



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches

E-ISSN: 2423-8007

Vol. 40, Issue 2, No. 95, Summer 2024, pp 27-58

Received: 02.02.2024 Accepted: 21.05.2024

Research Paper

Investigating the role of basement structures in controlling facies characteristics, depositional models, and diagenetic alterations of the Sarvak Formation in the eastern and western regions of the Persian Gulf.

Marziyeh Mahmoodi

M.Sc. Student, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
marzieh.mahmoudi@ut.ac.ir

Hamzeh Mehrabi* 

Assistant Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
mehrabi.hamze@ut.ac.ir

Reza Nozaem

Assistant Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
nozaem@ut.ac.ir

Abstract

The Sarvak Formation, as one of Iran's most important hydrocarbon reservoirs, has been deposited and evolved under active tectonic conditions in various regions of the Zagros, including the Persian Gulf. The present study aims to investigate the effects of tectonic activities on the facies characteristics and diagenetic history of the Sarvak Formation in the eastern and western regions of the Persian Gulf. Facies analysis results indicate the deposition of the Sarvak Formation on a carbonate platform of ramp type. In the eastern part of the Persian Gulf, sedimentary facies of the Mishrif Member (Upper Sarvak) are predominantly deposited in inner platform areas (lagoon, shoal, reef deposits), while facies of the Khatiyah Member (Lower Sarvak) are mainly found in deep and outer platform areas (outer ramp). In the western part of the Persian Gulf, the Sarvak Formation encompasses a spectrum of shallow to deep-water facies, with open marine facies (middle and outer ramp) being notably more abundant. Two lower-order sequences (fourth-order) and one higher-order sequence (third-order) have been identified in this formation, indicating a high correlation with other areas of the Zagros and the Arabian Plate. Diagenetic effects related to a palaeoexposure surface have been observed in the uppermost part of the Sarvak Formation in both the eastern and western regions of the Persian Gulf. Dissolution porosity, brecciation, and iron oxide staining are among the most important diagenetic processes associated with these exposure surfaces. The thickness of the Sarvak Formation shows considerable variations in different parts of the Persian Gulf. Additionally, sedimentary facies of this formation exhibit significant lateral variations. The changes in thickness and facies variability of the Sarvak Formation were directly related to basement structures, indicating their activity during the deposition of this formation in the Persian Gulf. These tectonic events have had a significant impact on the burial history of the Sarvak Formation. Ultimately, the culmination of these facies and diagenetic characteristics has influenced the reservoir quality of the Sarvak Formation in the study areas.

Keywords: Sarvak Formation, Persian Gulf, Basement structure, Facies, Diagenesis, Palaeoclimate

Introduction

Facies characteristics and sedimentary environment, diagenetic processes, and fractures are the most important factors affecting the quality of hydrocarbon reservoirs (Ahr 2008). Therefore, considering tectonic features as one of the most important influencing factors on all the mentioned characteristics is a necessity in any integrated reservoir study (Nelson 2001; Hollis 2011; Lai et al. 2021). During the Late Cretaceous, especially in the Cenomanian-Turonian interval, tectonics was one of the main factors controlling the sedimentary basin of the Zagros region (Alavi 2007; Farahpour and Hessami 2012). These changes in the tectonic regime caused the reactivation of faults and salt domes in the region, creating a period of highly dynamic tectonic activity (van

Buchem et al. 1996, 2002, 2011; Immenhauser et al. 2000, 2001; Sharp et al. 2010; Hollis 2011; Vincent et al. 2015). The Sarvak Formation, the second most important oil reservoir in Iran, has been significantly influenced by the aforementioned tectonic events, affecting its deposition and diagenetic history in various parts of the Zagros region. This is evidenced by the considerable variation in thickness and facies changes of the Sarvak Formation across different areas of the Zagros (Farahpour and Hessami 2012; Mehrabi et al. 2015; Bagherpour et al. 2021; Sadeghi et al. 2023).

This study aims to integrate sedimentological data, including facies studies, diagenetic processes, and sequence stratigraphy, with existing information about the tectonic setting of the Persian Gulf during the Late Cretaceous, to examine the impacts of tectonic factors on the facies

*Corresponding author

Mahmoodi M. Mehrabi H. and Nozaem R. (2024). Investigating the role of basement structures in controlling facies characteristics, depositional models, and diagenetic alterations of the Sarvak Formation in the eastern and western regions of the Persian Gulf. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 40(2):27-58. <https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141034.1281>



2423-8007 / © 2024 University of Isfahan

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



<https://doi.org/10.22108/jssr.2024.141034.1281>

characteristics and diagenetic evolution of the Sarvak Formation in the eastern and western regions of the Persian Gulf.

Material & Methods

In this research, core data, thin-section microscopy, and X-ray diffraction (XRD) analysis results from two wells in two different fields in the eastern and western parts of the Persian Gulf, referred to as wells A and B, are utilized. The studied core length in Field-B is 23 meters, and in Field-A, it is 61 meters. The number of thin sections is 67 for Field-B and 265 for Field-A. The number of XRD analyses for well A is 28, and for well B, it is 12. The Embry and Klovan (1971) classification is used for the textural nomenclature of carbonate rocks. For facies analysis and reconstruction of the depositional environment, the standard model by Flügel (2013) is applied. The sequence stratigraphic division is based on the identification of certain significant surfaces (i.e., sequence boundaries and maximum flooding surfaces) that act as timelines in creating the chronostratigraphic framework of the target formation (Vail et al. 1977). In this study, the Transgressive-Regressive (T-R) sequence stratigraphy method is adopted for the depositional sequences of the Sarvak Formation. This method was mainly introduced by Curray (1964) and later developed by Embry and Johannessen (1993) and Embry (1993; 1995).

Discussion of Results & Conclusions

The Sarvak Formation was deposited in a carbonate ramp setting, which includes facies belts of the inner ramp, middle ramp, and outer ramp. Transitional facies between the inner and middle ramp areas are separated by the fair-weather wave base (FWWB). High-energy shoal complexes in the inner ramp are recorded in the Sarvak Formation (MF-5 and MF-6). These complexes are represented by grainstones and packstones containing benthic foraminifera, peloids, and skeletal fragments. The allochems of the shoal facies are mainly rudist debris and other bivalves, with less frequent fragments containing echinoderms, foraminifera, and peloids.

The middle ramp facies assemblage encompasses a wide range of shallow to relatively deep marine facies, including mud to grain-supported (mudstone/wackestone to packstone) facies with planktic and benthic fossil assemblages (MF-1 and MF-7). Large benthic foraminifera and skeletal fragments (mainly bivalves and echinoderms) characterize packstones to wackestones attributed to the proximal middle ramp, while foraminifera (benthic and planktic) and skeletal fragments (mainly echinoderms, bryozoans, and red algae) characterize mudstones to wackestones in the distal middle ramp. Peloids and intraclasts are significant non-skeletal grains in these facies.

The deep marine facies assemblage, including the outer ramp and basinal facies, forms a substantial part of the Upper Cretaceous carbonate sequences in the studied wells. They are recorded as low-energy, mud-dominated facies (mudstone to wackestone) where planktic organisms (such as planktic foraminifera and oligosteginids) are the dominant components (MF-2, MF-3, and MF-8). The outer ramp facies of the Sarvak Formation are primarily recorded as oligosteginid-rich and planktic foraminifera-rich (such as *Hedbergella* sp., *Whitella* sp., *Globigerinelloides* sp., and *Rotalipora* sp.) mudstones to wackestones associated with middle ramp facies (distal parts).

Diagenetic studies have shown that the Sarvak Formation has undergone marine diagenetic environments, meteoric diagenesis, followed by shallow and deep burial diagenesis. Based on the textural relationships of the diagenetic features and with the assistance of previous studies on the Sarvak

Formation, the paragenetic sequence of the diagenetic characteristics of this formation is constructed.

Due to local and regional sea level fluctuations during the Cenomanian-Turonian, the Sarvak Formation has experienced a complex diagenetic history in various parts of the Zagros region (Mehrabi and Rahimpour-Bonab 2014). Palaeoexposure surfaces had a major control on the diagenetic evolution of the Sarvak Formation (Rahimpour-Bonab et al. 2013; Hajikazemi et al. 2017; Mehrabi et al. 2022a, b). Depending on the presence or absence of palaeohighs (such as salt domes and horst structures), the number of these palaeoexposure surfaces and the intensity of the associated diagenetic alterations vary across different parts of the Zagros region.

The four main stages of diagenetic evolution of the Khatiyah and Mishrif members of the Sarvak Formation are as follows:

Stage 1: Marine transgression, sedimentation, and marine diagenesis of the Khatiyah Member in the early to mid-Cenomanian.

Stage 2: Highstand of sea level, sedimentation, and marine diagenesis of the Mishrif Member in the mid- to late-Cenomanian.

Stage 3: Relative sea level fall, emergence of the platform, exposure and meteoric diagenesis of the Mishrif Member at the Cenomanian-Turonian boundary.

Stage 4: Deposition of shale facies in a lacustrine environment (Laffan Shale) during this stage.

The diagenetic processes of the Sarvak Formation can be divided into two categories: 1) Diagenetic processes related to discontinuities, and 2) Diagenetic processes unrelated to discontinuities. Processes related to discontinuities represent a meteoric diagenetic environment and indicate exposure surfaces, such as extensive dissolution termed karstification, meteoric cementation, formation of paleosols, formation of pisoid horizons, dissolution-related brecciation and collapse, iron oxide staining, silicification, and neomorphism. Diagenetic processes unrelated to discontinuities include micritization, bioturbation, burial dolomitization, mechanical and chemical compaction, pyritization, and burial or marine cementation.

Significant variations in the thickness of the Sarvak Formation from different parts of the Zagros sedimentary basin have previously been measured and reported by researchers (Mehrabi et al. 2015b). Additionally, remarkable changes in the nature of the facies and depositional sub-environments of the Sarvak Formation have also been reported from various regions of the Zagros (Esrafil-Dizaji et al. 2015). Similarly, such changes are clearly observable in terms of the thickness and facies of the Sarvak Formation in the eastern and western parts of the Persian Gulf. In the eastern Persian Gulf, salt domes have created the most significant tectonic structures, often associated with the formation of hydrocarbon fields in this area.

In contrast, in the western part of the Persian Gulf, the pre-existing basement faults and uplifted structures (such as the Kharg and Mish anticlines, and the Hendijan-Bahregansar structures) are the most significant structural features and have formed the main traps for the accumulation of oil and gas in fields like Hendijan, Bahregansar, etc. (Kazem Shiroodi et al. 2015; Mohammadrezaei et al. 2020). On these pre-existing highs, the thinnest thickness of the Sarvak Formation has been recorded, and shallow-water facies dominate over them, indicating a shallower depositional environment on these highs. The changes of sedimentary facies in relation to these structures reflect their activity during the deposition of the Sarvak Formation in the eastern and western parts of the Persian Gulf.



بررسی نقش ساختارهای پی‌سنگی در کنترل خصوصیات رخساره‌ای، مدل رسوب‌گذاری و

تحولات دیاژنزی سازند سروک در نواحی شرقی و غربی خلیج فارس

مرضیه محمودی، دانشجوی کارشناسی ارشد دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

marzieh.mahmoudi@ut.ac.ir

حمزه مهرابی ، استادیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

mehrabi.hamze@ut.ac.ir

رضا نوزعیم، استادیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

nozaem@ut.ac.ir

چکیده

سازند سروک یکی از مهم‌ترین مخازن هیدروکربوری ایران، تحت شرایط فعال زمین‌ساختی در نواحی مختلف زاگرس، از جمله خلیج فارس نهشته شده و تکامل یافته است. مطالعه حاضر به دنبال بررسی آثار ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی بر خصوصیات رخساره‌ای و تاریخچه تحولات دیاژنزی سازند سروک در نواحی شرقی و غربی خلیج فارس بوده است. نتایج مطالعات رخساره‌ای حاکی از نهشته شدن سازند سروک در یک پلاتفرم کرناخته نوع رمپ است. در بخش شرقی خلیج فارس، رخساره‌های رسوبی عضو میشریف (سروک بالایی) اساساً در بخش‌های درونی پلاتفرم (لاگون، شول، واریزه‌های ریفی) و رخساره‌های عضو خاتیا (سروک پایینی) عمدتاً در بخش‌های عمیق و بیرونی پلاتفرم (رمپ بیرونی) نهشته شده‌اند. در بخش غربی خلیج فارس، سازند سروک طیفی از رخساره‌های کم‌عمق تا عمیق را در بر می‌گیرد که فراوانی رخساره‌های دریای باز (رمپ میانی و رمپ بیرونی) بسیار چشمگیرترند. دو سکانس رسوبی رده‌پایین (رده‌چهارم) و یک سکانس رسوبی رده‌بالا (رده‌سوم) در این سازند شناسایی شده‌اند که انطباق بالایی را با دیگر نواحی زاگرس و صفحه عربی نشان می‌دهند. آثار دیاژنزی مرتبط با یک سطح رخنمون‌یافتگی قدیمه در بالاترین بخش سازند سروک، در هر دو ناحیه شرقی و غربی خلیج فارس مشاهده شده‌اند. انحلال جوی، گسترش افق‌های پیروئیدی و آغشتگی به اکسیدهای آهن، از جمله مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی مرتبط با این سطوح رخنمون‌یافتگی دیرینه‌اند. ضخامت سازند سروک تغییرات درخور توجهی را در بخش‌های مختلف خلیج فارس نشان می‌دهد. همچنین رخساره‌های رسوبی این سازند نیز تغییرات جانبی درخور توجهی در ناحیه مطالعه شده دارند. تأثیرپذیری ضخامت و تغییرات ماهیت رخساره‌های رسوبی سازند سروک در ارتباط با ساختارهای پی‌سنگی، حاکی از فعالیت آنها در زمان نهشت این سازند در خلیج فارس‌اند و این وقایع بالآمدگی زمین‌ساختی، اثر زیادی بر روند تاریخچه تدفین سازند سروک گذاشته‌اند. برآیند این خصوصیات رخساره‌ای و دیاژنزی در نهایت، کیفیت مخزنی سازند سروک را در نواحی مطالعه شده تحت تأثیر قرار داده است.

واژه‌های کلیدی: سازند سروک، خلیج فارس، ساختار پی‌سنگی، رخساره، دیاژنزی، اقلیم دیرینه.

* نویسنده مسئول

محمودی، مرضیه؛ مهرابی، حمزه. و نوزعیم، رضا. (۱۴۰۳). بررسی نقش ساختارهای پی‌سنگی در کنترل خصوصیات رخساره‌ای، مدل رسوب‌گذاری و تحولات دیاژنزی سازند سروک در نواحی شرقی و غربی خلیج فارس. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۰ (۲): ۲۷-۵۸.



مقدمه

زمین‌ساختی را بر خصوصیات رسوب‌شناسی و کیفیت مخزنی سازند سروک در خلیج فارس به‌طور خاص بررسی کند. به همین دلیل، این مطالعه می‌کوشد با تلفیق داده‌های مطالعات رسوب‌شناسی، ازجمله مطالعات رخساره‌ای، فرآیندهای دیاژنزی و چینه‌نگاری سکانسی، به‌همراه اطلاعات موجود درباره وضعیت زمین‌ساختی خلیج فارس در بازه زمانی کرتاسه بالایی، تأثیرات عوامل زمین‌ساختی را بر خصوصیات رخساره‌ای و تحولات دیاژنزی سازند سروک در دو ناحیه شرقی و غربی خلیج فارس بررسی کند.

زمین‌ساخت و چینه‌شناسی

منطقه مطالعه‌شده در این تحقیق، خلیج فارس است که بخشی از منطقه زاگرس شناخته می‌شود. این منطقه در بازه زمانی کرتاسه بالایی در لبه شمال شرقی صفحه عربی واقع شده است (Sharland et al. 2001). در زمان مذکور، این منطقه را دریا‌های کم‌عمقی پوشانده بود که به‌طور عمومی نئوتتیس شناخته می‌شوند. در این دریا‌های کم‌عمق، توالی‌های کربناته کم‌عمق نهشته شده‌اند که امروزه با نام سازند سروک شناخته می‌شوند (Motiei 1995). در بازه زمانی کرتاسه بالایی، به‌خصوص در بازه سنومانین-تورونین، حوضه زاگرس بزرگ‌ترین تحولات زمین‌ساختی خود را تجربه کرده است (Alavi 2007; Ahmadhadi et al. 2007). از انتهای سنومانین، اقیانوس نئوتتیس بسته می‌شود و فرورانش به‌سمت صفحه ایران مرکزی را آغاز می‌کند که این موضوع باعث تبدیل وضعیت زمین‌ساختی صفحه عربی از حالت غیرفعال و کششی به یک حاشیه فعال و فشاری می‌شود (Alavi 2007; Piryaei et al. 2010; Moghadam and Stern 2022). این تحولات زمین‌ساختی باعث می‌شود که گسل‌های پی‌سنگی و گنبد‌های نمکی موجود در منطقه، دوباره فعال شوند و بنابراین در این بازه زمانی، تنوع ساختاری زیادی در نواحی مختلف زاگرس، به‌ویژه در بخش‌های مختلف خلیج فارس، مشاهده می‌شود (Orang et al. 2018). این منطقه در این بازه زمانی در

خصوصیات رخساره‌ای و محیط رسوبی، فرآیندهای دیاژنزی و شکستگی‌ها، مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر کیفیت مخازن هیدروکربوری به شمار می‌روند (Ahr 2008)؛ بنابراین، در نظر گرفتن ویژگی‌های زمین‌ساختی به‌عنوان یکی از مهم‌ترین عوامل اثرگذار بر تمام خصوصیات ذکرشده، یکی از ضروریات هر مطالعه یکپارچه مخزنی به شمار می‌رود (Nelson 2001; Hollis 2011; Lai et al. 2021). در بازه زمانی کرتاسه بالایی، به‌خصوص در بازه زمانی سنومانین-تورونین، زمین‌ساخت یکی از مهم‌ترین عوامل در کنترل حوضه رسوبی کل زاگرس است (Alavi 2007; Farahpour and Hessami 2012). این تغییرات در رژیم زمین‌ساختی باعث فعال‌شدن مجدد گسل‌ها و گنبد‌های نمکی در منطقه شده و یک دوره، فعالیت زمین‌ساختی بسیار پویا را به وجود آورده است (Van Buchem et al. 1996, 2002, 2011; Immenhauser et al. 2000, 2001; Sharp et al. 2010; Vincent et al. 2015; Hollis 2011). سازند سروک، دومین مخزن نفتی مهم ایران است و رخدادهای زمین‌ساختی اشاره‌شده، تأثیر زیادی بر رسوب‌گذاری و تاریخچه دیاژنزی آن در نواحی مختلف زاگرس داشته است؛ به‌طوری که تنوع زیاد در ضخامت و تغییرات رخساره‌ای سازند سروک در مناطق مختلف زاگرس مشاهده‌شدنی است (Farahpour and Hessami 2012; Mehrabi 2023; Sadeghi et al. 2015a). این تغییرات در شرایط دیاژنزی سازند سروک موجب متفاوت‌بودن کیفیت مخزن در نقاط مختلف زاگرس شده است (Mehrabi 2023).

با توجه به اهمیت سازند سروک به‌عنوان مخزن اصلی هیدروکربوری در منطقه خلیج فارس، تاکنون مطالعات بسیاری در مناطق مختلف خلیج فارس از دیدگاه زمین‌شناسی، ژئوفیزیک، پتروفیزیک و کیفیت مخزنی، سازند سروک را بررسی کرده‌اند؛ مانند (Mehrabi and Rahimpour-Bonab 2014; Mehrabi et al. 2015b; Navidtalab et al. 2016). با این حال، تاکنون مطالعه‌ای انجام نشده است که تأثیر عوامل

شناخته می‌شود که در زیر آن سازند کژدمی و در بالای آن سازند ایلام یا گورپی واقع شده است (Mehrabi et al. 2023). در شکل ۱، جایگاه زمین‌ساختی سازند سروک در بازه زمانی کرتاسه بالایی، نقشه زمین‌شناسی منطقه خلیج فارس و ستون چینه‌شناسی آن ارائه شده است.

داده‌ها و روش‌های مطالعه

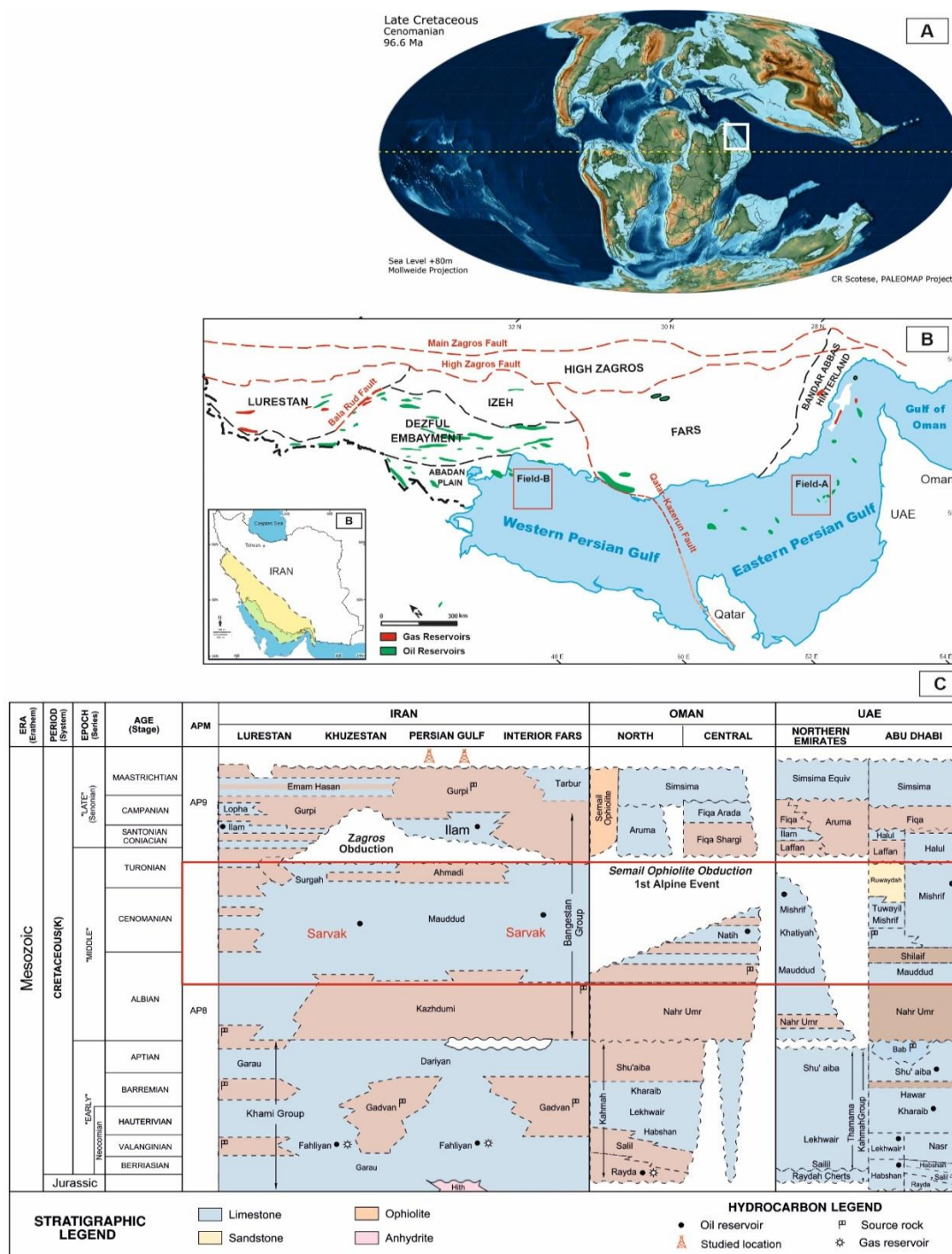
در این تحقیق از داده‌های مغزه، مقاطع نازک میکروسکوپی و نتایج آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) از دو چاه، از دو میدان مختلف در بخش‌های شرقی و غربی خلیج فارس استفاده شده است که به‌اختصار، به چاه‌های A و B اشاره می‌شود (شکل ۱). میزان مغزه مطالعه‌شده در میدان B ۲۳ متر و در میدان A ۶۱ متر است. تعداد مقاطع نازک مربوط به میدان B ۶۷ عدد و در میدان A ۲۶۵ عدد است. تعداد آنالیزهای XRD برای چاه میدان A ۲۸ عدد و برای چاه میدان B ۱۲ عدد است. برای نام‌گذاری بافتی سنگ‌های کربناته، از طبقه‌بندی دانه‌ها و امری کلوان (Embry and Klovan 1971) استفاده شده است. برای تجزیه و تحلیل رخساره‌ها و بازسازی محیط رسوبی، از مدل استاندارد فلوگل (Flügel 2013) استفاده شده است.

تقسیم‌بندی چینه‌نگاری سکانشی توالی‌های رسوبی براساس شناسایی برخی سطوح مهم (یعنی مرز سکانشی و سطح حداکثر سیلابی) است که به‌عنوان خطوط زمانی در ایجاد چارچوب زمان چینه‌نگاری سازند هدف عمل می‌کنند (Vail et al. 1977). در این مطالعه، روش چینه‌نگاری سکانشی پیش‌رونده - پس‌رونده (Transgressive-Regressive) برای توالی‌های رسوب‌گذاری سازند سروک اتخاذ شده است. این روش را عمدتاً کورای (Curry 1964) ارائه کرد و سپس امری و یوهانسن (Embry and Johannessen 1993) و امری (Embry 1993; 1995) آن را توسعه دادند.

عرض‌های جغرافیایی ۰ تا ۵ درجه شمال خط استوا واقع شده است، بنابراین شرایط آب و هوایی گرم و مرطوبی در این منطقه حاکم بوده است (Sharland et al. 2001; Keller 2008; Mehrabi et al. 2022a, b).

در دوره زمانی مذکور، تغییرات سطح آب دریا بالاترین بازه تغییرات را در تاریخ زمین نشان می‌دهد، با این حال افت‌های کوتاه‌مدت و کوچک‌مقیاسی نیز روی داده است (Sharland et al. 2001). تلفیق آثار زمین‌ساختی با تغییرات سطح آب دریا به ایجاد ۲ و گاهی ۳ ناپیوستگی فرسایشی در سازند سروک منجر شده است (Mehrabi et al. 2022a, b). این ناپیوستگی‌های فرسایشی نشان‌دهنده رخمون‌یافتگی مکرر و خروج از آب پلتفرم سازند سروک‌اند. این فرآیندهای خروج از آب و گسترش ناپیوستگی‌ها باعث ایجاد عوارض دیاژنزی شدید، به‌ویژه فرآیندهای دیاژنزی جوی، در سازند سروک شده است (Rahimpour-Bonab et al. 2012a, b, 2013). البته تعداد و شدت ناپیوستگی‌ها و فرآیندهای دیاژنزی مرتبط با آنها در بخش‌های مختلف خلیج فارس متفاوت است (Mehrabi et al. 2015a, b).

سازند سروک که به سن آلبین پسین تا تورونین تعلق دارد، از نظر سنگ‌شناسی از سنگ‌های آهک تشکیل شده است، اما شامل بخش‌هایی از آهک آرژیلی و آهک دولومیتی نیز می‌شود (Rahimpour-Bonab et al. 2012a). مرز پایینی آن معمولاً با سازند کژدمی و مرز بالایی آن با سازند ایلام است. در منطقه خلیج فارس، چینه‌شناسی سازند سروک در نواحی شرقی و غربی تفاوت‌هایی دارد. در نواحی شرقی، سازند سروک به سه عضو تقسیم می‌شود: مادود، خاتیا و میشریف که مطالعه حاضر بر عضوهای خاتیا و میشریف، از سازند سروک بالایی انجام شده است. معمولاً در زیر سازند سروک، سازند کژدمی و در بالای آن، سازند شیلی لافان واقع است؛ اما در نواحی غربی خلیج فارس، به‌صورت کلی سازند سروک



شکل ۱- A- نقشه جغرافیای دیرینه جهان در زمان کرتاسه بالایی (سنومانین) (اقتباس شده از Scotese 2021) موقعیت صفحه عربی بر روی نقشه مشخص شده است؛ B- نقشه زمین‌شناسی منطقه خلیج فارس همراه با موقعیت تقریبی میدان‌های مطالعه‌شده در بخش‌های شرقی و غربی آن (اقتباس شده با تغییراتی از Esrafil-Dizaji and Rahimpour-Bonab 2019)؛ C- ستون چینه‌شناسی سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس و کشورهای هم‌جوار (Alsharhan 2014).

Fig 1- A: Late Cretaceous (Cenomanian) paleogeographic map of the World (adopted from Scotese 2021). **The Arabian Plate is marked on the map.** **B: Geological map of the Persian Gulf with relative location of the studied fields in its western and eastern parts** (adopted with some modifications from Esrafil-Dizaji and Rahimpour-Bonab 2019). **C: Stratigraphic chart of the Sarvak Formation in the Zagros area and neighboring countries** (Alsharhan 2014).

نتایج

ریزرخساره‌های رسوبی

مطالعات مقاطع نازک میکروسکوپی از سازند سروک در میدان‌های مطالعه‌شده، به شناسایی ۸ ریزرخساره در سازند سروک منجر شده است که جدول و توضیح آنها در ادامه آمده است (جدول ۱). تصاویر مقاطع نازک میکروسکوپی و مغزه از ریزرخساره‌های شناسایی‌شده در شکل‌های ۲ و ۳ ارائه شده‌اند.

در این روش، یک سکانس رسوبی کامل از دو سیستم‌تراکت (systems tract) تشکیل شده است: (۱) سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) و (۲) سیستم‌تراکت پس‌رونده (RST). در روش پیش‌رونده - پس‌رونده، TST با سیستم‌تراکت پیش‌رونده روش‌های دیگر مطابقت دارد، اما RST شامل سیستم‌تراکت‌های تراز بالا (HST)، پس‌رونده اجباری (FRST) و تراز پایین (LST) در یک مدل چینه‌نگاری سکانشی کامل است.

جدول ۱- خلاصه خصوصیات رخساره‌ای سازند سروک در چاه‌های مطالعه‌شده از میدان‌های واقع در بخش‌های شرقی و غربی خلیج فارس

Table 1- Summarized facies characteristics of the Sarvak Formation in the eastern and western Persian Gulf.

محیط رسوب‌گذاری	آلوم‌ها	نام رخساره	چینه‌شناسی	کد رخساره
رمپ میانی	خارپوستان، فرامینفرهای کف‌زی ریز و پلانکتونیک، دوکفه‌ای‌ها، پلوئیدها	پکستون تا وکستون حاوی پلوئید و خرده‌های ریز اسکلتی	عضو خاتیا	MF-1
رمپ بیرونی	الیگوستژین‌ها، فرامینفرهای پلانکتونیک، خرده‌های ریز خارپوستان	پکستون تا وکستون حاوی الیگوستژین‌ها	عضو خاتیا	MF-2
حوضه	فرامینفرهای پلانکتونیک	وکستون تا مادستون پلاژیک	عضو خاتیا	MF-3
بالای جزرومدی (تحت اثر جو)	پیزوئیدها، خرده‌سنگی، کانی‌های رسی، خرده‌های گیاهی	خاک قدیمه	عضو میشریف	MF-4
پشت شول (رمپ داخلی)	قطعات رودیست، دوکفه‌ای، جلبک، اسفنج، فرامینفرهای کف‌زی	پکستون تا وکستون حاوی خرده‌های رودیستی	عضو میشریف	MF-5
شول رو به دریا (رمپ داخلی)	قطعات رودیست، دوکفه‌ای، جلبک، اسفنج، خارپوستان	گرینستون تا پکستون حاوی خرده‌های رودیستی	عضو میشریف	MF-6
دریایی باز (رمپ میانی)	قطعات دوکفه‌ای و خارپوستان ریز، پلوئیدها، فرامینفرهای کف‌زی کوچک و پلانکتونیک	پکستون تا وکستون حاوی پلوئید و خرده‌های ریز اسکلتی	عضو میشریف	MF-7
رمپ بیرونی	الیگوستژین‌ها، فرامینفرهای پلانکتونیک	پکستون تا وکستون حاوی الیگوستژین‌ها	عضو میشریف	MF-8

شکل‌های ۲ و ۳.

ریزرخساره شماره ۱: پکستون تا وکستون حاوی پلوئید و

خرده‌های ریز اسکلتی

این رخساره طیف وسیعی از بافت‌های متشکل از گل غالب تا دانه غالب (وکستون تا پکستون) است و حاوی مخلوطی از فرامینفرهای بتئیک کوچک و پلانکتونیک، خرده‌رودیست، دوکفه‌ای، خارپوستان، جلبک‌ها و استراکودهاست. علاوه بر این، پلوئیدها و اینتراکلاست‌های نادر، به‌عنوان اجزای غیر اسکلتی این رخساره وجود دارند. این شامل خرده‌های اسکلتی با اندازه سیلت (بیشتر خارپوستان)، با ترکیبی از مجموعه موجودات جانوری کف‌زی و پلانکتونیک است. بیشتر خرده‌های اسکلتی به‌شدت ساییده شده‌اند (MF-1) در

ریزرخساره شماره ۲: پکستون تا وکستون حاوی

الیگوستژین‌ها

این رخساره بافت‌های گل غالب تا دانه غالب (وکستون تا پکستون) دارد و شامل الیگوستژین‌های فراوان، فرامینفرهای پلانکتونیک (برای مثال *Globigerinoides sp.*، *Hedbergella sp.* و *Rotalipora sp.*) و خرده‌های اسکلتی متنوعی مانند خارپوستان، دوکفه‌ای، رودیست، سوزن اسفنج، استراکودها و به‌ندرت فرامینفرهای کوچک کف‌زی (مانند *Rotalia sp.*) است. علاوه بر این، پلوئیدها به‌عنوان اجزای غیر اسکلتی

ریزرخساره شماره ۶: گرینستون تا پکستون حاوی خرده‌های رودیستی

اجزای اصلی این رخصاره دانه غالب، خرده‌های اسکلتی‌اند که بیشتر از رودیست، خارپوستان، دوکفه‌ای و قطعات جلبک تشکیل شده‌اند. علاوه بر این، فرامینفرهای کفزی کوچک و پلوئیدها به‌عنوان دانه‌های فرعی وجود دارند. اندازه دانه‌های آلوکم‌ها کالک‌آرنایت با جورشدگی خوب است. ویژگی اصلی وجود خرده‌های اسکلتی فراوان با درجه‌های ساییدگی بالا و سیمانی شدن اولیه (دریایی) است (MF-6) در شکل‌های ۲ و ۳.

ریزرخساره شماره ۷: پکستون تا وکستون حاوی پلوئید و خرده‌های ریز اسکلتی

این رخصاره بافت‌های گل غالب تا دانه غالب (پکستون تا وکستون) دارد که در آن قطعات اسکلتی و پلوئیدها آلوکم‌های اصلی‌اند. فرامینفرهای کفزی نیز وجود دارند که شامل *Orbitolina* sp., *Dictyoconus* sp., *Textulariids* sp. هستند. خرده‌های اسکلتی شامل خارپوستان، رودیست، جلبک‌های سبز داسی کلا و دوکفه‌ای‌اند. ایتراکلاست و پلوئید از اجزای غیر اسکلتی این رخصاره به‌شمار می‌روند. الیگوسترین‌ها و سوزن‌های اسفنجی نیز به‌عنوان دانه‌های فرعی وجود دارند (MF-7) در شکل‌های ۲ و ۳.

ریزرخساره شماره ۸: پکستون تا وکستون حاوی الیگوسترین‌ها

این رخصاره بافت‌های گل غالب تا دانه غالب (پکستون تا وکستون) دارد و شامل الیگوسترین‌های فراوان، فرامینفرهای پلانکتونیک (نظیر *Globigerinoides* sp., *Hedbergella* sp. و *Rotalipora* sp.) و خرده‌های اسکلتی متنوعی مانند خارپوستان، دوکفه‌ای، رودیست، اسپیکول‌های اسفنجی، استراکودها و به‌ندرت فرامینفرهای کفزی کوچک (مانند *Rotalia*) هستند. علاوه بر این، پلوئیدها به‌عنوان اجزای غیر اسکلتی وجود دارند. خرده‌های اسکلتی از نظر اندازه بسیار ریز (عمدتاً به‌اندازه سیلت) هستند. در بین خرده‌های اسکلتی، قطعات خارپوستان فراوان‌اند (MF-8) در شکل‌های ۲ و ۳.

وجود دارند. خرده‌های اسکلتی از نظر اندازه بسیار ریزند (عمدتاً به‌اندازه سیلت). در میان خرده‌های اسکلتی، قطعات خارپوستان فراوان‌اند (MF-2) در شکل‌های ۲ و ۳.

ریزرخساره شماره ۳: وکستون تا مادستون پلاژیک

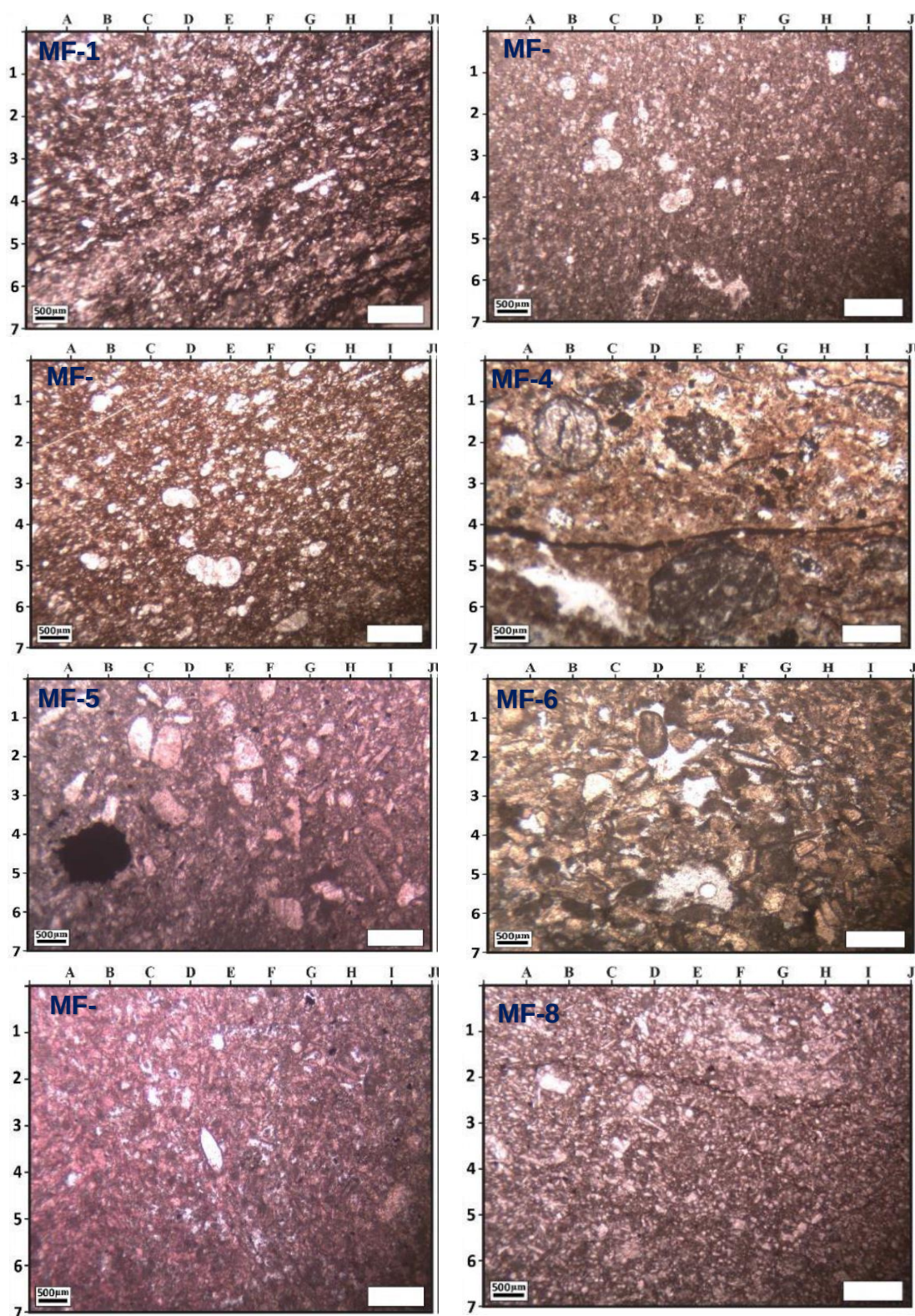
این رخصاره گل غالب شامل فرامینفرهای پلانکتونیک و پلوئیدهای ریز به‌عنوان آلوکم‌های اصلی آن است. قطعات اسکلتی بسیار ریز شامل خرده‌های خارپوستان، اسپیکول‌های اسفنجی و دوکفه‌ای و همچنین الیگوسترین‌ها به‌ندرت وجود دارند. کانی‌های اوپک مات (پیریت) دانه‌های فرعی‌اند. زیست‌آشفته‌گی تنها ویژگی رسوبی در این ریزرخساره است (MF-3) در شکل‌های ۲ و ۳.

ریزرخساره شماره ۴: خاک قدیمه

این رخصاره از پیزوئیدهای بزرگ و خرده‌های سنگی (اکستراکلاست‌ها) در یک زمینه غنی از رس و آهن تشکیل شده است. خرده‌های گیاهی و فابریک‌های ریشه‌دار در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند (MF-4) در شکل‌های ۲ و ۳. هیچ محتوایی از مجموعه موجودات جانوری وجود ندارد و ویژگی‌های دیاژنری جوی مانند انحلال، تبلور مجدد، برشی‌شدن و سیمانی‌شدن متداول‌اند. براساس نتایج آنالیز XRD، کائولینیت و ایلیت دو نوع رایج کانی رسی در این خاک‌های قدیمه‌اند (شکل ۴).

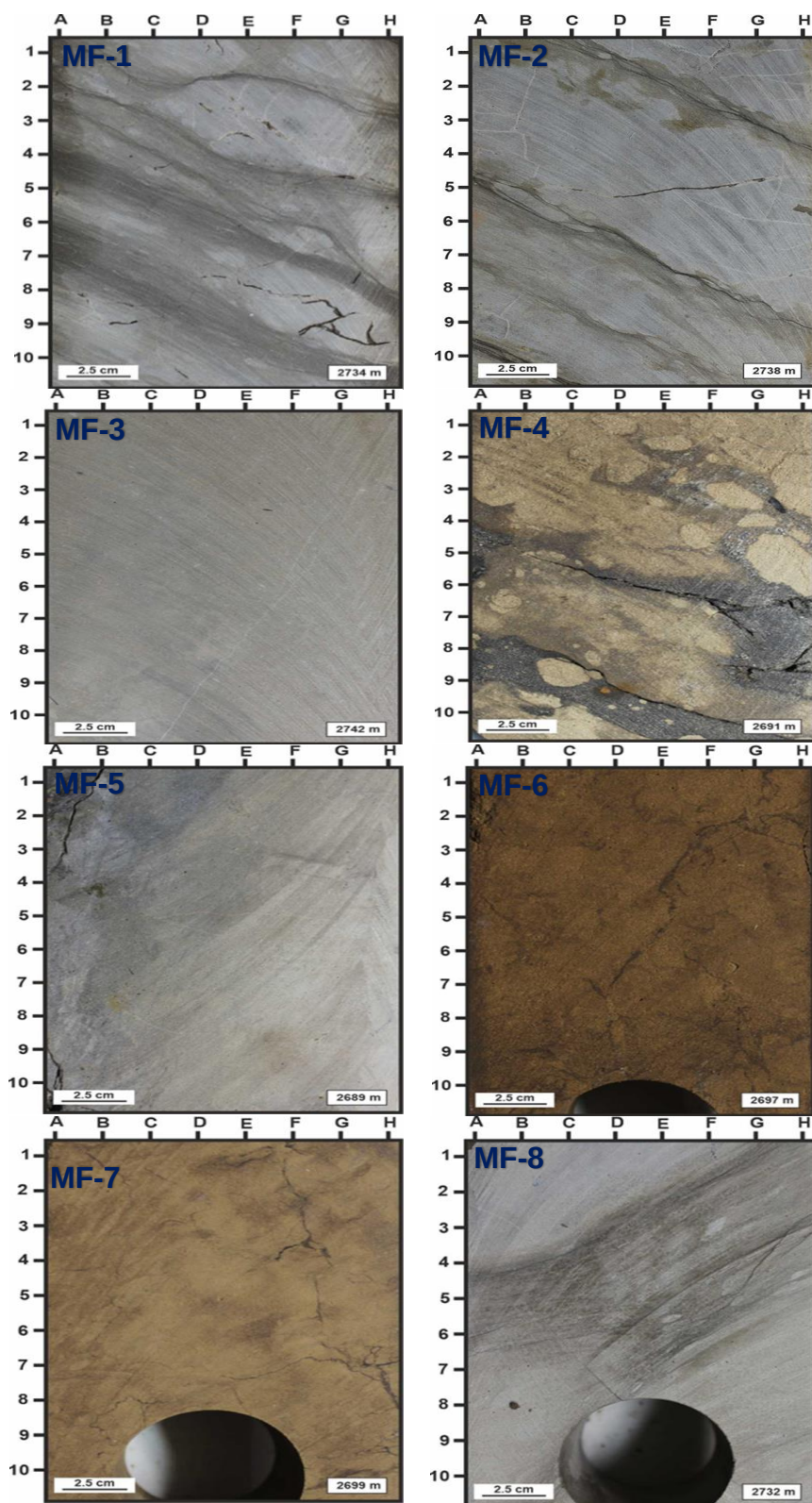
ریزرخساره شماره ۵: پکستون تا وکستون حاوی خرده‌های رودیستی

در این رخصاره دانه‌های غالب شامل خرده‌های اسکلتی (قطعات رودیست و جلبکی)، پلوئیدها و فرامینفرهای کفزی کوچک مانند *Dicyclina* sp., *Nezzazata* sp., *Nezzazatinella* sp., *Nummoloculina* sp. و *Textulariids* sp. هستند. اجزای دیگر دوکفه‌ای و خرده‌های گاستروپودند. در این رخصاره‌ها پلوئید و ایتراکلاست شایع است. در بیشتر نمونه‌ها، پلوئیدها آلوکم‌های اصلی‌اند. زیست‌آشفته‌گی و میکرباتی‌شدن نیز در این رخصاره ثبت شده است. این رخصاره همچنین طیف وسیعی از بافت‌های گل تا دانه غالب دارد (MF-5) در شکل‌های ۲ و ۳.



شکل ۲- تصاویر مقاطع نازک میکروسکوپی از ریزرخساره‌های موجود در سازند سروک در میدان‌های خلیج فارس جزئیات ریزرخساره‌ها در جدول ۱ آمده است. تمام تصاویر در نور PPL گرفته شده‌اند.

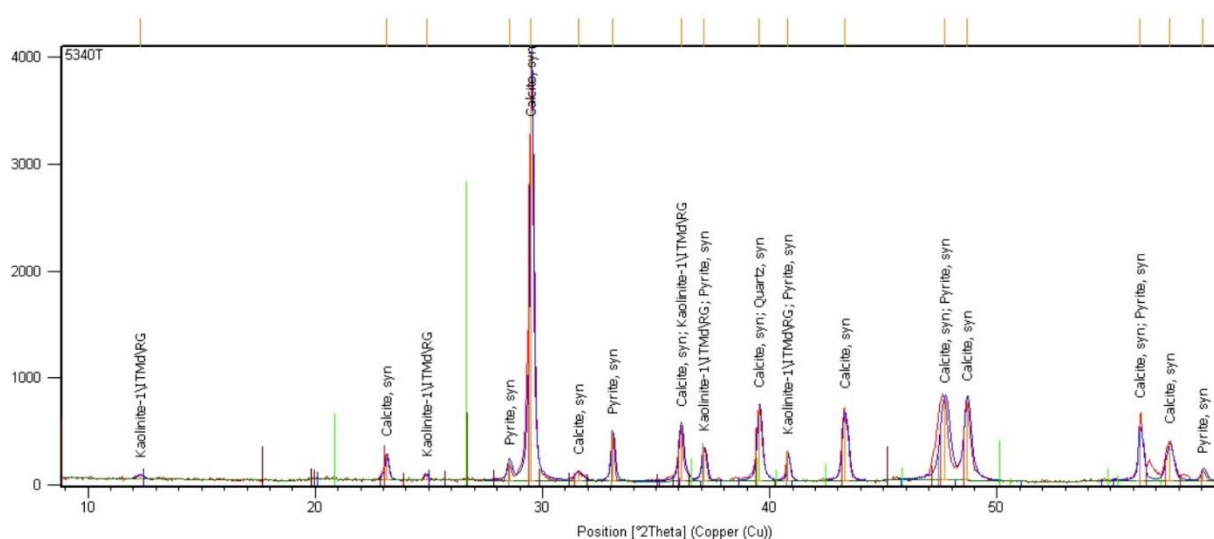
Fig 2- Photomicrographs of depositional facies of the Sarvak Formation in the Persian Gulf. Refer to Table 1 for details of microfacies. All photos in PPL.



شکل ۳- تصاویر نمای نزدیک مغزه از ریزرخساره‌های موجود در سازند سروک در میدان‌های خلیج فارس

Fig 3- Core closeup photos of depositional facies of the Sarvak Formation in the Persian Gulf





Sample:	Phase(s)	Phase(s)
XRD-3	Calcite (05-0586) = 78%	Illite (26-0911) = 1%
LAB: 5340T	CaCO ₃	(K,H ₃ O)Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂
Date : 26.11.2022	Kaolinite (29-1488) = 5%	
	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	
kV = 40	Quartz (33-1161) = 1%	
mA = 30	SiO ₂	
Ka. = Cu	Pyrite (06-0710) = 13%	
Fil. = Ni	FeS ₂	

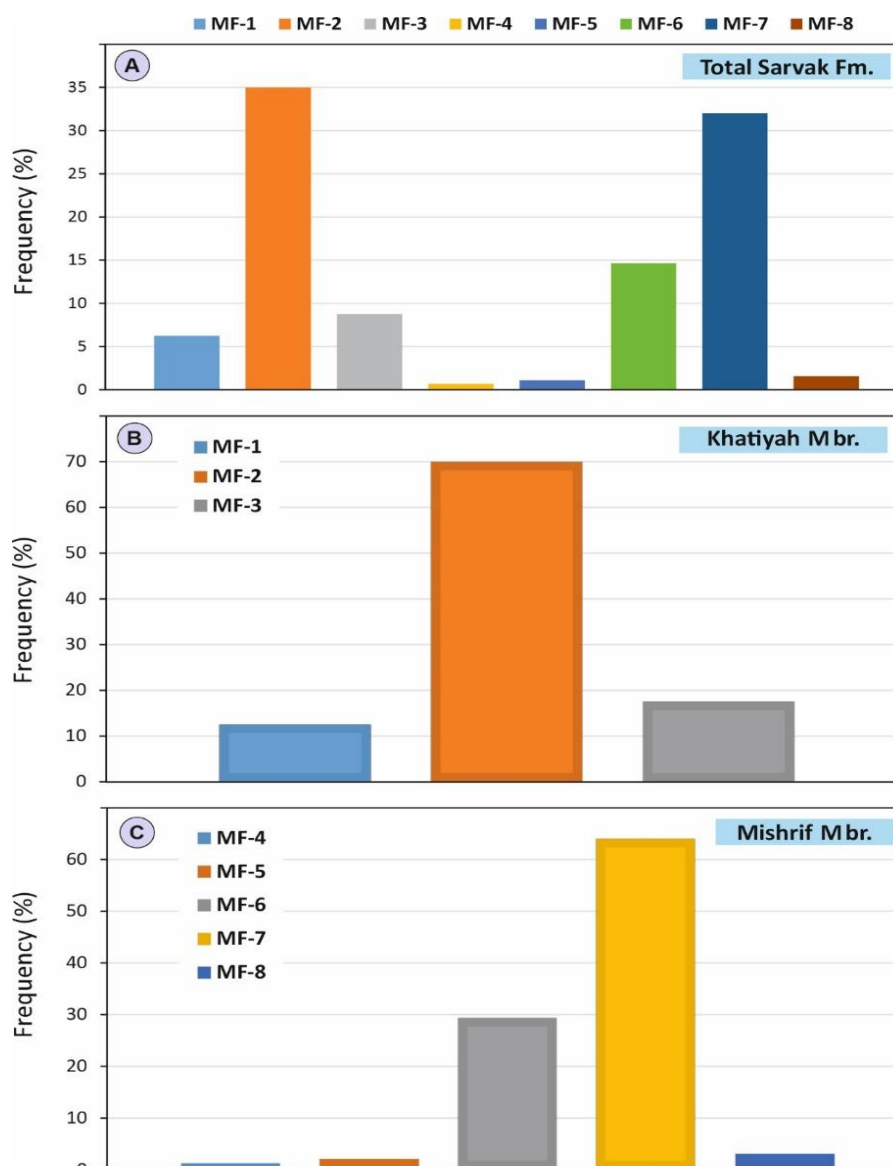
شکل ۴- نتیجه آنالیز پراش پرتوی ایکس (XRD) از یکی از نمونه‌های سازند سروک در میدان‌های مطالعه‌شده

Fig 4- Result of X-ray diffraction analysis of a sample from the Sarvak Formation in the studied field

آنالیز فراوانی رخصاره‌ها

نمودارهای فراوانی رخصاره‌های سازند سروک در شکل ۵ نشان داده شده‌اند. این نمودارها برای کل سازند سروک و نیز عضوهای خاتیا و میشریف ترسیم شده‌اند (شکل ۵). همان‌گونه که مشخص است، ریزرخساره‌های شماره ۲ (پکستون تا وکستون حاوی الیگوسترین‌ها)، ۷ (پکستون تا وکستون حاوی پلوئید و خرده‌های ریز اسکلتی) و ۶

(گرینستون تا پکستون حاوی خرده‌های رودیستی) به ترتیب بیشترین فراوانی را در سازند مطالعه‌شده دارند. از این میان، عضو خاتیا اساساً از ریزرخساره‌های شماره ۱ تا ۳ و عضو میشریف از ریزرخساره‌های شماره ۴ تا ۸ تشکیل شده‌اند. در عضو خاتیا، ریزرخساره شماره ۲ فراوانی بیشتری در مقایسه با دیگر ریزرخساره‌ها دارد. دو ریزرخساره شماره ۶ و ۷ نیز در عضو میشریف غلبه دارند (شکل ۵).



شکل ۵- نمودارهای فراوانی ریزرخساره‌های سازند سروک در میدان A واقع در شرق خلیج فارس

Fig 5- Facies frequency diagrams of the Sarvak Formation in A Field, eastern Persian Gulf

مطالعات مقاطع نازک و مغزه‌های حفاری نشان داد سازند سروک در خلیج فارس، تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی مختلفی قرار گرفته است که در ادامه، به اختصار آنها را شرح و تفسیر می‌دهیم. تصاویر مقاطع نازک میکروسکوپی و مغزه‌های حفاری از این فرآیندها، در شکل‌های ۶ و ۷ نشان داده شده‌اند.

در بخش غربی خلیج فارس، تفاوت‌های چشمگیری از دیدگاه فراوانی رخساره‌ها در سازند سروک مشاهده می‌شود. در این بخش، رخساره‌های کم عمق متعلق به بخش‌های درونی پلاتفرم (شامل رخساره‌های لاگون، شول و واریزه‌های ریف‌های رودیستی) بیشترین فراوانی و رخساره‌های بخش‌های عمیق‌تر پلاتفرم، فراوانی کمتری دارند.

میکرایتی‌شدن (Micritization)

فرآیندهای دیاژنزی



درشت بلور کلسیتی بین دانه‌ای و درون‌دانه‌ای، سیمان‌های پرکننده تخلخل‌های قالبی و شکستگی‌ها هستند. این سیمان‌ها به شکل دروزی و بلوکی‌اند و ممکن است از چندین محیط دیاژنزی مختلف منشأ بگیرند.

سیمان‌های کلسیتی بین دانه‌ای در رخصاره‌های شول پرانرژی غالب‌اند و به‌ندرت در انواع دیگر رخصاره‌ها (عمدتاً در رخصاره‌های ریف- واریزه ریفی) در سازند سروک وجود دارند. این سیمان‌ها قبل از آثار فشردگی (تراکم شدن دانه‌ها و تشکیل رگچه‌های انحلالی) نهشته شده‌اند. آنها محصولات معمولی دیاژنز دریایی در شول‌های پرانرژی، سنگ‌های ساحلی و زمین‌های سخت‌اند (James and Choquette, 1990).

در سازند سروک، بیشتر قطعات رودیست و دیگر دوکفه‌ای‌ها به‌طور انتخابی شسته و با سیمان کلسیت اسپاری جایگزین شده‌اند. همچنین سیمان‌های کلسیت دروزی معمولاً حفره‌های درون اسکلتی را پر می‌کنند (به‌ویژه در فلوتستون‌ها و رودستون‌های رودیستی). این سیمان‌ها معمولاً با فرآیندهای دیاژنزی نوشکلی و انحلال همراه‌اند و با رگچه‌های انحلالی و شکستگی قطع می‌شوند. شکستگی و سپس سیمانی شدن شکستگی‌ها (با کلسیت بلوکی) در مقاطع نازک از سازند سروک ثبت شده است. براساس روابط بافتی، این سیمان‌ها در طی دیاژنز دفنی (بعد از مرحله شکستگی یا برشی شدن) رسوب کرده‌اند.

فشردگی (Compaction)

این مطالعه نشان می‌دهد که فواصل مطالعه‌شده سازند سروک به‌شدت تحت تأثیر فشردگی در حین و پس از تدفین (عمق تدفین فعلی حدود ۲,۷ کیلومتر) در چاه مطالعه‌شده قرار گرفته است. ویژگی‌های تراکم این سازند به دو دسته اصلی طبقه‌بندی می‌شود:

فشردگی مکانیکی (Mechanical compaction)

در توالی مطالعه‌شده، به‌ویژه در عضو میشریف، این فرآیند عمدتاً در رخصاره‌های دانه غالب مجموعه‌های شول، به‌صورت تغییر شکل و شکستگی دانه ثبت می‌شود.

قطعات اسکلتی میکرایتی‌شده (کورتوئیدها) نه‌تنها در رخصاره‌های لاگون، در رخصاره‌های شول (دانه‌های حمل مجدد یافته) سازند سروک در میدان‌های مطالعه‌شده بسیار رایج‌اند. به نظر می‌رسد برخی از دانه‌های نامشخص در حین میکرایتی‌شدن کامل خرده‌های اسکلتی تشکیل می‌شوند.

زیست‌آشفته‌گی (Bioturbation)

زیست‌آشفته‌گی یک ویژگی مشترک در رخصاره‌های لاگون و دریایی باز سازند سروک در میدان‌های مطالعه‌شده به حساب می‌آید. زیست‌آشفته‌گی عمدتاً به‌عنوان ویژگی‌های حفاری (boring) در دانه‌های اسکلتی بزرگ (مانند رودیست‌ها) ثبت شده است که متعاقباً از پلت‌ها، میکرایت و سیمان پر شده‌اند. حفرشدگی (burrowing) در رسوبات نرم نوع دیگری از زیست‌آشفته‌گی است که عمدتاً بر نمونه‌های مغزه از سازند سروک تشخیص‌دانی است.

نوشکلی (Neomorphism)

کلسیتی‌شدن خرده‌های اسکلتی آراگونیتی و گل (تشکیل سیمان دروغین یا سودواسپارایت) معمولاً در رخصاره‌های رمپ داخلی سازند سروک در میدان‌های مطالعه‌شده رخ می‌دهد. در این رخصاره‌ها، نوشکلی میکرایت را به‌طور جزئی یا کامل به میکرواسپار یا سودواسپارایت (اندازه بلور $< 4\mu\text{m}$) تغییر داده است. گاهی اوقات، تمایز سیمان واقعی (سیمان اسپاری) و سودواسپارایت (سیمان نئومورفیک) مشکل است. در برخی موارد، بافت رخصاره در طی نئومورفیسم کاملاً محو می‌شود.

سیمانی شدن (Cementation)

این فرآیند یکی از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در توالی‌های مطالعه‌شده از سازند سروک است که به بسته‌شدن تخلخل‌های اولیه و دیاژنزی منجر شده است. تخلخل‌های بین دانه‌ای، درون‌اسکلتی، قالبی و شکستگی در بسیاری از موارد به‌طور کامل یا جزئی با سیمان پر شده‌اند. از نظر کانی‌شناسی، کلسیت فاز اصلی سیمان است، اما دولومیت نیز وجود دارد. حداقل چهار نسل اصلی سیمان در توالی‌های مطالعه‌شده از سازند سروک مشاهده شده است. این سیمان‌ها شامل سیمان‌های

فشردگی شیمیایی (Chemical compaction)

در توالی مطالعه‌شده، استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی ویژگی‌های مهم دیاژنزی دیده می‌شوند. با این حال، رگچه‌های انحلالی بیشتر در عضو خاتیا رایج‌اند و بیشتر در رخساره‌های گل غالب (وکستون‌ها و مادستون‌ها) ایجاد شده‌اند. استیلولیت‌ها عمدتاً در رخساره‌های دانه پشتیبان عضو میشریف مشاهده شده‌اند. آنها به دلیل تأثیر منفی زیادی که بر خصوصیات مخزنی دارند، از ویژگی‌های دیاژنزی مهم در فواصل مطالعه‌شده محسوب می‌شوند. این اهمیت دو جنبه دارد: الف) تأثیر آنها بر کاهش تخلخل و به دنبال آن سیمانی شدن و ب) توسعه دولومیت‌های مرتبط با استیلولیت یا رگچه‌های انحلالی. فرآیند دوم کیفیت مخزن (برای مثال، تراوایی) سنگ میزبان را تا حدی افزایش می‌دهد.

دولومیتی شدن (Dolomitization)

دولومیت‌های سازند سروک همگی دولومیت‌های مرتبط با استیلولیت‌اند که مدل دولومیتی شدن رایج در توالی‌های کربناته کرتاسه در خاورمیانه به شمار می‌روند. فراوانی رخساره‌های گل غالب و عمق تدفین بیشتر این سازند باعث استیلولیتی شدن شدید و دولومیتی شدن مرتبط با استیلولیت شده است.

انحلال/کارستی شدن (Dissolution/Karstification)

انحلال در قسمت بالایی سازند سروک (یعنی عضو میشریف) به شکل حفرات و قالب‌های انحلالی در هر دو مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی بسیار رایج است. شبکه‌های کارستی شامل حفرات انحلالی مرتبط تا مجزایی‌اند که خالی مانده و یا بخشی از آنها یا به‌طور کامل با انواع مختلف سیمان‌های جوی یا تدفینی پر شده‌اند. انحلال عمدتاً در رخساره‌های شول پرانرژی و رخساره‌های ریف-واریزه ریفی، در زیر سطوح رخنمون‌یافته دیرینه رخ داده است.

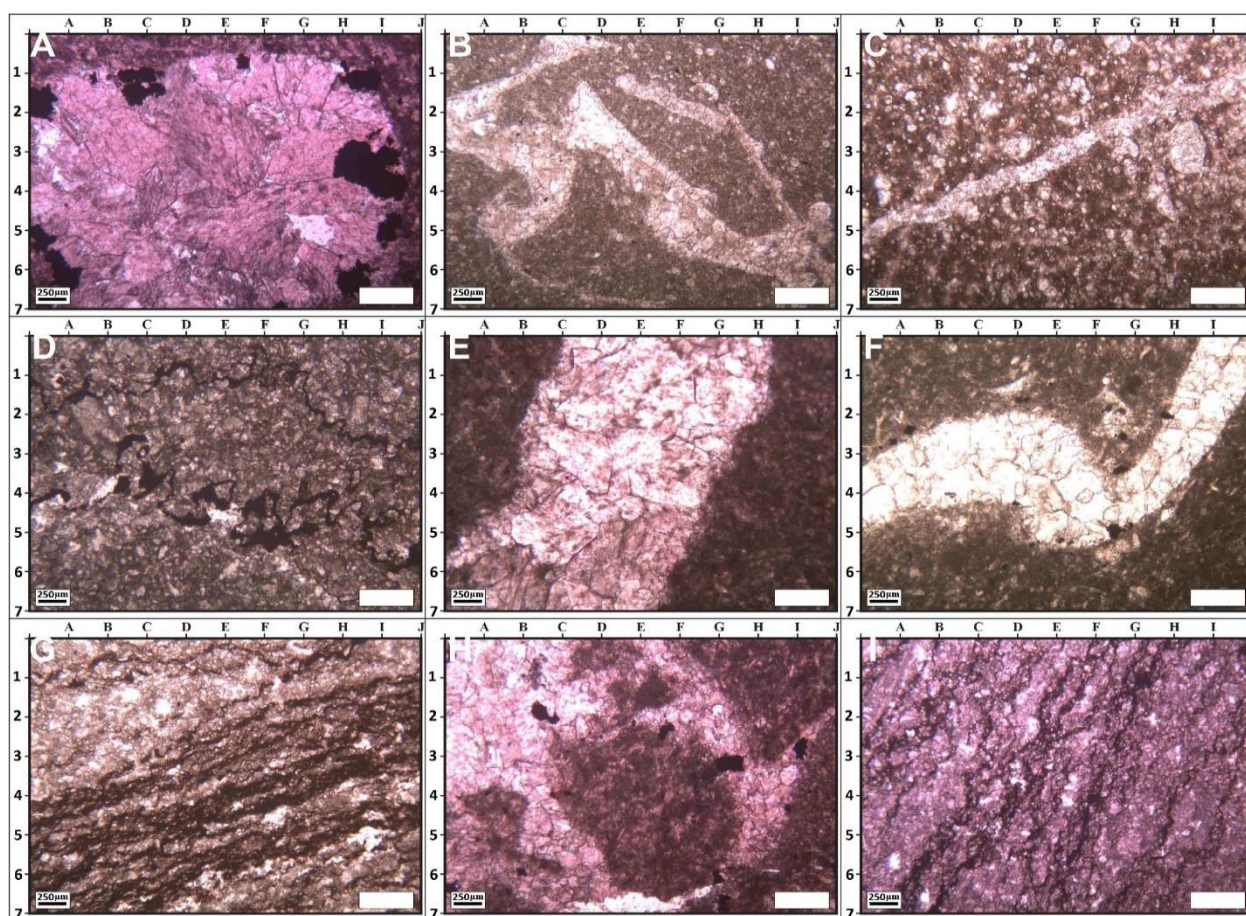
سیلیسی شدن، برشی شدن و سیمانی شدن با اکسید آهن (Silicification, Brecciation, Fe-oxides cementation)

در چاه A واقع در بخش شرقی خلیج فارس، برخی از ویژگی‌های دیاژنزی در زیر سطح ناپیوستگی بالای عضو میشریف در هر دو مقیاس ماکرو- و میکروسکوپی توسعه یافته‌اند. آنها شامل افق‌های هوازده غنی از پیزوئید با آثار شدید انحلال جوی، سیلیسی شدن، رنگ‌آمیزی اکسیدهای آهن و منگنز و برشی شدن‌اند.

یک زمینه غنی از خاک رس حاوی کانی پیریت بین برش‌ها ثبت شده است. با توجه به آنالیزهای پراش پرتو ایکس (XRD)، کائولینیت کانی رسی بیشتر در این فواصل هوازده است. در برخی از نمونه‌ها، رنگ‌آمیزی اکسید آهن به رنگ صورتی منجر شده است. سیلیسی شدن نیز در این فواصل تغییر یافته جوی ثبت و نیز معمولاً جایگزین خرده‌های اسکلتی (رودیت‌ها) می‌شود و برخی از آثار حفاری یا حفرات درون اسکلتی را به عنوان سیمان پر می‌کند. سیلیس ممکن است از آب‌های شیرین قاره‌ای در طول رخنمون‌یافتن عضو میشریف منشأ بگیرد. در بخش غربی خلیج فارس نیز آثار انحلال گسترده جوی در بالاترین بخش سازند سروک همراه با برخی عوارض مرتبط با رخنمون جوی نظیر برشی شدن و سیمانی شدن جوی مشاهده شده‌اند.

شکستگی (Fracturing)

شکستگی‌ها ویژگی‌های مهم پس از رسوب‌گذاری (دیاژنزی) در سازند سروک‌اند که به‌خوبی ثبت شده‌اند. موارد زیادی وجود دارد که شکستگی‌ها (به‌طور کامل یا جزئی) با سیمان‌های کلسیتی پر شده است. شکستگی‌های باز نیز وجود دارد. شکستگی‌های ریز در طول مطالعات مقطع نازک ثبت می‌شوند. در بسیاری از موارد، این فرآیند به ویژگی‌های دیاژنزی باز می‌گردد که در بالا ذکر شد. با وجود اینکه آنالیز دقیق شکستگی هدف این مطالعه نبود، اما جداسازی واضح بین شکستگی‌های طبیعی و القایی بسیار توصیه می‌شود. بخش عمده‌ای از شکستگی‌ها طبیعی به نظر می‌رسد؛ زیرا درجات سیمانی شدن متفاوتی دارند.



شکل ۶- تصاویر مقاطع نازک میکروسکوپی از فرآیندهای دیاژنزی سازند سروک در خلیج فارس

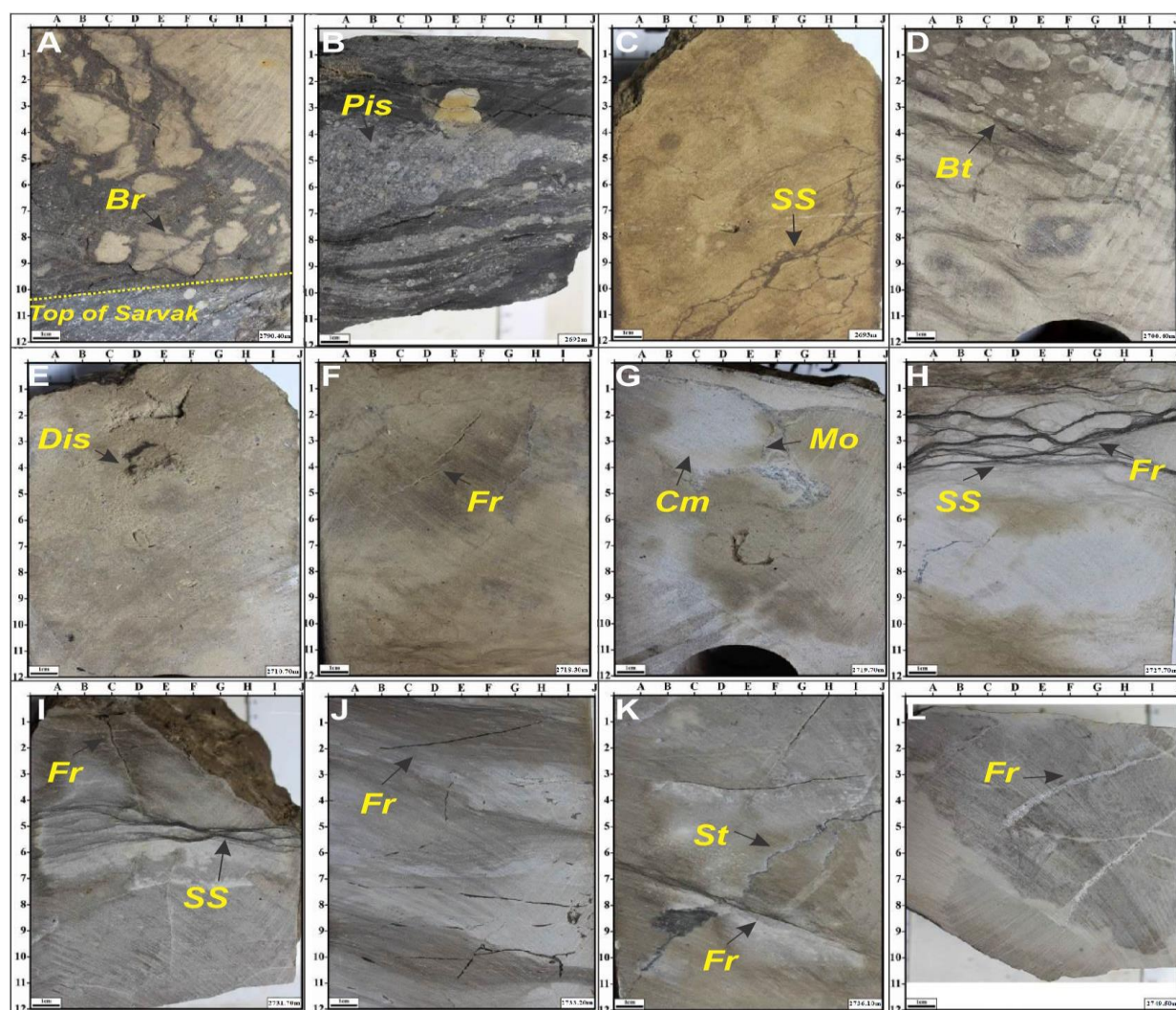
A- سیمان بلوکی، مواد آلی و تخلخل؛ B- سیمان دروزی، تخلخل؛ C- شکستگی پر شده با سیمان هم‌بعد؛ D- استیلولیت و رگچه انحلالی، تخلخل ناشی از شکستگی در امتداد آن؛ E- سیمان بلوکی؛ F- سیمان هم‌بعد؛ G- تخلخل، استیلولیت و رگچه انحلالی، دولومیت؛ H- سیمان دروزی و هم‌بعد؛ I- استیلولیت و رگچه انحلالی، دولومیت. تمام تصاویر در نور PPL گرفته شده‌اند.

Fig 6- Photomicrographs of diagenetic features of the Sarvak Formation in the Persian Gulf. A: blocky calcite cement, organic matter and porosity. B: drusy cement. C: fracture filled by equant cement. D: stylolite and solution seam. E: blocky cement. F: equant cement. G: porosity, stylolite, solution seam and dolomite. H: drusy and equant cements. I: stylolite, solution seam and dolomite. All photos in PPL.

چینه‌نگاری سکansı

در این بخش، چینه‌نگاری سکansı سازند سروک در میدان‌های مطالعه‌شده در نواحی شرقی و غربی خلیج فارس ارائه شده است. با توجه به نتایج مطالعات زیست چینه‌شناسی، دو رده سکansı تعریف شده است که به نظر می‌رسد سکانس‌های رده سوم و چهارم باشند. ستون جامع

رسوب‌شناسی سازند سروک در شرق خلیج فارس، در شکل ۸ و در غرب خلیج فارس، در شکل ۹ ارائه شده‌اند. در مطالعه حاضر، بخش بالایی سازند سروک را به دو سکانس رده پایین (رده چهارم؟) تقسیم‌بندی می‌کنیم. به صورت اختصاری سکانس‌های رسوبی سازند سروک را با SDS (Sarvak Depositional Sequence) نام‌گذاری کردیم.



شکل ۷- تصاویر نمای نزدیک مغزه از فرآیندهای دیاژنری شاخص از سازند سروک در خلیج فارس

A- مرز بین سازند سروک و لافان و نیز فرآیند دیاژنری برشی شدن در آن مشاهده می‌شود؛ B- تشکیل افق‌های پیژوئیدی که نمایانگر دیاژنر متئوریک است؛ C- رگچه‌های انحلالی دیده می‌شود؛ D- زیست‌آشفتنگی در این مغزه مشاهده می‌شود؛ E- تخلخل‌های حفره‌ای حاصل از انحلال در این عکس تشخیص‌دانی است؛ F- شکستگی دیده می‌شود؛ G- سیمانی شدن کلسیتی و قالب دوکفه‌ای که حل شده است؛ H- رگچه‌های انحلالی و شکستگی که پر شده است؛ I- رگچه‌های انحلالی و شکستگی‌های کششی عمود بر آنها مشاهده‌شدنی است؛ J- انواع شکستگی؛ K- استیلولیت مورب و دو شکستگی باز در این عکس تشخیص‌دانی است؛ L- شکستگی‌های پر شده با سیمان کلسیتی. اختصارات: Br: برشی شدن، Fr: شکستگی، Pis: پیژوئید، SS: رگچه‌های انحلالی، Bt: زیست‌آشفتنگی، Dis: انحلالی، Cm: سیمانی شدن، Mo: قالبی، St: استیلولیت.

Fig 7- Core close-up photos of diagenetic features of the Sarvak Formation in the Persian Gulf. A: the Sarvak-Laffan boundary with brecciation. B: pisoid horizon indicating meteoric diagenesis. C: solution seam. D: Bioturbation. E: vuggy pore and dissolution. F: fracturing. G: calcite cementation. H: solution seam and fracturing. I: solution seam and tension fracture. J: fracturing. K: oblique stylolite and fracturing. L: filled fractures. Br: brecciation, Fr: fracturing, Pis: pisoid, SS: solution seam, Bt: bioturbation, Dis: dissolution, Cm: cementation, Mo: moldic pore, St: stylolite.

سکانس اول (SDS-1)

قرار گرفته‌اند. سیستم تراکت پس‌رونده (RST) شامل رخساره‌های رودیستی، شول و لاگون است که در یک روند کم‌عمق‌شونده رو به بالا به سمت مرز سکانس مرتب شده‌اند. مرز سکانسی بالای SDS-1 با یک سطح رخنمون‌یافتگی

سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) این سکانس شامل رخساره‌های لاگون، رودیستی و دریایی باز است که به ترتیب به سمت بالا عمیق‌تر شده و به سمت سطح سیلابی حداکثر

داخلی و میانی با سطح استهلاک امواج عادی (FWWB) از هم جدا می‌شوند. مجموعه‌های شول پرانرژی در رمپ داخلی در سازند سروک ثبت شده است (MF-5 و MF-6). در سازند سروک، این مجموعه‌ها گریستون‌ها و پکستون‌های حاوی فرامینیفراهای کفزی، پلوئید و خرده‌های اسکلتی مرتبط با واریزه‌های ریفی پراکنده، رخساره‌های لاگون و رمپ میانی ثبت شده‌اند. آلوکم‌های رخساره‌های شول عمدتاً واریزه‌های رودیست و دیگر دوکفه‌ای‌ها و با فراوانی کمتر، خرده‌های حاوی خارپوستان و فرامینیفراها و پلوئیدها هستند.

مجموعه رخساره‌های رمپ میانی طیف گسترده‌ای از رخساره‌های دریایی کم‌عمق تا نسبتاً عمیق را شامل می‌شود که از جمله فابریک‌های گل- تا دانه پشتیبان (مادستون/ وکستون تا پکستون) با مجموعه‌های فسیلی پلانکتونیک و کفزی را دارد (MF-1 و MF-7). فرامینیفراهای کفزی بزرگ و خرده‌های اسکلتی (عمدتاً دوکفه‌ای‌ها و خارپوستان) پکستون‌ها تا وکستون‌ها به بخش‌های نزدیک به مرکز رمپ میانی نسبت داده می‌شوند و فرامینیفراها (کفزی و شناور) و خرده‌های اسکلتی (عمدتاً خارپوستان، بریوزوآ و جلبک‌های قرمز) مادستون‌ها تا وکستون‌ها، مشخصه بخش‌های دور از مرکز رمپ میانی‌اند. پلوئیدها و ایتراکلاست‌ها دانه‌های غیر اسکلتی درخور توجهی در این رخساره‌ها هستند.

مجموعه رخساره‌های دریایی عمیق، از جمله رخساره‌های رمپ بیرونی و حوضه‌ای، بخش عمده‌ای از توالی‌های کربناته کرتاسه بالایی را در چاه‌های مطالعه‌شده تشکیل می‌دهد. آنها به عنوان رخساره‌های گل غالب و کم‌انرژی (مادستون تا وکستون) ثبت می‌شوند که در آن مجموعه موجودات جانوری پلانکتونیک (مانند فرامینیفراهای پلانکتونیک و الیگوسترین‌ها) اجزای غالب‌اند (MF-2، MF-3 و MF-8). رخساره‌های رمپ بیرونی سازند سروک بیشتر به صورت مادستون‌ها تا وکستون‌های سرشار از الیگوسترین و فرامینیفراهای پلانکتونیک (مانند *Hedbergella* sp.، *Whitella* sp.، *Globigerinelloides* sp. و *Rotalipora* sp.) مرتبط با رخساره‌های رمپ میانی (بخش‌های دور از مرکز) ثبت شده‌اند.

دیرینه مشخص شده است. انحلال جوی شدید (کارستی شدن)، برشی شدن ناشی از ریزش شبکه‌های کارستی و توسعه افق خاک دیرینه از اصلی‌ترین شاخص‌های دیاژنزی این سطح ناپیوستگی‌اند. مرز پایینی این سکانس (یعنی SB1) در چاه‌های مطالعه‌شده حفر نشده است و بنابراین، شواهدی برای این SB در اینجا ارائه نشده است.

سکانس دوم (SDS-2)

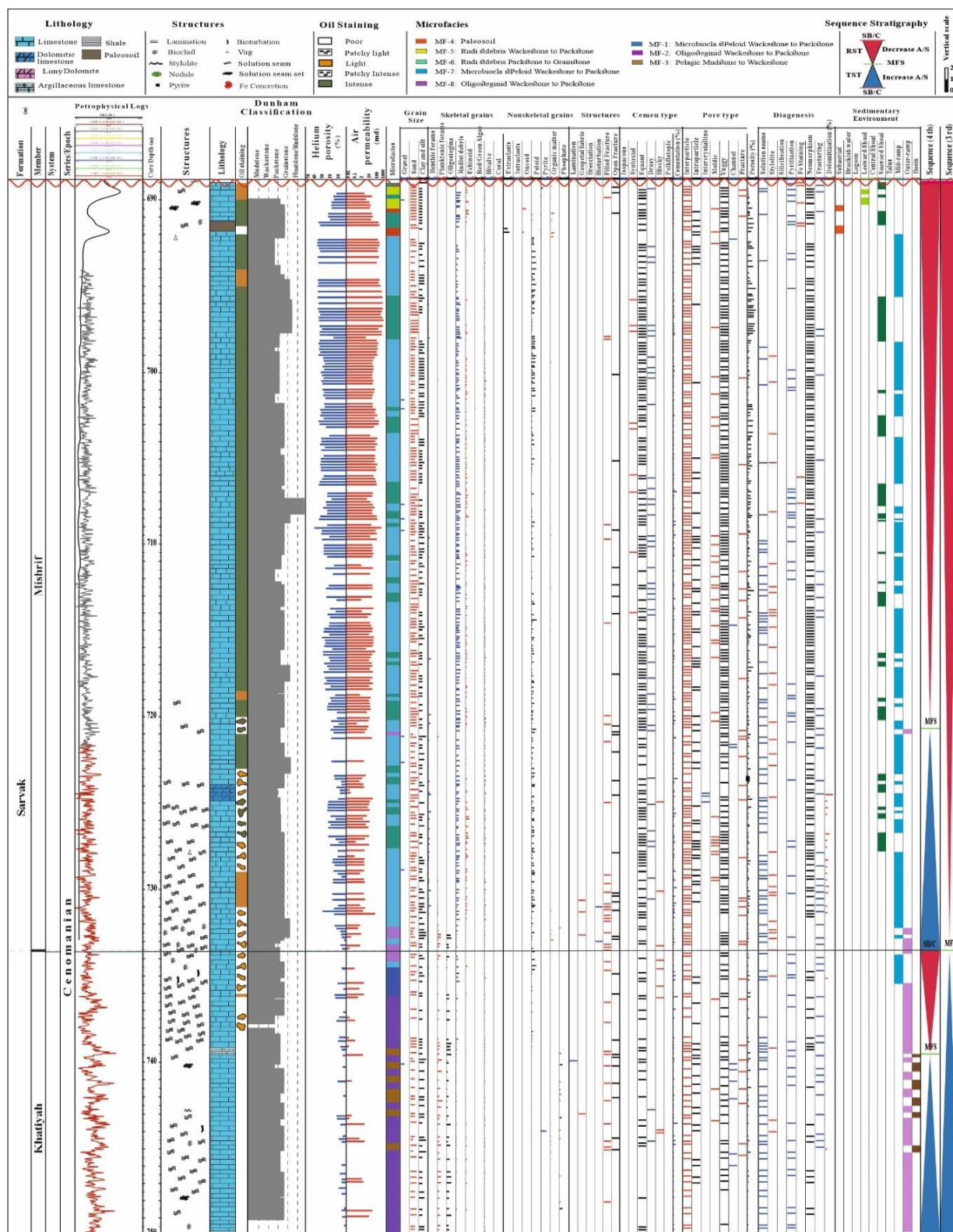
این سکانس عمدتاً از رخساره‌های دریایی باز در نیمه بخش پایین‌تر آن (یعنی TST) و رخساره‌های لاگون در قسمت بالایی (یعنی RST) تشکیل شده است. مرز سکانسی بالایی SDS-2 با سطح رخنمون‌یافتگی دیرینه دیگری مشخص می‌شود که با انحلال جوی، سیلیسی شدن، رنگ آمیزی اکسید آهن و برشی شدن مرتبط است. یک واحد شیل دریاچه‌ای (سازند لافان) این سکانس را پوشانده است.

تفسیر و بحث

مدل رسوبی

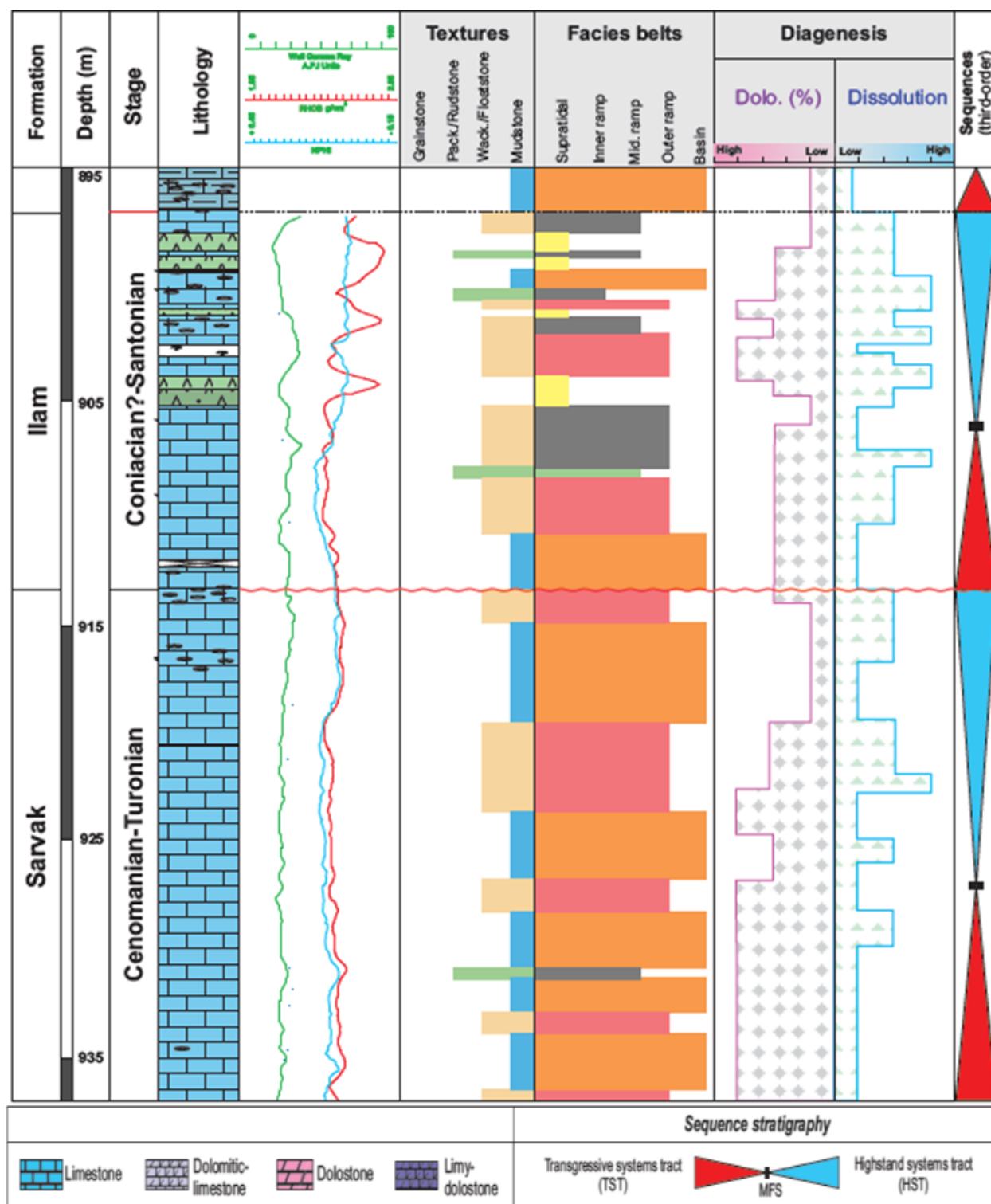
براساس مطالعات ریزرخساره‌ای که در بخش نتایج به آن اشاره شد، به نظر می‌رسد محیط رسوبی سازند سروک در میدان‌های واقع در خلیج فارس، یک رمپ کربناته هم‌شیب بوده است. نظیر چنین مدلی را نیز قبلاً محققان برای سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس پیشنهاد داده‌اند (Rahimpour-Bonab et al. 2012a; Mehrabi 2023). علاوه بر این در دیگر نواحی زاگرس مانند فروافتادگی دزفول، فارس ساحلی، فارس داخلی و دشت آبادان نیز، مطالعات متعددی بر محیط رسوبی سازند سروک انجام شده است و تقریباً همه آنها بر این عقیده‌اند که محیط رسوبی سازند سروک یک رمپ کربناته هم‌شیب است (Van Buchem et al. 2015a; Mehrabi et al. 2011).

مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند سروک در میدان‌های واقع در خلیج فارس در شکل ۱۰ آورده شده است. براساس این مدل، سازند سروک در یک رمپ کربناته نهشته شده است که شامل کمرندهای رخساره‌ای رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ بیرونی است. رخساره‌های انتقالی بین مناطق رمپ



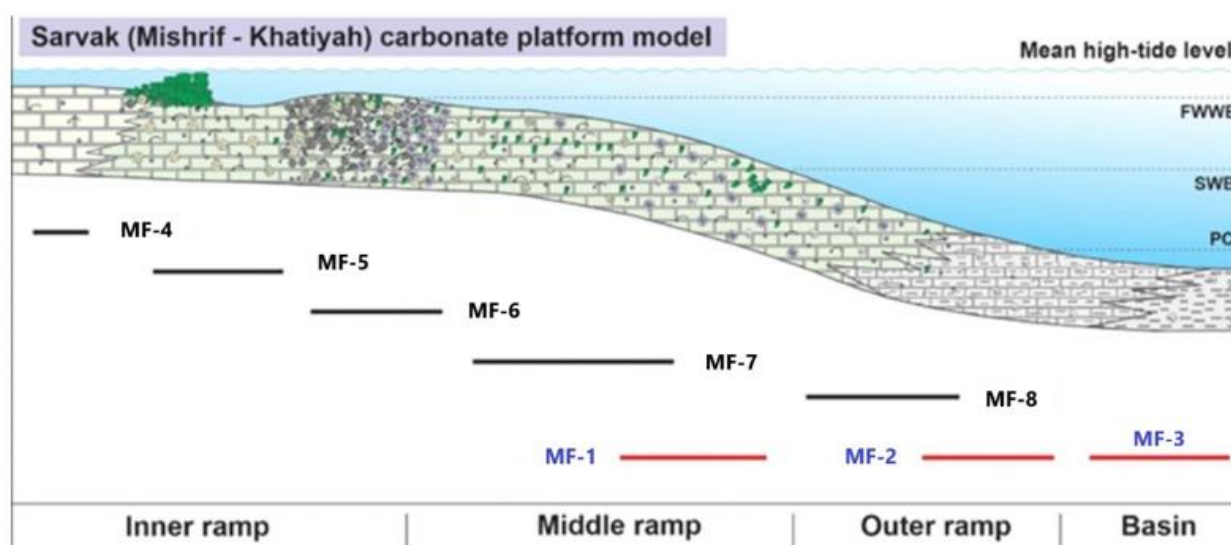
شکل ۸- ستون رسوب‌شناسی سازند سروک (عضوهای خاتیا و میشریف)، در میدان A واقع در شرق خلیج فارس

Fig 8- Sedimentological log of the Sarvak Formation in A Field, eastern Persian Gulf



شکل ۹- ستون رسوب‌شناسی سازندهای سروک و ایلام در میدان B واقع در غرب خلیج فارس

Fig 9- Sedimentological log of the Sarvak-Ilam formations in B Field, western Persian Gulf.



شکل ۱۰- مدل رسوبی مفهومی سازند سروک در میدان‌های مطالعه‌شده در خلیج فارس (اقتباس شده با تغییراتی از Mehrabi et al. 2015a)

SWB: سطح استهلاک امواج طوفانی؛ FWWB: سطح استهلاک امواج عادی؛ PC: پیکنوکلاین. خطوط قرمز رنگ معرف رخساره‌های عضو خاتیا و خطوط مشکی معرف رخساره‌های عضو میشریف‌اند.

Fig 10- Conceptual depositional model of the Sarvak Formation in the Persian Gulf (adopted with some modifications from Mehrabi et al. 2015a) SWB: storm wave base. FWWB: fair weather wave base. PC: pycnocline. Red lines: Khatiyah facies; Black lines: Mishrif facies.

تدفینی کم‌عمق و عمیق را تحمل کرده است. براساس روابط بافتی ویژگی‌های دیاژنزی و کمک‌گرفتن از مطالعات قبلی بر سازند سروک، توالی پاراژنزی ویژگی‌های دیاژنزی این سازند در شکل ۱۱ ارائه شده است. بر این اساس، فرآیندهای دیاژنزی این سازند در چهار قلمروی دیاژنزی دریایی، جوی، تدفینی کم‌عمق و تدفینی عمیق طبقه‌بندی می‌شود.

برای تعیین شکل‌گیری مخزن و تکامل آن در طول رویدادهای پس از رسوب‌گذاری، از پتروگرافی دقیق استفاده شد. در نتیجه، فازهای دیاژنزی متوالی شناسایی می‌شوند که کربنات‌های خاتیا و میشریف را دگرسان کردند. فرآیندهای اصلی دیاژنزی شامل انحلال همراه با برشی‌شدن، سیمانی‌شدن، دولومیتی‌شدن، تراکم مکانیکی و شیمیایی (استیلولیتی‌شدن)، تبلور مجدد، میکرایتی‌شدن و شکستگی است. مروری بر مطالعات رسوب‌شناسی قبلی بر این سازندها در منطقه زاگرس و خلیج فارس نیز در ادغام با نتایج مطالعه حاضر برای بازسازی توالی پاراژنزی و تاریخ دیاژنزی سازند

رخساره‌های الیگوستژین‌دار از سازند سروک در نقاط

مختلف منطقه زاگرس گزارش شده‌اند (مانند Ghabeishavi et al. 2010; Rahimpour-Bonab et al. 2012a; Mehrabi and Rahimpour-Bonab 2014). آنها همچنین یک رخساره زیستی، به نام رخساره الیگوستژینا (بیوزون شماره ۲۶)، در طرح زون‌بندی زیستی وایند (James and Wynd 1965) در نظر گرفته می‌شوند. در سازند سروک، رخساره‌های حاوی خرده‌های ریز اسکلتی (وکستون تا پکستون) و رخساره‌های مادتون پلاژیک به قسمت‌های انتهایی رمپ بیرونی یا نواحی حوضه‌ای نسبت داده می‌شوند. علاوه بر این، وکستون‌های پلوئید و خرده‌های ریز اسکلتی حاوی مقادیر زیادی فرامینیفرهای پلانکتونیک و خرده‌های اسکلتی ریز به‌عنوان رسوبات ابتدای رمپ بیرونی در نظر گرفته می‌شوند.

توالی پاراژنزی

مطالعات دیاژنزی نشان داده است که سازند سروک محیط‌های دیاژنزی دریایی، دیاژنزی جوی و سپس دیاژنزی



سروک (یعنی اعضای خاتیا و میشریف) استفاده می‌شود.

سازند سروک به دلیل نوسانات سطح دریا در مقیاس‌های محلی و منطقه‌ای در طول سنومانین-تورونین، تاریخ دیاژنزی پیچیده‌ای را در بخش‌های مختلف منطقه زاگرس تجربه کرده است (Mehrabi and Rahimpour-Bonab 2014). سطوح رخنمون‌یافتگی دیرینه، کنترل عمده‌ای بر تکامل دیاژنزی سازند سروک داشتند (Rahimpour-Bonab et al. 2013; Hajikazemi et al. 2017; Mehrabi et al. 2022a, b). براساس وجود یا حضورنداشتن ارتفاعات دیرینه (مانند گنبد‌های نمکی و ساختارهای هوست‌مانند)، تعداد این سطوح رخنمون‌یافتگی دیرینه و شدت دگرسانی‌های دیاژنزی مربوط به آنها در بخش‌های مختلف منطقه زاگرس متفاوت است.

وجود داده‌های مغزه پیوسته و شواهد ماکروسکوپی کافی از قسمت بالایی سازند سروک (یعنی عضو میشریف)، امکان بحث درباره این سطوح رخنمون‌یافتگی دیرینه را در میدان A فراهم می‌کند. بر این اساس، شواهدی از انحلال جوی در قسمت بالایی عضو میشریف ثبت شده است. در این واحدهای متأثر از جو، رخصاره‌های شول با انرژی بالا و واریزه ریفی انواع رخصاره‌های غالب‌اند و حجم بالایی از تخلخل‌های انحلالی (قالبی و حفره‌ای)، انواع تخلخل غالبی‌اند که ثبت می‌شوند. این زون‌ها در زیر سطح رخنمون‌یافتگی دیرینه بالای میشریف قرار دارند که یک مرز سکانسی نوع یک (فرسایشی) در نظر گرفته می‌شود و عضو میشریف را از سازند لافان جدا می‌کند.

چهار مرحله اصلی تکامل دیاژنزی اعضای خاتیا و میشریف سازند سروک، به شرح زیر است:

مرحله ۱- پیشروی دریا، رسوب و دیاژنزی دریایی عضو خاتیا در اوایل تا اواسط سنومانین؛

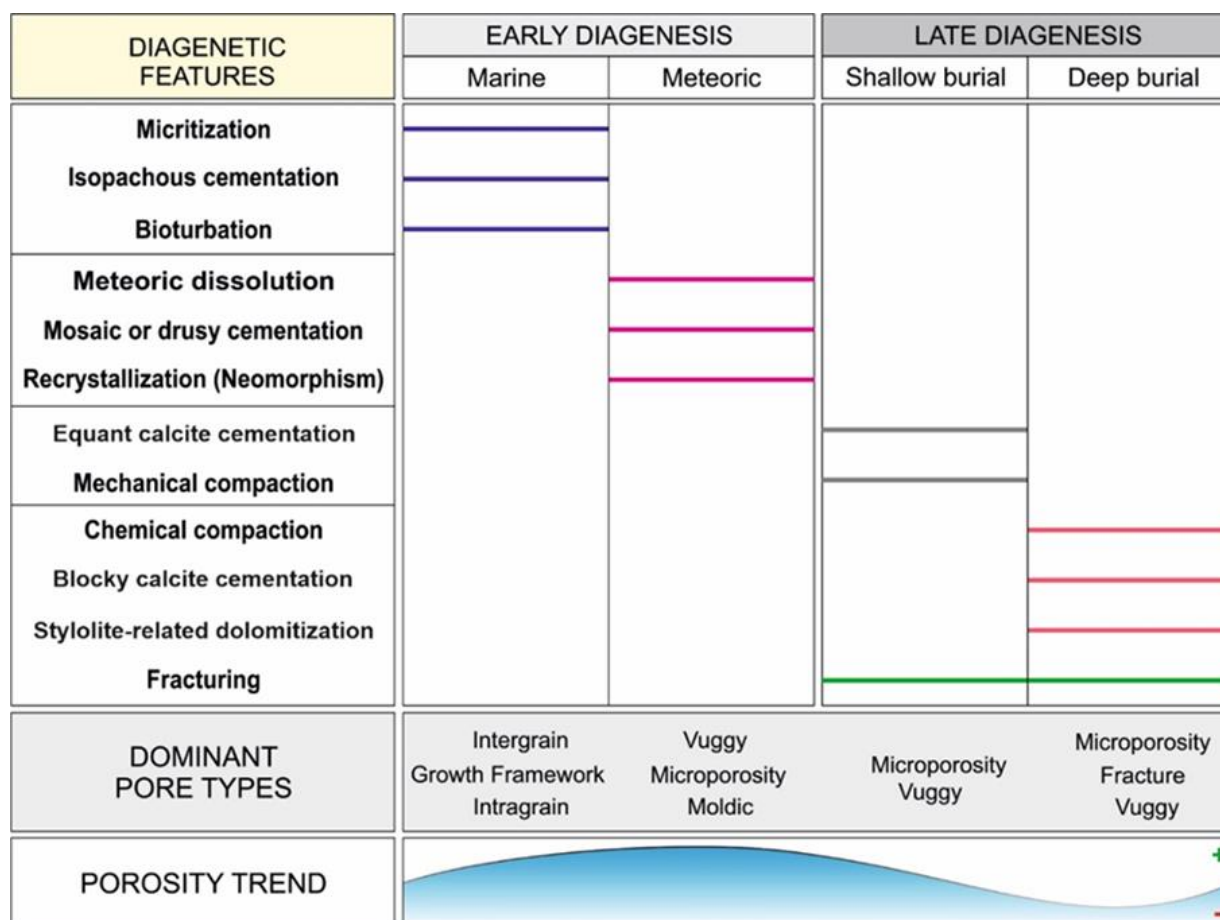
مرحله ۲- تراز بالای سطح دریا، رسوب و دیاژنزی دریایی عضو میشریف در اواسط تا اواخر سنومانین؛

مرحله ۳- پایین آمدن نسبی سطح دریا، خروج از آب پلتفرم، قرارگرفتن در معرض دیاژنزی جوی عضو میشریف در مرز سنومانین-تورونین؛

مرحله ۴- رسوب شیل لافان در محیط دریاچه‌ای در این مرحله رخ داده است.

پس از آن، پیشروی دریایی و ایجاد کارخانه کربنات‌سازی، به رسوب‌گذاری و دیاژنزی دریایی سازندهای فوقانی و درنهایت، دیاژنزی تدفینی سازند سروک منجر شده است.

فرآیندهای دیاژنزی سازند سروک در دو دسته تقسیم‌بندی می‌شوند: ۱) فرآیندهای دیاژنزی مرتبط با ناپیوستگی‌ها؛ ۲) فرآیندهای دیاژنزی غیرمرتبط با ناپیوستگی‌ها. درواقع فرآیندهای دیاژنزی که مرتبط با ناپیوستگی‌ها هستند، نمایانگر محیط دیاژنزی جوی‌اند و رخنمون‌یافتگی را نشان می‌دهند؛ نظیر انحلال گسترده که آن را کارستی‌شدن می‌نامند، سیمانی‌شدن جوی، تشکیل افق‌های خاک قدیمه، تشکیل افق‌های پیروئیدی، برشی‌شدن ناشی از انحلال و ریزش، آغشتگی به اکسیدهای آهن، سیلیسی‌شدن جانشینی و نئومورفسم. از فرآیندهای دیاژنزی غیرمرتبط با ناپیوستگی‌ها نیز به میکرایتی‌شدن، زیست‌آشفته‌گی، دولومیتی‌شدن تدفینی، فشردگی مکانیکی و شیمیایی، پیریتی‌شدن، سیمانی‌شدن تدفینی و یا دریایی اشاره می‌شود.



شکل ۱۱- توالی پاراژنزی فرآیندهای دیاژنزی سازند سروک در خلیج فارس (اقتباس شده با تغییراتی از Mehrabi and Rahimpour-Bonab 2014)

Fig 11- Paragenetic sequence of diagenetic processes of the Sarvak Formation in the Persian Gulf (adopted with some modifications from Mehrabi and Rahimpour-Bonab 2014)

هوایی، کانی‌های رسی از نوع کائولینیت و مونت موریونیت در سازند سروک تشکیل شده است.

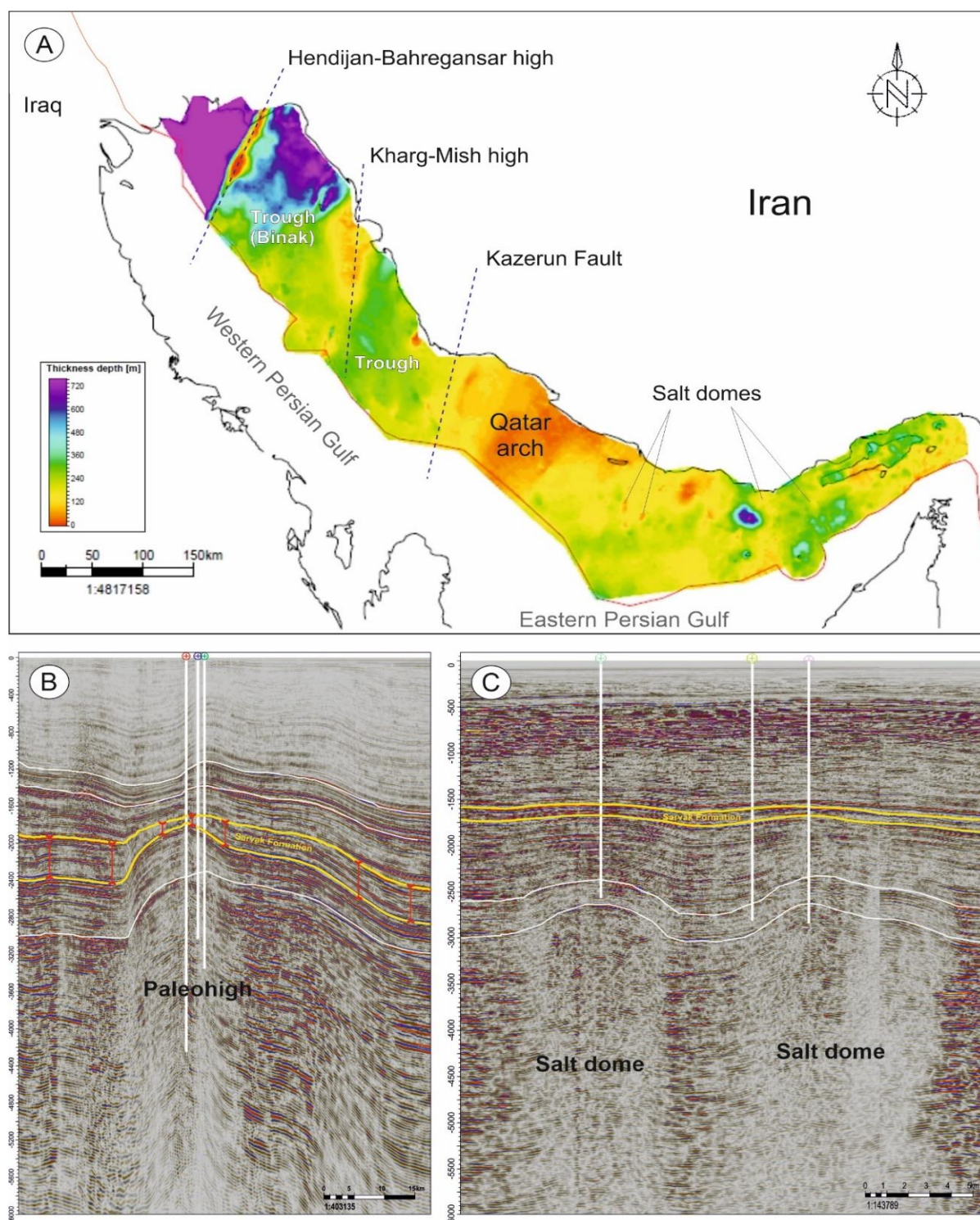
تأثیر زمین‌ساخت بر خصوصیات رخساره‌ای

با توجه به اینکه بازه زمانی نهشت سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس (سنومانین - تورونین) مصادف با تحولات عظیم زمین‌ساختی در این منطقه بوده است (Alavi et al. 2007; Farahpour and Hessami 2012)، بنابراین خصوصیات رخساره‌ای و محیط رسوبی این توالی‌ها به میزان زیادی تحت تأثیر این فعالیت‌ها قرار داشته است (Rahimpour-Bonab et al. 2014).

یکی از پارامترها و داده‌هایی که بسیار به ما کمک می‌کند تا تشخیص دهیم در زمان رخنمون‌یافتگی سازند سروک، آب و هوای قدیمه به چه شکلی بوده است، نوع کانی‌های رسی است که در افق‌های خاک سازند سروک وجود دارد. نتایج آنالیزهای پراش پرتو ایکس نشان می‌دهد که کانی‌های رسی رایج در افق‌های خاک قدیمه سازند سروک، کائولینیت و مونت موریونیت‌اند. فراوانی کائولینیت و مونت موریونیت نشان می‌دهد در زمان رخنمون‌یافتگی سازند سروک، یک آب و هوای گرم و مرطوب بر محیط دیاژنزی حاکم بوده و در نتیجه فرآیندهای هوازدگی تحت چنین شرایط آب و

2012a). تغییرات درخور توجه در ضخامت سازند سروک از بخش‌های مختلف حوضه رسوبی زاگرس را قبلاً محققان اندازه‌گیری و گزارش کرده‌اند (Mehrabi et al. 2015b). همچنین تغییرات چشمگیر در ماهیت رخساره‌ها، کمربندهای رخساره‌ها و زیرمحیط‌های رسوبی نیز از سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس گزارش شده است (Esrafil-Dizaji et al. 2015). در خلیج فارس نیز نظیر چنین تغییراتی، به‌وضوح درباره ضخامت و رخساره‌های سازند سروک در بخش‌های شرقی و غربی این خلیج مشاهده می‌شود (شکل ۱۲). در بخش شرقی خلیج فارس، گنبد‌های نمکی مهم‌ترین ساختارهای زمین‌ساختی را به وجود آورده‌اند و تشکیل میدان‌های هیدروکربوری در این ناحیه، بیشتر در ارتباط با همین ساختارها بوده است (نظیر مجموعه میدان‌های سیری). برخلاف این، در ناحیه غربی خلیج فارس، گسل‌های پی‌سنگی و ساختارهای بالآمده قدیمه در ارتباط با آنها (نظیر بلندی‌های خارگ - میش و هنديجان - بهرگانسر)، مهم‌ترین عوارض ساختاری به شمار می‌روند و تله‌های اصلی را برای تجمع نفت گاز در میدان‌هایی نظیر هنديجان، بهرگانسر و غیره به وجود آورده‌اند (Shiroodi et al. 2015; Mohammadrezaei et al. 2020). بر همین بلندی‌های قدیمه، کمترین ضخامت از سازند سروک به ثبت رسیده است و رخساره‌های کم‌عمق متعلق به بخش‌های درونی پلاتفرم از غلبه بیشتری برخوردارند که نشان‌دهنده کم‌عمق‌تر بودن محیط

رسوب‌گذاری بر بلندی‌های قدیمه‌اند (شکل ۱۲). تأثیرپذیری ضخامت و تغییرات ماهیت رخساره‌های رسوبی در ارتباط با این ساختارها، حاکی از فعالیت آنها در زمان نهشت سازند سروک در بخش‌های شرقی و غربی و خلیج فارس‌اند. درواقع این بلندی‌های قدیمه، فرازمین‌های (Horst) قدیمی موجود در پی‌سنگ‌اند که روی آنها ضخامت لایه کم و در منطقه بین آنها یا فروزمین‌های (Graben) قدیمی ضخامتشان بیشتر می‌شود که با راستای تقریبی شمالی-جنوبی در پی‌سنگ عربی وجود دارند (Ahmadhadi et al. 2007). حال هر چقدر مقدار افتادگی گراین بیشتر باشد، فضای بیشتری برای رسوب‌گذاری و در نتیجه تشکیل لایه ضخیم‌تر فراهم می‌کند که این امر در طرفین بلندای هنديجان-بهرگانسر بیش از بقیه نقاط روی داده است. البته چین‌خوردگی می‌تواند در پی‌سنگ نیز باشد که سقف تاقدیس‌ها نقش بلندی‌های قدیمه را ایفا می‌کنند؛ گرچه به نظر می‌رسد بیشتر این‌ها ساختار گسلی دارند تا چین‌خوردگی (Mohammadrezaei et al. 2020). در یک روند کلی و از دیدگاه مقایسه‌ای، چنین به نظر می‌رسد که رخساره‌های سازند سروک در نواحی غربی خلیج فارس در محیط‌های کم‌عمق‌تری در مقایسه با ناحیه شرقی نهشته شده‌اند. البته این روند کلی ممکن است زمانی استثنائاتی را نیز به همراه داشته باشد که میدان‌ها را به صورت جداگانه مقایسه می‌کنیم.



شکل ۱۲- نقشه تغییرات ضخامت سازندهای کرتاسه بالایی در خلیج فارس (A) و پروفیل‌های لرزه‌ای از ساختارهای زمین‌ساختی در بخش‌های غربی؛ (B) و شرقی (C) خلیج فارس. مرزهای زیرین و بالایی سازند سروک با رنگ زرد بر پروفیل‌ها مشخص شده است (اقتباس شده از Mehrabi et al. 2015a).

Fig 12- A: Isopach map of Upper Cretaceous formations in the Persian Gulf. B-C: Seismic profiles showing structural features of the western (B) and eastern (C) Persian Gulf. Lower and upper boundaries of the Sarvak Formation are marked by yellow lines (adopted from Mehrabi et al. 2015a).



کنترل زمین‌ساخت بر فرآیندهای دیاژنزی

تأثیر فرآیندهای زمین‌ساختی بر تاریخچه دیاژنزی سازند سروک را عمدتاً باید در ارتباط با رخنمون‌یافتگی‌های این سازند در پی بالآمدگی‌های زمین‌ساختی ناشی از فعالیت گسل‌های پی‌سنگی و گنبد‌های نمکی جست‌وجو کرد. بر این ساختارهای بالآمده، رخنمون‌یافتگی نهشته‌های کربناته سازند سروک و قرارگیری آنها در معرض آب‌های جوی (اقلیم گرم و مرطوب استوایی آن زمان)، به رخداد پدیده‌های عظیم کارستی شدن (انحلال وسیع) و گسترش افق‌های خاک قدیمه در بالاترین بخش‌های این سازند منجر شده است (Farahpour and Hessami 2012; Mehrabi 2023). این پدیده‌ها با شدت متفاوت از نواحی مختلف زاگرس و به‌ویژه از فروافتادگی دزفول گزارش شده‌اند (Rahimpour-Bonab et al. 2013; Navidtalab et al. 2016, 2024; Hajikazemi et al. 2010; Taghavi et al. 2006). در خلیج‌فارس نیز شواهد مربوط به رخنمون‌یافتگی و پدیده‌های دیاژنزی مرتبط با آن، نظیر انحلال و سیمانی شدن جوی، برشی شدن، سیلیسی شدن، گسترش افق‌های پیژوئیدی و آغشتگی به اکسیدهای آهن، از لایه‌های بالایی سازند سروک گزارش شده‌اند (Farzadi and Hesthmer 2007; Mehrabi et al. 2015a). همچنین این وقایع بالآمدگی زمین‌ساختی، تأثیرگذاری زیادی بر روند تاریخچه تدفین سازند سروک و دیگر توالی‌های رسوبی حوضه زاگرس گذاشته‌اند (Mashhadi et al. 2015; Hosseini et al. 2017; Hajikazemi et al. 2016). در مطالعه حاضر نیز شواهد دیاژنزی جوی در ارتباط با یک سطح فرسایشی مهم در رأس سازند سروک، از هر دو میدان مطالعه شده در نواحی شرقی و غربی خلیج‌فارس گزارش و ثبت شده‌اند. بنابراین فعل و انفعالات زمین‌ساختی نقش انکارناپذیری در کنترل تحولات دیاژنزی سازند سروک در سرتاسر حوضه زاگرس داشته‌اند.

تطابق

تطابق چینه‌ای سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس، اساساً بر مبنای چینه‌نگاری سکansı و بر پایه ناپیوستگی‌های فرسایشی، به‌خوبی و با دقت بالایی امکان‌پذیر است. به‌طور کلی در نواحی مختلف زاگرس و خلیج‌فارس، به‌دلیل وجود

دو ناپیوستگی فرسایشی خیلی مهم در سازند سروک، بخش بالایی این سازند به دو سکانس رسوبی رده‌سوم تقسیم می‌شود. این ناپیوستگی‌های فرسایشی عبارت‌اند از:

ناپیوستگی فرسایشی مرز سنومانین-تورونین

این ناپیوستگی در جنوب غربی ایران و در برخی دیگر از بخش‌های پلتفرم عربی وجود دارد که در آن دیاپیرسم نمک محلی یا حرکت بلوک‌های پی‌سنگی (حرکات خشکی‌زایی و یا بالآمدگی‌های محلی) فعال بوده است (مانند Immenhauser et al. 2000, 2001; Sharp et al. 2010; Vincent et al. 2015; Hollis 2011). در شرق حوضه بین‌النهرین، یک نبود چینه‌ای، چرخه سنومانین را از نهشته‌های تورونین جدا می‌کند (Sadooni 2005; Hollis 2011; Van Buchem et al. 2011). این نبود احتمالاً نتیجه حرکات زمین‌ساختی مرز سنومانین-تورونین بوده است که به ایجاد ناپیوستگی میشریف مشاهده شده در میدان‌های نفتی جنوب عراق (Sadooni 2005) و معادل آن (سازند سروک در میدان نفتی آب تیمور) در بخش شرقی این حوضه منجر شده است (Rahimpour-Bonab et al. 2012a). این موضوع به رخنمون‌یافتن جوی کربنات‌های این سازند و به دنبال آن، بهبود کیفیت مخزنی آنها منجر شده است. با این حال، این ناپیوستگی به تدریج به سمت شمال غربی حوضه زاگرس، یعنی به سمت خارج حوضه بین‌النهرین ناپدید می‌شود (Cherven 1986).

ناپیوستگی فرسایشی تورونین میانی

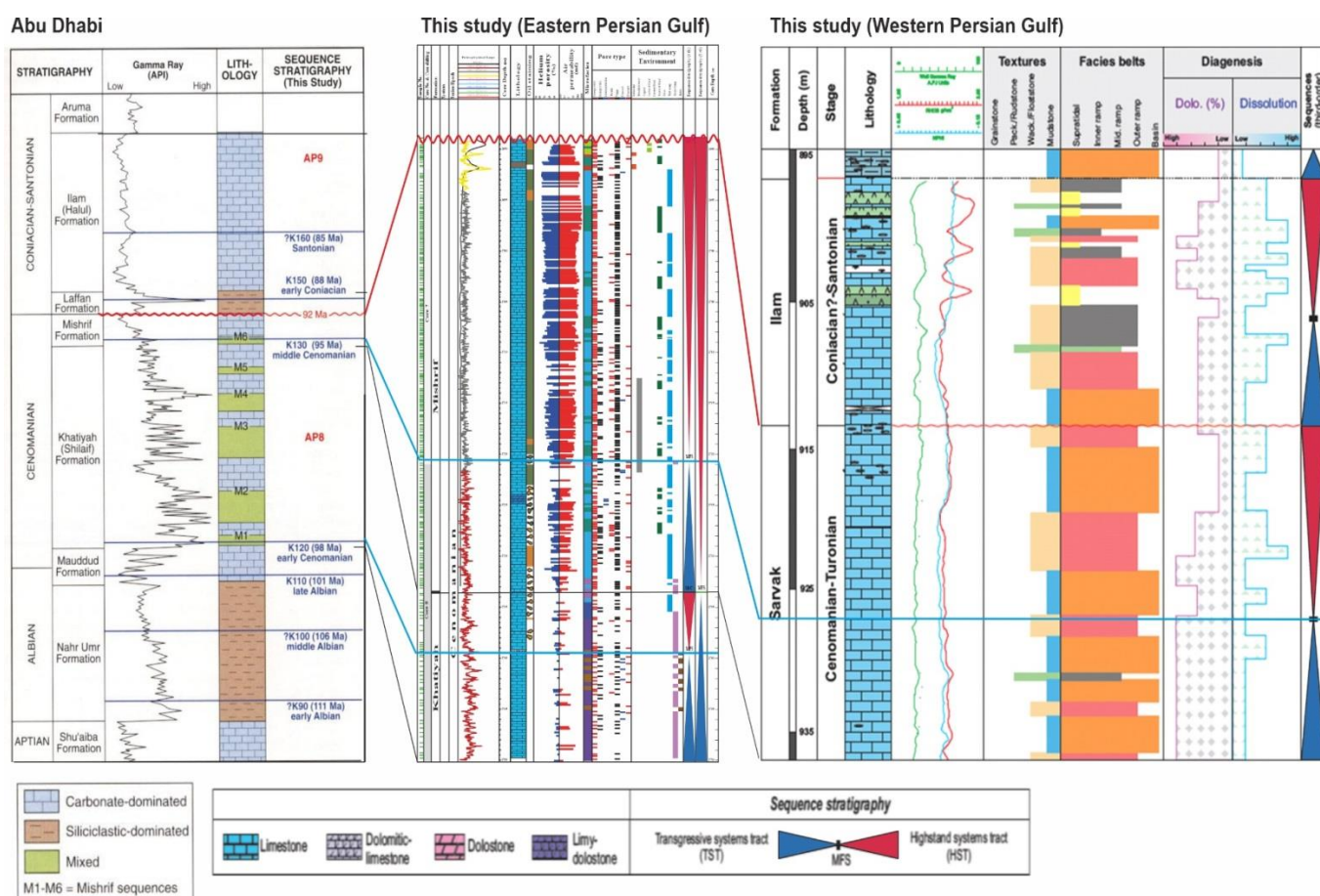
این مرحله از خروج از آب و رخنمون‌یافتگی پلاتفرم کربناته در سازند سروک و سازندهای معادل آن به صورت منطقه‌ای شناخته شده است و سازند سروک بالایی را از سازند ایلام جدا می‌کند (Videtic et al. 1988; Sharland et al. 2001; Razin et al. 2010; Sharp et al. 2010; Van Buchem et al. 2011). شواهد این ناپیوستگی به صورت منطقه‌ای در تمام پلتفرم عربی و حوضه زاگرس (شامل خلیج‌فارس، فروافتادگی دزفول و حوضه بین‌النهرین) ردیابی می‌شود (Aqrabi et al. 1998, 2010). این ناپیوستگی در پاسخ به فرارانش افیولیت‌ها در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی شکل گرفته است



تطابق چینه‌نگاری سکانسی سازند سروک در نواحی شرقی و غربی خلیج فارس و نیز با یک برش مرجع از توالی‌های معادل در ابوظبی در شکل ۱۳ نشان داده شده است. همان‌گونه که مشخص است، انطباق بسیار خوبی بین سکانس‌ها و سطوح کلیدی سکانسی نظیر مرزهای سکانسی و سطوح بیشینه غرقابی مشاهده می‌شود. بر مبنای این تطابق، سطوح بیشینه غرقابی شماره ۱۲۰ و ۱۳۰ در چاه‌های مطالعه‌شده از خلیج فارس تفکیک شده‌اند و ناپیوستگی فرسایشی شناسایی شده نیز منطبق بر ناپیوستگی رأس سازند میشریف در نواحی جنوبی خلیج فارس است (Sharland et al. 2001).

(Sharland et al. 2001; Casini et al. 2011; Hollis 2011; Van Buchem et al. 2011; Farahpour and Hessami 2012; Navidtalab et al. 2024).

در میدان‌های مطالعه‌شده، آثار دیاژنزی مربوط به یک سطح رخمون‌یافتگی قدیمه و پدیده‌های دیاژنزی مرتبط با آن، نظیر انحلال جوی به‌خوبی در رأس سازند سروک مشهود است. به دلیل دسترسی نداشتن به داده‌های سنی (مطلق و نسبی)، اظهار نظر قطعی درباره سن این ناپیوستگی در چاه‌های مطالعه‌شده مقدور نیست. با این حال، با توجه به جایگاه چینه‌شناسی، به نظر می‌رسد که این ناپیوستگی، ناپیوستگی تورونین میانی در نظر گرفته می‌شود که در سرتاسر صفحه عربی مشاهده و ردیابی‌شدنی است (Navidtalab et al. 2016; Mehrabi et al. 2022a, b).



شکل ۱۳- تطابق چینه‌نگاری سکانسی سازند سروک در نواحی شرقی و غربی خلیج فارس (مطالعه حاضر) و یک برش از توالی‌های چینه‌ای معادل در کشورهای عربی حاشیه جنوبی خلیج فارس (برگرفته از Sharland et al. 2001).

Fig 13- Sequence stratigraphic correlation of the Sarvak Formation in the Persian Gulf and southern Arabian countries (Sharland et al. 2001).

نتیجه

محیط‌های کم‌عمق‌تری در مقایسه با ناحیه شرقی نهشته شده‌اند؛

بر این ساختارهای بالاآمده، رخنمون‌یافتگی نهشته‌های کربناته سازند سروک و قرارگیری آنها در معرض آب‌های جوی (اقلیم گرم و مرطوب استوایی آن زمان)، به رخداد پدیده‌های عظیم کارستی‌شدن (انحلال وسیع) و گسترش افق‌های خاک قدیمه در بالاترین بخش‌های این سازند منجر شده است. در خلیج فارس نیز شواهد مربوط به رخنمون‌یافتگی و پدیده‌های دیاژنزی مرتبط با آن، نظیر انحلال و سیمانی‌شدن جوی، برشی‌شدن، سیلیسی‌شدن، گسترش افق‌های پیروئیدی و آغشتگی به اکسیدهای آهن از لایه‌های بالایی سازند سروک گزارش شده‌اند. این وقایع بالاآمدگی زمین‌ساختی همچنین تأثیرگذاری زیادی بر روند تاریخیچه تدفین سازند سروک و دیگر توالی‌های رسوبی حوضه زاگرس گذاشته‌اند.

References

- Abbasi A.I. Al-Lazki A.I. Al Kindi M.H. (Eds.). 2021. Tectonic Evolution of the Oman Mountains, vol. 392. Geological Society, London, 361–408. <https://doi.org/10.1144/SP392.1>
- Ahmadhadi F. Lacombe O. Daniel J.M. 2007. Early reactivation of basement faults in Central Zagros (SW Iran): evidence from pre-folding fracture populations in Asmari Formation and lower Tertiary paleogeography. In Thrust Belts and Foreland Basins: From fold kinematics to hydrocarbon systems (205-228). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7_11
- Ahr W.M. 2008. Geology of Carbonate Reservoir. John Wiley and Sons Inc., Hoboken, 277 p. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/book/10.1002/9780470370650>
- Alavi M. 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of science, 307(9): 1064-1095. <http://dx.doi.org/10.2475/09.2007.02>
- Alsharhan A.S. 2014. Petroleum systems in the Middle East. Geological Society, London, Special Publications, 392(1): 361-408. <https://doi.org/10.1144/SP392.19>
- Alsharhan A.S. and Sadd J.L. 2000. Stylolites in Lower Cretaceous carbonate reservoirs, UAE. <https://doi.org/10.2110/pec.00.69.0185>
- Aqrabi A.A.M. Mahdi T.A. Sherwani G.H. Horbury

مطالعات رخساره‌ای حاکی از نهشت سازند سروک در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ کربناته در خلیج فارس است. آنالیز فراوانی رخساره‌ها نشان داد فراوانی رخساره‌ها در سازند سروک، تفاوت‌های اساسی را در نواحی شرقی و غربی خلیج فارس نشان می‌دهند، به نحوی که رخساره‌های کم‌عمق متعلق به بخش‌های درونی پلاتفرم شامل لاگون، شول و واریزه‌های ریفی در عضو میشریف غلبه دارند، اما عضو خاتیا اساساً از رخساره‌های عمیق رمپ بیرونی و حوضه تشکیل شده است؛

سازند سروک فرآیندهای دیاژنزی متعددی را در محیط‌های دریایی، جوی و تدفینی تحمل کرده است که از این میان، فرآیندهای دیاژنزی جوی نظیر انحلال، سیمانی‌شدن، تبلور مجدد، برشی‌شدن، سیلیسی‌شدن و آغشتگی به اکسیدهای آهن از اهمیت بالایی برخوردارند. این فرآیندها در ارتباط با یک سطح رخنمون‌یافتگی قدیمه در رأس این سازند در هر دو بخش شرقی و غربی خلیج فارس گسترش دارند. البته شدت فرآیندهای دیاژنزی جوی در بخش غربی خلیج فارس بیشتر است؛

تجزیه و تحلیل‌های چینه‌نگاری سکانسی، به شناسایی دو سکانس رسوبی رده‌پایین و یک سکانس رسوبی رده‌بالا در توالی مطالعه‌شده از سازند سروک منجر شد. مرز سکانسی رأس این سازند یک مرز نوع یک (ناپیوستگی فرسایشی) در نظر گرفته می‌شود و انطباق بالایی را با دیگر نواحی زاگرس و صفحه عربی نشان می‌دهد؛

تأثیرپذیری ضخامت و تغییرات ماهیت رخساره‌های رسوبی سازند سروک در ارتباط با ساختارهای زمین‌ساختی نظیر گنبد‌های نمکی (در بخش شرقی) و بلندی‌های قدیمه مرتبط با گسل‌های پی‌سنگی (در بخش غربی) حاکی از فعالیت آنها در زمان نهشت سازند سروک در خلیج فارس‌اند. در یک روند کلی و از دیدگاه مقایسه‌ای، چنین به نظر می‌رسد که رخساره‌های سازند سروک در نواحی غربی خلیج فارس در

- Canada. Norwegian petroleum society special publications, 2: 121-146. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-88943-0.50013-7>
- Embry A.F. and Klovan J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. NWT. Bull. Can. Pet. Geol. 19: 730-781. <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.19.4.730>
- Esfafili-Dizaji B. and Rahimpour-Bonab H. 2019. Carbonate reservoir rocks at giant oil and gas fields in SW Iran and the adjacent offshore: a review of stratigraphic occurrence and poro-perm characteristics. Journal of Petroleum Geology, 42(4): 343-370. <https://doi.org/10.1111/jpg.12741>
- Esfafili-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: 1-25. <https://doi.org/10.1007/s10347-015-0442-8>
- Farahpour M.M. and Hessami Kh. 2012. Cretaceous sequence of deformation in the SE Zagros fold-thrust belt. Journal of the Geological Society 169 (6): 733-743. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-042>
- Farzadi P. and Hesthmer J. 2007. Diagnosis of the upper Cretaceous palaeokarst and turbidite systems from the Iranian Persian Gulf using volume-based multiple seismic attribute analysis and pattern recognition. Petrol. Geosci. 13:227-240. <https://doi.org/10.1144/1354-079306-71>
- Flügel E. 2013. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Springer Science & Business. <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-03796-2>
- Folk R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. AAPG bulletin, 43(1): 1-38. <https://doi.org/10.1306/0BDA5C36-16BD-11D7-8645000102C1865D>
- Friedman G.M. Amiel A.J. and Schneidermann N. 1974. Submarine cementation in reefs; example from the Red Sea. Journal of Sedimentary Research, 44(3): 816-825. <https://doi.org/10.1306/212F6BB8-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- 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(3): 275-285. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2009.08.014>
- Hajikazemi E. Al-Aasm I.S. and Coniglio M. 2010. Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran. Geological Society, London, A.D. 2010. Characterization of the mid-Cretaceous Mishrif reservoir of the southern Mesopotamian basin, Iraq. In American Association of Petroleum Geologists Conference and Exhibition (Vol. 7, pp. 7-10). https://www.searchanddiscovery.com/documents/2010/50264aqrawi/ndx_aqrawi
- Aqrawi A.A.M. Thehni G.A. Sherwani G.H. 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(1): 57-82. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1998.tb00646.x>
- Bathurst R.G.C. 1976. Diagenesis of carbonate rocks. Journal of the Geological Society, 132(3): 342-343. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.132.3.0342>
- Bauer B.O. Lorang M.S. and Sherman D.J. 2002. Estimating Boat-Wake-Induced Levee Erosion using Sediment Suspension Measurements. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 128(4): 152-162. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(2002\)128:4\(152\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(2002)128:4(152))
- Casini G. Gillespie P.A. Vergés J. Romaine I. Fernández N. Casciello E. and Hunt D.W. 2011. Sub-seismic fractures in foreland fold and thrust belts: insight from the Lurestan Province, Zagros Mountains, Iran. Petroleum Geoscience, 17:263-282. <https://doi.org/10.1144/1354-079310-043>
- Cherven V. Fischer P. Frick E. Grunberg A. Ipswitch S. Menzie R. and Schwartzbart D. 1986. Reservoir geometry and trapping mechanisms, Lindsey Slough Gas field, southern Sacramento basin. Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.; (United States), 70(CONF-8604187-).
- Choquette P.W. James N. McIlreath I. Morrow D. 1990. Diagenesis. Geoscience Canada, 10(4).
- Curry J.R. and Moore D.G. 1964. Holocene regressive littoral sand, Costa de Nayarit, Mexico. In Developments in sedimentology (Vol. 1, pp. 76-82). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70470-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70470-9)
- Dravis J. 1979. Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian platform, Eleuthera Bank, Bahamas. Journal of Sedimentary Research, 49(1): 195-207. <https://doi.org/10.1306/212F76EE-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Embry A.F. 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In Norwegian Petroleum Society Special Publications, 5: 1-11. [https://doi.org/10.1016/S0928-8937\(06\)80059-7](https://doi.org/10.1016/S0928-8937(06)80059-7)
- 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

- outcrop to 3D modelling: a case study of a dolomitized carbonate reservoir, Zagros Mountains, Iran. *Petroleum Geoscience*, 17:283-307 <https://doi.org/10.1144/1354-079310-040>
- Longman M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. *AAPG bulletin* 64(4): 461-487. <https://doi.org/10.1306/2F918A63-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Machel H.G. 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. Geological Society, London, Special Publications, 235(1): 7-63. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02>
- Mashhadi Z.S. and Rabbani A.R. 2015. Organic geochemistry of crude oils and Cretaceous source rocks in the Iranian sector of the Persian Gulf: An oil-oil and oil-source rock correlation study. *International Journal of Coal Geology* 146: 118-144. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.05.003>
- 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, <https://doi.org/10.3390/min13081078>
- Mehrabi H. Navidtalab A. Enayati A. and Bagherpour B. 2022a. 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. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106136>
- Mehrabi H. Navidtalab A. Rahimpour-Bonab H. and Heimhofer U. 2022b. 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. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2022.105329>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s10347-013-0374-0>
- Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. Hajikazemi E. and Jamalian A. 2015a. Controls on depositional facies in upper cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf. Iran. *Facies* 61, 23. <https://doi.org/10.1007/s10347-015-0450-8>
- Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. Enayati-Bidgoli A. and Esrafil-Dizaji B. 2015b. Impact of contrasting paleoclimate on carbonate reservoir architecture: cases from arid Permian-Triassic and humid Cretaceous platforms in the South and Southwestern Iran. *J. Petrol. Sci. Eng.* 126: 262–283. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2014.12.020>
- Special Publications, 330(1): 253-272. <https://doi.org/10.1144/SP330.12>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.035>
- Hollis C. 2011. Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian–Turonian of the Arabian Plate. *Petrol. Geosci.* 17: 223–241. <https://doi.org/10.1144/1354-079310-032>
- Hosseini S. Conrad M.A. Clavel B. and Carras N. 2016. Berriasian-Aptian shallow water carbonates in the Zagros fold-thrust belt, SW Iran: Integrated Sr-isotope dating and biostratigraphy. *Cretaceous Research* 57: 257-288. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.09.007>
- Immenhauser A. Creusen A. Esteban M. and Vonhof H.B. 2000. Recognition and interpretation of polygenic discontinuity surfaces in the Middle Cretaceous Shu'aiba, Nahr Umr, and Natih Formations of Northern Oman. *GeoArabia* 5(2): 299-322. <https://doi.org/10.2113/geoarabia0502299>
- Immenhauser A. Van Der Kooij B. Van Vliet A. Schlager W. and Scott R.W. 2001. An ocean-facing Aptian–Albian carbonate margin, Oman. *Sedimentology* 48(6): 1187-1207. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00416.x>
- 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>
- James N.P. and Choquette P.W. 1990. Limestones — The seafloor diagenetic environment. In: Diagenesis, McIlreath I.A. and Morrow D.W. (eds.), *Geosc. Canada Reprint Series*, 4: 13–34.
- Keller G. 2008. Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. *Cretaceous Research*, 29(5-6): 754-771. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.030>
- Korbar T. Fuček L. Husinec A. Vlahović I. Oštrić N. Matičec D. and Jelaska V. 2001. Cenomanian carbonate facies and rudists along shallow intraplateau basin margin-the island of Cres (Adriatic Sea, Croatia). *Facies*, 45(1): 39–58. <https://doi.org/10.1007/BF02668104>
- Lai J. Liu S. Xin Y. Wang S. Xiao C. Song Q. Chen X. Wang G. Qin Z. and Ding X. 2021. Geological-petrophysical insights in the deep Cambrian dolostone reservoirs in Tarim Basin, China. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 105 (11): 2263–2296. <https://doi.org/10.1306/03122119135>
- Lapponi F. Casini G. Sharp I. Blendinger W. Fernández N. Romaine I. and Hunt D. 2011. From

- Orang K. Motamedi H. Azadikhah A. Royatvand M. 2018. Structural framework and tectono-stratigraphic evolution of the eastern Persian Gulf, offshore Iran. *Marine and Petroleum Geology* 91: 89-107. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.12.014>
- Piryaei A. Reijmer J.J. van Buchem F.S. Yazdi-Moghadam M. Sadouni J. and Danelian T. 2010. The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran). *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1): 211-251. <https://doi.org/10.1144/SP330.11>
- Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Enayati-Bidgoli A.H. and Omidvar M. 2012a. Coupled imprints of tropical climate and recurring emersions on reservoir evolution of a mid- Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, SW Iran. *Cretac. Res.* 37: 15–34. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2012.02.012>
- Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Navidtalab A. and Izadi-Mazidi E. 2012b. Flow unit distribution and reservoir modelling in cretaceous carbonates of the Sarvak Formation, Abteymour oilfield, Dezful Embayment, SW Iran. *J. Petrol. Geol.* 35: 213–236. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2012.00527.x>
- Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Navidtalab A. Omidvar M. Enayati-Bidgoli A.H. Sonei R. Sajjadi F. Amiri-Bakhtyar H. Arzani N. and Izadi-Mazidi E. 2013. Palaeo-exposure surfaces in Cenomanian Santonian carbonate reservoirs in the Dezful Embayment, SW Iran. *J. Petrol. Geol.* 36 (4): 335–362. <https://doi.org/10.1111/jpg.12560>
- 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. *Geological Society, London, Special Publications* 329(1): 187-218. <https://doi.org/10.1144/SP329.9>
- Revil A. Grauls D. and Brévar O. 2002. Mechanical compaction of sand/clay mixtures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11): ECV 11-1-ECV 11-15. <https://doi.org/10.1029/2001JB000318>
- Sadeghi S. Hashemi H. and Beiranvand B. 2023. Sequence stratigraphy and microfacies of the Sarvak Formation, west of the Hendijan–Bahregansar–Nowrooz Palaeohigh. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches* 39(2): 23-44. <https://doi.org/10.22108/JSSR.2023.138811.1266>
- Sadooni F.N. 2005. The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic
- Moghadam H.S. Li Q.L. Griffin W.L. Stern R.J. Santos J.F. Ducea M.N. and O'Reilly S.Y. 2022. Temporal changes in subduction-to collision-related magmatism in the Neotethyan orogen: The Southeast Iran example. *Earth-Science Reviews* 226, 103930. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103930>
- Mohammadrezaei H. Alavi S.A. Cardozo N. and Ghassemi M.R. 2020. Deciphering the relationship between basement faulting and two-phase folding in the Hendijan anticline, northwest Persian Gulf, Iran. *Marine and Petroleum Geology* 122, 104626. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104626>
- Moore C.H. and Wade W.J. 2013. Carbonate Reservoirs Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Elsevier: *Developments in Sedimentology Book series* 67, 374p. <https://www.sciencedirect.com/bookseries/developments-in-sedimentology/vol/67/suppl/C>
- Morad S. Al-Aasm I.S. Nader F.H. Ceriani A. Gasparrini M. and Mansurbeg H. 2012. Impact of diagenesis on the spatial and temporal distribution of reservoir quality in the Jurassic Arab D and C members, offshore Abu Dhabi oilfield, United Arab Emirates. *GeoArabia*, 17(3): 17-56. <https://doi.org/10.2113/geoarabia170317>
- Morrow D.W. 1982. Diagenesis 1. Dolomite-Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geoscience Canada*, 9(1): 5-13. <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/3279>
- Motiei H. 1995. Stratigraphy of Zagros. *Publ. Geol. Survey Iran [In Persian]*.
- Nairn A.E.M. and Alsharhan A.S. 1997. Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-82465-3.X5000-1>
- Navidtalab A. Mehrabi H. Shafaii Moghadam H. and Rahimpour-Bonab H. 2024. Strontium isotope proxy of sedimentological records reveals uplift and erosion in the Southeastern Neo-Tethys Ocean during the late Cretaceous. *Sci Rep* 14, 3499 (2024). <https://doi.org/10.1038/s41598-024-54128-3>
- Navidtalab A. Rahimpour-Bonab H. Huck S. and Heimhofer U. 2016. Elemental geochemistry and strontium-isotope stratigraphy of Cenomanian to Santonian neritic carbonates in the Zagros Basin. *Iran. Sediment. Geol.* 346: 35–48. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.10.003>
- Nelson R.A. 2001. *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. 2nd Edition, Gulf Professional Publishing, Boston, 332. <https://shop.elsevier.com/books/geologic-analysis-of-naturally-fractured-reservoirs/nelson/978-0-88415-317-7>

- sea level.: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. <https://doi.org/10.1306/M26490C6>
- 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>
- Van Buchem F.S. Razin P. Homewood P.W. Oterdoom W.H. and Philip J. 2002. Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman. *AAPG Bulletin*. 86(1): 21-53. <https://doi.org/10.1306/61EEDA30-173E-11D7-8645000102C1865D>
- Van Buchem F.S. Razin P. Homewood P.W. Philip J.M. Eberli G.P. Platel J.P. and Cantaloube S. 1996. High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in northern Oman: distribution of source rocks and reservoir facies. *GeoArabia* 1(1): 65-91. <https://doi.org/10.2113/geoarabia010165>
- Videtich P.E. McLimans R.K. Watson H.K.S. and Nagy R.M. 1988. Depositional, diagenetic, thermal, and maturation histories of Cretaceous Mishrif Formation, Fateh field, Dubai. *AAPG bulletin* 72(10): 1143-1159. <https://doi.org/10.1306/703C996A-1707-11D7-8645000102C1865D>
- Vincent B. Van Buchem F.S.P. 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 Petrol Geol.* 63: 46-67. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.02.018>
- entrapment. *Cretaceous Research*, 26(2): 213-224. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2004.11.016>
- 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 (1): 679-728. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-081320-064052>
- Sharland P.R. Archer R. Casey D.M. Davies R.B. Hall S.H. Heyward A.P. Horbury A.D. and Simmons M.D. 2001. Arabian plate sequence stratigraphy. *GeoArabia*, Special Publication 2.
- 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* 329(1): 343-396. <https://doi.org/10.1144/SP329.14>
- Shiroodi S.K. Ghafoori M. Faghieh A. Ghanadian M. Lashkaripour G. and Moghadas N.H. 2015. Multi-phase inversion tectonics related to the Hendijan–Nowrooz–Khafji Fault activity, Zagros Mountains, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences* 111: 399-408. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.08.015>
- Taghavi A.A. Mørk A. and Emadi M.A. 2006. Sequence stratigraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the carbonate Dehloran Field, southwest Iran. *Petroleum Geoscience* 12(2): 115-126. <https://doi.org/10.1144/1354-079305-672>
- Tucker M.E. and Bathurst R.G. (Eds.). 2009. Carbonate diagenesis. John Wiley & Sons. <https://doi.org/10.1017/S001675680001846X>
- Tucker M.E. and Wright V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford. <https://doi.org/10.1002/9781444314175>
- Vail P.R. Mitchum Jr. R.M. and Thompson S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. Global cycles of relative changes of

