Vol. 9, No. 1, Spring and Summer 2023, pp. 308- 337 ISSN (Print): 2538-449X ISSN(Online): 2981-1619

Research Article
OPEN ACCESS
Kharazmi Journal of Earth Sciences
Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir

Relationship between sedimentary sequences and diagenetic processes with the reservoir zones of the Asmari Formation in one of the oil fields in the southwest of Iran

Ghobad Koolabandi[1], Hossein Mosaddegh[2*], Javad Honarmand[3], Mehran Moradpour[4]

1. Master of Science, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
3. Assistant Professor, Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran
4. Master of Science, Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran

Article info

Article history
Received: 03 July 2023
Accepted: 01 September 2023

Keywords:
Sedimentary sequence, Diagenetic processes, Reservoir zones, Asmari Formation.

Abstract

The Oligo-Miocene Asmari Formation is one of the most important hydrocarbon reservoirs in the Zagros sedimentary basin, especially in the Dezful depression. The Formation in most of the oil fields of the Dezful depression consists of a mixed carbonate-siliciclastic sequence. In this study, the relationship between sedimentary sequences and diagenetic processes with reservoir zones is considered. For this purpose, sedimentological data and petrophysical logs of a key well were used. Based on microscopic studies on the core thin sections, four detrital petrofacies and eight carbonate microfacies were identified that were deposited in four facies belts, including open marine, shoal, lagoon, and tidal flat environments, related to a homoclinal ramp. In addition, six depositional sequences (third order) were identified by facies analysis and well logs. Reservoir properties have been increased by dissolution and dolomitization with pore space expansion, while being decreased by cementation and compaction. The Asmari Formation in the investigated well is subdivided into eight reservoir zones based on sedimentary characteristics and petrophysical properties. The coincidence of the facies boundaries with the reservoir zone boundaries in most cases shows that the changes in the reservoir properties are mainly related to the changes in the sea level. This is well-known in the lower zones.

Introduction

The Asmari Formation is one of the largest hydrocarbon reservoirs in the southwest of Iran. This formation was deposited in a shallow carbonate platform in the Zagros sedimentary basin. Studies on the reservoir quality of the formation in various oil and gas fields of the Zagros basin have shown that in addition to lithological and facies changes, the effect of various diagenetic processes has played an important role in controlling the reservoir properties of this formation.

Considering the effect of each of the effective processes (sedimentation and diagenesis) on the reservoir properties in the exploration and development phases of a reservoir, this study focuses on the relationship between facies, environment and sedimentary sequences and diagenetic processes with the reservoir properties in one of the subsurface sections of the Asmari Formation. The investigated field is located in the northern part of the southern Dezful depression with a northwest-southeast trend (Fig.1)

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.106202
***Corresponding author:** Hossein Mosaddegh; **E-mail:** mosaddegh@khu.ac.ir
How to cite this article: Koolabandi, G., Mosaddegh, H., Honarmand, J., Moradpour, M., 2023. Relationship between sedimentary sequences and diagenetic processes with the reservoir zones of the Asmari Formation in one of the oil fields in the southwest of Iran. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9(1), 308- 337.
http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.106202

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

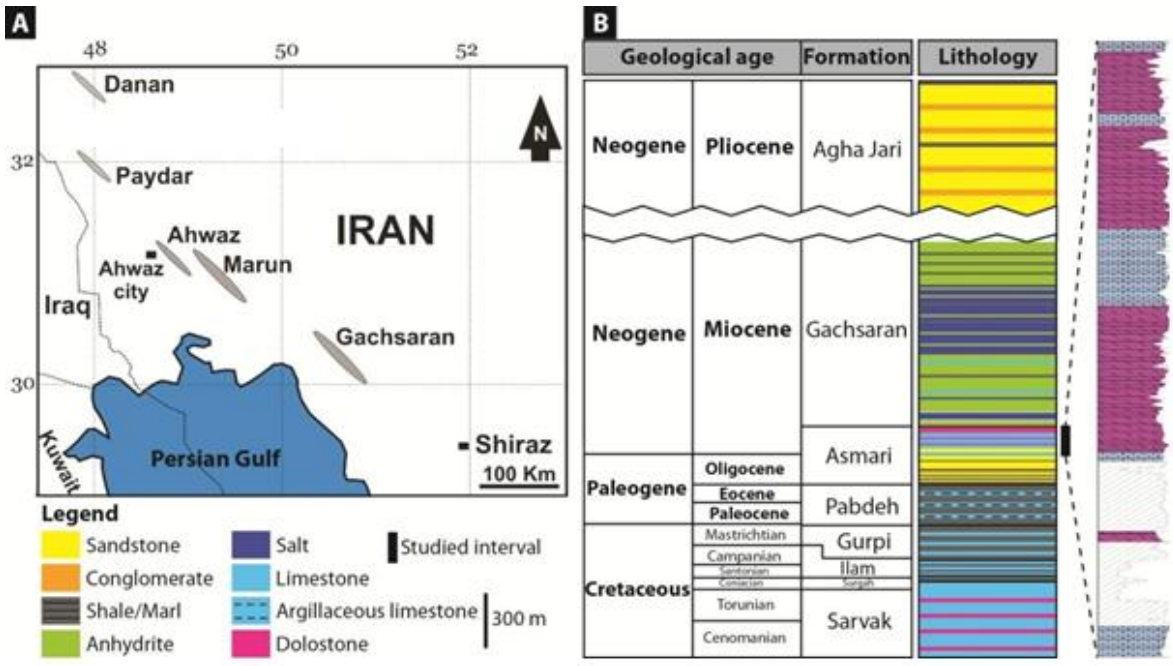


Fig.1. a) Geographical location of the studied field. b) Rock units and position of carbonate sequence of the Asmari Formation (modified after Honarmand, 2012).

Materials and Methods

In this research, 675 thin sections of cores from a key well in one of the Dezful subsidence fields with a thickness of 400 meters have been subjected to a detailed petrographic study using a microscope equipped with a photography camera. These studies led to the identification of microfacies and the diagenetic processes and the determination of depositional sequences in the studied well. In this study, the classification of Pettijohn et al. (1987) and Folk (1980) was used for the nomenclature of siliciclastic rocks and the classification of Dunham (1962), Embry and Klovan (1971) and Flugel (2010) for the nomenclature of carbonate microfacies. In addition, to investigate the role of sedimentary properties and diagenetic processes on reservoir properties, well log data such as gamma (CGR), neutron (NPHI), density (RHOB), acoustic (DT) and resistivity (RT) were used. Cyclolog software was used to plot the well log data.

Results and Discussion

Identification of facies and facies belts is one of the most fundamental steps in reservoir studies. The Asmari Formation in the studied field shows significant lithological, facies and diagenetic diversity during different times and places. In this research, based on detailed petrographic investigation, determination of sedimentary texture, abundance of allochems, vertical relationship of microscopic facies and comparing the results with standard facies, the facies are divided into two groups: carbonate facies- group and siliciclastic facies group.

The study of the microscopic sections led to the identification of 8 carbonate microfacies and 4 siliciclastic petrofacies, which are listed below in Table 1.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

Table 1. Siliciclastic and carbonate facies of the Asmari Formation in the studied field.

Facies code	Microfacies/Petrofacies name	Standard microfacies Flugel (2010)	Depositional setting
Mf1	Mudstone/dolostone with fenestral fabric	RMF22	Peritidal
Mf2	Sandy mudstone	RMF19	Peritidal
Mf3	Wackestone/ packstone with imperforate foraminifera	RMF20	Lagoon
Mf4	Packstone/grainstone with imperforate/perforate foraminifera	RMF27	Lagoon
Mf5	Ooid/ peloid Grainstone	RMF29	Shoal Complex
Mf6	Floatstone/bindstone with coral and red algae	RMF12	Shoal Complex
Mf7	Red algal bioclast wackestone/ packstone	RMF14	Pro-Mid Ramp
Mf8	Wackestone/ packstone with perforate benthic foraminifera	RMF13	Dis-Mid Ramp
Pf1	Very fine to medium grained sandstone: calcareous quartz arenite	-	Mid ramp
Pf2	Medium to coarse grained sandstone quartz wacke	-	Inner ramp
Pf3	Fine to medium grained sandstone: skeletal bearing sublitharenite	-	Shoreface

Microfacies MF8, MF7, MF6 are related to the middle ramp and are more abundant in the lower parts of the formation. These facies gradually change to microfacies MF5, MF4, MF3, MF2 and MF1, representing the inner ramp. Following eustatic sea level fall in the Aquitanian, the Neotethys Ocean was restricted and with the formation of an intra-platform basin, sedimentary environment of the Asmari Formation changed and shallow evaporite facies developed instead of marine facies (Van Buchem et al., 2010).

Considering the gradual transformation of microfacies into each other, the absence of continuous reef barriers, and the high thickness of the deposits related to the middle and inner ramps, depositional model of this part of the Asmari Formation is a homoclinal carbonate ramp (Rowlands et al., 2014; Burchette and Wright, 1992; Pomar, 2001). This suggestion is also confirmed based on previous studies (Goudarzi et al., 2018; Daraei et al., 2015; Khalili et al., 2021)(Fig 2)

Sequence stratigraphy investigates the facies relationships, the stacking patterns of sedimentary units, and dynamic analysis of sedimentary basins in a temporal framework (Emery and Myers, 1996; Catuneanu et al., 2011). The basis of sequence stratigraphy is the placement of sedimentary basin deposits in the form of sedimentary sequences separated by discontinuity or correlative continuity. This process is accomplished by examining vertical facies changes and identifying sedimentary environments associated with relative sea-level changes (Emery and Myers, 1996). Based on microscopic studies of thin sections taken from the well core samples and using petrophysical logs, especially gamma-ray logs, six “third order” sedimentary sequences including system tracts (HST, LST and TST)

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

and their stratal surfaces (SB, TS and MFS) have been identified. The position of the sequences in the Asmari Formation and their relationship to lithological changes, facies diversity and diagenetic processes are shown in Figure 3.

Stratigraphic correlation and zonation of reservoir zones is the first step in the preparation of static reservoir models. So far, many studies have been conducted on the reservoir geology of the Asmari Formation, which have led to the identification and separation of different reservoir zones. Among them, the zonation of the Canadian company Intera (Intera, 1992) is more accurate than other zonations and is used more frequently (Table2). Lithological characteristics and petrophysical properties (porosity, water saturation, formation resistivity) of hydrocarbon reservoirs are generally influenced by the characteristics of the sedimentary environment and diagenetic processes (Lucia, 2007).

In clastic rocks, parameters such as grain size, sorting, rounding, and grain shape are among the primary factors that control reservoir quality. In these rocks, parameters such as dissolution of unstable components, dolomitization, compaction, and cementation are also among the diagenetic factors that control reservoir quality. Carbonate rocks have different sediment characteristics due to the influence of various factors, including biological activities of organisms and chemical changes in the sedimentary basin. Diagenetic processes also have significant effects on the formation of reservoir properties (porosity and permeability) of these rock types (Lucia, 2007; Morad, 2010). Determining the influence of each of the effective processes on petrophysical properties can play an effective role in the exploration and development of hydrocarbon fields. Since several conditions and mechanisms play a role in the formation and expansion of diagenetic processes in the Asmari Formation, in this research only the role of these processes in terms of reservoir properties (increase or decrease in porosity) is discussed in the framework of sequence stratigraphy. Diagenetic processes such as dolomitization, dissolution, cementation, bioturbation, micritization, and compaction are among the most important processes affecting the reservoir properties of many reservoirs, including the Asmari reservoir in the well. The types of these processes, their distribution and the intensity of their influence on the properties of the Asmari reservoir in the studied field are presented below:

Dolomitization

Dolomitization is one of the most widespread diagenetic processes in the Asmari Formation (Aqrawi et al., 2006). This process plays a very important role in the quality of the Asmari reservoir in the Zagros Sedimentary Basin. (Honarmand and Amini, 2016). This process has strongly affected the limestones in the middle and upper part of the studied wells (Figs. 4 a-d). The amount of dolomitization and the size of the crystals decrease from the middle to the top of the formation. Comparison of the petrographic studies with the well logging data shows that the zones with medium- size crystal have higher reservoir properties due to the expansion of the intercrystalline porosity (Zone 1 and the central part of Zone 20).

Cementation

Cementation is one of the most important diagenetic processes affecting reservoir quality, especially in carbonate rocks. In general, cementation occurs when the formation fluid becomes supersaturated with respect to cement (Tucker and Wright, 1990).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

Calcite and anhydrite cements are among the most abundant cements in the studied well, mainly filling the voids within the carbonate and sandstone facies. The most important calcite cements are equant calcite (crystals with almost the same dimensions), overgrowth (surrounding the echinoderm fragments), drusy (increasing the size of the crystals toward the center of the cavity) and poikilotopic (the inclusion of several grains by the cement) (Figs. 5 a-d). This process has reduced the porosity and the reservoir quality by filling the empty spaces (the upper part of Zone 40).

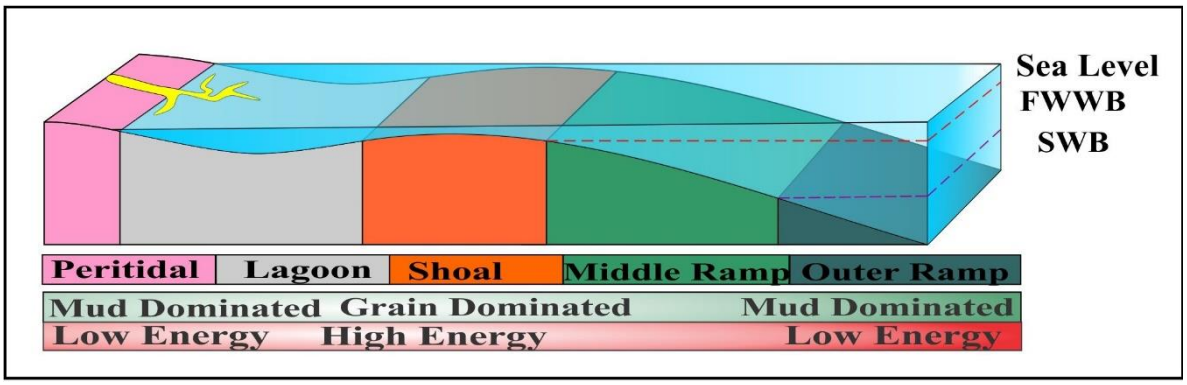


Fig. 2. Depositional model of the ramp carbonate platform of the Asmari Formation in the studied field

Table 2. Comparison of reservoir zones of the Asmari Formation in the studied field based on the division of Intera (redrawn from Intera, 1992; Gholipour and Haggi, 1989).

		Intera,1992			Gholipour and Haggi,1989	
		Layer	Sub-layer	Reservoir Unit	Major	Minor
Asmari Formation	Upper Asmari	1	1	1	1	1
			11	11		11
	Middle Asmari	2	20	20.1	2	20
				20.2		
				20.3		
			28	28		28
		3	30	30.1	3	30
				30.2		
				30.3		
	Lower Asmari		36	36		36
		4	40	40.1	4	40
				40.2		
			40.80	40.80		40.80
		5	50	50	5	50
			50.60	50.60		50.60

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

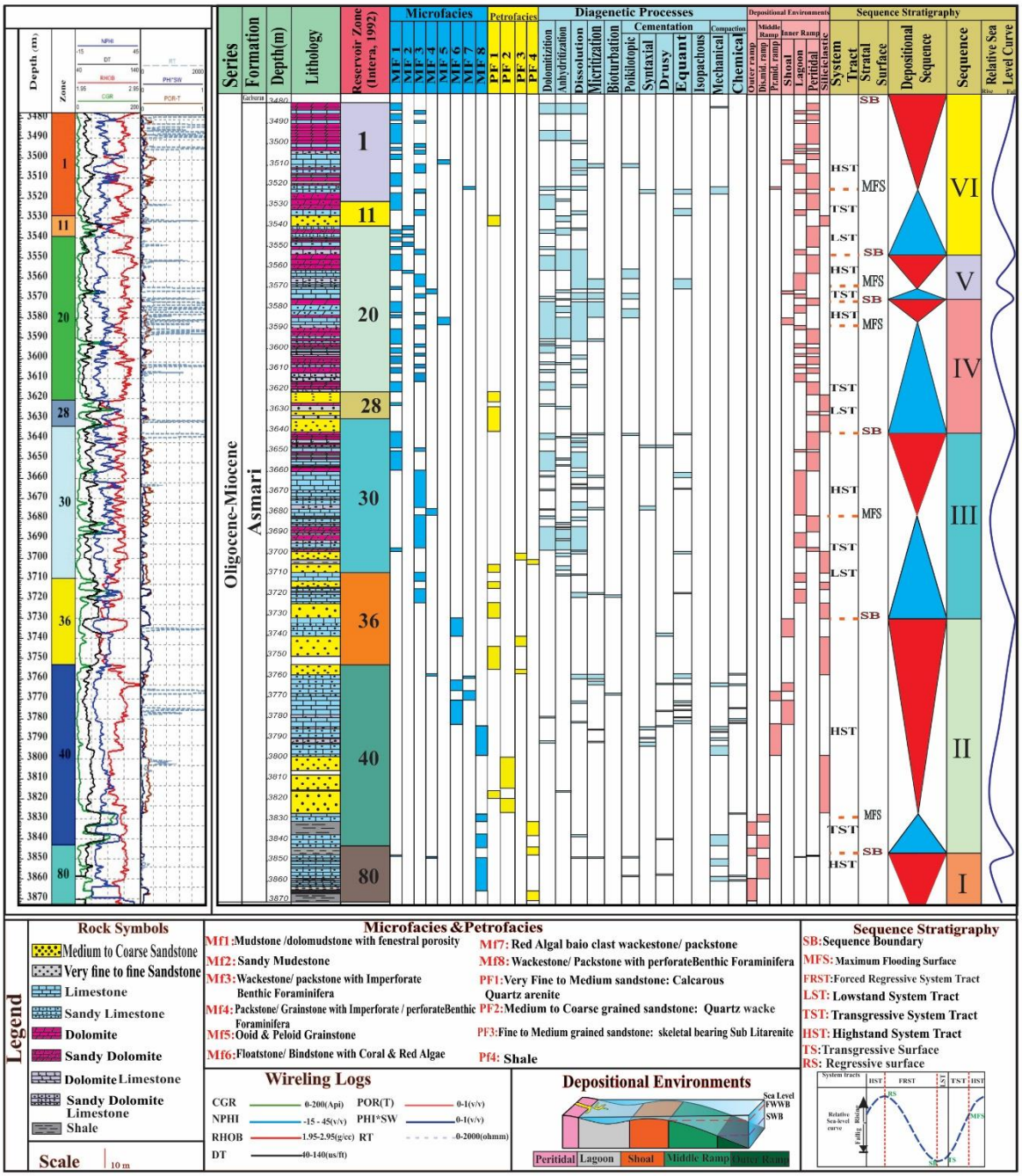


Fig.3. Lithological column, microfacies and sedimentary environment along with the studied well

Anhydritization

Anhydrite is the most abundant sulfate compound in the well and has a high textural diversity. This textural diversity is caused by different mechanisms in its formation (El Tabakh et al., 1998). In the studied well, the most widespread anhydrite cement is associated with the shallow, high energy and grain-supported facies. These cements play an important role in reducing reservoir properties by filling the voids created by dissolution (cavities and fractures) between primary

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

grains and between secondary crystals (Figs. 6 a-d).

Dissolution

Dissolution is an important diagenetic process that increases the porosity of sedimentary rocks. The movement of under-saturated water of calcium carbonate through the pores of carbonate rocks dissolves some of the unstable minerals. This process depends on several factors, including the chemical composition of the pore fluid and its saturation with carbonate ions, as well as its ability to dissolve orthochems and allochems (Moore and Wade, 2013). This process has affected almost all the reservoir zones of the Asmari Formation and has caused the expansion of intergranular porosity in the clastic facies (PF2, PF3) and also the formation and expansion of various types of cavity, moldic and intragranular porosity in most of the carbonate facies of the said formation. (Figs. 7 a-b). In cases where the voids created are interconnected and are not filled with cement, this process increases the reservoir properties (Zone 1 and the central part of Zone 20), and when the voids are not interconnected and these spaces are filled with cement, the reservoir properties decrease (the upper part of Zone 40).

Micritization

The micritization process is one of the first diagenetic processes that occurs due to the boring of grains by some organisms (cyanobacteria, algae and fungi) and the simultaneous filling of the bores by micrite cement (Flugel, 2010). More micritization is observed in skeletal and non-skeletal components in facies of shallow parts, including lagoonal and shoal facies. In some cases, this process has prevented the collapse of biological particles and prevented the increase of continuous voids (upper part of Zone 40) (Figs. 4 c-d).

Bioturbation

Bioturbation is one of the most effective diagenesis processes that usually occurs due to the activity of organisms during sedimentation. This process is usually thought of the digging of organisms in soft sediments (burrowing) as well as drilling in hard sediments (boring). In general, this process has provided a favorable environment for other diagenetic processes, including dissolution and dolomitization, by creating heterogeneity in the texture of the sediments (Zone 40) (Figs. 4 e-f).

Compaction

In general, compaction is a process applied to sediments during and after deposition, and it acts in two ways: physical (mechanical) compaction) and chemical compaction). The process of physical compaction usually occurs as a result of overburden pressure during the burial stages and causes various textures such as plastic deformation, crushing and proximity of grains and their interference with each other (Tucker and Wright, 1990). In the studied well, this process has caused the grains to move closer together and has resulted in a substantial reduction in porosity, especially primary porosity (Zone 28). Chemical compaction occurs at greater depths and higher temperatures than mechanical compaction, and causes dissolution at grain boundaries and produces fitted fabrics, dissolution veins, and stylolites (Tucker and Wright, 1990). This process is less common in the well and is observed primarily in the lower parts (Zone 40) (Figs. 4 g-i).

Correlation of the sequence stratigraphy with the distribution of diagenetic processes in the studied well

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

Each of the facies groups was deposited under certain conditions of sea level changes and consists of different facies. Diagenetic processes have different effects on these deposits according to the placement of facies groups in different diagenetic environments. The best place to link sequence stratigraphy with diagenesis processes is sequence and stratal surfaces.

In the carbonate rock units of the well, near the sequence boundaries, mud-supported textures have developed due to the considerable decrease in sea level and reduction of skeletal and non-skeletal components. Dolomitization has significantly expanded in this part, for example, in Zone 20. The high fluid flow rate in the transgressive system tracts (TST) has led to the formation of aragonite and high Mg calcite cements. The reduction of skeletal and non-skeletal components and the expansion of mud-supported textures towards the maximum flooding surface (MFS) resulted in the decrease in permeability but an increase in porosity (Tucker, 2001; Morad et al., 2013). The dissolution process in the deposits of the upper part of the highstand system tracts (HST) and the deposits of the lowstand system tracts (LST) is caused by the mixing of meteoric and marine waters, which creates fluid under saturation conditions. This process significantly reduces the quality of the reservoir.

Conclusion

By comparing reservoir zones, it was determined that the reservoir Zone 40, which is located in the central part of the Asmari Basin, has suitable reservoir characteristics. This zone is located in the upper part of 2th highstand system tracts (HST) in sandstone rock unit. After this, Zone 1 has significant reservoir characteristics due to expansion of diagenetic processes of dissolution and dolomitization in highstand system tracts (HST) of 6th depositional sequence. Despite its significant thickness, Zone 36 shows the lowest reservoir properties. The reason is the presence of sandstones with low textural maturity. Additionally, Zones 40 and 80 are lacking the reservoir potential due to complete saturation with water.

In general, the reservoir properties of the Asmari Formation zones in the investigated well are influenced by sedimentary and diagenetic processes, so that the boundaries of the reservoir zones in most areas are related to the boundaries of the lower facies groups, indicating that the reservoir properties of these zones are influenced by environmental conditions. Reservoir properties of accretionary zones are affected by diagenesis processes, in these zones, none of the diagenesis phenomena is the sole controller of reservoir properties, but the result of these phenomena has caused the increase or decrease of reservoir effects.

References

Aqrawi, A.A.M., Keramati, M., Ehrenberg, N., Pickard, N., Mollemi, A., Svana, T., Darke, G., Dickson, J.A.D., Oxtoby, N.H, 2006. The origin of dolomite in the Asmari Formation Oligocene-Lower Miocene, Dezful Embayment. SW, Iran. Journal of Petroleum Geology, 29 (4), 381-402.

Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992 Carbonate Ramp Depositional Systems. Sedimentary Geology, 79, 3-57.

Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A. Tucker, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. Newsletters on stratigraphy, 44(3), 173-245.

Daraei, M., Amini, A. Ansari, M., 2015. Facies analysis and depositional environment study of the mixed carbonate–evaporite Asmari Formation (Oligo-Miocene) in the sequence stratigraphic framework, NW Zagros,

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

Iran. Carbonates and Evaporites, 30(3), 253-272.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. AAPG Memoir 1, 108–121.

El Tabakh, M., Schreiber, B.C., Warren, J. K., 1998. Origin of fibrous gypsum in the - Newark Rift Basin, Eastern North America. Journal of Sedimentary Research 68(1),88-99.

Embry, A. F., Klovan, J. E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19, 730-781.

Emery, D., Myers, K.J. 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford.

Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application (2th edition), Springer, Heidelberg.

Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, Texas.

Gholipour, A.M., Haggi, A., 1989. Geological study of layers 4 and 5 of the Asmari Formation. NISOC, report No 4135.

Honarmand, J., Amini A., 2016. Diagenetic processes and reservoir properties in the ooid grainstones of the Asmari Formation, Cheshmeh Khush Oil Field, SW Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 81, 70-79.

Intera, E.C.L., Petroleum Technologies Ltd. 1992. Marun Field study, Phase 2, Reservoir characterization, Geophysics. Intera Petroleum Production Division, Calgary, Canada.

Khalili, A., Vaziri-Moghaddam, H., Arian, M., Seyrafian, A., 2021. Carbonate platform evolution of the Asmari Formation in the east of Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran. Journal of African Earth Sciences,181, 1-15.

Lucia, F.J., 2007. Carbonate Reservoir Characterization, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Moore, C.H., Wade, W. J., 2013. Carbonate Reservoirs: Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, Elsevier, Amsterdam.

Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J. M., De Ros, L. F., 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. AAPG bulletin, 94(8), 1267-1309.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1987. Sand and Sandstone (2nd ed.), Berlin, Springer Verlag.

Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach, Basin Research, 13(3), 313 – 334.

Rowlands, G., Purkis, S., Bruckner, A., 2014. Diversity in the geomorphology of shallow-water carbonate depositional systems in the Saudi Arabian Red Sea. Geomorphology, 222, 3-13.

Tucker, M.E., Wright, V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Science.

Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rock, Blackwell Scientific Publication, England.

CRediT authorship contribution statement

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

جلد ۹، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۴۰۲، صفحه ۳۰۸ تا ۳۳۷ شاپا چاپی: ۲۵۳۸-۴۴۹x شاپا الکترونیکی: ۱۶۱۹-۲۹۸۱

مقاله پژوهشی
دسترسی آزاد
مجله علوم زمین خوارزمی
Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir

ارتباط سکانس‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی با زون‌های مخزنی سازند آسماری در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران

قباد کولابندی[۱]،حسین مصدق [۲*]، جواد هنرمند[۳]، مهران مرادپور[۴]

۱.کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی ، تهران، ایران
۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
۳. استادیار، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران
۴. کارشناس ارشد، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله
دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۱۲
پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۱۰

واژه‌های کلیدی
سکانس رسوبی، فرایندهای دیاژنتیکی، زون‌های مخزنی، سازند آسماری.

چکیده

سازند آسماری به سن الیگوسن- میوسن یکی از مهم‌ترین سنگ مخزن‌های هیدروکربنی در حوضه رسوبی زاگرس به ویژه فروافتادگی دزفول است. این سازند در بیشتر میادین نفتی فروافتادگی دزفول از توالی مخلوط کربناته-آواری تشکیل شده است. در این مطالعه جهت بررسی ارتباط سکانس‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی با زون‌های مخزنی، از داده‌های رسوب‌شناسی و لاگ‌های پتروفیزیکی مربوط به یک چاه کلیدی استفاده شده است. براساس مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک تهیه شده از مغزه، ۸ ریزرخساره کربناته و ۴پتروفاسیس آواری که در چهار محیط دریای باز، پشته‌های زیر آبی، لاگون و پهنه جزرومدی در یک رمپ کربناته هم‌شیب نهشته شده‌اند، شناسایی‌گردید. همچنین با تجزیه و تحلیل رخساره‌ها و با استفاده از لاگ‌های چاه‌پیمایی، ۶ سکانس رسوبی مرتبه سوم شناسایی شد. از بین فرآیندهای دیاژنزی موثر بر این سازند انحلال و دولومیتی‌شدن با گسترش فضای خالی باعث افزایش خواص مخزنی و سیمانی شدن و تراکم باعث کاهش خواص مخزنی شده‌اند. سازند آسماری در چاه مورد مطالعه براساس مشخصات رسوبی و خواص پتروفیزیکی به ۸ زون مخزنی تقسیم شده است. تطابق مرزهای دسته رخساره‌ای با مرزهای زون‌های مخزنی در بیشتر موارد نشان می‌دهد که تغییرات خواص مخزنی بیشتر در ارتباط با تغییرات سطح آب دریا است. این مطلب در زون‌های پایینی به خوبی مشخص است.

مقدمه

سازند آسماری یکی از بزرگ‌ترین مخازن هیدروکربنی در جنوب باختری ایران به شمار می‌آید. این سازند در یک سکوی کربناته کم‌ژرفا در حوضه رسوبی زاگرس رسوب‌گذاری کرده و یکی از مخازن نفتی مهم ایران است (Alavi, 2004). این سازند از نظر سنگ‌شناسی، عمدتاً دربرگیرندهٔ سنگ‌های آهکی و دولومیت بوده و در برخی مناطق، بخش‌های ماسه‌سنگی و تبخیری موسوم به عضو ماسه‌سنگی اهواز و عضو تبخیری‌کلهر در آن مشاهده می‌شود (James and Wynd, 1965). سازند آسماری در

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.106202

*نویسنده مسئول: حسین مصدق mosaddegh@khu.ac.ir

استناد به این مقاله: کولابندی، ق.، مصدق، ح.، هنر مند، ج.، مراد پور، م. (۱۴۰۲) ارتباط سکانس‌های رسوبی و فرآیندهای دیاژنتیکی با زون‌های مخزنی سازند آسماری در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۹، شماره ۱، صفحه ۳۰۸ تا ۳۳۷.
http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.1.106202

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

میدان مورد مطالعه نیز متشکل از تناوب آهک، دولوستون و میان لایه‌های ماسه‌سنگی است که تحت تاثیر تغییرات نسبی سطح دریا بر روی پلاتفرم کربناته کم‌عمق نهشته شده‌اند. مطالعات انجام شده بر روی کیفیت مخزنی این سازند در میادین مختلف نفتی و گازی حوضه زاگرس نشان داده است که افزون بر تغییرات سنگ‌شناسی و رخساره‌ای، تاثیر فرایندهای دیاژنزی متنوع نقش مهمی در کنترل خواص مخزنی این سازند داشته است. در بیشتر مناطق زاگرس، سازند آسماری در یک روند رخساره‌ای پسرونده، بر روی سازند پلاژیک پابده و در زیر سازند تبخیری-آواری گچساران قرار گرفته است. ازنظر سنی، این سازند محدوده‌ای از انتهای الیگوسن (روپلین) تا ابتدای میوسن (بوردیگالین) را دربرمی‌گیرد (Adams and Bourgeois, 1967; Laursen et al., 2009; Allahkarampour Dill et al., 2020; Khalili et al., 2021). با توجه به نقش تأثیرگذار هرکدام از فرآیندهای موثر در خواص مخزنی (رسوبی و دیاژنزی) در فازهای اکتشافی و توسعه‌ای یک مخزن، در این پژوهش سعی شده است ارتباط بین مطالعات حاصل از رخساره، محیط و سکانس‌های رسوبی و فرایندهای دیاژنز با خواص مخزنی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه بررسی گردد.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش تعداد ۶۷۵ مقطع نازک از مغزه‌های متعلق به یک چاه کلیدی در یکی از میادین فروافتادگی دزفول به ضخامت ۴۰۰ متر به کمک میکروسکوپ مجهز به دوربین عکسبرداری، مورد مطالعه دقیق پتروگرافی قرار گرفته است. این مطالعات منجر به شناسایی ریز رخساره‌ها، فرآیندهای دیاژنزی حاکم بر آنها و همچنین تعیین سکانس‌های رسوبی در چاه مورد مطالعه گردید. در این مطالعه برای نامگذاری سنگ‌های آواری از روش پتی‌جان و همکاران (Pettijohn et al.,1987) و فولک (Folk, 1980) و برای نامگذاری ریزرخساره‌های کربناته، طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962)، امری و کلووان (Embry and Klovan,1971) و فلوگل (Flugel, 2010) استفاده گردید. هم چنین جهت بررسی تاثیرگذاری مشخصات رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی بر خواص مخزنی از نمودارهای چاه‌پیمایی مانند گاما (CGR)، نوترون (NPHI)، چگالی (RHOB)، صوتی (DT) و مقاومت (RT) بهره گرفته شده و جهت ترسیم داده‌های چاه‌پیمایی از نرم افزار Cyclolog استفاده شده است .

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی میدان مورد مطالعه

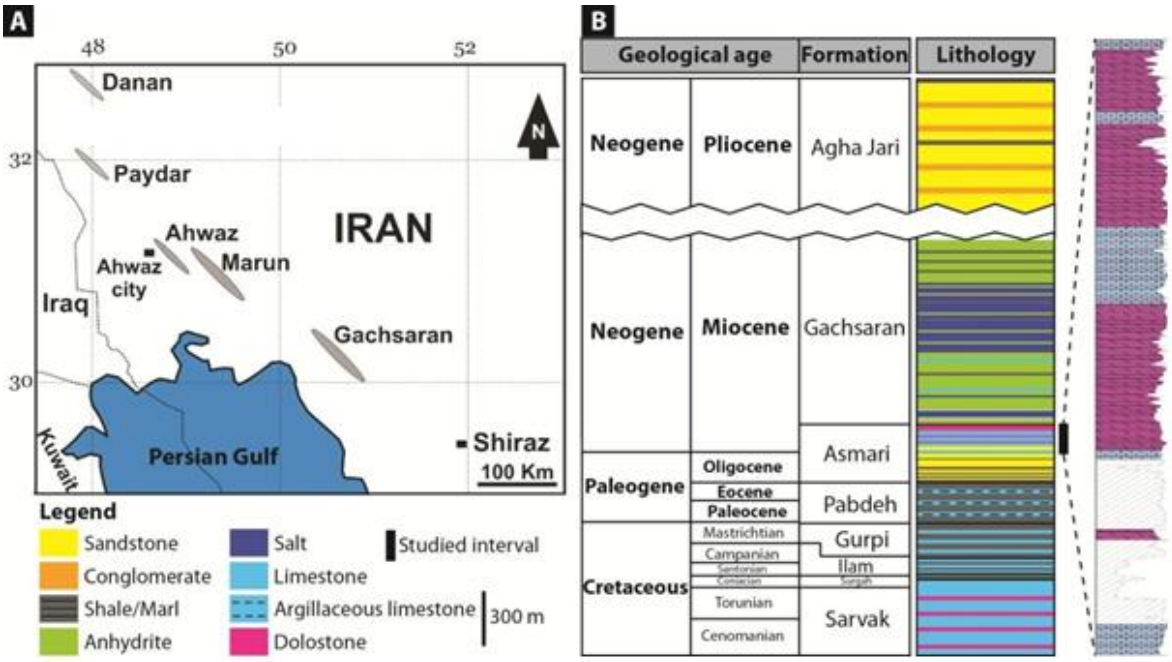
سازند آسماری به سن الیگو - میوسن به عنوان مهم‌ترین سنگ مخزن نفتی حوضه زاگرس شناخته شده است. بیشترین ضخامت این سازند در فروافتادگی دزفول است که به طور عمده از آهک-دولومیت تشکیل شده است. ماسه‌سنگ، نهشته‌های تبخیری، مارن و شیل دیگر تشکیل دهنده‌های این سازند به حساب می‌آیند. نهشته‌های تبخیری این سازند بیشتر در جنوب غرب لرستان و نهشته‌های

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

ماسه سنگی در جنوب فرو افتادگی دزفول رخنمون دارند (Motiei,1993).

سازند آسماری در چاه مورد مطالعه به طور متوسط ۳۹۵ متر ضخامت داشته و دارای لیتولوژی مخلوط کربناته -آواری است. بخش‌های آواری بیشتر در بخش پایینی گسترش داشته و از ماسه سنگ‌های دانه‌ریز تا دانه‌درشت تشکیل شده‌اند. بخش‌های کربناته بیشتر در بخش‌های میانی و بالایی گسترش دارند. میزان دولومیتی شدن در بخش‌های بالایی سازند گسترش می‌یابد. مرز پایینی و بالایی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه با سازندهای پابده و گچساران به‌صورت تدریجی می‌باشد.

میدان مورد مطالعه با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، درقسمت شمالی فرو افتادگی جنوبی دزفول واقع شده است. فرو افتادگی جنوبی دزفول با وسعت ۶۰۰۰ کیلومتر مربع بخشی از پیش گودال (Fore deep) زاگرس است که در آن سازند آسماری فاقد رخنمون است و گسل هندیجان - بهرگانسر آن را به دو قسمت شمالی (Northern Dezful) و جنوبی (Southern Dezful) تقسیم می‌کند. محدوده شمال شرقی فروافتادگی درفول توسط گسل پیشانی کوهستان مشخص می‌شود و محدوده جنوب غربی آن تقریباً در طول تاقدیس هم محور با ساختارهای شمال غرب- جنوب شرق پیشانی زاگرس واقع شده است. محدوده شرقی آن با گسل کازرون و محدوده شمالی آن با خطواره بالارود مشخص می‌شود (شکل ۱).



شکل۱- a) موقعیت جغرافیای میدان مورد مطالعه، b) واحدهای سنگی و موقعیت توالی کربناته سازند آسماری (با تغییراتی از Hoarmand, 2012).

Fig.1. a) Geographical location of the studied field. b) Rock units and position of carbonate sequence of the Asmari Formation (modified after Hoarmand, 2012).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

رخساره‌های رسوبی

شناسایی رخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای از اساسی‌ترین گام‌ها در مطالعات مخزنی می‌باشد. با توجه به تغییرات جانبی رخساره‌ای و گسترش و اهمیت زیاد سازند آسماری در حوضه رسوبی زاگرس، تاکنون مطالعات متنوعی در این زمینه صورت گرفته است (Daraei et al., 2015; Aavarjani, 2014; Neisi et al., 2016; Khalili et al., 2021).

در این پژوهش بر اساس مطالعات پتروگرافی، تعیین بافت رسوبی، فراوانی آلوکم‌ها، ارتباط عمودی رخساره‌های میکروسکوپی و مقایسه نتایج حاصل شده با رخساره‌های استاندارد و مطالعات قبلی انجام شده، رخساره‌ها به دو گروه کربناته غالب (Carbonate dominated) و آواری غالب (Siliciclastic dominated) تقسیم شدند. در بسیاری اوقات اجزا آواری به مقادیر جزیی در درون رخساره‌های کربناته وجود دارند. بررسی مقاطع میکروسکوپی به شناسایی ۸ رخساره میکروسکوپی کربناته و ۴ پتروفاسیس آواری منجر شدکه به دلیل تمرکز این پژوهش به نقش فرایندهای دیاژنزی به روی خواص مخزنی، از ذکر جزئیات مطالعات رخساره‌ای پرهیز شده است. رخساره‌های شناسایی شده بر اساس دور شدن از خط ساحلی دسته‌بندی شده‌اند (جدول ۱، شکل ۲).

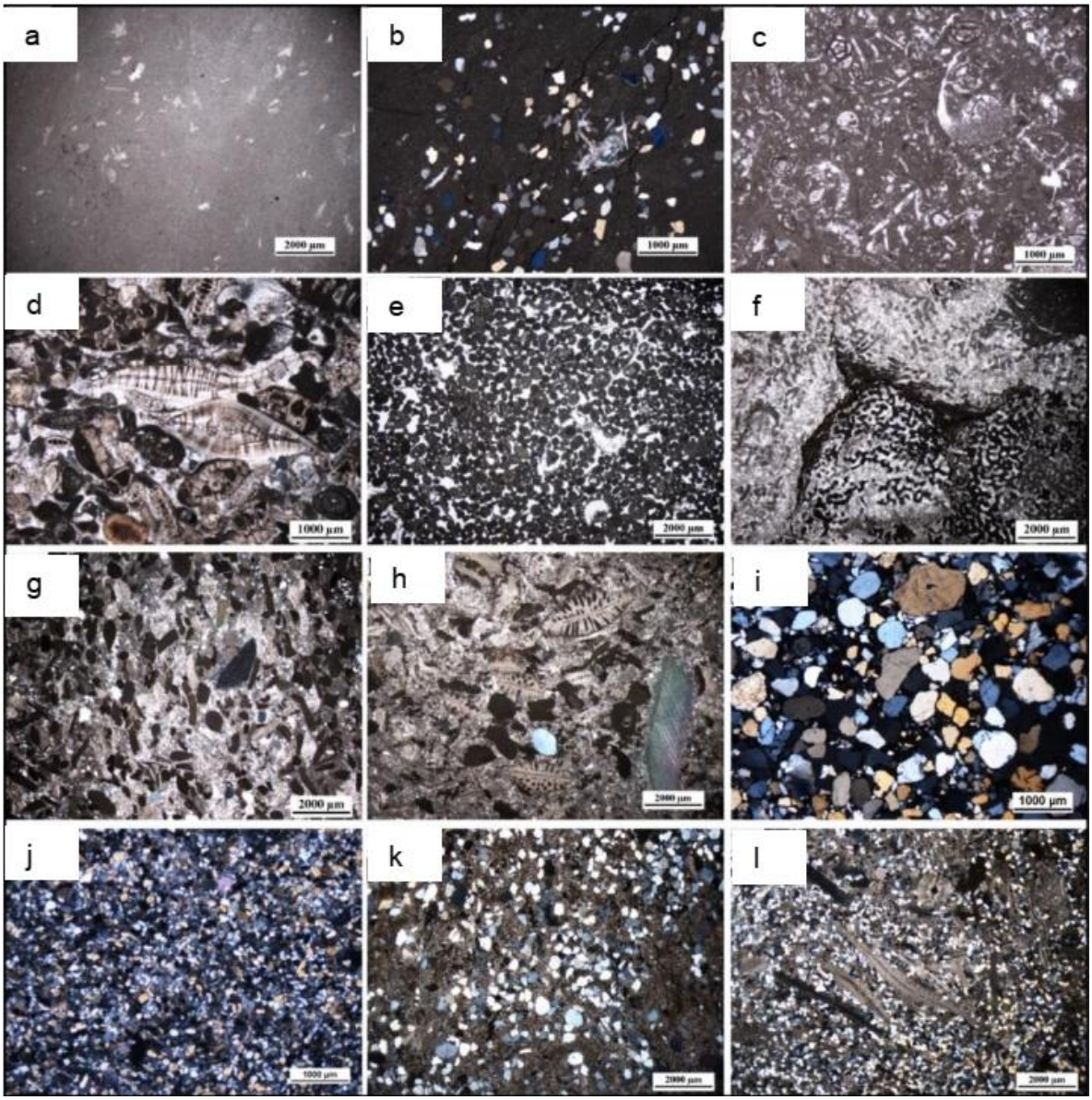
جدول ۱- رخساره‌های سیلیسی آواری و کربناته سازند آسماری در میدان مطالعه شده.

Table 1. Siliciclastic and carbonate facies of the Asmari Formation in the studied field.

Facies Code	Microfacies/Petrofacies Name	Main Lithology	Main Component	Standard Microfacies (Flugel.2010)	Depositional Setting
Mf1	Mudstone/Dolostone with fenestral fabric	Dolomite	Fine to coarse grained crystal	RMF22	Peritidal
Mf2	Sandy Mudstone	Limestone	Very fine to fine grained quartz	RMF19	Peritidal
Mf3	Wackestone/ Packstone with imperforate foraminifera	Limestone	Porcelaneous benthic foraminifer, gastropoda, intraclast	RMF20	Lagoon
Mf4	Packstone/Grainstone with imperforate/perforate foraminifera	Limestone	Porcelaneous & hyaline benthic foraminifer, intraclast & cortoids	RMF27	Lagoon
Mf5	Ooid/ Peloid Grainstone	Limestone	Ooid, peloid & pellet	RMF29	Shoal Complex
Mf6	Floatstone/Bindstone with coral and red algae	Limestone	Coral, red algae & echinoderm	RMF12	Shoal Complex
Mf7	Red algal bioclast Wackestone/ Packstone	Limestone	Red algae & echinoderm	RMF14	Pro-Mid Ramp
Mf8	Wackestone/ Packstone with perforate benthic foraminifera	Limestone	Hyaline benthic foraminifer, worm tubes, echinoderm & algae	RMF13	Dis-Mid Ramp
Pf1	Fine to medium Sandstone: Calcareous Quartz arenite	Sandstone	Very fine to medium grained quartz	---------	Mid Ramp
Pf2	Medium to coarse Sandstone: Calcareous Quartzwacke	Sandstone	Medium to coarse grained quartz	---------	Inner Ramp
Pf3	Fine to medium Sandstone: Skeletal Sublitharenite	Sandstone	Fine to medium grained quartz, hyaline benthic foraminifera, oyster & echinoderm	---------	Shoreface
Pf4	Shale	Shale		---------	Outer Ramp

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های شناسایی شده سازند آسماری در چاه مورد مطالعه. a) رخساره مادستون/دولوستون همراه با فابریک چشم پرنده‌ای (عمق ۳۴۹۴ متری). b) مادستون ماسه‌ای (عمق ۳۵۴۷ متری). c) رخساره وکستون/ پکستون همراه با روزنبران کف‌زی بدون منفذ (عمق ۳۵۲۲ متری). d) رخساره پکستون/گرینستون حاوی روزنبران بدون منفذ و منفذدار (عمق ۳۷۷۳ متری). e) گرینستون ائیدی/ پلوئیدی (عمق ۳۵۸۵ متری). f) فلوتستون/ باندستون حاوی مرجان و جلبک قرمز (عمق ۳۷۳۹ متری). g) وکستون/ پکستون حاوی جلبک قرمز و بیوکلاست (عمق۳۷۶۹ متری). h) وکستون/ پکستون حاوی روزن‌بران بزرگ منفذدار (عمق ۳۷۹۱ متری). i) ماسه‌سنگ کوارتز آرنایتی با جورشدگی کم (عمق ۳۷۰۷ متری). j) ماسه‌سنگ ریز تا متوسط‌دانه دارای سیمان کلسیتی (عمق ۳۷۰۷ متری). k) ماسه‌سنگ گری وکی متوسط دانه (عمق ۳۸۱۰ متری). l) ماسه‌سنگ ریز تا متوسط دانه ساب لیت آرنایت حاوی خرده‌های اسکلتی و سیمان کربناته نور (عمق ۳۷۸۹ متری). همه تصاویر در XPL.

Fig.2. Microscopic images of the facies identified in the Asmari Formation in the studied well. a) Mudstone/dolostone facies with bird's eye fabric (depth 3494 meters). b) Sandy mudstone (depth 3547 meters). c) Wackestone/packstone facies containing non-porous foraminifera (depth 3522 meters). d) Packstone

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9,1.106202]

/grainstone facies containing non-porous and porous foraminifera (depth 3773 meters). e) Ooid/peloid grainstone (depth 3585 meters). f) Bindstone/ floatstone containing coral and red algae (depth 3739 meters). g) Wackestone/packstone containing red algae and bioclast (depth 3769 meters). h) Wackestone/packstone containing large porous foraminifera (depth 3791 meters). i) Quartz arenite sandstone with low sorting (depth 3707 meters). j) Fine to medium-grained sandstone with calcite cement (depth 3707 meters). k) Medium-grained greywacke sandstone (depth 3810 meters). l) Fine to medium-grained sandstone sublitharenite containing skeletal fragments and light carbonate cement (depth 3789 meters). All images in XPL.

محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری در بازه زمانی الیگو- میوسن متفاوت بوده است. با افت جهانی سطح آب دریا در اکی‌تانین، اقیانوس تتیس جوان محدودتر شده و با تشکیل یک حوضه درون پلاتفرمی محدود، محیط رسوبی سازند آسماری دستخوش تغییر قرار گرفت و در آن رخساره‌های کم عمق و انیدریت گسترش یافت (Van Buchem et al., 2010). رسوبات سازند آسماری در چاه مورد مطالعه در برگیرنده رخساره‌های بخش میانی رمپ خارجی تا پهنه جزر ومدی است. طی رسوب‌گذاری سازند آسماری در این چاه، در بخش پایینی بیشتر شرایط رمپ میانی (MF 8, MF7, MF6) حکمفرما بوده و به سمت بالا رخساره‌های مربوط به رمپ داخلی (MF5,MF4,MF3,MF2, MF1) غالب شده است.

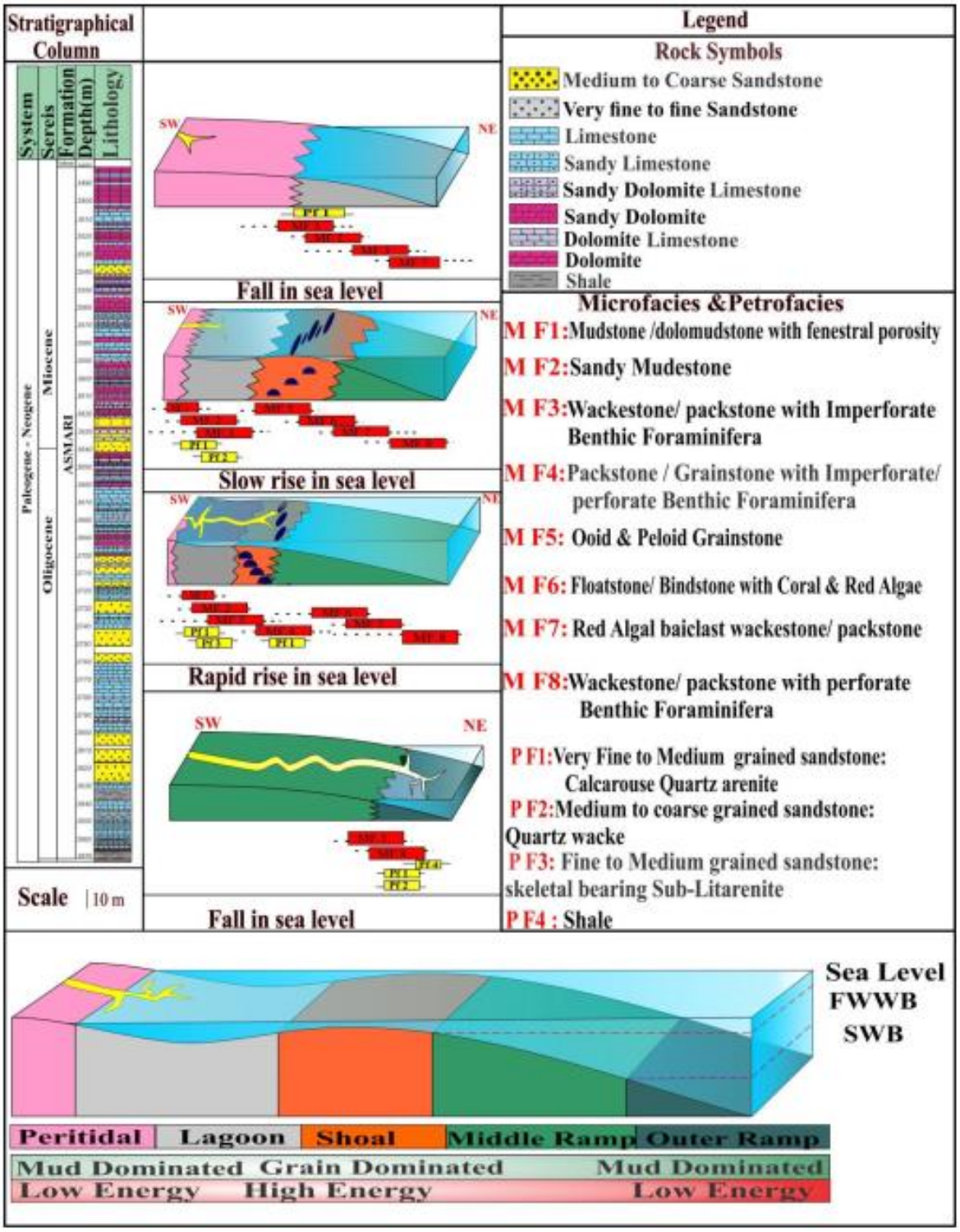
با توجه به تبدیل تدریجی ریز رخساره‌ها به یکدیگر، عدم وجود سدهای ریفی پیوسته، عدم وجود رخساره‌های توربیدایتی ریزشی و لغزشی که بیانگر شیب بالای حوضه رسوبی می‌باشند (Rowlands et al., 2014)، مدل رسوب‌گذاری این قسمت از سازند آسماری یک رمپ کربناته تفسیر می‌شود. با توجه به ضخامت زیاد نهشته‌های مربوط به رمپ میانی و داخلی نسبت به رمپ خارجی، رمپ کربناته ازنوع هم شیب (Pomar, 2001; Burchette and Wright, 1992) تشخیص داده شده است. درمطالعات قبلی نیز محیط رسوبی این سازند در میدان رمپ هم شیب در نظر گرفته شده است (Daraei et al., 2015; Khalili et al., 2021; Goudarzi et al., 2018).

چینه نگاری سکانسی

چینه نگاری سکانسی به بررسی ارتباط رخساره‌ها، الگوی برانبارش واحدهای رسوبی و تحلیل دینامیکی حوضه‌های رسوبی در چارچوب زمان می‌پردازد (Catuneanu et al., 2011). اساس چینه‌نگاری سکانسی، قرارگیری نهشته‌های حوضه‌های رسوبی در قالب سکانس‌های رسوبی است‌که توسط ناپیوستگی یا پیوستگی هم ارز از یکدیگر تفکیک می‌گردند. این فرایند با بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی مرتبط با تغییرات نسبی سطح آب دریا صورت می‌گیرد (Emery and Myers, 1996). تغییرات نسبی سطح دریا باعث تغییر در نوع رخساره‌های رسوبی، نوع و شدت تأثیر فرایندهای دیاژنزی در یک توالی عمودی شده و از این طریق بر خواص خصوصیات مخزنی اثر می‌گذارد. براساس مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک مغزه‌های چاه و همچنین استفاده از لاگ‌های پتروفیزیکی به ویژه لاگ گاما در قسمت‌هایی که مغزه گرفته نشده است، تعداد پنج سکانس اصلی کامل و یک سکانس ناقص رده سوم در چاه مورد مطالعه تشـخیص داده شده است.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]



شکل ۳- مدل تکاملی پلاتفرم کربناته رمپ سازند آسماری در میدان مورد مطالعه.

Fig. 3. Evolutionary model of ramp carbonate platform of the Asmari Formation in the studied field.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

موقعیت سکانس‌ها در سازند آسماری و ارتباط آنها با تغییرات سنگ‌شناسی، تنوع رخساره‌ها و فرایندهای دیاژنزی در شکل ۸ نشان داده شده است. در ذیل به توصیف سکانس ها پرداخته شده است.

سکانس رسوبی I

این سکانس در چاه مورد مطالعه دربرگیرنده دسته رخساره‌ای تراز بالای (HST) آب دریا است. مرز پایینی این سکانس همراه با نهشته‌های دسته رخساره‌ای تراز پیشرونده و سطح حداکثر گسترش آب دریای این سکانس در این چاه مشخص نبوده و باید آنها را در نهشته‌های پایین‌تر (سازند پابده) جستجوکرد. دسته رخساره‌ای ترازبالای دریا در این سکانس عمدتاً از ریز رخساره‌های قسمت‌های انتهایی رمپ میانی تشکیل شده است. درانتهای این سکانس و نزدیک مرز سکانسی روزن‌بران بی‌منفد و خرده‌های زیستی نظیر شکم‌پایان به صورت جزیی گسترش دارند که نشان می‌دهد کم‌عمق شوندگی حوضه به صورت سریع اتفاق افتاده است. مرز بالایی این سکانس (یا قاعده سکانس رسوبی دوم) به دلیل عدم شواهد خروج از آب و قرارگیری رخساره شیلی در بالای آن از نوع TS/SBمی‌باشد.

سکانس رسوبی II

این سکانس از دسته‌های رخساره‌ای تراز پیشرونده و تراز بالا تشکیل شده است. مرز زیرین این سکانس در واقع مرز بالایی سکانس رسوبی اول می‌باشد. دسته رخساره‌ای تراز پیشرونده در این سکانس از ضخامت نسبتا کمی برخوردار بوده و بیشتر از ریز رخساره‌های بخش انتهایی رمپ میانی تشکیل شده است. روند افزایش میزان لاگ گاما که از نشانه‌های کاهش اندازه ذرات به سمت بالا و افزایش عمق محیط رسوبی است (Omoboriowo et al., 2012)، در نهشته‌های پیشرونده این سکانس دیده می‌شود. این روند افزایشی در ادامه به شیل‌های عمیق دریایی که حاوی بیشترین مقدار لاگ گاما (نزدیک به 100 API) است، ختم می‌شوند که نشان‌دهنده سطح حداکثر پیشروی سطح آب دریا (mfs) می‌باشند. پس از سطح حداکثر گسترش آب دریا، رسوب‌گذاری این سکانس با روند کم عمق شوندگی ادامه می‌یابد و شرایط محیطی قسمت میانی رمپ میانی (MF8, MF6) و رمپ داخلی (MF4) حکمفرما شده و باعث رسوب‌گذاری دسته رخساره‌ای تراز بالا شده است. در بین نهشته‌های کربناته، رخساره‌های آواری (PF1, PF2) وجود دارد. این سکانس با ظهور رخساره کوارتز آرنایت (PF1) بر روی رخساره آهکی فلوتستون/ بایندستون حاوی مرجان و جلبک قرمز (MF6) خاتمه یافته و مرز سکانسی نوع ۱ را تایید می‌کند.

سکانس رسوبی III

این سکانس از دسته‌های رخساره‌ای تراز پایین، تراز پشرونده و تراز بالا تشکیل شده است. این سکانس با ورود رسوبات آواری و نهشته شدن دسته رخساره‌ای تراز پایین سطح آب دریا شروع می‌شود و در ادامه با افزایش سطح آب دریا، نهشته‌های تراز پیشرونده سطح آب دریا بر روی رخساره ماسه‌سنگی نهشته می‌شوند. این نهشته‌ها به طور عمده از ریزرخساره‌های کربناته رمپ داخلی (MF1, MF3,

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9,1.106202]

(MF4 تشکیل شده است. در بین ریز رخساره‌های کربناته، رخساره‌های آواری (PF1, PF3, PF4) دیده می‌شود. وجود رخساره‌های آواری می‌تواند ناشی از نوسانات محلی سطح آب دریا باشد (Amin Rasouli et al., 2019). در ادامه رخساره پکستون/ گرینستون حاوی روزنبران بی‌منفذ و منفذدار (MF4) مبین بیشترین میزان سطح آب دریا است. پس از این سطح حداکثر آب دریا به روند کم عمق شوندگی ادامه داده و منجر به رسوب‌گذاری نهشته‌های تراز بالای سطح آب دریا شده است. در واقع با کاهش سطح آب دریا شرایط محیطی رمپ داخلی (MF1, MF3, MF4) حاکم می‌شود. ترتیب رسوب‌گذاری این رخساره‌ها روند کم‌عمق‌شوندگی حوضه را به خوبی نشان می‌دهد. گسترش دولومیت‌های مربوط به پهنه جزر و مدی در انتهای این سکانس، معرف مرز سکانسی نوع ۱ است.

سکانس رسوبی IV

این سکانس از دسته‌های رخساره‌ای تراز پایین، تراز پیشرونده و تراز بالا ساخته شده است. نهشته‌های تراز پایین به طور عمده از رخساره‌های آواری (PF3) که در یک محیط ساحلی نهشته شده‌اند، تشکیل شده است. این نهشته‌ها در زمان افت سطح آب دریا حداکثر گسترش را پیدا کرده‌اند. با افزایش میزان سطح آب دریا نهشته‌های دسته رخساره‌ای تراز پیشرونده با رسوب گذاری رخساره‌های رمپ داخلی (MF1, MF3, MF5) شروع به رسوب‌گذاری می‌کنند. رخساره (MF5) در انتهای روند عمیق‌شوندگی قرار دارد و بعد از آن رخساره‌ها به روند شرایط لاگونی و پهنه جزرومدی برمی‌گردند. این رخساره به عنوان سطح حداکثرگسترش آب دریا در نظرگرفته می‌شود. در ادامه باکاهش سطح آب دسته رخساره تراز بالا با نهشته شدن رخساره‌های رمپ داخلی (MF4, MF3, MF1) نهشته می‌شود. این دسته‌ی رخساره‌ای به ترتیب از ریز رخساره‌هایی تشکیل شده است که به خوبی روند کم عمق شوندگی را نشان می‌دهد. کاهش میزان نگاره گاما نیز موید کاهش عمق رسوب‌گذاری است (Omoboriwo et al., 2012). مرز بالایی این سکانس بر روی نهشته‌های پهنه جزر و مدی قرار دارد که به توجه به گسترش دولومیت سابخایی به نظر می‌رسد مرز سکانسی نوع ۱ می‌باشد.

سکانس رسوبی V

این سکانس کم‌ترین ضخامت را در چاه مورد نظر داشته و دسته‌های رخساره‌ای تراز پیشرونده و تراز بالاساخته شده است. دسته رخساره‌ای تراز پیشرونده در این سکانس از ضخامت اندکی برخوردار بوده و عمدتاً از رخساره (MF3, MF4) تشکیل شده است. انتهای رخساره (MF4)، انتهای عمیق شوندگی سطح آب دریا را نشان می‌دهد به طوری که بعد از این رخساره، روند کم عمق شوندگی با رسوب‌گذاری نهشته تراز بالا ادامه می‌یابد. نهشته‌های دسته رخساره‌ای تراز بالا به طور عمده از رخساره‌های رمپ داخلی (MF1, MF2, MF3) تشکیل شده است. در انتهای این سکانس رخساره مادستون/ دولومادستون با تخلخل چشم‌پرنده‌ای مربوط به پهنه جزر و مدی(MF1) گسترش قابل توجهی دارد که

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

نشان‌دهنده کاهش سطح آب دریا است. مرز سکانسی در بالایی این ریز رخساره قرارداشته و با توجه به گسترش دولومیت‌های پهنه جزرومدی مرزسکانسی نوع ۱ می‌باشد.

سکانس رسوبی VI

این سکانس از دسته‌های رخساره‌ای تراز پایین، تراز پیشرونده و تراز بالا تشکیل شده است. نهشته‌های تراز پایین عمدتاً از رخساره (PF1) آواری تشکیل شده است. نهشته‌های تراز پیشرونده به طور عمده از رخساره‌های رمپ داخلی (MF1, MF3) تشکیل شده‌اند. وجود رخساره دریای باز (MF7) که در انتهای روند عمیق شوندگی قرار دارد معرف بیشترین گسترش سطح آب دریا است. در ادامه روند کم عمق شوندگی دسته رخساره‌ای تراز بالا نهشته می‌شود. این دسته رخساره‌ای از ریزرخساره رمپ داخلی (MF1, MF3. MF5) تشکیل شده است. میزان نگاره گاما در انتهای این سکانس کاهش محسوسی دارد و در نهایت به کمترین میزان خود می‌رسد که منطبق بر مرز بین سازند آسماری و گچساران است. درحقیقت مرز بالایی این سکانس، مرز سکانسی از نوع ۱ بوده و توسط سازند گچساران محدود می‌شود.

زون‌های مخزنی در چاه مورد مطالعه

سازند آسماری در میدان مورد مطالعه طی زمان و مکان‌های مختلف تنوع سنگ‌شناسی، رخساره‌ای و دیاژنزی قابل توجهی را نشان می‌دهد. این تنوع منجر به تغییرات عمده در خصوصیات مخزنی سازند آسماری در این میدان شده و زون‌های مخزنی مختلفی در توالی عمودی این سازند ایجاد کرده است. زون‌بندی و تطابق چینه‌ای زون‌های مخزنی اولین مرحله تهیه مدل‌های استاتیک مخزنی است. تاکنون درباره زمین‌شناسی مخزن سازند آسماری مطالعات متعددی صورت گرفته و مطالعه آنها منجر به شناسایی و تفکیک زون‌های مخزنی مختلفی شده است (Intera,1992). مبنای اکثر این زون‌بندی‌ها مشخصات سنگ‌شناسی و خواص پتروفیزیکی (تخلخل، اشباع آب، مقاومت سازند) است. از میان این زون‌بندی‌ها، زون‌بندی شرکت کانادایی اینترا (Intera,1992) نسبت به سایر زون‌بندی‌ها جزئی‌تر بوده و آنها را پوشش می‌دهد. لذا در این مطالعه مبنای کار قرار می‌گیرد (جدول ۲).

فرایندهای دیاژنتیکی موثر بر خواص مخزنی سازند آسماری

مشخصات سنگ‌شناسی و خواص پتروفیزیکی (تخلخل، اشباع آب، مقاومت سازند) مخازن هیدروکربنی عموماً تحت تاثیر خصوصیات محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنزی است (Lucia, 2007). در سنگ‌های آواری پارامترهایی از قبیل‌اندازه ذرات، جورشدگی، گرد شدگی و شکل دانه از فاکتورهای اولیه کنترل کننده کیفیت مخزنی در ارتباط با محیط رسوبی هستند. همچنین در این سنگ‌ها پارامترهایی از قبیل انحلال اجزای ناپایدار، دولومیتی شدن، تراکم و سیمانی‌شدن از فاکتورهای دیاژنزی کنترل کننده کیفیت مخزنی هستند.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

جدول۲- مقایسه زون‌های مخزنی سازند آسماری در میدان مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی شرکت اینترا (Intera, 1992) و قلی پور و حقی (Gholipour and Haggi,1989).

Table 2. Comparison of reservoir zones of the Asmari Formation in the studied field based on the division of Intera (Intera, 1992) and (Gholipour and Haggi, 1989).

		Intera,1992			Gholipour and Haggi, 1989	
		Layer	Sub-layer	Reservoir Unit	Major	Minor
Asmari Formation	Upper Asmari	1	1	1	1	1
			11	11		11
	Middle Asmari	2	20	20.1	2	20
				20.2		
				20.3		
			28	28		28
		3	30	30.1	3	30
				30.2		
				30.3		
	Lower Asmari		36	36		36
		4	40	40.1	4	40
				40.2		
			40.80	40.80		40.80
		5	50	50	5	50
			50.60	50.60		50.60

سنگ‌های کربناته به دلیل تاثیرپذیری از عوامل مختلف از جمله فعالیت‌های زیستی موجودات و تغییرات شیمیایی حوضه رسوبی دارای مشخصات رسوبی مختلفی هستند. فرایندهای دیاژنتیکی نیز تاثیرات قابل توجهی در شکل‌گیری خواص مخزنی (تخلخل و تراوایی) این نوع سنگ‌ها دارند (Lucia, 2007). تعیین میزان تاثیرگذاری هر کدام از فرایندهای موثر در خواص پتروفیزیکی می‌تواند نقش موثری در فازهای اکتشافی و توسعه‌ای مخازن هیدروکربنی داشته باشد. از آنجا که شرایط و مکانیسم‌های متعددی در شکل‌گیری و گسترش فرآیندهای دیاژنزی در سازند آسماری نقش دارند، در این پژوهش صرفاً نقش این فرآیندها برخواص مخزنی (افزایش یا کاهش تخلخل) در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی مورد بحث قرار می‌گیرد. فرآیندهای دیاژنزی از قبیل دولومیتی‌شدن، انحلال، سیمانی‌شدن، زیست آشفتگی، میکرایتی شدن و تراکم از جمله مهم‌ترین فرآیندهای ثاثیرگذار بر روی خواص مخزنی بسیاری از مخازن از جمله مخزن آسماری در چاه مورد مطالعه می‌باشند. در ادامه انواع این فرایندها، توزیع و شدت تأثیر آنها بر خواص مخزنی سازند آسماری در میدان مورد مطالعه ارائه می‌شوند.

دولومیتی شدن

دولومیتی شدن از جمله فراگیرترین فرآیندهایی دیاژنزی در سازند آسماری است (Aqrawi et al.,

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

(2006. این فرآیند نقش بسیار موثری درکیفیت مخزنی سازند آسماری در حوضه رسوبی زاگرس دارد. به همین دلیل مطالعات گسترده‌ای بر روی انواع دولومیت‌ها، مکانیسم‌های تشکیل و ارتباط آنها با کیفیت مخزنی انجام شده است (Honarmand and Amini, 2016). این فرآیند در چاه مورد مطالعه به طرز قابل ملاحظه‌ای سنگ‌های آهکی بخش‌های میانی و بالایی را تحت تاثیر قرار داده است (شکل‌های a-۴ تا d). میزان دولومیتی شدن از بخش‌های میانی به سمت بالای سازند افزایش و اندازه بلورها کاهش می‌یابد. مقایسه مطالعات پتروگرافی با داده‌های چاه‌پیمایی نشان می‌دهد که زون‌هایی که در آن دولومیت‌های متوسط بلور بیشترین گسترش را دارند به دلیل گسترش تخلخل بین بلوری از خواص مخزنی بالاتری برخوردار هستند (زون ۱ و بخش میانی زون ۲۰). در بعضی از زون‌ها به ویژه زون‌های نزدیک به مرز سکانسی به دلیل گسترش دولومیت‌های بسیار ریز خواص مخزنی کاهش پیدا کرده است (بخش‌های پایینی و بالایی زون ۲۰).

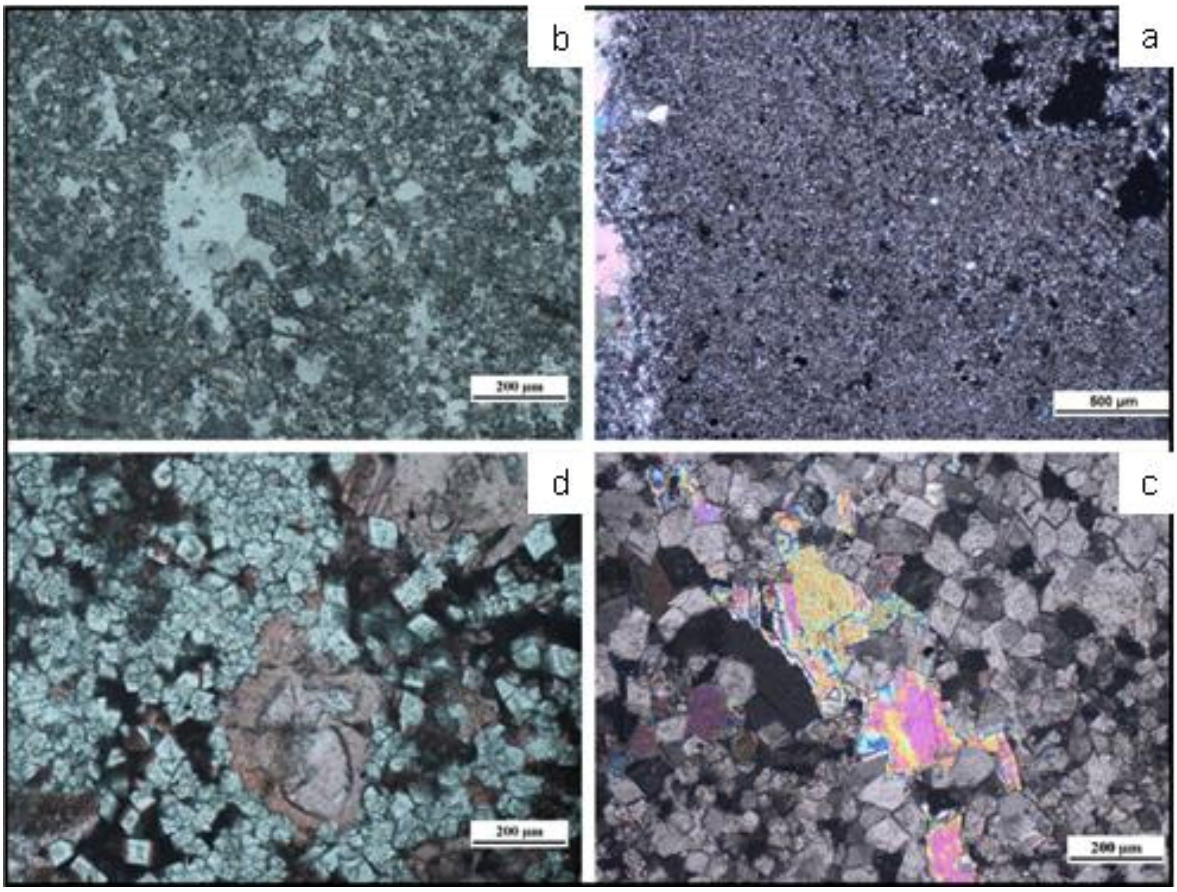
سیمانی‌شدن

سیمانی‌شدن از جمله مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر کیفیت مخزنی به‌ویژه در کربنات‌ها است. به طورکلی فرآیند سیمانی‌شدن در جایی که سیالات درون سازندی نسبت به سیمان به حد فوق اشباع رسیده باشند، رخ می‌دهد (Tucker and Wright, 1990). سیمان‌های کلسیتی و انیدریتی از فراوان‌ترین سیمان‌ها در چاه مورد مطالعه هستند که عمدتاً فضای خالی درون رخساره‌های کربناته و ماسه‌سنگ را پر کرده‌اند. از مهم‌ترین سیمان‌های کلسیتی موجود در چاه مورد مطالعه می‌توان به سیمان کلسیتی هم‌بعد (بلورهای با ابعاد تقریباً مساوی)، رورشدی هم‌محور (اطراف قطعات خارپوست)، دروزی (افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز حفره) و فراگیرنده (در برگرفتن چندین دانه توسط سیمان) اشاره کرد (شکل‌های a-۵ تا d). این فرآیند با پرکردن فضاهای خالی در بین رخساره‌های تشکیل‌دهنده باعث کاهش تخلخل و در نهایت کیفیت مخزنی شده است (بخش بالایی زون ۴۰).

انیدریتی شدن

انیدریت فراوانترین ترکیب سولفاته در چاه مورد مطالعه بوده و از تنوع بافتی بالایی برخوردار است. این تنوع بافتی ناشی از مکانیسم‌های مختلف در تشکیل آنهاست (El Tabakh et al,. 1998). در چاه مورد مطالعه بیشترین گسترش سیمان انیدریتی مربوط رخساره‌های کم عمق، پرانرژی و دانه پشتیبان بوده درحالی که بیشترین گسترش انیدریت به شکل ندول در پهنه جزر و مدی در درون رخساره‌های ماسه‌سنگی و دولومادستونی مشاهده می‌شود. این سیمان درمواردی با پرکردن فضاهای خالی حاصل از انحلال (حفره‌ای و قالبی) بین دانه‌های اولیه و بین بلوری ثانویه نقش مهمی در کاهش خواص مخزنی دارند (شکل ۶-a تا d).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]



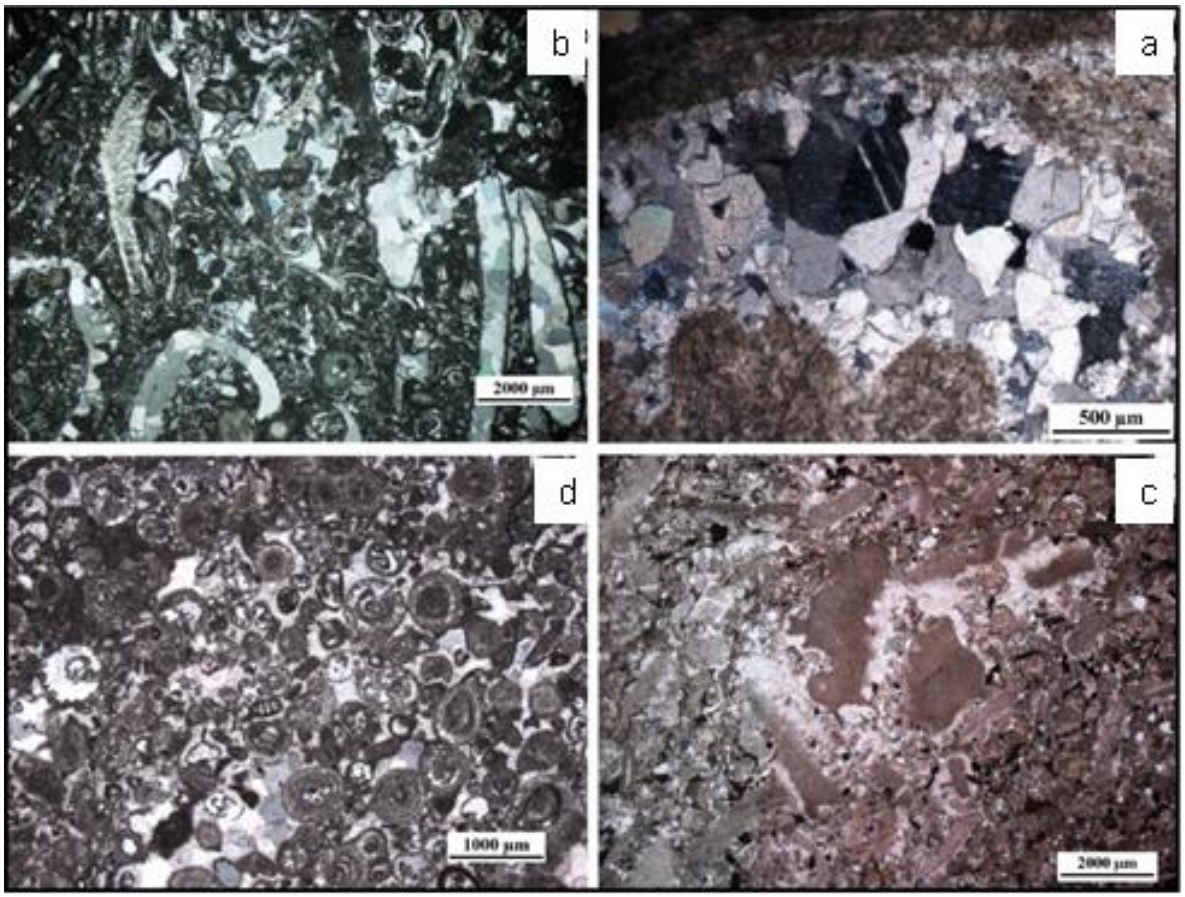
شکل ۴- تصاویر مربوط به دولومیتی‌شدن درچاه مورد مطالعه. میزان دولومیتی‌شدن از بخش‌های میانی به سمت بالای سازند افزایش و اندازه بلورها کاهش می‌یابد. a) دولومیت‌های ریز بلور(عمق ۳۴۹۰ متری). b) دولومیت‌های نیمه شکل دار(عمق ۳۵۶۰ متری). c,d) دولومیت‌های شکل دار(عمق ۳۶۵۸ متری). همه تصاویر در XPL.

Fig. 4. Microscopic images related to dolomitization in the studied well. The amount of dolomitization increases from the middle to the top of the formation and the crystal size decreases. a) Fine-grained dolomites (depth 3490 meters). b) Subhedral dolomites (depth 3560 meters). c,d) Euhedral dolomites (depth 3658 meters). All images in XPL.

انحلال

فرآیند انحلال یکی از پدیده‌های مهم دیاژنزی افزایش دهنده تخلخل درسنگ‌های رسوبی محسوب می‌شود. حرکت آب‌های تحت اشباع نسبت به کربنات کلسیم از میان حفرات سنگ‌های کربناته موجب انحلال بخشی از کانی‌های ناپایدار می‌شود. این فرآیند به عوامل متفاوتی از جمله ترکیب شیمیایی سیال درون منفذی و میزان اشباع آن نسبت به یون‌های کربنات‌ها و قابلیت انحلال ارتوکم‌ها و آلوکم‌ها بستگی دارد (Moore and Wade, 2013). این فرآیند تقریباً در اکثر زون‌های مخزنی سازند آسماری اثر گذاشته و باعث گسترش تخلخل بین دانه‌ای در رخساره‌های آواری (PF2, PF3) و همچنین ایجاد و گسترش انواع تخلخل‌های حفره‌ای و قالبی و درون دانه‌ای در اکثر رخساره‌های کربناته سازند مذکور شده است (شکل‌های ۷-a و b).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]



شکل ۵- تصاویر مربوط به سیمانی‌شدن درچاه مورد مطالعه. a) سیمان دروزی (عمق ۳۷۳۹ متری). b) سیمان کلسیتی هم بعد (عمق ۳۷۶۵ متری). c) سیمان کلسیتی رو رشدی (عمق ۳۷۹۵ متری). d) سیمان دربرگیرنده (عمق ۳۷۹۵ متری). همه تصاویر در XPL.

Fig. 5. Microscopic images related to cementation in the studied well. a) Drusy cement (depth 3739 meters). b) Calcite cement of the same dimension (depth 3765 meters). c) Overgrowth calcite cement (depth 3795 meters). d) Poikilotopic cement (depth 3795 meters). All images in XPL.

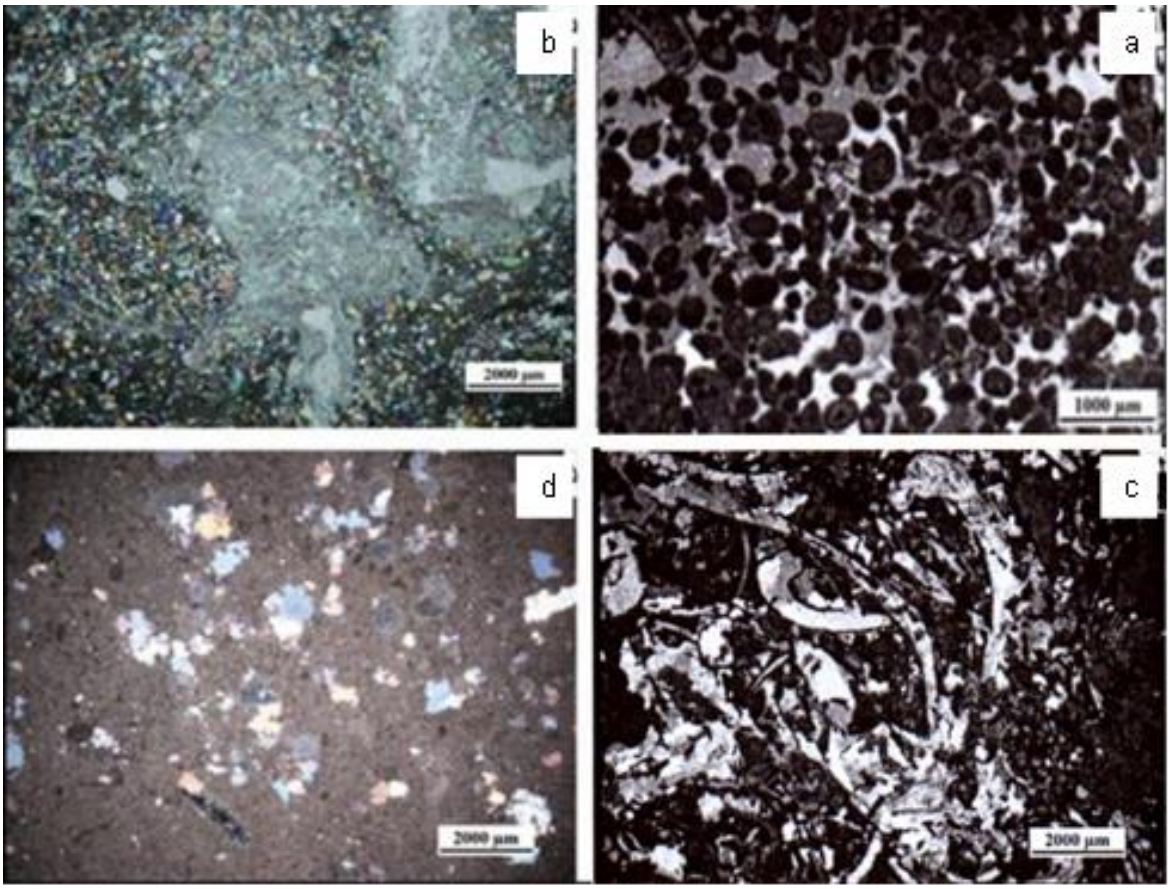
در مواردی که فضاهای خالی ایجاد شده با یکدیگر ارتباط داشته و با انواع سیمان پرنشده باشند این فرآیند باعث افزایش خواص مخزنی شده است (زون ۱ و بخش میانی زون ۲۰) و در صورت عدم ارتباط فضاهای خالی با یکدیگر و پرشدن این فضاها با انواع سیمان‌ها خواص مخزنی کاهش یافته است (بخش بالایی زون ۴۰).

میکرایتی شدن

فرآیند میکرایتی‌شدن یکی از نخستین فرآیندهای دیاژنتیکی است که بر اثر سوراخ شدن دانه‌ها توسط موجودات حفار (سیانوباکتری‌ها، جلبک‌ها و قارچ ها) و پرشدن هم‌زمان حفره‌ها توسط سیمان میکرایتی صورت می‌گیرد (Flugel, 2010). میکرایتی شدن بیشتر در اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی در رخساره‌های بخش‌های کم عمق شامل رخساره‌های لاگونی و سدی مشاهده می‌شود. این فرآیند در حفظ شدن شکل دانه در طی دیاژنز اهمیت زیادی دارد.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

این فرآیند در مواردی مانع از فروپاشی خرده‌های زیستی شده و از افزایش فضای خالی پیوسته جلوگیری کرده است (بخش بالایی زون ۴۰) (شکل‌های ۷-c و d).



شکل ۶- تصاویر برخی از بافت‌های انیدریت درچاه مورد مطالعه. a) سیمان انیدریتی به صورت در برگیرنده(عمق ۳۵۵۸ متری). b) ندول انیدریت در نهشته‌های ماسه ای(عمق ۳۶۳۲ متری). c) انیدریت که جانشین قطعات اسکلتی شده است (عمق ۳۵۵۲ متری). d- d) انیدریت پرکننده فضای فنسترال مربوط به منطقه جزر و مدی(عمق ۳۵۵۸ متری). همه تصاویر در XPL.

Fig. 6. Microscopic images of some anhydrite textures in the studied well. a) Anhydrite cement in the form of poikilotopic (3558 meters depth). b) Anhydrite nodules in sandy deposits (3632 meters depth). c) Anhydrite that replaced skeletal fragments (depth 3552 meters). d) Anhydrite filling the fenestral space related to the tidal zone (depth 3558 meters). All images in XPL.

زیست آشفتگی

زیست آشفتگی یکی از فرآیندهای دیاژنزی موثر بوده که معمولاً براثر فعالیت موجودات در زمان رسوب‌گذاری رخ می‌دهد. این فرآیند معمولاً به صورت حفاری موجودات در رسوبات نرم (Burrowing) و همچنین حفاری در رسوبات سخت (Boring) دیده می‌شود. به‌طور کلی این فرآیند با ایجاد ناهمگونی در بافت رسوبات، زمینه مساعد برای سایر فرآیندهای دیاژنزی از جمله انحلال و دولومیتی شدن فراهم کرده است (زون ۴۰) (شکل‌های ۷-e و f).

تراکم

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

به طور کلی تراکم فرآیندی است که در حین و پس از رسوب‌گذاری بر روی رسوبات اعمال می‌شود و به دو صورت فیزیکی (Mechanical Compaction) و شیمیایی(Chemical Compaction) عمل می‌کند. فرآیند تراکم فیزیکی معمولاً در اثر فشار رسوبات بالایی در طی مراحل دفن رسوب رخ داده و بافت‌های گوناگونی مانند تغییر شکل پلاستیک، خرد شدن و نزدیک شدن دانه‌ها و تداخل آنها در یکدیگر را موجب شده است (Tucker and Wright, 1990). در چاه مورد مطالعه این فرآیند با نزدیک‌ترکردن دانه‌ها به یکدیگر باعث کاهش زیاد تخلخل به خصوص تخلخل اولیه شده است (زون ۲۸). تراکم شیمیایی نسبت به تراکم مکانیکی در اعماق بیشتر و دمای بالاتر به وجود می‌آید و در کل تراکم شیمیایی باعث انحلال در مرز دانه‌ها شده و ایجاد فابریک‌های درهم، رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها می‌شود (Tucker and Wright, 1990). این فرآیند در چاه از فراوانی کمتری برخوردار بوده و عمدتاً در بخش‌های پایینی مشاهده می‌شود (زون ۴۰) (شکل‌های ۷ -g تا i).

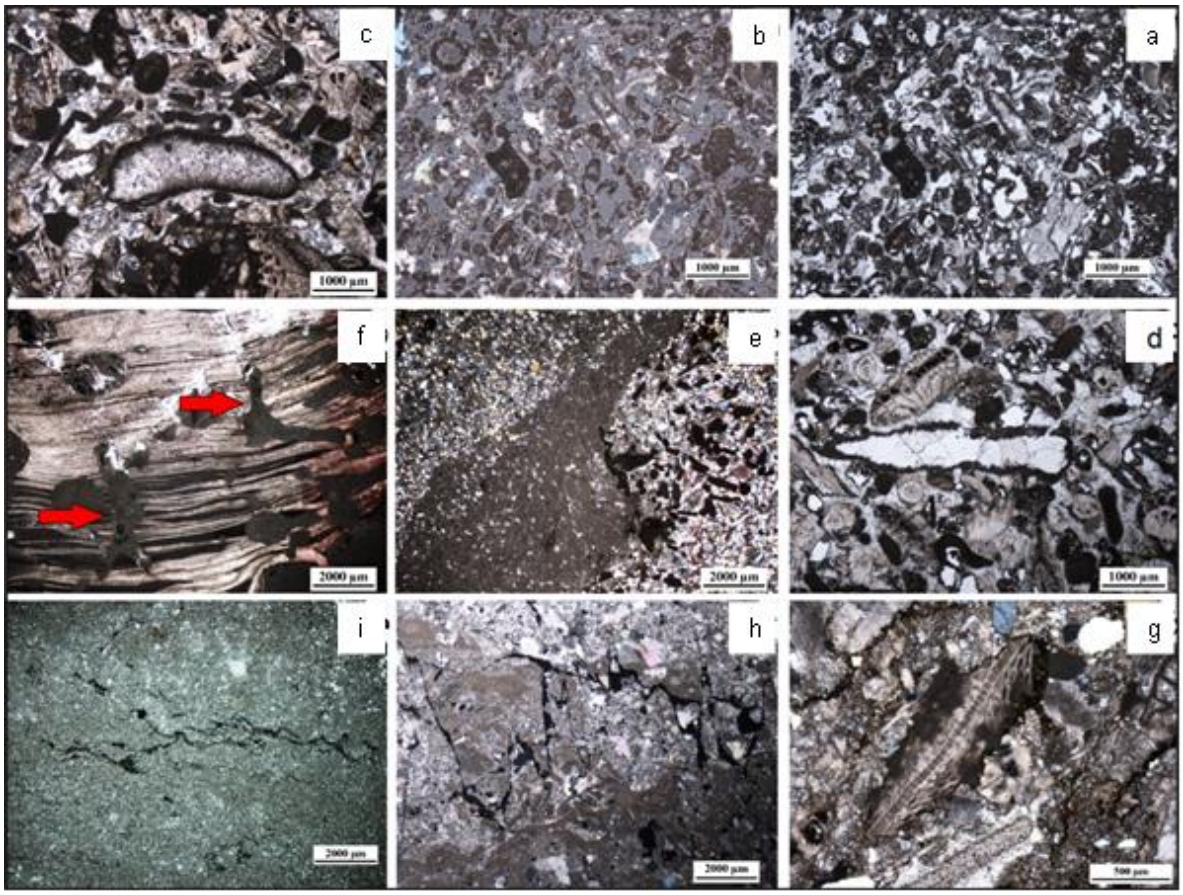
ارتباط چینه نگاری سکانسی با توزیع فرآیندهای دیاژنزی در چاه مورد مطالعه

دسته‌های رخساره‌ای هرکدام در شرایط خاصی از تغییرات سطح آب دریا نهشته شده و از رخساره‌های مختلفی تشکیل شده‌اند. فرآیندهای دیاژنزی با توجه به قرارگیری دسته‌های رخساره‌ای در محیط‌های دیاژنزی مختلف تاثیرات متفاوتی بر روی این نهشته‌ها دارند. بهترین مکان جهت ارتباط بین چینه‌نگاری سکانسی با فرآیندهای دیاژنزی سطوح سکانس (Sequence surfaces) و سطوح چینه‌ای (Stratal surfaces) می‌باشد.

در بخش‌های کربناته چاه مورد مطالعه، در نزدیکی مرزهای سکانسی (Sequence boundary)، به دلیل افت محسوس سطح آب دریا، فراوانی اجزا اسکلتی و غیر اسکلتی کاهش یافته و بافت‌های گل پشتیبان توسعه پیدا کرده‌اند. دولومیتی شدن در این بخش گسترش قابل توجهی دارد (به عنوان مثال زون ۲۰). نهشته‌های تراز پیش رونده (TST) با تشکیل سیمان‌های آراگونیتی و کلسیت پرمنیزیم به دلیل نرخ بالای جریان سیال و دولومیت‌زایی و به سمت سطح حداکثر پیشروی (MFS) با کاهش فراوانی اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و افزایش بافت گل پشتیبان با کاهش تراوایی مواجه شده ولی تخلخل افزایش می‌یابد (Tucker, 2001; Morad et al., 2013). فرآیند انحلال در نهشته‌های قسمت فوقانی تراز بالا (HST) و نهشته‌های تراز پایین (LST) به دلیل اختلاط آب‌های جوی و آب‌های و ایجاد سیال تحت اشباع گسترش قابل توجهی داشته و کیفیت مخزنی افزایش می‌یابد.

در بخش‌های آواری، نهشته‌های تراز پیشرونده و بخش پایینی تراز بالا به دلیل بالابودن نسبی سطح آب دریا و همچنین انتقال اجزای اسکلتی توسط جریان‌های دریایی به درون این نهشته‌ها (منبع تامین سیمان کربناته) بیشتر شامل رخساره کوارتزوک و ساب لیت آرنایت بوده و به دلیل گسترش سیمان کربناته دارای خواص مخزنی اولیه پایین هستند.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]



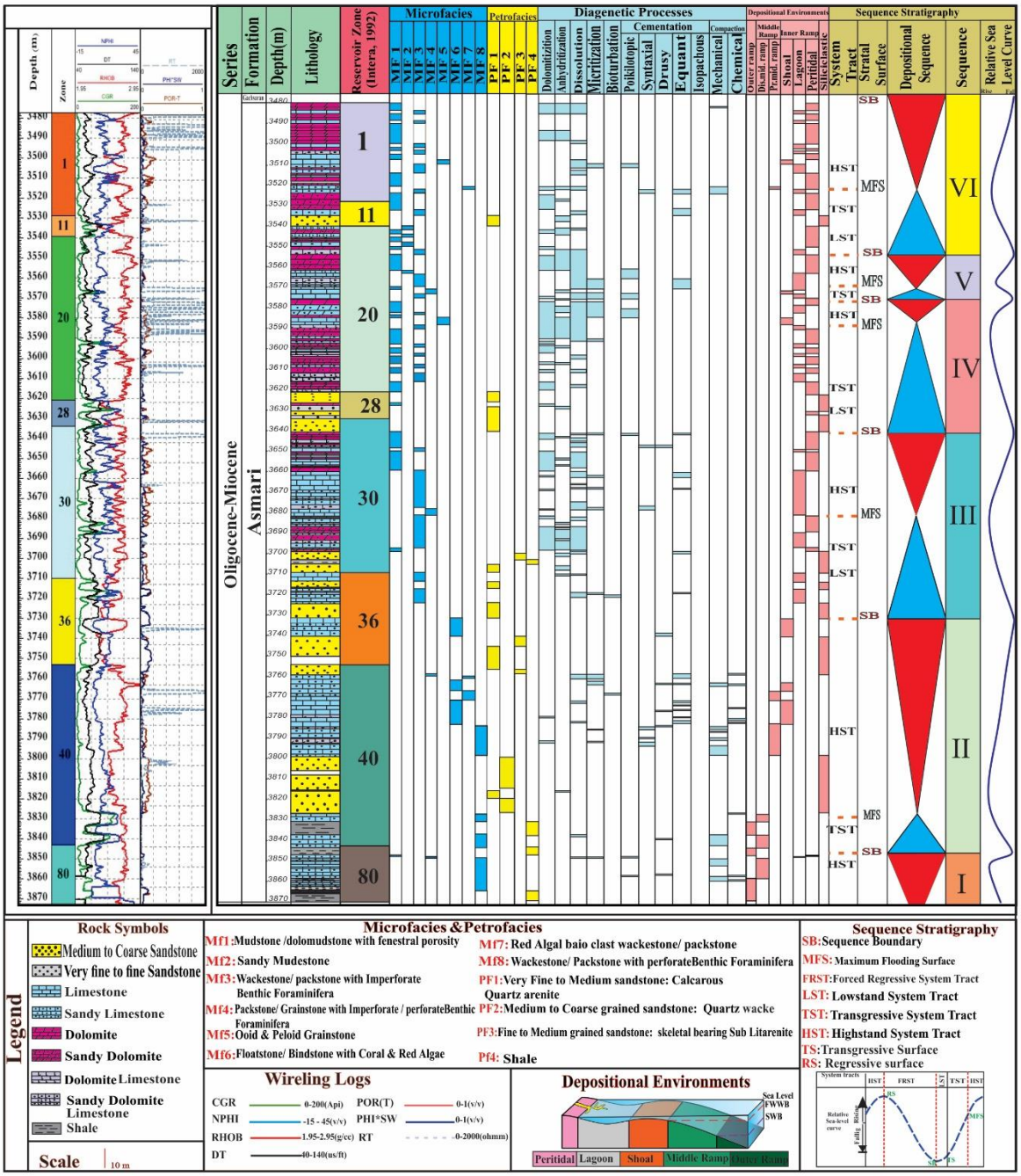
شکل ۷- تصاویر برخی دیگر از فرایندهای دیاژنزی درچاه مورد مطالعه. a) انحلال اجزای کربناته (عمق ۳۵۱۰ متری). b) همان تصویر در XPL. c و d) پوشش میکرایتی (به ترتیب عمق‌های ۳۷۶۰ متری و ۳۷۵۸ متری). e) عمل حفر در رسوبات نرم (Burrowing) (عمق ۳۷۶۸ متری). f) حفاری در رسوبات سخت (Boring) (عمق ۳۷۲۲ متری)، g) تراکم فیزیکی (عمق ۳۸۴۰ متری). h و i) استیلولیتی شدن (به ترتیب عمق‌های ۳۷۵۹ و ۳۷۶۵ متری). تصویر a در PPL و تصاویر b تا i در XPL.

Fig.7. Microscopic images of some other diagenesis processes in the studied well. a) Dissolution of carbonate components (depth 3510 meters). b) The same image in XPL. c,d) Micrite envelope (depths 3760 meters and 3758 meters, respectively). e) Burrowing in soft sediments (depth 3768 meters). f) Boring in hard sediments (depth 3722 meters). g) Physical compaction (depth 3840 meters). h,i) Stylolitization (depths 3759 and 3765 meters, respectively). Image a in PPL, the others in XPL.

این رخساره‌ها در ادامه با توجه به انحلال و دولومیتی شدن سیمان کربناته موجود خواص مخزنی به مراتب بهتری پیدا کرده‌اند (زون ۴۰). نهشته‌های تراز پایین و بخش بالایی تراز بالا با توجه به رسوب‌گذاری سریع و پایین بودن سطح آب دریا دارای بلوغ بافتی پایینی بوده و فاقد سیمان کربناته بوده و عمدتاً شامل رخساره کوارتز آرنایت می‌باشند. این نهشته‌ها دارای تخلخل اولیه بالایی می‌باشند و با مقایسه لاگ آب اشباع شدگی با لاگ تخلخل در بیشتر موراد با فضای خالی با آب پر شده است (بخش‌های فوقانی زون ۴۰ و بخش پایینی زون ۳۶).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]



شکل ۸- ستون سنگ‌شناسی، ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی به همراه سکانس‌های رسوبی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه.

Fig. 8. Lithological column, microfacies and sedimentary environment along with sedimentary sequences of the Asmari Formation in the studied well.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

نتیجه گیری

مقایسه زون‌های مخزنی با همدیگر نشان داد که زون مخزنی ۴۰ که در بخش قاعده‌ای آسماری میانی قرار دارد، دارای خواص مخزنی مناسبی می‌باشد. همانطور که مشخص است این زون در محدوده تراز بالایی سکانس رسوبی شماره ۲ قرار دارد و دارای بیشترین گسترش نهشته‌های ماسه‌سنگی است. درادامه زون ۱ دارای قابل خواص مخزنی ملاحظه‌ای است. فاکتور اصلی افزایش دهنده کیفیت مخزنی در این زون قرارگیری در دسته رخساره‌ای تراز بالای سکانس شماره ۶ و گسترش فرآیندهای دیاژنزی از قبیل انحلال و دولومیتی شدن در این دسته رخساره‌ای است. زون ۳۶ با وجود داشتن ضخامت قابل توجه از کمترین خواص مخزنی برخوردار است. دلیل این امر گسترش نهشته‌های ماسه سنگی با بلوغ بافتی پایین است. همچنین زون‌های ۴۰ و۸۰ به دلیل اشباع‌شدگی کامل با آب، فاقد پتانسیل نفتی می‌باشند. به طور کلی خواص مخزنی زون‌های سازند آسماری در چاه مورد مطالعه متأثر از فرآیندهای رسوبی و دیاژنزی است، به گونه‌ای که مرز زون‌های مخزنی در بخش پایینی در بیشتر مواقع با مرزهای دسته‌های رخساره‌ای تقریبا مطابق هستند. این موضوع نشان‌دهنده این مطلب است که خواص مخزنی این زون‌ها عمدتاً متاثر از شرایط محیطی است. خواص مخزنی زون‌های بخش بالایی عمدتاً متأثر از فرآیندهای دیاژنزی است. در این زون‌ها هیچ یک از پدیده‌های دیاژنزی به تنهایی کنترل کننده خواص مخزنی نبوده بلکه برآیند این پدیده‌ها منجر به افزایش یا کاهش خواص مخزنی شده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله مراتب قدردانی خود را از پژوهشگاه صنعت نفت و داوران محترم اعلام می‌دارند.

References

Adams, T.D., Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Unpublished Report, (1074), 6-11.

Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304, 1–20.

Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H., 2010. The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. Carbonates Evaporites 25 (2), 145–160.

Amin Rasouli, H., Lasemi, Y., Zahiri, Sh., 2019. Facies and Depositional Environments of Terrigenous Deposits of the Asmari Formation, in the Aghajari Well No. 61, Scientific Semiannual Journal Sedimentary Facies 3 (2), 1-18.

Aqrawi, A.A.M., Keramati, M., Ehrenberg, N., Pickard, N., Mollemi, A., Svana, T., Darke, G., Dickson, J.A.D., Oxtoby, N.H, 2006. The origin of dolomite in the Asmari Formation Oligocene-Lower Miocene, Dezful Embayment. SW, Iran. Journal of Petroleum Geology, 29 (4), 381-402.

Avarjani, S., 2014. Sequence stratigraphy and investigation of reservoir quality of Asmari Formation in North Dezful depression (Marun, Kopal, Haftkal oil fields), Zagros Basin, southwest of Iran, PhD thesis of Ferdowsi University of Mashhad, (In Persian).

Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate Ramp Depositional Systems. Sedimentary Geology, 79, 3-57.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A. Tucker, M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. Newsletters on stratigraphy, 44(30),173-245.

Daraei, M., Amini, A. Ansari, M., 2015. Facies analysis and depositional environment study of the mixed carbonate–evaporite Asmari Formation (Oligo-Miocene) in the sequence stratigraphic framework, NW Zagros, Iran. Carbonates and Evaporites, 30(3), 253-272.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. AAPG Memoir 1, 108–121.

El Tabakh, M., Schreiber, B.C., Warren, J. K., 1998. Origin of fibrous gypsum in the - Newark Rift Basin, Eastern North America, Journal of Sedimentary Research 68(1),88-99.

Emery, D., Myers, K.J. 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford.

Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application (2th edition), Springer, Heidelberg.

Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, Texas.

Gholipour A.M., Haggi A. 1989: Geological study of layers 4 and 5 of the Asmari Formation. NISOC, report No 4135.

Goudarzi, M., Vahidinia, M., Amiri Bakhtiar, H., Norainejad, M. 2020. Biostratigraphy, microfacies and depositional environment of the Asmari Formation in one of the wells of the Maroon oil field and its comparison with other areas of Zagros, Sedimentary Facies, 20(2) 226-253, (In Persian).

Hanarmand, J., 2012. Investigating sedimentology and diagenesis factors controlling the reservoir quality of the Asmari formation in Cheshmekhosh field, PhD thesis, Tehran University, (In Persian).

Honarmand, J., Amini, A., 2016. Diagenetic processes and reservoir properties in the ooid grainstones of the Asmari Formation, Cheshmeh Khush Oil Field, SW Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 81, 70-79.

Intera, E.C.L., Petroleum Technologies Ltd. 1992. Marun Field study, Phase 2, Reservoir characterization, Geophysics. Intera Petroleum Production Division, Calgary, Canada.

James, G.A., Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. AAPG Bulletin, 49, 2182-2245.

Khalili, A., Vaziri-Moghaddam, H., Arian, M., Seyrafian, A., 2021. Carbonate platform evolution of the Asmari Formation in the east of Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran, Journal of African Earth Sciences,181, 1-15.

Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A. and Driullion, G., 2009. The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation. 1st International Petroleum Conference & Exhibition, Shiraz, 1-5.

Lucia, F.J., 2007. Carbonate Reservoir Characterization, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Moore, C.H., Wade, W. J., 2013. Carbonate Reservoirs: Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, Elsevier, Amsterdam.

Morad, S., Ketzer, M., Fernando De Ros, L., 2013. Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy, Special Publication Number 45 of the International Association of Sedimentologists.

Motiei H., 1993. Treatise on geology of Iran, stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran, Tehran.

Neisi, A., Ghaderi, A., Ghobishabi, A., Allah Karampour-Dil, M., 2016. Biostratigraphy, microfacies examination and stratigraphy of the Asmari Formation (with the help of cyclolog software) in the Qaleh-Nar oil field, Zagros Basin. Iranian Journal of Petroleum Geology,12, 44-22.

Omoboriowo, A.O., Chiadikobi, K.C., Chiaghanam, O.I., 2012. Depositional Environment and Petrophysical Characteristics of" LEPA" Reservoir, Amma Field, Eastern Niger Delta, Nigeria. International Journal of Pure and Applied Sciences and Technology, 10(2), 38-61.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1987, Sand and Sandstone (2nd ed.), Berlin, Springer Verlag.

Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Research, 13(3), 313 – 334.

Rowlands, G., Purkis, S., Bruckner, A., 2014. Diversity in the geomorphology of shallow-water carbonate depositional systems in the Saudi Arabian Red Sea. Geomorphology, 222, 3-13.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]

Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Science.

Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rock. Blackwell Scientific Publication, England.

Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Geological Society of London, Special Publications, 329(1), 219-263.

Wilson, J.L. 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, New York.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOI: 10.22034/KJES.2023.9.1.106202]