of the Zagros basin in southwestern Iran and its geological-structural divisions including the Abadan Plain (AP), which is the study area. B) Map of global paleogeography in the Late Cretaceous (taken from Scotese 2021)**. C) Stratigraphic column, tectonic events** (Alavi 2007)**, stratigraphic, detachments and their impact on the hydrocarbon system in the Abadan Plain** (Abdollahie Fard et al. 2006).

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

داده‌ها و روش‌ها

این مطالعه بر دو چاه AA-1 (با ضخامت کلی ۲٦۸ متر و میزان دادهٔ ۲۵۹.٦ متر مغزه و ۷۱۰ عدد مقطع نازک) و چاه AA-2 (به ضخامت کلی ٦۳ متر که دارای ٥٤ متر مغزه و ۱٤۰ عدد مقطع نازک) انجام شده است. ابتدا توصیف مغزه‌ها در آزمایشگاه پژوهشگاه صنعت نفت انجام و بعد از آن مقاطع نازک در آزمایشگاه پتروگرافی دانشگاه تهران با میکروسکوپ‌های نوری بررسی و عکس‌برداری شد. اطلاعات داده‌ها به‌صورت خلاصه در جدول ۱ آمده است. در مطالعهٔ این مقاطع براساس طبقه‌بندی‌های بافتی سنگ‌های کربناته (Dunham 1962; Embry and Klovan 1971)، تشخیص فسیل‌های هر مقطع به کمک اطلس (Scholle and Scholle 2003) و با مقایسهٔ با مدل‌های استاندارد رخساره‌ای (Flugel 2010)، کمربندهای رخساره‌ای مشخص شد.

جدول ۱- خلاصه‌ای از اطلاعات داده‌های این مطالعه

Table 1- Summary of data information in this study

شمارهٔ چاه	چاه AA-1	چاه AA-2
ضخامت	۲٦۸ متر	٦۳ متر
مغزه	۲۵۹.٦ متر	٥٤ متر
مقطع نازک	۷۱۰ عدد	۱٤۰ عدد

تقسیم‌بندی سکانس‌های رسوبی براساس شناسایی برخی سطوح مهم است که به‌عنوان خطوط زمانی در چارچوب کرونواستراتیگرافی سازند مدنظر عمل می‌کنند (Vail et al. 1977). توسط محققان در دهه‌های اخیر، روش‌های چینه‌نگاری سکانسی مختلفی را ارائه کرده‌اند (برای مثال Haq et al. 1987; Van Wagoner et al. 1990; Hunt and Tucker 1992). در این مطالعه، روش چینه‌نگاری سکانسی پیش‌رونده – پس‌رونده برای سکانس‌های رسوبی سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده در دشت آبادان اتخاذ شده است. این روش را عمدتاً کوری (Curray 1964) ارائه کرده است و امبری و جوهانسن (Embry and Johannessen 1993) و امبری (Embry 1995) آن را توسعه داده‌اند. در این روش، یک سکانس رسوبی کامل از دو سیستم تراکت: ۱) سیستم تراکت پیش‌رونده (Transgressive systems tract) و ۲) سیستم تراکت پس‌رونده (Regressive systems tract) تشکیل شده است. سیستم تراکت پیش‌روندهٔ این روش با سیستم تراکت‌های دیگر روش‌ها فرقی ندارد؛ ولی سیستم تراکت پس‌روندهٔ این روش شامل HST (Highstand systems tract)، FRST (Forced regression systems tract) و LST (Lowstand systems tract) در یک مدل چینه‌نگاری سکانسی مدل اکسون است.

نتایج

ریزرخساره‌ها

براساس مطالعات پتروگرافی و مطالعات مغزه، تعداد هشت ریزرخساره در سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده شناسایی شده است. خلاصهٔ اطلاعات ریزرخساره‌ها در جدول ۲ آورده شده است.

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

جدول ۲- ویژگی‌های ریزرخساره‌ای سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده در ناحیهٔ دشت آبادان

Table 2- Microfacies characteristics of the Sarvak Formation in the studied wells in the Abadan Plain.

کد رخساره	نام ریزرخساره	اجزای تشکیل‌دهنده		محیط رسوب‌گذاری	کمربند رخسارهٔ استاندارد	انرژی رخساره	چاه
		اسکلتی	غیر اسکلتی				
MF-1	وکستون حاوی روزن‌داران شناور و خرده‌های ریز اسکلتی	روزن‌داران شناور، خارپوست	پلوئید	رمپ میانی / بیرونی	RMF4	پایین تا متوسط	AA-1 و AA-2
MF-2	وکستون – پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی	روزن‌داران کف‌زی و شناور، خارپوست، قطعات دوکفه‌ای	پلوئید	رمپ میانی	RMF13	پایین تا بالا	AA-1 و AA-2
MF-3	گرینستون حاوی خرده‌های اسکلتی	خرده‌های دوکفه‌ای، خرده‌های رودیستی	–	رمپ داخلی (شول رو به دریا)	RMF28	بالا	AA-1 و AA-2
MF-4	پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی، قطعات اسکلتی	روزن‌داران کف‌زی، دوکفه‌ای، رودیست	اینتراکلست	رمپ داخلی (شول میانی)	RMF26	متوسط تا بالا	AA-1 و AA-2
MF-5	پکستون حاوی پلوئید و روزن‌داران کف‌زی	روزن‌داران کف‌زی، قطعات رودیست	پلوئید ، اینتراکلست	رمپ داخلی (شول رو به خشکی)	RMF29	پایین تا بالا	AA-1 و AA-2
MF-6	رودستون حاوی رودیست	روزن‌داران کف‌زی، رودیست، مرجان	–	رمپ داخلی (واریزه‌های ریفی)	RMF15	متوسط تا پایین	AA-1 و AA-2
MF-7	وکستون حاوی خارپوست و روزن‌داران کف‌زی	خارپوست و روزن‌داران کف‌زی	پلوئید ، اینتراکلست	رمپ داخلی (لاگون دریا باز)	RMF9	پایین تا متوسط	AA-1 و AA-2
MF-8	مادستون – وکستون حاوی پلوئید، زیست آشفتگی	روزن‌داران کف‌زی، رودیست	پلوئید	رمپ داخلی (لاگون محدودشده)	RMF16	پایین	AA-1 و AA-2

ریزرخسارهٔ ۱: وکستون حاوی روزن‌داران شناور و خرده‌های ریز اسکلتی

این ریزرخساره ازنظر ترکیب دانه‌ها، شامل روزن‌داران شناور با فراوانی نسبتاً بالا، مقادیر کمتر روزن‌داران کف‌زی، خرده‌های اسکلتی خارپوستان و همچنین پلوئیدهاست. با توجه به فراوانی کم دانه‌ها در این ریزرخساره، که مجموع درصد دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی کمتر از ۲۰درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهد، بافت رسوبی آن از نوع گل‌پشتیبان طبقه‌بندی می‌شود. یکی از ویژگی‌های شاخص این ریزرخساره، وجود روزن‌داران شناور و فراوانی آنها نسبت‌به

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

دیگر دانه‌هاست. این غلبهٔ نسبی روزن‌داران شناور نشان‌دهندهٔ آن است که رسوب‌گذاری در شرایط دریای باز و در عمق بیشتری نسبت‌به دیگر ریزرخساره‌های مطالعه‌شده انجام شده است (شکل‌های ۲. A و B و ۳. A).

ریزرخسارهٔ ۲: وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی

از دیدگاه بافتی، این ریزرخساره با فراوانی کم دانه‌ها مشخص می‌شود؛ به‌گونه‌ای که دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی به‌صورت پراکنده و شناور در میان زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند. این ویژگی نشان‌دهندهٔ یک فابریک گل‌پشتیبان است که در آن دانه‌ها تماس چندانی با یکدیگر نداشته و با ماتریکس گلی احاطه شده‌اند. با این حال در برخی قسمت‌ها، غلبهٔ دانه‌ها مشاهده می‌شود که بر دانه‌پشتیبان‌بودن ریزرخساره دلالت می‌کند. در میان دانه‌های تشکیل‌دهندهٔ این ریزرخساره، روزن‌داران کف‌زی از فراوانی بیشتری نسبت‌به دیگر دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی برخوردارند و عنصر اصلی تشکیل‌دهندهٔ محتوای دانه‌ای را شامل می‌شوند. افزون بر این، روزن‌داران شناور نیز با فراوانی کمتر در این ریزرخساره حضور دارند. از دیگر ذرات اسکلتی مشاهده‌شدنی در این ریزرخساره، قطعات خردشده‌ای از پوسته رودیست‌هاست که به‌صورت پراکنده در زمینهٔ میکرایتی دیده می‌شود. همچنین از دانه‌های غیر اسکلتی موجود در این ریزرخساره، به پلوئیدها و اینتراکلست‌ها اشاره می‌شود (شکل‌های ۲. B و ۳. C).

ریزرخسارهٔ ۳: گرینستون حاوی خرده‌های اسکلتی

این ریزرخساره از تجمع چشمگیری از خرده‌های اسکلتی گوناگون تشکیل یافته است که در این میان، قطعات دوکفه‌ای‌ها، خرده‌های پوستهٔ رودیست و قطعات خارپوست از اجزای اصلی به شمار می‌روند. تراکم دانه‌ها در این ریزرخساره بسیار بالا بوده است و دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی، بخش عمدهٔ حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. فراوانی چشمگیر دانه‌ها به‌گونه‌ای است که تماس میان دانه‌ها به‌وضوح برقرار می‌شود و ذرات، اسکلت اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. این ویژگی نشان‌دهندهٔ یک بافت دانه‌پشتیبان است که در آن زمینهٔ گلی حضور درخور توجهی نداشته و فضاهای میان دانه‌ها عمدتاً با سیمان پر شده است. بر پایهٔ این ویژگی‌ها، ریزرخسارهٔ مذکور فاقد ماتریکس گلی است و در ردهٔ گرینستون‌ها طبقه‌بندی می‌شود (شکل‌های ۲. C و ۳. E).

ریزرخسارهٔ ٤: پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی، قطعات اسکلتی

ریزرخسارهٔ حاضر با فراوانی بالای روزن‌داران کف‌زی شناخته می‌شود و قطعاتی از دوکفه‌ای‌ها و رودیست‌ها نیز از دیگر اجزای اسکلتی درخور توجه در آن به شمار می‌روند. توزیع و تراکم دانه‌ها به‌گونه‌ای است که ذرات اسکلتی و اینتراکلست‌ها یک چارچوب به هم پیوسته و دانه‌پشتیبان را تشکیل داده‌اند. با وجود این، فضای خالی میان دانه‌ها به‌طور کامل با سیمان پر نشده است، بلکه مقادیر اندکی زمینهٔ میکرایتی نیز در میان آنها باقی مانده است. حضور هم‌زمان بافت دانه‌پشتیبان و زمینهٔ گلی اندک، این ریزرخساره را در طبقهٔ پکستون‌ها قرار می‌دهد (شکل‌های ۲. D و ۳. F).

ریزرخسارهٔ ۵: پکستون حاوی پلوئید و روزن‌داران کف‌زی

ریزرخسارهٔ حاضر از بسیاری جهات با ریزرخسارهٔ ۵ هم‌خوانی دارد، با این حال تفاوت‌های آن در فراوانی بالاتر پلوئیدها و مقدار اندکی بیشتر میکرایت مشهود است. بافت سنگ دانه‌پشتیبان است و دانه‌ها بخش اصلی را می‌سازند؛ اما افزایش جزئی زمینهٔ گلی در مقایسه با ریزرخسارهٔ ۵ نشان می‌دهد که عمل شسته‌شدن گل‌آهکی در این رخساره ضعیف‌تر و یا ورود گل به محیط رسوب‌گذاری اندکی بیشتر بوده است. فراوانی چشمگیر پلوئیدها در کنار روزن‌داران کف‌زی، ترکیب دانه‌ای غالب را شکل می‌دهد. بر پایهٔ این ویژگی‌ها، بافت دانه‌پشتیبان همراه با زمینهٔ میکرایتی، این ریزرخساره را نیز در طبقهٔ پکستون‌ها قرار می‌دهد (شکل‌های ۲. E و H و ۳. G).

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

ریزرخسارهٔ ٦: رودستون حاوی رودیست

این ریزرخساره به‌طور عمده از قطعات خردشدهٔ رودیست تشکیل شده است که فراوانی چشمگیر آنها، شاخص‌ترین ویژگی ترکیبی این رخساره به شمار می‌رود. افزون بر رودیست‌ها، روزن‌داران کف‌زی و قطعاتی از مرجان نیز در میان دانه‌های اسکلتی این ریزرخساره حضور دارند. نکتهٔ حائز اهمیت در تفسیر این رخساره، ماهیت نابرجای قطعات مرجانی و حجم بالای خرده‌های رودیستی است. فراوانی درخور توجه قطعات درشت و خردشدهٔ رودیست در کنار قطعات پراکنده و نابرجای مرجان، بیانگر آن است که این مواد آواری از یک منشأ زیستی نزدیک، احتمالاً یک پیکرهٔ ریفی یا تجمعات رودیستی، فرسایش یافته و به‌صورت واریزه‌های ریفی در این محل نهشته شده‌اند. به این ترتیب، این ریزرخساره با بافت دانه‌پشتیبان و غلبهٔ آشکار خرده‌های درشت رودیستی، در ردهٔ رودستون‌ها جای می‌گیرد (شکل‌های ۲. F و J و ۳. I).

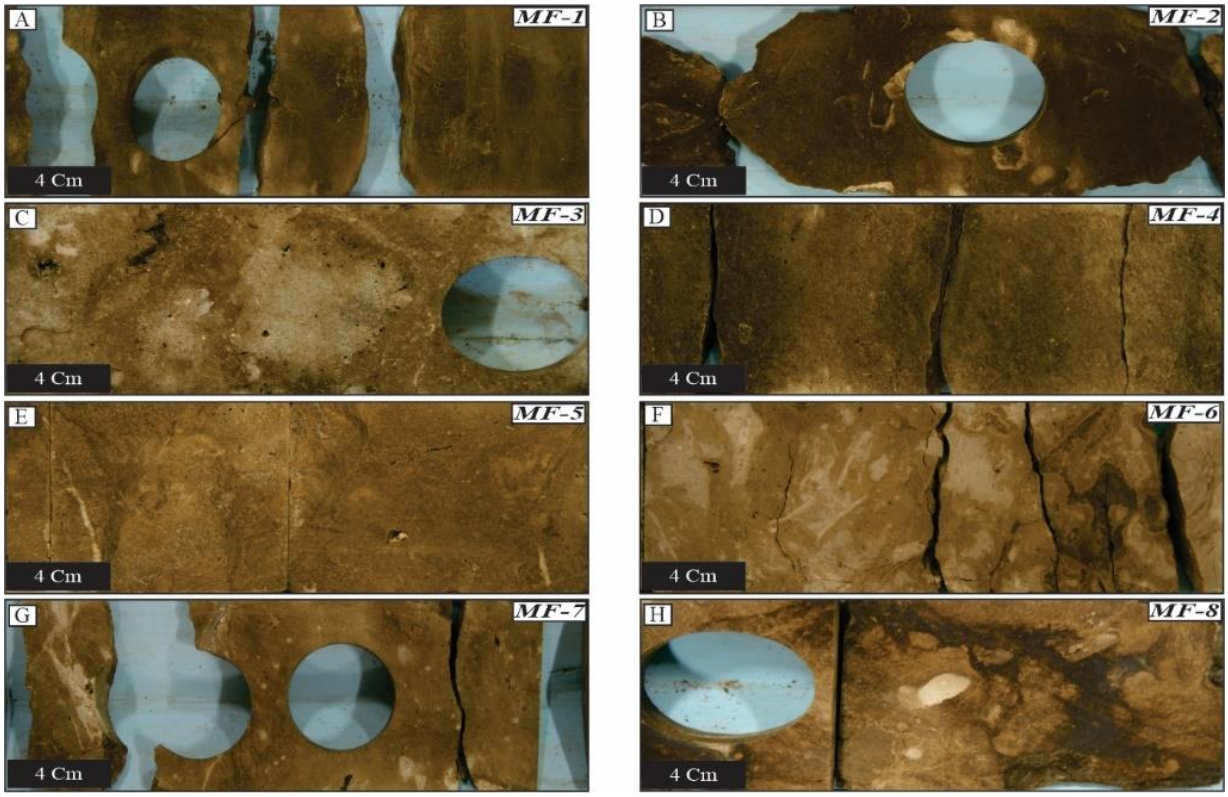
ریزرخسارهٔ ۷: وکستون حاوی خارپوست و روزن‌داران کف‌زی

این ریزرخساره دارای مجموعه دلنه‌ای متشکل از قطعات خارپوست، روزن‌داران کف‌زی، پلوئیدها و مقادیر اندکی اینتراکلست است که همگی در یک زمینهٔ میکرایتی با بافت گل‌پشتیبان پراکنده شده‌اند. نکتهٔ کلیدی در تفسیر این ریزرخساره، وجود اینتراکلست‌ها در یک فابریک گل‌پشتیبان است. با توجه به اینکه تشکیل اینتراکلست‌ها مستلزم انرژی نسبتاً بالاتر برای کندن و جابه‌جایی قطعات است، حضور آنها در میان زمینهٔ گلی کم‌انرژی با فراوانی دانهٔ کم، شواهد روشنی از برگشتگی بافتی ارائه می‌دهد (شکل‌های ۲. G و ۳. D).

ریزرخسارهٔ ۸: مادستون – وکستون حاوی پلوئید، زیست‌آشفتگی

این ریزرخساره با بافت گل‌پشتیبان مشخص می‌شود؛ به‌گونه‌ای که دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی به میزان نسبتاً کمی در زمینهٔ میکرایتی پراکنده شده‌اند. فراوانی اندک دانه‌ها و غلبهٔ آشکار ماتریکس گِلی نشان‌دهندهٔ رسوب‌گذاری در محیطی کم‌انرژی است. یکی از بارزترین ویژگی‌های این ریزرخساره، حضور گستردهٔ آثار زیست‌آشفتگی است که در سرتاسر زمینهٔ میکرایتی مشاهده می‌شود و بر فعالیت جانداران حفّار در طی یا اندکی پس از رسوب‌گذاری دلالت دارد. ازنظر محتوای دانه‌ای، این ریزرخساره حاوی مقادیر فراوانی پلوئید است که بخش عمدهٔ ذرات اسکلتی و غیر اسکلتی را تشکیل می‌دهند. روزن‌داران کف‌زی نیز به‌طور معمول در میان دلنه‌ها حضور دارند و افزون بر آن، قطعات اندکی از پوستهٔ رودیست‌ها نیز به‌صورت پراکنده در این رخساره دیده می‌شوند. ترکیب هم‌زمان بافت گل‌پشتیبان، زیست‌آشفتگی فراوان و غلبهٔ پلوئیدها با همراهی روزن‌داران کف‌زی و خرده‌های رودیستی، تصویری از یک محیط کم‌انرژی را با ورود گاه‌به‌گاه ذرات اسکلتی از نواحی پرانرژی‌تر مجاور ارائه می‌دهد (شکل‌های ۲. H و ۳. K).

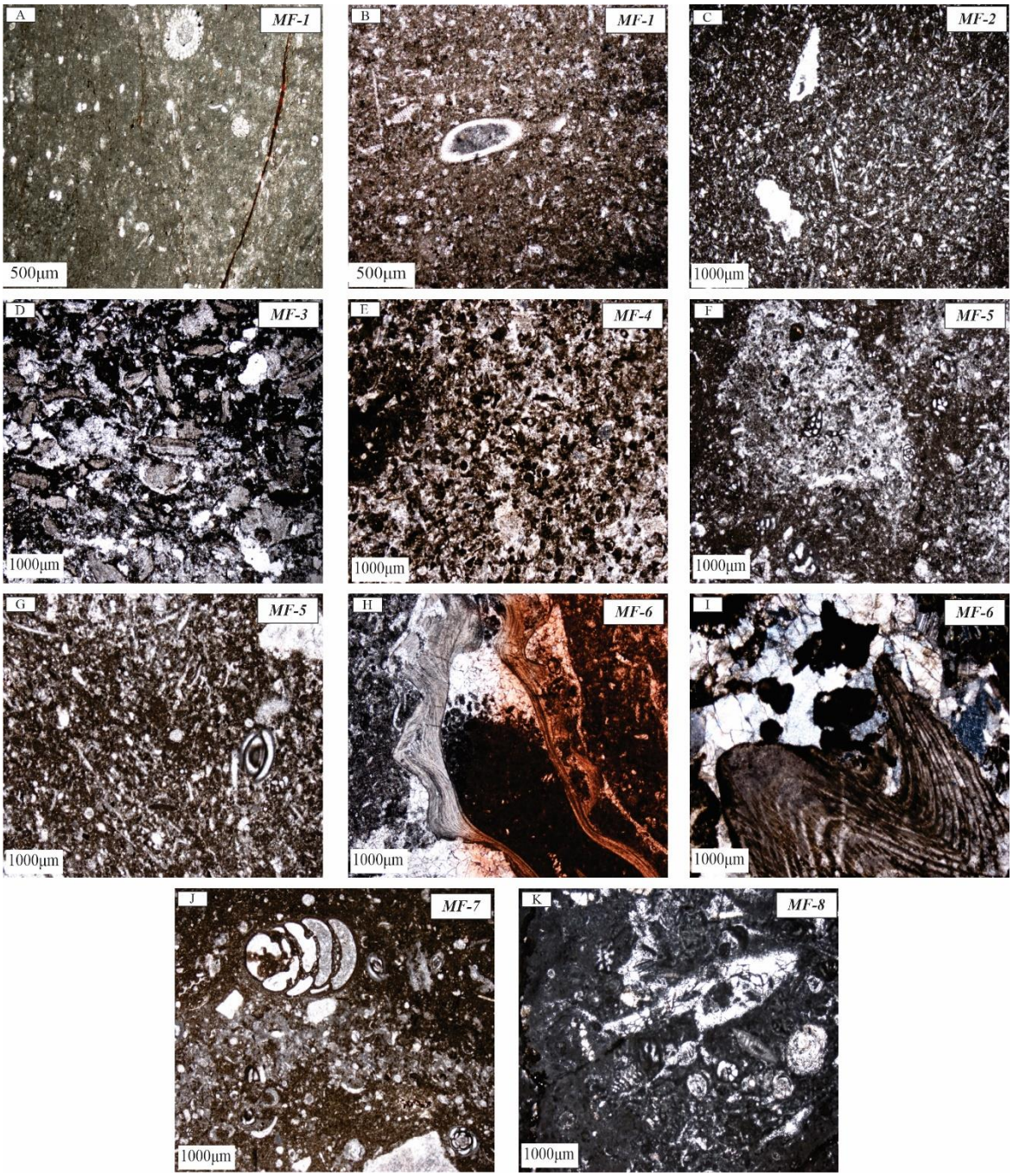
https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332



شکل ۲- تصاویر نمای نزدیک مغزه‌ها در چاه‌های مطالعه‌شده از ریزرخساره‌های تعیین‌شدهٔ سازند سروک (**A**. وکستون حاوی روزن‌داران شناور و خرده‌های ریز اسکلتی؛ **B**. وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی؛ **C**. گرینستون حاوی خرده‌های اسکلتی؛ **D**. پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی، قطعات اسکلتی؛ **E**. پکستون حاوی پلوئید و روزن‌داران کف‌زی؛ **F**. رودستون حاوی رودیست؛ **G**. وکستون حاوی خارپوست و روزن‌داران کف‌زی؛ **H**. مادستون – وکستون حاوی پلوئید، زیست‌آشفتگی)

Fig 2- Close-up images of cores in the studied wells from the determined microfacies of the Sarvak Formation (A. Wackestone containing planktonic foraminifera and fine skeletal fragments, B. Wackestone-packstone containing benthic foraminifera, C. Grainstone containing skeletal fragments, D. Packstone containing benthic foraminifera and skeletal fragments, E. Packstone containing peloids and benthic foraminifera, F. Rudstone containing rudists, G. Wackestone containing echinoderms and benthic foraminifera, H. Mudstone-wackestone containing peloids, bioturbation).

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332



شکل ۳- تصاویر مقاطع نازک ریزرخساره‌های تعیین‌شدهٔ سازند سروک در چاه‌ها و منطقهٔ مطالعه‌شده (A و B. وکستون حاوی روزن‌داران شناور و خرده‌های ریز اسکلتی؛ C. وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی؛ D. گرینستون حاوی خرده‌های اسکلتی؛ E. پکستون حاوی روزن‌داران کف‌زی، قطعات اسکلتی؛ F.وG. پکستون حاوی پلوئید و روزن‌داران کف‌زی؛ H و I. رودستون حاوی رودیست؛ J. وکستون حاوی خارپوست و روزن‌داران کف‌زی و K. مادستون – وکستون حاوی پلوئید، زیست‌آشفتگی).

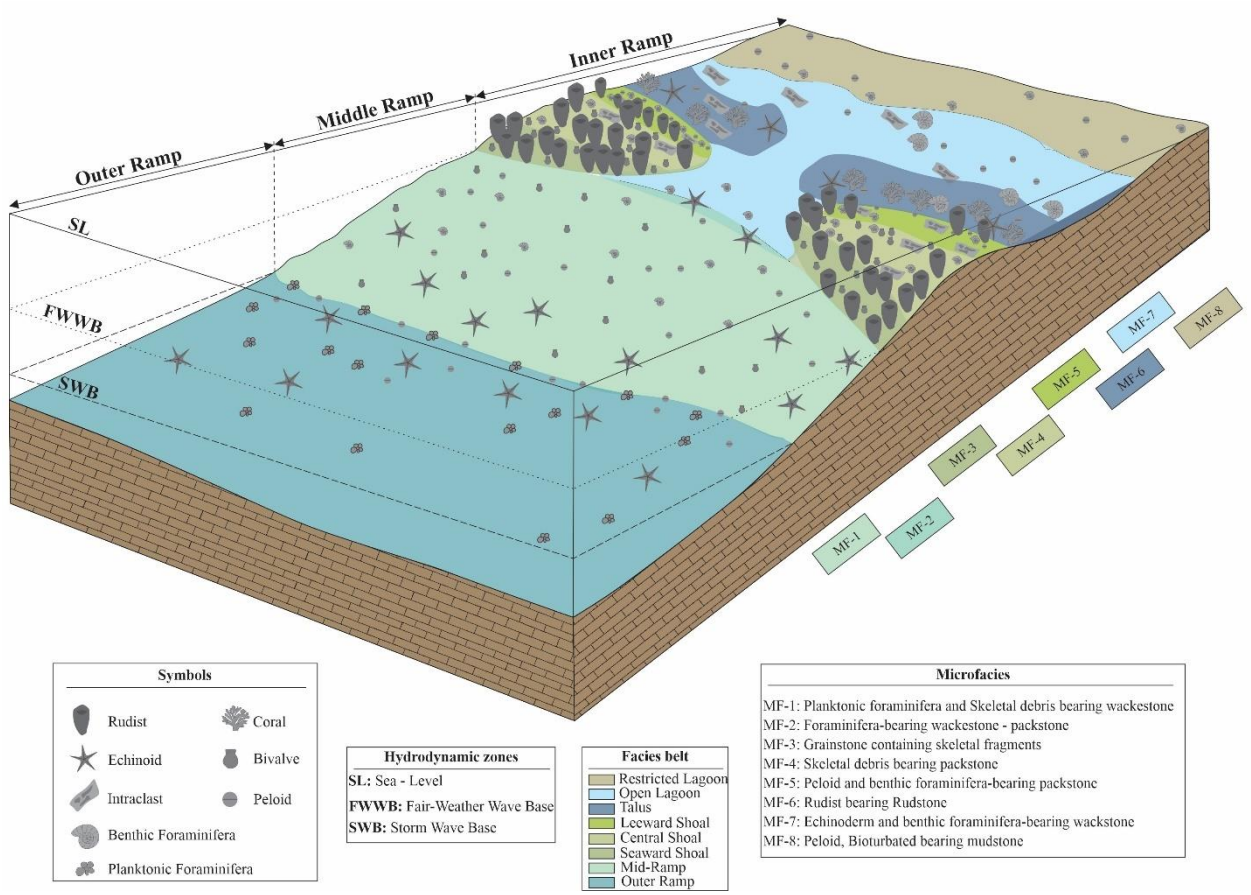
Fig 3- Thin section images of the determined microfacies of the Sarvak Formation in the wells and the study area (A and B. Wackestone containing planktonic foraminifera and fine skeletal fragments, C. Wackestone-packstone containing benthic foraminifera, D. Grainstone containing skeletal fragments, E. Packstone containing benthic foraminifera and skeletal fragments, F and G. Packstone containing peloids and benthic foraminifera, H and I. Rudstone containing rudists, J. Wackestone containing echinoderms and benthic foraminifera, K. Mudstone-wackestone containing peloids, bioturbation)

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

بحث

محیط‌رسوبی

پس از انجام مطالعات پتروگرافی و تفکیک ۸ ریزرخساره، این ریزرخساره‌ها با مدل‌های استاندارد رخساره‌ای (Wilson 1975; Flügel 2010) مقایسه ad که در نتیجهٔ آن، سه کمربند رخساره‌ای اصلی شناسایی شد. بررسی آرایش عمودی و جانبی ریزرخساره‌ها (جدول ۲) نشان می‌دهد که تغییرات رخساره‌ای به‌صورت تدریجی و بدون حضور یک کمربند ریفی انجام شده است. این الگوی تغییرات تدریجی، همراه با فقدان رخساره‌های ریزشی دانه‌درشت و کلسی‌توربیدایت‌های شاخص شیب‌های تند، مؤید آن است که محیط رسوبی سازند سروک در منطقهٔ مطالعه‌شده، از نوع یک رمپ هم‌شیب است (شکل ٤). در چارچوب این رمپ، سه زیرمحیط رمپ بیرونی، رمپ میانی و رمپ داخلی از بخش‌های عمیق به‌سمت کم‌عمق دریا تفکیک‌پذیر است. شایان ذکر است که ماهیت رمپ هم‌شیب برای سازند سروک در دیگر مطالعات ناحیه‌ای نیز تأیید شده است (Aqrawi et al. 2010; Van Buchem et al. 2011; Mahdi et al. 2013; Mehrabi and Rahimpour-Bonab 2014; Esrafili-Dizaji et al. 2015; Saeidi Razavi et al. 2019; Kiani et al. 2022; Mehrabi et al. 2022a).



شکل ٤- مدل مفهومی رسوب‌گذاری ارائه‌شده برای سازند سروک در دشت آبادان

Fig 4- Conceptual sedimentation model presenting the Sarvak Formation in the Abadan Plain

کمربند رخساره‌ای رمپ میانی - بیرونی

رخساره‌های متعلق به رمپ میانی – بیرونی، معرف یک محیط دریایی نسبتاً عمیق‌اند. ریزرخسارهٔ ۱ از دیدگاه بافتی عمدتاً یک فابریک گل‌پشتیبان را به نمایش می‌گذارد (شکل‌های ۲ و ۳). محتوای فسیلی این ریزرخساره غالباً شامل روزن‌داران شناور نظیر *Helvetoglobotruncana helvetica*، *Rotalipora* sp.، *Whiteinella* sp. و Oligosteginids است و روزن‌داران کف‌زی با فراوانی کمتر

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

به‌همراه خرده‌های اسکلتی خارپوستان، دیگر اجزای دانه‌ای را تشکیل می‌دهند. این ریزرخساره بازتاب‌دهندهٔ یک رژیم انرژی متغیر، از کم‌انرژی تا انرژی متوسط است. سیمانی‌شدگی گسترده‌تر در بخش‌هایی از این رخساره مشاهده و به افزایش نسبی انرژی محیط نسبت داده می‌شود؛ اما با این حال، غلبهٔ فابریک گل‌پشتیبان در بیشتر بخش‌ها، دلالت بر نهشته‌شدن در یک رژیم عمدتاً کم‌انرژی دارد (Wilson 1975; Geel 2000; Mehrabi et al. 2015).

کمربند رخساره‌ای رمپ میانی

ریزرخسارهٔ ۲ به کمربند رمپ میانی تعلق دارد و با تنوع بافتی درخور توجهی همراه است؛ به‌گونه‌ای که در آن، فابریک‌های گل‌پشتیبان و دانه‌پشتیبان در کنار یکدیگر مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۲ و ۳). اجتماع دانه‌ای عمدتاً با روزن‌داران کف‌زی نظیر *Ovalveolina ovum* و *Prealveolina cretacea* احاطه می‌شوند و قطعات خردشدهٔ رودیست نیز به‌عنوان اجزای فرعی حضور دارند. غلبهٔ آشکار روزن‌داران کف‌زی بر اشکال شناور، این ریزرخساره را به بخش‌های کم‌عمق‌تر رمپ میانی منتسب می‌کند. ازنظر هیدرودینامیکی، محیط رسوب‌گذاری این رخساره یک رژیم انرژی نوسانی را تجربه کرده است. پلوئیدها نیز در شرایط کم‌انرژی نهشته و در شرایط با انرژی بالاتر تشکیل شده‌اند. در این بین، تمرکز اینتراکلست‌ها غالب شده است. این نوسان انرژی، خود را در تناوب بافت‌های گل‌پشتیبان و دانه‌پشتیبان نیز منعکس می‌کند (Geel 2000; Flügel 2004).

کمربند رخساره‌ای رمپ داخلی

کمربند رخساره‌ای رمپ داخلی به سه قسمت ریزرخساره‌های شول، واریزه‌های ریفی و لاگون تقسیم‌بندی شده است.

ریزرخساره‌های شول

بخش کم‌عمق رمپ داخلی با گسترش ریزرخساره‌های مرتبط با شول مشخص می‌شود. این ریزرخساره‌ها بر پایهٔ موقعیت قرارگیری نسبت‌به خط ساحلی و جهت رو به دریا، به سه زیرمحیط شول رو به دریا (Seaward shoal)، شول مرکزی (Central shoal) و شول رو به خشکی (Leeward shoal) تفکیک می‌شوند (شکل ٤). شایان ذکر است که این مجموعه رخساره‌ای شول، از رخساره‌های کمربند رمپ میانی به‌وسیلهٔ سطح استهلاک امواج در حالت عادی جدا می‌شود و مرز هیدرودینامیکی مهمی در این پلتفرم کربناته به شمار می‌رود.

مجموعهٔ شول‌ها در بالای سطح استهلاک امواج در حالت عادی قرار گرفته‌اند (شکل ٤) و به همین دلیل، نسبت‌به دیگر ریزرخساره‌های شناسایی‌شده از انرژی هیدرودینامیکی بالاتری برخوردارند (Bauer et al. 2002; Flügel 2010). این مجموعه از سه ریزرخسارهٔ اصلی تشکیل یافته است که در یک آرایش جانبی منظم از سمت دریا به خشکی، کاهش تدریجی انرژی را به نمایش می‌گذارند. ریزرخسارهٔ ۳ معادل شول رو به دریا با بیشترین انرژی، ریزرخسارهٔ ٤ معادل شول مرکزی با انرژی متوسط و ریزرخسارهٔ ۵ معادل شول رو به خشکی با کم‌ترین انرژی در میان این مجموعه‌اند. ریزرخسارهٔ ۳ حاوی خرده‌های اسکلتی دوکفه‌ای، رودیست و خارپوست به‌همراه مقادیر اندکی اینتراکلست است. ریزرخسارهٔ ٤ با فراوانی روزن‌داران کف‌زی و حضور قطعات رودیست مشخص می‌شود. ریزرخسارهٔ ۵ علاوه بر خرده‌های اسکلتی، با افزایش درخور توجه پلوئیدها همراه است که نشان‌دهندهٔ نزدیکی به محیط‌های کم‌انرژی‌تر لاگونی است (شکل‌های ۲ و ۳).

ریزرخساره‌های واریزه‌های ریفی

ریزرخسارهٔ ٦ شامل واریزه‌های ریفی است که بخش عمدهٔ آن را خرده‌های اسکلتی، به‌ویژه قطعات خردشدهٔ رودیست‌ها تشکیل می‌دهد. رخساره‌های رودیستی در سراسر خاورمیانه از کیفیت مخزنی بسیار مطلوبی برخوردارند (Aqrawi et al. 2010; Mahdi and Aqrawi 2018). رودیست‌ها بیشتر در پی فرایندهای فیزیکی خرد می‌شوند و پس از خردشدگی، ازطریق جریانات و امواج انتقال می‌یابند. این قطعات جابه‌جاشده درنهایت به تشکیل واریزه‌های ریفی با خرده‌های رودیستی و

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

به‌طور کلی خرده‌های اسکلتی می‌انجامند (Esrafili-Dizaji et al. 2015). فراوانی درخور توجه قطعات خردشدهٔ رودیست‌ها در این ریزرخساره، بیان‌گر نهشته‌شدن در محیطی با انرژی نسبتاً پایین است که به‌عنوان واریزه‌های ریف‌های تکه‌ای تفسیر می‌شود (Jodeyri-Agaii et al. 2018; Hattori et al. 2019). افزون بر رودیست‌ها، دیگر فسیل‌های همراه در این ریزرخساره، شامل جلبک‌های سبز، خرده‌های دوکفه‌ای و روزن‌داران کف‌زی‌اند (شکل‌های ۲ و ۳).

ریزرخساره‌های لاگون

در لاگون، ریزرخسارهٔ ۷ و ۸ مشاهده می‌شود. ریزرخسارهٔ ۷ به دلیل دارابودن قطعات خارپوست و اینتراکلست و ترکیب اینتراکلست که مرتبط با انرژی نسبتاً بالاست، با فابریک گل‌پشتیبان نشان‌دهندهٔ برگشتگی بافتی است که از شواهد لاگون دریا باز است (Flügel 2010). همچنین ریزرخسارهٔ ۸ به دلیل زیست‌آشفتگی زیاد، وجود پلوئید و روزن‌داران کف‌زی (مثل Nezzazata و Miliolids) مربوط به لاگون محدودشده است (Shahkaram et al. 2025). هر دو ریزرخساره دارای پلوئیدند؛ ولی فراوانی آن در ریزرخسارهٔ ۸ بیشتر است. ازلحاظ انرژی، ریزرخسارهٔ ۷ دارای انرژی بالاتری نسبت‌به ریزرخسارهٔ ۸ است؛ ولی در کل انرژی در این ریزرخساره‌ها پایین است (شکل‌های ۲ و ۳).

چینه‌نگاری سکانسی

در چاه AA-1، تعداد ٤ سکانس رسوبی رده بالا و ۱۱ سکانس رسوبی رده پایین شناسایی شد. بر پایهٔ مطالعات پیشین، سن توالی‌های مطالعه‌شده سنومانین تا تورونین تعیین شده است (Mehrabi et al. 2022b). بررسی ریزرخساره‌ها و تحلیل روندهای کم‌عمق‌شوندگی در این توالی‌ها نشان می‌دهد که دو رخنمون‌یافتگی عمده در این برش تشخیص‌دادنی است. اولین افق رخنمون‌یافتگی منطبق بر ناپیوستگی سنومانین – تورونین است و دومین افق، با ناپیوستگی تورونین میانی هم‌خوانی دارد (شکل ۵). شایان ذکر است که مطالعات انجام‌شده در دیگر بخش‌های دشت آبادان نیز، این یافته را تأیید می‌کند (Imandoust et al. 2022; Kiani et al. 2022; Mehrabi et al. 2024). افزون بر این، در چاه AA-2 که تنها شامل نهشته‌های سنومانین است، یک سکانس رسوبی شناسایی شد (شکل ٦).

سکانس SDS-1 با سن سنومانین، در بازهٔ عمقی ۱۹۲۳.۳ تا ۱۹۷۵.۷ متر قرار می‌گیرد و ضخامتی معادل ٥۲.٤ متر را شامل می‌شود. محیط رسوبی غالب در این سکانس، شول و لاگون است؛ به‌گونه‌ای که بخش زیرین آن را رخساره‌های لاگونی (MF8) و بخش بالایی آن را رخساره‌های شول (MF3، MF4 و MF5) تشکیل می‌دهند. در حد فاصل این دو کمربند رخساره‌ای، رخسارهٔ تالوس (MF6) نیز مشاهده می‌شود. این توالی رخساره‌ای نشان‌دهندهٔ یک روند کم‌عمق‌شوندگی به‌سمت بالاست. در بخش انتهایی این سکانس، شواهدی از دیاژنز جوی ازجمله افزایش نسبی تخلخل‌های حفره‌ای، گسترش پدیدهٔ انحلال و نیز افزایش مقادیر تخلخل و تراوایی ثبت شده است که مرز بالایی این سکانس را از سکانس رویی متمایز می‌کند. به‌طور کلی، بخش بالایی این سکانس در مقایسه با بخش زیرین، از تخلخل و تراوایی بالاتری برخوردار است. این سکانس به کمربند رمپ میانی تعلق دارد و در مرز بالایی آن، محیط رسوبی از رمپ میانی به رمپ داخلی تغییر می‌یابد. همچنین این سکانس عمدتاً از بافت‌های دانه‌پشتیبان تشکیل شده است؛ در حالی که پس از مرز بالایی آن، بافت‌های گل‌پشتیبان فراوانی بیشتری پیدا می‌کنند (شکل ٥).

سکانس SDS-2 در چاه AA-1 از عمق ۱۸۲۲.۲ تا ۱۹۲۳.۳ متر امتداد دارد و ضخامتی معادل ۱۰۱.۱ متر را به خود اختصاص می‌دهد. این سکانس تنها سکانس رده سوم شناسایی‌شده در چاه AA-2 است. این سکانس در چاه AA-1، شامل یک مجموعه کامل از دسته رخساره‌های پیش‌رونده و پس‌رونده است که با سطح حداکثر غرقابی در عمق ۱۸۸۷.۲ متر از یکدیگر تفکیک می‌شوند. در مقابل در چاه AA-2، این سکانس در بازهٔ عمقی ۱۷۳٦.۷ تا ۱۷۹۲ متر با ضخامت ٥٥.۳ متر ظاهر می‌شود و تنها بخش RST آن حضور دارد. کمربند

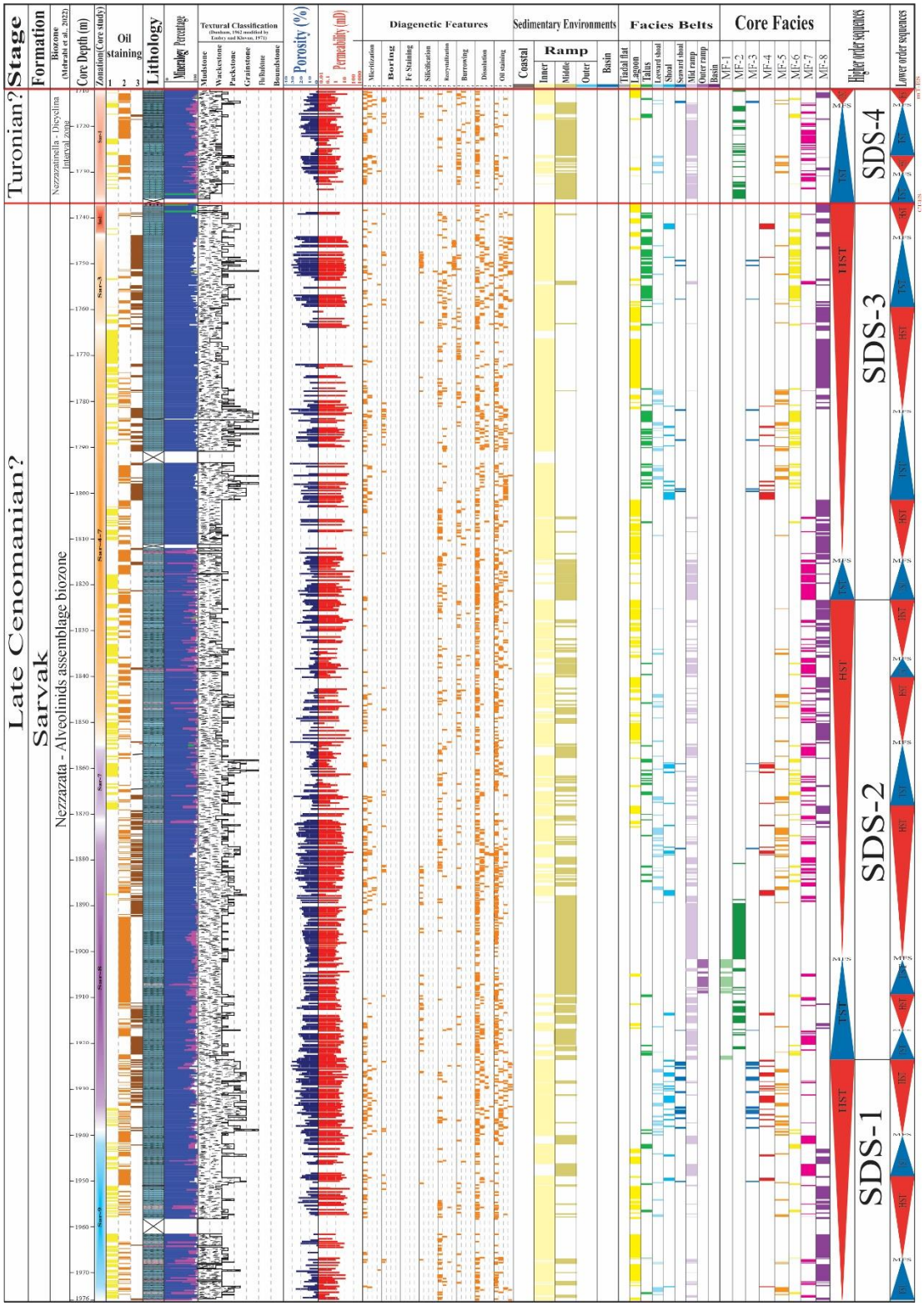
https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

رخساره‌ای غالب در بخش TST این سکانس را رمپ میانی تشکیل می‌دهد که با میان‌لایه‌هایی از رخساره‌های تالوس و لاگون همراه است. از دیدگاه بافتی، بخش TST عمدتاً از وکستون‌ها ساخته و بافت‌های دانه‌پشتیبان به‌ندرت در آن مشاهده می‌شود. ریزرخساره‌های تشکیل‌دهندهٔ این بخش شامل MF1 و MF2 هستند. مرز زیرین TST، گذر محیط رسوبی از رمپ میانی به رمپ داخلی را نشان می‌دهد؛ در حالی که مرز بالایی آن، بازگشت از رمپ داخلی به رمپ میانی را ثبت کرده است. سطح حداکثر غرقابی در این سکانس، دقیقاً در مرزی واقع شده است که ریزرخسارهٔ MF2 در زیر و ریزرخسارهٔ MF4 در بالای آن قرار می‌گیرد. این تطابق ریزرخساره‌ای گویای آن است که پیش از تشکیل MFS، سطح آب دریا بالا بوده و متعاقباً با گذر به RST، روند کم‌عمق‌شدگی تدریجی آغاز شده است. در ادامه، بخش RST این سکانس توسعه می‌یابد که بخش بالایی آن با تبدیل محیط رسوبی لاگون محصور به لاگون دریای باز و سپس رمپ میانی، مشخص می‌شود.

سکانس SDS-3 در چاه AA-1 از عمق ۱۷۳۵.۵ تا ۱۸۲۲.۳ متر گسترش دارد و ضخامتی معادل ۸۶.۸ متر را شامل می‌شود. این سکانس از دو بخش مجزا تشکیل شده است: دسته رخساره‌های پیش‌رونده با ضخامت ۸.۹ متر و دسته رخساره‌های پس‌رونده با ضخامت ۷۷.۹ متر. بخش پیش‌روندهٔ این سکانس به‌طور مشخص از رخساره‌های کم‌انرژی لاگون باز و رمپ میانی تشکیل یافته است؛ به‌گونه‌ای که بافت غالب در این بخش از نوع گل‌پشتیبان است و ریزرخساره‌های MF7 و MF2 معرف آن‌اند. سطح حداکثر غرقابی در مرز بالایی بخش پیش‌رونده قرار دارد و با یک تطابق ریزرخساره‌ای شاخص همراه است. ریزرخسارهٔ MF7 در زیر این سطح، ریزرخسارهٔ MF2 نشانگر سطح غرقابی و ریزرخسارهٔ MF8 در بالای آن مشاهده می‌شود. این توالی عمودی گویای عبور از شرایط عمیق‌تر به شرایط کم‌عمق‌تر است. متعاقباً بخش پس‌رونده آغاز می‌شود و مرز بالایی آن منطبق بر ناپیوستگی مهم سنومانین – تورونین است. این ناپیوستگی در عمق ۱۷۳۷ متر واقع می‌شود و با پدیده‌های انحلال شدید، برشی‌شدن و تشکیل خاک قدیمه تشخیص‌دادنی است.

سکانس SDS-4 در چاه AA-1 از عمق ۱۷۱۰ تا ۱۷۳۵.۵ متر گسترش می‌یابد و ضخامتی معادل ۲۵.۵ متر را شامل می‌شود. از این ضخامت، ۲۲.٤ متر به دسته رخساره‌های پیش‌رونده و ۳.۱ متر به دسته رخساره‌های پس‌رونده تعلق دارد. این سکانس در میان دو ناپیوستگی مهم محصور شده است. مرز زیرین آن منطبق بر ناپیوستگی سنومانین – تورونین و مرز بالایی آن منطبق بر ناپیوستگی تورونین میانی است. سطح حداکثر غرقابی این سکانس در عمق ۱۷۱۳.۱ متر واقع شده است. بخش پیش‌رونده که بلافاصله در بالای ناپیوستگی سنومانین – تورونین قرار گرفته است، عمدتاً از ریزرخساره‌های معرف بخش‌های عمیق‌تر حوضه، شامل MF1و MF2، تشکیل یافته است. این بخش با یک روند عمیق‌شوندگی تدریجی به‌سمت سطح غرقابی پیش می‌رود. در محل سطح غرقابی، ریزرخسارهٔ MF2 با فراوانی درخور توجه در زیر این سطح دیده و ریزرخسارهٔ MF8 در بالای آن ظاهر می‌شود؛ این تطابق ریزرخساره‌ای، گویای گذر از اوج پیشروی دریا به آغاز افت تراز آب است. بخش پس‌روندهٔ این سکانس در فاصلهٔ میان سطح غرقابی و ناپیوستگی تورونین میانی توسعه یافته است.

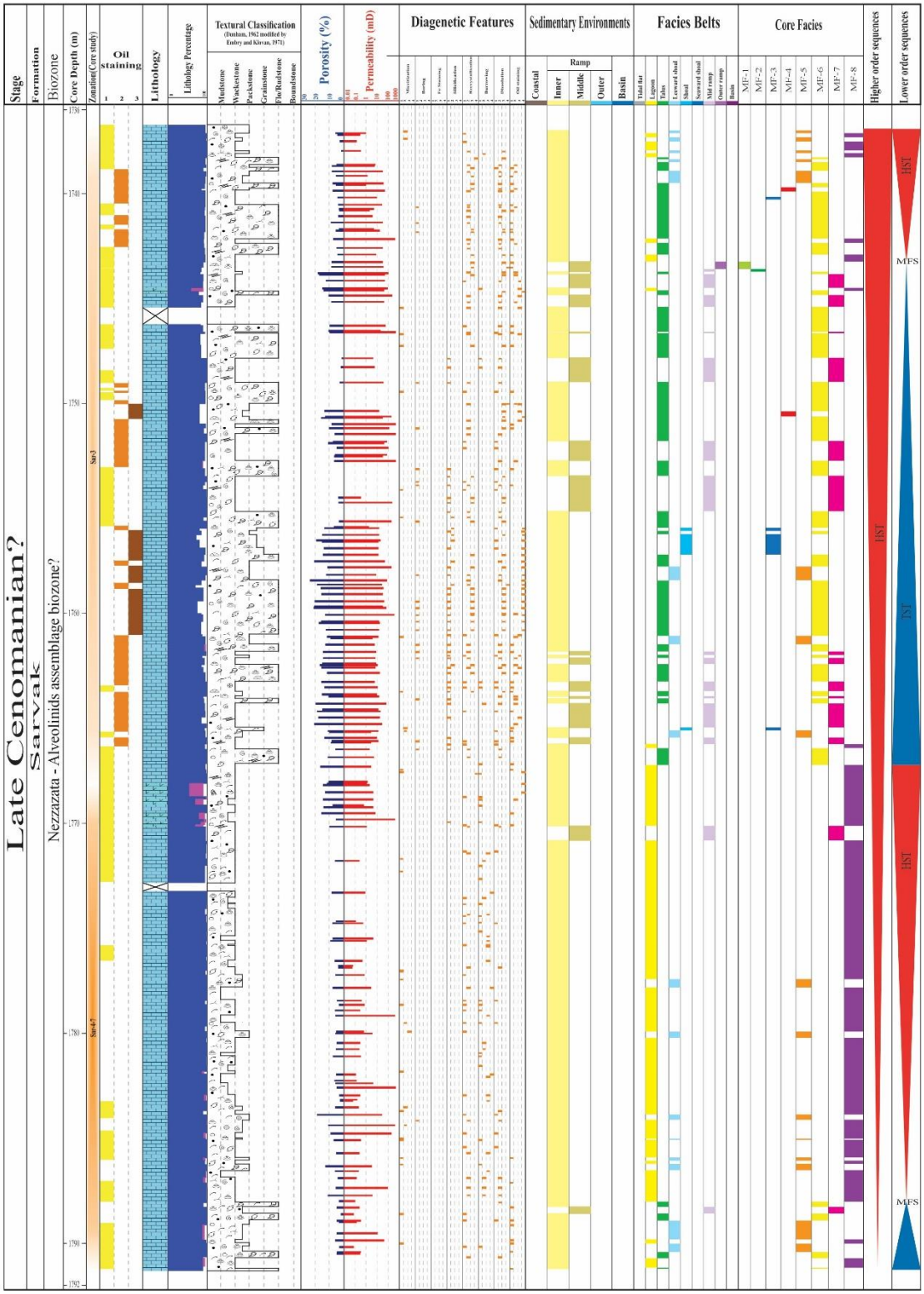
https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332



شکل ۵- ستون رسوب‌شناسی، زون‌های زیستی (Mehrabi et al. 2022b)، چینه نگاری سکانسی سازند سروک در چاه AA-1 در دشت آبادان

Fig 5- Sedimentological log, biozones (Mehrabi et al. 2022b)**, and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in well AA-1, Abadan Plain**

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332



شکل ٦- ستون رسوب‌شناسی، زون‌های زیستی (Mehrabi et al. 2022b)، چینه‌نگاری سکانسی سازند سروک در چاه **AA-2** در دشت آبادان

Fig 6- Sedimentological log, biozones (Mehrabi et al. 2022b)**, and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in well AA-2, Abadan Plain**

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

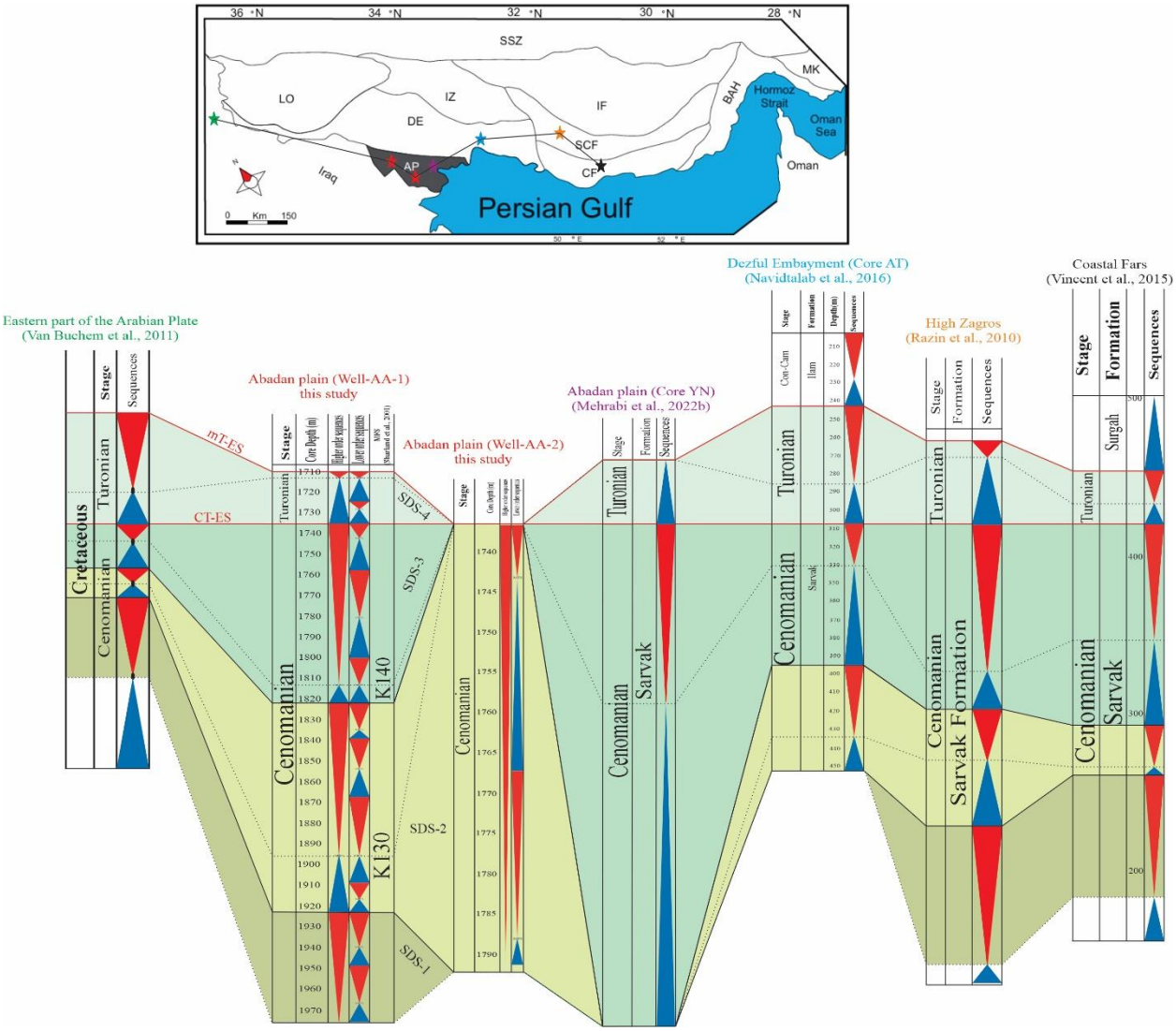
تطابق چینه‌نگاری سکانسی

برای آنکه چارچوب چینه‌نگاری سکانسی به دست آمده از توالی سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده در یک بستر ناحیه‌ای و منطقه‌ای قرار گیرد و تغییرات جانبی سکانس‌ها در طول حوضه ارزیابی شود، نتایج این پژوهش با مجموعه‌ای از مدل‌های چینه‌نگاری سکانسی پیشین تطبیق داده شد. دستهٔ اول مدل‌هایی‌اند که بر پایهٔ چاه‌های مختلف در حوضهٔ زاگرس تدوین شده‌اند (Razin et al. 2010; Vincent et al. 2015; Navidtalab et al. 2016; Mehrabi et al. 2022b). این مجموعه به‌خوبی تغییرات سکانسی را در مقیاس حوضهٔ زاگرس بازتاب می‌دهد. دستهٔ دوم، مدل‌های ناحیه‌ای تدوین‌شده برای صفحهٔ عربی را شامل می‌شود (Sharland et al. 2001; Van Buchem et al. 2011) که تصویری کلان‌مقیاس از چینه‌نگاری سکانسی کرتاسهٔ میانی را در صفحهٔ عربی در اختیار می‌گذارد. تلفیق این دو سطح از مدل‌های مرجع با یافته‌های پژوهش حاضر، ضمن اعتبارسنجی سکانس‌های شناسایی‌شده، امکان ردیابی ناپیوستگی سکانس‌ها را در گسترهٔ جغرافیایی وسیع‌تری فراهم کرده است (شکل ۷).

تطابق انجام‌شده میان چارچوب چینه‌نگاری سکانسی این پژوهش و مدل‌های ناحیه‌ای پیشین، همخوانی درخور توجهی را در الگوی تغییرات سکانسی آشکار می‌کند. به‌طور کلی، سکانس‌های شناسایی‌شده در چاه‌های مطالعه‌شده با مدل‌های ارائه‌شده برای دشت آبادان، فروافتادگی دزفول، زاگرس مرتفع، نواحی فارس ساحلی و جنوب شرقی صفحهٔ عربی تطابق دارند و حداکثر سطوح غرقابی ثبت‌شده نیز با سطوح معرفی‌شده از سوی شارلند و همکاران (Sharland et al. 2001) همخوانی نشان می‌دهند. مقایسهٔ جزءبه‌جزء با مطالعهٔ زاگرس مرتفع، مؤید حضور هر چهار سکانس SDS-1 تا SDS-4 در آن ناحیه است، هرچند ضخامت‌ها متفاوت است. SDS-1 نسبتاً کم‌ضخامت‌تر، SDS-2 ستبرتر، SDS-3 تقریباً معادل و SDS-4 کم‌ضخامت‌تر از مطالعهٔ مرجع است (Razin et al. 2010). در فروافتادگی دزفول، سکانس SDS-1 ردیابی نشده است، SDS-2 ضخامتی مشابه پژوهش حاضر دارد، SDS-3 ستبرتر و SDS-4 نازک‌تر از مطالعهٔ مرجع است (Navidtalab et al. 2016). در دشت آبادان، دو سکانس SDS-1 و SDS-2 حضور ندارند و SDS-3 و SDS-4 نیز نسبت‌به مطالعهٔ حاضر از ضخامت بیشتری برخوردارند (Mehrabi et al. 2022b). در فارس ساحلی، SDS-1 کم‌ضخامت‌تر، SDS-2 بسیار ستبرتر و SDS-3 و SDS-4 هر دو نازک‌تر از مطالعهٔ مرجع گزارش شده‌اند (Vincent et al. 2015). در این میان، برجسته‌ترین سطح قابل تطابق، مرز سکانسی واقع در بخش میانی سازند سروک است که با ناپیوستگی شناخته‌شدهٔ سنومانین ــ تورونین انطباق دارد. این سطح در تمامی نواحی مقایسه‌شده تشخیص‌دادنی و بیانگر یک افت نسبی سطح آب دریا در مقیاس منطقه‌ای است. شواهدی نظیر تغییر ناگهانی رخساره‌ها، حضور سطوح فرسایشی و کاهش تنوع میکروفاسیس‌ها در برش‌های مطالعه‌شده، حاکی از وقفهٔ رسوب‌گذاری و رخنمون‌یافتگی پلتفرم کربناته در این مقطع زمانی است (شکل ۷). همچنین روند کلی عمیق‌شدگی تدریجی محیط رسوبی از بخش‌های زیرین به‌سمت حداکثر سطوح غرقابی، با مدل‌های ارائه‌شده از سوی پژوهشگران پیشین مطابقت دارد. مقایسهٔ تطابق سکانسی بین چاه‌های مطالعهٔ حاضر با دیگر مطالعات نشان می‌دهد که سکانس‌ها همخوانی دارند و این یعنی یوستازی گسترش سکانس‌ها را کنترل کرده است. با این حال، تفاوتی در ضخامت سکانس‌های اشاره‌شده وجود دارد و به دلایل فعالیت‌های تکتونیکی محلی است. همان‌طور که سکانس‌هایی تحت تأثیرِ تغییرات جهانی سطح آب دریا و یا تغییرات اقلیمی ایجاد شده‌اند، اگر آنها در رژیم تکتونیکی غیرفعال توسعه یافته باشند، در مقیاس ناحیه‌ای و حتی جهانی انطباق‌دادنی‌اند (Bayet-Goll et al. 2018; Belkhedim et al. 2019; Catuneanu 2019).

درمجموع، نتایج این تطابق نشان می‌دهد که سکانس‌های شناسایی‌شده در سازند سروک نه‌تنها با الگوی چینه‌نگاری سکانسی دیگر نواحی زاگرس انطباق‌دادنی‌اند، به‌عنوان چارچوبی مناسب برای بازسازی تغییرات پالئوژئوگرافی و تکامل پلتفرم کربناتهٔ کرتاسهٔ میانی در جنوب‌غرب ایران نیز به کار می‌روند.

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332



شکل ۷- تطابق چینه‌نگاری سکانسی چاه‌های مطالعه‌شده با مطالعات مختلف زون زاگرس و صفحهٔ عربی به‌همراه موقعیت چاه‌ها

Fig 7- Sequence stratigraphic correlation of the studied wells with various studies of the Zagros Zone and the Arabian Plate, along with the location of the wells

نتیجه

بررسی دقیق مغزه‌های حفاری و مقاطع نازک تهیه‌شده از سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده در زیرزون دشت آبادان، به شناسایی هشت ریزرخسارهٔ مجزا منجر شد.

پراکندگی و الگوی توزیع این هشت ریزرخساره در چاه‌های مطالعه‌شده نشان می‌دهد که رسوبات سازند سروک در سه کمربند اصلی رسوبی شامل رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ بیرونی، بر یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ هم‌شیب نهشته شده‌اند. این یافته با نتایج مطالعات متعدد پیشین، که بر سازند سروک در دیگر نقاط حوضهٔ زاگرس انجام شده است، کاملاً همخوانی دارد و تأییدکنندهٔ مدل رمپ کربناته برای این سازند است.

تحلیل‌های چینه‌نگاری سکانسی انجام‌شده بر داده‌های این مطالعه، موفق به شناسایی چهار سکانس رسوبی ردهٔ سوم در ضخامت بررسی شد. مهم‌ترین سطوح کلیدی چینه‌شناسی که در این توالی‌ها تفکیک‌دادنی‌اند، عبارت‌اند از: مرز ناپیوستگی‌های سنومانین-تورونین و ناپیوستگی تورونین میانی. این دو سطح کلیدی، بیانگر یک افت منطقه‌ای درخور توجه در سطح نسبی آب دریای قدیمه‌اند. این افت سطح آب دریا و به‌دنبال آن رخنمون‌یافتگی گستردهٔ پلتفرم کربناته،

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

شـــرایط مســـاعدی را برای وقوع فرایندهای دیاژنز جوی و انحلال‌های شدید در سنگ‌های کربناته فراهم آورده است. این فرایندهای دیاژنتیکی به ســـهم خود نقش بســـیار مهمی در افزایش تخلخل حفره‌ای و در بخش‌های مخزنی سازند سروک ایفا کرده‌اند.

تطابق و همخوانی چارچوب سکانسی استخراج‌شده برای منطقهٔ دشـــت آبادان با دیگر مدل‌های چینه‌نگاری ســـکانســـی ارائه‌شده برای زیرزون‌های مختلف زاگرس و همچنین حاشیهٔ صفحهٔ عربی، به‌وضوح پیوستگی منطقه‌ای این سطوح کلیدی را تأیید می‌کند. این همخوانی منطقه‌ای اثبات می‌کند که دو عامل اصلی شامل تغییرات جهانی سطح آب دریا و تحولات تکتونیکی حوضـــهٔ وســـیع نئوتتیس، به‌عنوان کنترل‌کننده‌های اصلی معماری مخزن سازند سروک در مقیاس حوضه‌ای عمل کرده‌اند؛ درنتیجه، مدل چینه‌نگاری سکانسی ارائه‌شده در این پژوهش، قابلیت آن را دارد که یک راهنمای کاربردی، پیش‌بینی‌کننده و اتکاپذیر برای ردیابی جانبی رخســـاره‌های دارای کیفیت مخزنی بالا در برنامه‌های اکتشـافی و توسـعه‌ای آتی منطقه به کار روند.

References

Abbasaghi F.M. Mahboubi A. Mahmoudi-Gharaei M.H. and Avajani S. 2012. Microfacies, depositional environment and diagenesis of the Sarvak Formation in an oilfield of southwest Iran. First International Conference on Oil, Gas and Petrochemical Engineering, Tehran, Iran, 10 p. [In Persian].

Abdollahie Fard I. Braathen A. Mokhtari M. and Alavi S. A. 2006. Interaction of the Zagros Fold–Thrust Belt and the Arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran: Petroleum Geoscience, 12(4): 347–362. DOI:10.1144/1354-079305-706

Alavi M. 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran: American Journal of Science, 307: 1064–1095. DOI:10.2475/09.2007.02

Alsharhan A. S. 2014. Petroleum systems in the Middle East. In: Rollinson H. R. Searle M. P. Abbasi A. I. Al-Lazki A. I. and Al Kindi M. H. (Eds.), Tectonic evolution of the Oman Mountains: Geological Society, London, Special Publication, 392: 361–408. DOI:10.1144/sp392.19

Aqrawi A. A. M. Thehni G. A. Sherwani G. H. and Kareem B. M. A. 1998. Mid-Cretaceous rudist-bearing carbonates of the Mishrif Formation: An important reservoir sequence in the Mesopotamian Basin, Iraq: Journal of Petroleum Geology, 21: 57–82. DOI:10.1111/j.1747-5457.1998.tb00646.x

Aqrawi A. A. M. Goff J. C. Horbury A. D. and Sadooni F. N. 2010, The Petroleum Geology of Iraq: Scientific Press Ltd., 424 p.

Bagherpour B. Mehrabi H. Faghih A. Vaziri-Moghaddam H. and Omidvar M. 2021. Tectono-eustatic controls on depositional setting and spatial facies distribution of Coniacian–Santonian sequences of the Zagros Basin in Fars area, S. Iran: Marine and Petroleum Geology, 129: 105072. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2021.105072

Bagherpour B. Nkemata A. F. Vaziri-Moghaddam H. Blattmann T. M. and Mohtadi M. 2023. Paleoenvironmental significance of the carbon isotope record across the Cenomanian–Turonian transition and the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) in the southeastern Neotethys, Zagros, Iran: Cretaceous Research, 150: 105574. DOI:10.1016/j.cretres.2023.105574

Bauer J. Kuss J. and Steuber T. 2002. Platform environments, microfacies and systems tracts of the upper Cenomanian–lower Santonian of Sinai, Egypt: Facies, 47(1): 1–25. DOI:10.1007/BF02667703

Bayet-Goll A. Geyer G.and Daraei M. 2018. Tectonic and eustatic controls on the spatial distribution and stratigraphic architecture of late Early Cambrian successions at the northern Gondwana margin: The Siliciclastic-carbonate successions of the Lalun Formation in central Iran: Marine and Petroleum Geology, 98: 199-228. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2018.08.002

Belkhedim A. Jarochowska E. Benhamou M. Nemera A. Sadji R. and Munneche A. 2019. Interplay of Autogenic and Allogenic processes on the formation of shallow carbonate cycles in a synrift setting (Lower Pliensbachian, Traras Mountains, NW Algeria): Journal of Sedimentary Research, 89: 784-807. DOI:10.2110/jsr.2019.33

Bromhead A. D. van Buchem F. S. P. Simmons M. D. and Davies R. B. 2022. Sequence stratigraphy, palaeogeography and petroleum plays of the Cenomanian–Turonian succession of the Arabian Plate: An updated synthesis: Journal of Petroleum Geology, 45: 119–161. DOI:10.1111/jpg.12810

Catuneanu O. 2019. Scale in sequence stratigraphy: Marine and Petroleum Geology, 106: 128-159. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2019.04.026

Christian L. 1997. Cretaceous subsurface geology of the Middle East region: GeoArabia, 2(3): 239–256. DOI:10.2113/geoarabia0203239

Curray J. R. 1964. Transgression and regression, in Papers in marine geology, Shepard commemorative volume: Macmillan, p. 175–203.

Dravis J. 1996. Play attributes of Cretaceous rudist reef reservoirs examples from the Gulf of Mexico and the Middle East: Houston Geological Society Bulletin, 38: 16–21.

Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks

carbonates of the Sarvak Formation, Southern Iran. Journal of Petroleum Geology, 35: 187–205. DOI:10.1111/j.1747-5457.2012.00525.x

Hajikazemi E. Al-Aasm I. S. and Coniglio M. 2017. Diagenetic history and reservoir properties of the Cenomanian-Turonian carbonates in southwestern Iran and the Persian Gulf. Marine and Petroleum Geology, 88: 845–857. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2017.06.035

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

Hattori K. E. Kerans C. and Martindale R. C. 2019. Sequence stratigraphic and paleoecologic analysis of an Albian coral-rudist patch reef, Arizona, USA. Palaios, 34(12): 600–615. DOI:10.2110/palo.2019.052

Hollis C. 2011. Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the AlbianeTuronian of the Arabian Plate. Petroleum Geoscience, 17: 223-241. DOI:10.1144/1354-079310-032

Hunt D. and Tucker M. E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: Deposition during base-level fall: Sedimentary Geology, 81(1-2): 1–9. DOI: 10.1016/0037-0738(92)90052-S

Imandoust A. Salmian O. R. and Asadi A. 2022. A workflow to the identification of key sequence stratigraphic surfaces from GR log interpretation; Case studies of the Sarvak and Fahliyan formations in the Abadan Plain and Northwest of the Persian Gulf. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 38(88): 113-144. DOI:10.22108/jssr.2022.135581.1246

Jodeyri-Agaii R. Rahimpour-Bonab H. Tavakoli V. Kadkhodaie-Ilkhchi R. and Yousefpour M.R. 2018. Integrated approach for zonation of a mid-Cenomanian carbonate reservoir in a sequence stratigraphic framework. Geologica Acta, 16(3): 321–337. DOI:10.1344/GeologicaActa2018.16.3.5

Kazemzadeh M. Ghaseminejad A. and Vaziri-Moghaddam H. 2011. Biostratigraphy and depositional environment of the Sarvak Formation in Ahvaz Oilfield, Well AZ-354. 15th Geological Society of Iran Conference, Tarbiat Moallem University, Iran, 1–8 [In Persian].

Kiani A. Saberi M. H. Zarenezhad B. and Asadi Mehmandosti E. 2022. Reservoir zonation in the framework of sequence stratigraphy: A case study from Sarvak Formation, Abadan Plain, SW Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 208: 109560. DOI:10.1016/j.petrol.2021.109560

Lasemi Y. and Jalilian A.H. 1997. Microfacies and depositional environment of the Sarvak Formation in Khuzestan and Lorestan regions. Journal of Earth Sciences, 25–26:48–59 [In Persian].

Mahdi T. A. Aqrawi A. A. M. Horbury A. D. and according to depositional texture. In: W. E. Ham (Ed.), Classification of carbonate rocks. AAPG, Tulsa, p. 108–121.

Eghtesadi T. Kohansal-Ghadimvand N. and Taati F. 2010. Facies analysis, depositional environments and diagenesis of the Sarvak Formation in Azadegan oil field. The 1st International Applied Geological Congress, 7 p.

Emami H. Verges J. Nalpas T. Gillespie P. Sharp I. Karpuz. R. Blanc E.P. and Goodarzi M.G.H. 2010. Structure of the Mountain Front Flexure along the Anaran Anticline in the Pusht-e Kuh Arc (NW Zagros, Iran): insights from sand box models. In: Leturmy P. and Robin C. (Eds), Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Meso-Cenozoic. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 330: 155-178. DOI:10.1144/SP330.9

Embry A. F. and Klovan J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19(4): 730–781.

Embry A. F. and Johannessen E. P. 1993. T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. Norwegian Petroleum Society Special Publication 2, p. 121–146. DOI:10.1016/B978-0-444-88943-0.50013-7

Embry A. F. 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: Problems and proposals. Norwegian Petroleum Society Special Publication 5, p. 1–11. DOI:10.1016/S0928-8937(06)80059-7

Esrafili-Dizaji B. Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Afshin S. Kiani-Harchegani F. and Shahverdi N. 2015. Characterization of rudist-dominated units as potential reservoirs in the middle Cretaceous Sarvak Formation, SW Iran. Facies, 61: 14. DOI:10.1007/s10347-015-0442-8

Flügel E. 2004. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 976 p. DOI:10.1017/S0016756806221940

Flugel E. 2010, Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application: Springer-Verlag, Berlin, 976 p. DOI:10.1007/978-3-642-03796-2

Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analyses of Palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 211–238. DOI:10.1016/S0031-0182(99)00117-0

Ghabeishavi A. Vaziri-Moghaddam H. Taheri A. and Taati F. 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 37: 275–285. DOI:10.1016/j.jseaes.2009.08.014

Hajikazemi E. Al-Aasm I. S. and Coniglio M. 2012. Chemostratigraphy of Cenomanian–Turonian

and pore types of Upper Cretaceous successions (Sarvak Formation) in the Abadan Plain, Iran. Marine and Petroleum Geology, 170: 107118. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2024.107118

Motiei H. 1993. Geology of Iran, the Stratigraphy of Zagros: Geological Survey of Iran, Tehran, 572 p. [In Persian].

Navidtalab A. Rahimpour-Bonab H. Huck S. Heimhofer U. 2016. Elemental geochemistry and strontium-isotope stratigraphy of Cenomanian to Santonian neritic carbonates in the Zagros Basin, Iran. Sedimentary Geology, 346:35-48. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2016.10.003

Navidtalab A. Heimhofer U. Huck S. Omidvar M. Rahimpour-Bonab H. Aharipour R. and Shakeri A. 2019. Biochemostratigraphy of an upper Albian–Turonian succession from the southeastern Neo-Tethys margin, SW Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 533: 109255. DOI:10.1016/j.palaeo.2019.109255

Navidtalab A. Sarfi M. Enayati-Bidgoli A. and Yazdi-Moghadam M. 2020. Syn-depositional continental rifting of the Southeastern Neo-Tethys margin during the Albian–Cenomanian: evidence from stratigraphic correlation. International Geology Review, 62: 1698–1723. DOI:10.1080/00206814.2019.1667882

Omidvar M. Mehrabi H. Sajjadi F. Bahramizadeh-Sajjadi H. Rahimpour-Bonab H. and Ashrafzadeh A. 2014. Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran. Integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation: Revue de Micropaléontologie, 57: 97–116. DOI:10.1016/j.revmic.2014.04.002

Rahimnejad A. Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Safari A. and Amiri-Bakhtiari H. 2006. Biostratigraphic and microfacies of Sarvak in Gachsaran Oil Field (Well No. 55). Journal of University of Isfahan, 23(1): 87–103 [In Persian].

Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Enayati-Bidgoli A. H. and Omidvar M. 2012. Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. Cretaceous Research, 37:15–34. DOI:10.1016/j.cretres.2012.02.012

Razin P. Taati F. and van Buchem F.S.P. 2010. Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the high Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian plate. In: van Buchem F.S.P. Gerdes K.D. Esteban M. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East. Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. Geological Society of London, Special Publicationvol, 329:1–7. DOI:10.1144/SP329.9

Rikhtegarzadeh M. Vaziri S.H. Aleali A. Amiri-Bakhtiar H. and Jahani D. 2017. Sherwani G. H. 2013. Sedimentological characterization of the mid-Cretaceous Mishrif reservoir in southern Mesopotamian Basin, Iraq. GeoArabia, 18(1): 139–174. DOI:10.2113/geoarabia1801139

Mahdi T. A. and Aqrawi A. A. M. 2018. Role of facies diversity and cyclicity on the reservoir quality of the mid-Cretaceous Mishrif Formation in the southern Mesopotamian Basin, Iraq. In Armitage P. J. Butcher A. R. Churchill J. M. Csoma A. E. Hollis C. Lander R. H. Omma J. E. and Worden R. H. (Eds.), Reservoir quality of clastic and carbonate rocks: Analysis, modelling and prediction: Geological Society of London, Special Publication 435, p. 435. DOI:10.1144/SP435.19

Mahmoudi A. and Taheri A. 2011. Microfacies and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in northeast Gachsaran (Tang-e Gorgdar). Sedimentary Facies, 29: 188–198 [In Persian].

Mehrabi H. and Rahimpour-Bonab H. 2014. Paleoclimate and tectonic controls on the depositional and diagenetic history of the Cenomanian–early Turonian carbonate reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran. Facies, 60: 147–167. DOI:10.1007/s10347-013-0374-0

Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. Hajikazemi E. and Jamalian A. 2015. Controls on depositional facies in Upper Cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf, Iran. Facies, 61: 23. DOI:10.1007/s10347-015-0450-8

Mehrabi H. Bagherpour B. and Honarmand J. 2020. Reservoir quality and micrite textures of microporous intervals in the Upper Cretaceous successions in the Zagros area, SW Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 192: 107292. DOI:10.1016/j.petrol.2020.107292

Mehrabi H. Navidtalab A. Rahimpour-Bonab H. and Heimhofer U. 2022a. Geochemical expression of sequence stratigraphic surfaces: A case from Upper Cretaceous shallow-water carbonates of southeastern Neo-Tethys margin, SW Iran. Cretaceous Research, 140: 105329. DOI:10.1016/j.cretres.2022.105329

Mehrabi H. Navidtalab A. Enayati A. H. and Bagherpour B. 2022b. Age, duration, and geochemical signatures of paleo-exposure events in Cenomanian–Santonian sequences (Sarvak and Ilam formations) in SW Iran. Insights from carbon and strontium isotopes chemostratigraphy. Sedimentary Geology, 434: 106136. DOI:10.1016/j.sedgeo.2022.106136

Mehrabi H. 2023. Deposition, diagenesis, and geochemistry of Upper Cretaceous carbonates (Sarvak Formation) in the Zagros Basin and the Persian Gulf, Iran: Minerals, 13: 1078. DOI:10.3390/min13081078

Mehrabi H. Fakhar-Shahreza N. Karami F. and Honarmand J. 2024. Controls of tectonics and paleoclimate on depositional–diagenetic evolution

329(1): 343-396. DOI:10.1144/SP329.14

Teimourian A. Vaziri-Moghaddam H. and Amiri-Bakhtiari H. 2004. Microfacies and depositional environment of the Sarvak Formation in the Khuzestan Area, Aghajari Well No. 140. 8th Geological Society of Iran Conference, Shahrood University of Technology, 443–445 [In Persian].

Vail P. R. Mitchum Jr. R. M. and Thompson III S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton C. E. (Ed.), Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir, 26: 63–81.

Van Buchem F. Gaumet F. Védrenne V. and Vincent B. 2006. Middle East Cretaceous Sequence Stratigraphy Study. NIOC-IFP, Iran, 3 parts, 601 p.

Van Buchem F. S. P. Simmons M. Droste H.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. DOI:10.1144/1354-079310-061

Van Wagoner J. C. Mitchum R. M. Campion K. M. and Rahmanian V. D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration Series 7, 55 p.

Vincent B. Van Buchem F. Bulot L.G. Jalali M. Swennen R. Hosseini A.S. and Baghbani D. 2015. Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). Marine and Petroleum Geology, 63: 46-67. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2015.02.018

Vaziri-Moghaddam H. and Safari A. 2003. Study of carbonate facies and depositional environment interpretation of the Sarvak Formation in the Semirom Area. Journal of University of Isfahan, 21: 188–198 [In Persian].

Wilson JL. 1975. Carbonate Facies in Geological History. Springer-Verlag, New York, 471 pp. DOI:10.1007/978-1-4612-6383-8

Yang D. Jin-Liang Z. Shu-Fen Z. Jun X. Jie C. and Yi-Zhen L. 2015. The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the Cretaceous Sarvak Formation of southwest Iran. Petroleum, 1 (1): 15-26. DOI:10.1016/j.petlm.2015.04.001

Ziegler M. A. 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. GeoArabia, 6: 445–504. DOI:10.2113/geoarabia0603445

Microbiostratigraphy, microfacies and depositional environment of the Sarvak and Ilam formations in the Gachsaran Oilfield, southwest Iran. Micropaleontology, 63 (6): 413-428. DOI:10.47894/mpal.63.6.04

Sabouhi M. Moussavi-Harami R. Kadkhodaie A. Rezaee P. and Jalali M. 2022. A qualitative-quantitative approach for studying the impact of facies and diagenesis control on the rudist biostrome of the Sarvak Formation, Abadan plain, SW Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 212: 110245. DOI:10.1016/j.petrol.2022.110245

Saeidi Razavi B. Askari F. Kamali M.R. and Kazemzadeh A. 2019. Biostratigraphy, microfacies, depositional environment and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in one of the oil fields, southwest Iran. Sedimentary Facies, 12(1): 91–108 [In Persian]. DOI:10.22067/sed.facies.v12i1.78443

Saffari M. Kianoush P. Saffari B. and Adib A. 2025. Sedimentological and diagenetic insights into the Sarvak Formation evaluating reservoir characteristics and depositional environments in the Zagros Basin. Journal of Petroleum Exploration and Production Technology, 15: 146. DOI:10.1007/s13202-025-02063-y

Scholle P. A. and Ulmer-Scholle D. S. 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memoir, 77: 474 p. DOI:10.1306/M77973

Scotese C. R. 2021. An atlas of Phanerozoic paleogeographic maps: The seas come in and the seas go out. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 49: 679–728. DOI:10.1146/annurev-earth-081320-064052

Setudehnia A. 1978. The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent areas: Journal of Petroleum Geology, 1: 3–42. DOI:10.1111/j.1747-5457.1978.tb00599.x

Shahkaram M. Aleali M. Tavakoli V. and Maleki Z. 2025. Comparative analysis of Permian–Triassic sequences in the eastern Persian Gulf: Insights into their paleoenvironments and diagenetic history. Iranian Journal of Earth Sciences, 17(3): 172520. DOI:10.57647/j.ijes.2025.16786

Sharland P. R. Archer R. Casey D. M. Davies R. B. Hall S. H. Heward A. P. Horbury A. D. and Simmons M. D. 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy: GeoArabia Special Publication 2, 372 p.

Sharp I. Gillespie P. Morsalnezhad D. Taberner C. Karpuz R. Vergés J. and Hunt D. 2010. Stratigraphic architecture and fracture-controlled dolomitization of the Cretaceous Khami and Bangestan groups: an outcrop case study, Zagros Mountains, Iran. Geological Society, London, Special Publications,

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332

https://doi.org/10.22108/jssr.2026.149086.1332