

Original Research Paper

Analysis of sedimentary facies and depositional environment of the Aghajari Formation, north of Hosseinieh, Andimeshk, Khuzestan Province

Mohammad Mallah¹, Behrouz Rafiei^{*1}, and Hasan Mohseni¹

¹Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2025 October 14

Accepted: 2026 April 20

Available online: 2026 June 22

Keywords:

Depositional environment

Delta

Meandering river

The Aghajari Formation

Andimeshk

ABSTRACT

This study aims to investigate the depositional environment of the Aghajari Formation (Upper Miocene-Pliocene) in the Hosseiniyeh area (Andimeshk). In this regard, three stratigraphic sections (Pa'alam, Khoshab, and Pirvali) were selected for study. The Aghajari Formation consists of sandstone, siltstone, mudstone, and shale, with a thickness exceeding 500 meters in the examined regions. Investigations in the field revealed 11 lithofacies, which include 6 sandstone facies (Sp/St/Sm/Sh/Sr/Sfl), 2 mudstone facies (Fm/FI), 1 carbonate facies (bioclastic wackestone), 1 gray shale facies, and 1 skolithos ichnofacies. Evidence collected in the field suggests that the Pa'alam section exhibits characteristics of a deltaic environment, with delta-front facies containing sediments from the mouthbar, delta slope, and prodelta. In contrast, the deltatop facies includes deltaic channels and deltaic plains. This facies association constitutes the lower section of the Aghajari Formation. The upper part of the Aghajari Formation found in the Pa'alam section displays features typical of meandering rivers. The delta identified in the Pa'alam section is primarily river-influenced, with minimal tidal impact, where the maximum thickness of the tidal flat sediments reaches 2 meters. The two additional sections (Khoshab and Pirvali) were formed in a meandering river environment.

1. Introduction

The collision between the Arabian and Eurasian plates has profoundly influenced the geological landscape of western Iran, leading to the uplift of the Iran-Anatolian plate and the closure of the Neotethys Sea during the Miocene–Pliocene epoch (Agard et al., 2011; Vergés et al., 2019). This significant tectonic event led


to the formation of four major tectonic zones in western Iran: the Persian Gulf foreland basin, the High Zagros zone, the Zagros fold-and-thrust belt, and the Urumieh-Dokhtar zone. The present study is situated within the latter part of the Zagros fold-and-thrust belt, a region characterized by complex geological structures


* Corresponding author: Behrouz Rafiei; E-mail: b_rafiei@basu.ac.ir

Citation:

Mallah, M., Rafiei, B., and Mohseni, H., 2026. Analysis of sedimentary facies and depositional environment of the Aghajari Formation, north of Hosseinieh, Andimeshk, Khuzestan province. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 36(2), 140, 1-26. <https://doi.org/10.22071/gsj.2026.552988.2229>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2026.552988.2229

 dor: 20.1001.1.10237429.1405.36.2.1.1



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

and stratigraphy. Exposed in the study area are key geological formations, including the Gachsaran Formation, the Aghajari Formation (with its Lahbari member), and the Bakhtiari Formation. Among these, the Aghajari Formation, formally defined by James and Wynd (1965), represents the youngest unit of the Fars Group. It is characterized by a thick succession, locally reaching up to 3000 meters, of syn-orogenic red molasse deposits that are extensively distributed across the Zagros region. The Aghajari Formation spans the Middle Miocene to the Pliocene and exhibits spatial variations in depositional characteristics throughout the basin (Motiee, 2003). Its geographical extent covers vast areas of Lorestan, Khuzestan, and Fars provinces, extending even into neighboring countries such as Iraq, Syria, and Turkey.

Previous investigations into the sedimentary environments of the Aghajari Formation have revealed diverse depositional settings. In the Khuzestan and Lorestan regions, interpretations suggest predominantly lacustrine, estuarine, and fluvial environments. Conversely, in the Fars province and on Qeshm Island, the formation displays more pronounced marine characteristics (Motiee, 2003). More recently, Sedaghatnia et al. (2025) explored the clastic deposits of the Aghajari Formation in the Afrineh anticline (southwest Lorestan), analyzing seven stratigraphic sections. Their findings indicate a complex interplay of sedimentary environments, including meandering rivers, tidal flats, shallow marine settings, and abandoned channel rivers, within approximately 60 km of the present study area. This research focuses on a detailed sedimentological and paleoenvironmental analysis of the Aghajari Formation within the Khuzestan block and the Andimeshk region. By examining these critical successions, this study aims to contribute valuable insights into the depositional conditions prevalent during the Late Miocene to Early Pliocene in this segment of the sedimentary basin, thereby enhancing our comprehensive understanding of the geological evolution of the Zagros region.

2. Research methodology

In this study, three stratigraphic sections of the Aghajari Formation, including Pa'alam (600 m), Khoshab (550 m), and Piravali (520 m), were investigated in the Hosseinieh area, Andimeshk region. Three sections were identified for this study using geological maps at scales of 1:100,000 and 1:250,000 of the Poldokhtar–Balarud and Andimeshk regions. The selected sections possess the greatest thickness, exhibit the most significant facies variations, have minimal cover, and are readily accessible. The meter-and-compass method was employed for thickness measurements. Field characteristics, including grain size, sorting, stratigraphic geometry, sedimentary structures, fossil evidence, type of boundary between strata, and depositional patterns, were meticulously examined and recorded. Siliciclastic facies were determined using Miall's (2006)

coding system; sandstone nomenclature followed Folk's (1980) classification; and carbonate units were classified according to Dunham's (1962) classification. By integrating data obtained from microscopic and field studies, rock facies and facies assemblages representative of sub-environments within a depositional system were identified and delineated. Ultimately, the depositional environment of the Aghajari Formation in the study area has been interpreted. Microscopic studies, including the examination of sediment texture, composition, and constituent components, were conducted using an Olympus BH-2 polarizing microscope.

3. Results and Discussions

The Aghajari Formation, predominantly outcropping in the Zagros folded zone, was studied across three stratigraphic sections: Paalam, Pirvali, and Khoshab. This formation comprises sandstone, siltstone, claystone, mudstone, and shale, with identified facies including sandy types (Sp, St, Sm, Sh, Sr, Sfl), muddy types (Fm, Fl), a plankton-rich grayish shale, a bioclastic wackestone carbonate facies, and a Skolithos ichnofacies. Field observations reveal a distinct paleoenvironmental contrast between the sections. In the Pa'alam section, the lower Aghajari Formation and the Lahbari Member suggest deposition in a deltaic environment influenced by a meandering river. Detailed analysis of its subaqueous facies indicates a river-dominated deltaic system comprising prodeltas, delta fronts, and distributary mouth bars. Subaerial facies include deltaic channels and plains. The presence of incomplete Bouma cycles within sandy layers interbedded with shales indicates deposition in the distal delta-front and delta-toe regions. Lagoonal carbonate facies further confirm the shallow-water nature of this deltaic setting. Lenticular sandstone bodies with significant lateral extent are interpreted as distributary mouth bars, formed where the river entered the marine environment, possibly with some wave influence. Asymmetric ripples, good sorting, and grain roundness underscore the dominance of unidirectional riverine currents, though some coastal wave action might have occurred. In stark contrast, the Pirvali and Khoshab sections exhibit exclusively meandering-river characteristics throughout the Aghajari Formation and its Leh-Bari Member, with no evidence of deltaic deposition.

4. Conclusion

The divergence in depositional environments is attributed to regional tectonic activity, specifically the influence of faults like the Balarud fault. This fault likely facilitated the river's ingress into the sea at the Pa'alam section, promoting the formation of a deltaic system. In the Pirvali and Khoshab sections, a greater distance from the marine influence, due to topographical or tectonic factors, precluded delta development, resulting in purely fluvial deposition. In essence, the Pa'alam section represents a river-dominated

meandering delta with negligible tidal influence, whereas the Khoshab and Pirvali sections are purely fluvial, deposited in a meandering river system. This highlights the significant role of

syn-sedimentary tectonics in controlling facies distribution and the complexity of paleoenvironmental reconstructions within the Zagros folded zone.

آنالیز رخساره‌های سنگی و محیط رسوبی سازند آغاچاری، شمال حسینییه، اندیمشک، استان خوزستان

محمد ملاح^۱، بهروز رفیعی^{۱*} و حسن محسنی^۱^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

هدف از این پژوهش بررسی محیط رسوبی سازند آغاچاری (میوسن بالایی - پلیوسن) در منطقه حسینییه (اندیمشک) می‌باشد. در این راستا ۳ برش چینه‌شناسی (برش‌های پاعلم، خوشاب و پیروالی) انتخاب گردید. سازند آغاچاری در مناطق مورد مطالعه با ستبرای بیش از ۵۰۰ متر از ماسه‌سنگ، سیلت‌سنگ، گل‌سنگ و شیل تشکیل شده است. مطالعات صحرایی بر روی برش‌ها به شناسایی ۱۱ رخساره‌سنگی شامل ۶ رخساره ماسه‌سنگی (Sp/St/Sm/Sh/Sr/Sfl)، ۲ رخساره گل‌سنگی (Fm/Fl)، ۱ رخساره کربناته (وکستون بایوکستی)، ۱ رخساره شیلی خاکستری رنگ و ۱ رخساره زیستی اسکولیتوس انجامید. شواهد صحرایی نشان می‌دهند برش پاعلم دارای ویژگی‌های محیطی دلتایی است که رخساره‌های بخش زیر آب آن از رسوبات سدهای دهانه‌ای، شیب دلتا و پاشنه‌دلتا (پرودلتا) و رخساره‌های بخش خارج از آب آن از کانال‌های دلتایی و دشت دلتایی تشکیل شده است. این مجموعه رخساره‌ای تشکیل دهنده بخش زیرین سازند آغاچاری است. بخش بالایی سازند آغاچاری در برش پاعلم ویژگی رودخانه‌های پیچان‌رودی (ماندری) دارد. دلتای تشکیل شده در برش پاعلم یک دلتای تحت نفوذ رودخانه پیچان‌رودی است که در این دلتا تاثیر کشند (جزر و مد) بسیار ناچیز بوده و بیشینه ستبرای پهنه کشندی در آن ۲ متر می‌باشد. دو برش دیگر (خوشاب و پیروالی) در محیط رودخانه پیچان‌رودی تشکیل شده‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۷/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۱/۳۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۵/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

محیط رسوبی

دلتا

رودخانه پیچان‌رودی

سازند آغاچاری

اندیمشک

۱- پیش‌نوشتار

سازند آغاچاری را تناوبی از لایه‌های ماسه‌سنگی آهکی خاکستری تا قهوه‌ای رنگ، مارن‌های قرمز رنگ همراه با بین لایه‌های ژئیس و سیلتستون‌های قرمز رنگ در حوضه رسوبی زاگرس معرفی نمود و نهشته‌های این سازند را حاصل رسوب‌گذاری رودخانه پیچان‌رودی (ماندری) در نظر می‌گیرد. صحرانیان و همکاران (۱۳۹۱) سازند آغاچاری را در جنوب‌خاوری سروستان، استان فارس مطالعه کردند و با بررسی رخساره‌های سنگی و عناصر ساختاری در برشی از این منطقه، محیط رسوبی سازند را تعیین نمودند؛ آن‌ها توالی‌های رخساره‌ای را از بالا به پایین شامل رودخانه پیچان‌رودی گراولی، رودخانه پیچان‌رودی گراولی ماسه‌ای و رودخانه پیچان‌رودی ماسه‌ای زودگذر شناسایی کردند و در نهایت محیط رسوبی سازند آغاچاری را محیط‌های رودخانه‌ای پیچان‌رودی تشخیص دادند. گوهری (۱۳۹۳) سنگ‌نگاری، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آغاچاری در شمال باختری شیراز (برش قلات) را مورد مطالعه قرار داد و نهشته‌های این برش را به یک دریای کم‌ژرفا،

سازند آغاچاری توالی ستبری (گاه تا ۳۰۰۰ متر) از نهشته‌های آواری سرخ‌رنگ و همزمان با کوه‌زایی است که گستره‌های وسیعی از لرستان، خوزستان و فارس و حتی عراق، سوریه و ترکیه را زیر پوشش دارد. در خوزستان و لرستان محیط رسوبی این سازند بیشتر دریاچه‌ای، خلیج دهانه‌ای و رودخانه‌ای عنوان شده در حالی که در فارس ساحلی و جزیره قشم ویژگی‌های دریایی دارد (مطیعی، ۱۳۸۲). برش الگوی سازند آغاچاری در طول جاده امیدیه به چاه‌های میدان نفتی آغاچاری مطالعه شده است. این برش شامل ۲۹۶۶ متر، تناوب تکراری چرخه‌هایی است که به طرف بالا دانه‌ریزی می‌شود. هر چرخه، به ستبرای ۱۰ تا ۱۰۰ متر، با لایه‌های ماسه‌سنگی آهکی، به ستبرای ۲ تا ۵ متر، به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری آغاز و با لایه ستبری از مارن سرخ‌رنگ در تناوب با لایه‌های نازک سیلت سنگ و ماسه‌سنگ ریز دانه ادامه می‌یابد (مطیعی، ۱۳۸۲). سازند آغاچاری برای نخستین بار به صورت رسمی توسط جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) معرفی گردید. مطیعی (۱۳۷۴)

* نویسنده مسئول: بهروز رفیعی؛ E-mail: b_rafiei@basu.ac.irm

ماخذنگاری:

ملاح، م.، رفیعی، ب. و محسنی، ح.، ۱۴۰۵، آنالیز رخساره‌های سنگی و محیط رسوبی سازند آغاچاری، شمال حسینییه، اندیمشک، استان خوزستان. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۶(۲)، ۱۴۰-۲۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2026.552988.2229>

doi: 10.22071/gsj.2026.552988.2229



doi: 20.1001.1.10237429.1405.36.2.1.1

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

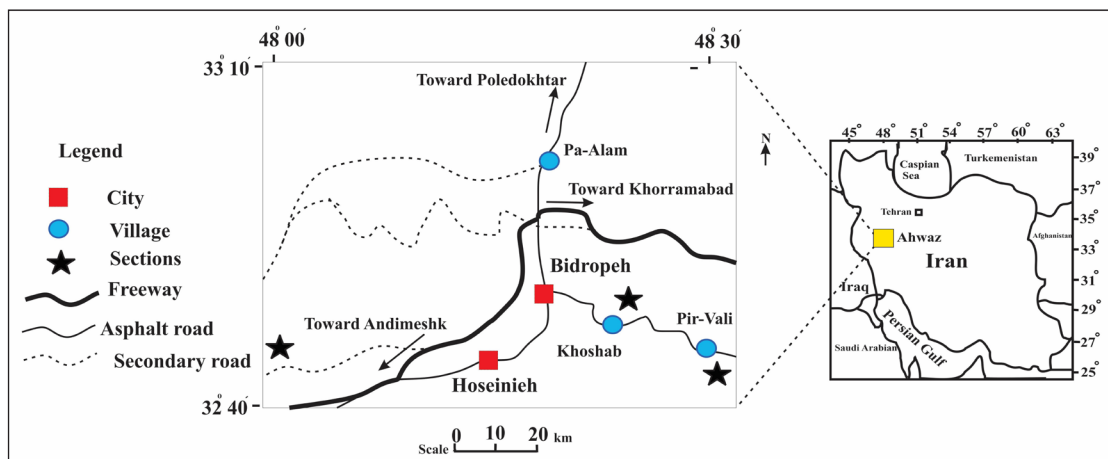
This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

در این مطالعه سازند آجاجاری در پهنه خوزستان و منطقه اندیمشک از دیدگاه رسوب‌شناسی و محیط رسوبی مورد بررسی قرار می‌گیرد و امید است نتایج حاصل از این پژوهش گامی موثر و مفید در جهت درک هرچه بیشتر شرایط رسوب‌گذاری در زمان میوسن بالایی - پلیوسن زیرین در این بخش از حوضه رسوبی ایفا کند.

برش‌های مورد مطالعه در منطقه حسینیه و بیدروپه از توابع شهرستان اندیمشک واقع شده‌اند. این برش‌ها از طریق جاده آسفالت خرم آباد به اندیمشک، یا شهرستان پلدختر به اندیمشک قابل دسترسی هستند. موقعیت این برش‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است. برخورد ورقه‌های عربی - اوراسیا به بالا آمدن ورقه ایران - آنتاتولی و در پی آن، به بسته شدن دریای تیتیس جوان در زمان میوسن - پلیوسن انجامیده است (Agard et al., 2011; Vergés et al., 2019). نتیجه این برخورد تشکیل ۴ پهنه زمین‌ساختی (حوضه پیش‌بوم (فورلند) خلیج فارس، پهنه زاگرس مرتفع، کمربند چین‌خورده - رانده (تراستی) زاگرس و پهنه ارومیه دختر) در باختر ایران شده است (Alavi, 1994). منطقه مورد مطالعه در ابتدای پهنه زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است (Emami, 2008). از نظر زمین‌شناسی و چینه‌شناسی سازندهای گچساران، آجاجاری به همراه عضو لهبری و سازند بختیاری در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند (شکل ۲). در برش‌های مورد مطالعه سازند بختیاری با دگرشیبی آشکار بر روی عضو لهبری سازند آجاجاری قرار گرفته است (شکل ۳). سازند میشان در این بخش از حوضه رسوبی مشاهده نشده و سازند آجاجاری مستقیماً بر روی سازند گچساران قرار گرفته است (شکل ۳). سازند گچساران در رشته کوه‌های زاگرس سترایی بالغ بر ۲۰۰۰ متر دارد. از نظر سنگ‌نگاری این سازند متشکل از ژئیس، انیدریت، مارن و سنگ‌های کربناته می‌باشد که در یک محیط لاگونی و سبخایی نهشته شده‌اند (Gill and Ala, 1972). از نظر سنی سازند گچساران محدوده‌ای از زمان الیگوسن - میوسن (Bahroudi and Koyi, 2004; Pirouz et al., 2015) تا میوسن زیرین - میانی می‌باشد (Jones and Racey, 1994). سازند آجاجاری در منطقه مورد مطالعه با رخساره‌های قرمز آجری رنگ (تناوبی از ماسه‌سنگ، سیلت سنگ، رس سنگ، گل‌سنگ و شیل) به‌طورمستقیم بر روی واحدهای ژئوسی سازند گچساران قرار گرفته است. سن قاعده سازند آجاجاری دو زمانه (Diachronous)، از میوسن میانی تا میوسن بالایی می‌باشد (Vergés et al., 2019). بر اساس مطالعات جیمز و وایند (James and Wynd, 1965) سن سازند آجاجاری بر مبنای محتویات فسیلی میوسن پایانی تا پلیوسن تعیین شده است.

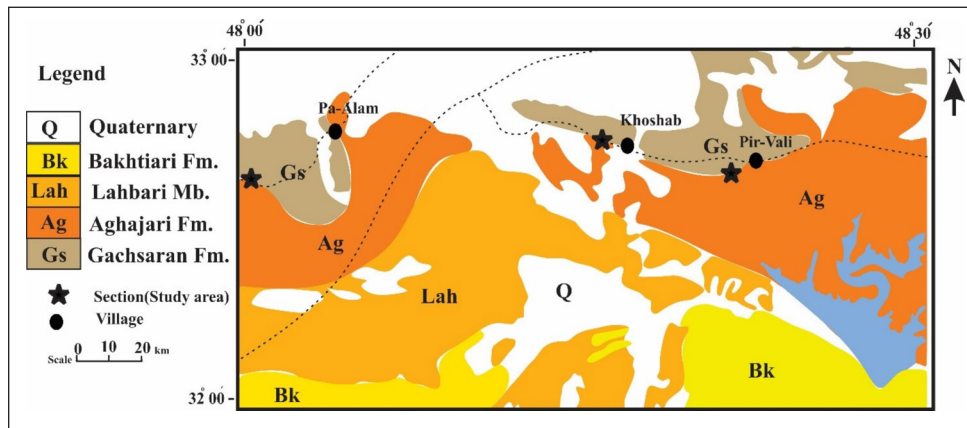
رودخانه‌های فصلی و رخساره‌های کشندهی نسبت داده و نتیجه گرفت که از نظر چینه‌نگاری سکانسی دارای یک چرخه بزرگ پس‌رونده بوده و یک سکانس رسوبی درجه ۴ می‌باشد. مرادی (۱۳۹۴) سنگ رخساره‌ها، شرایط ته‌نشینی و ویژگی‌های دیاژنتیکی سازند آجاجاری در باختر بندرعباس (برش سورو) را مورد مطالعه قرار داد. نهشته‌های این برش بر اساس مطالعات سنگ رخساره‌ای در محیط‌های لاگون، کشندهی و خلیج‌های دهانه‌ای بر جای گذاشته شده‌اند. بهرامی (Bahrami, 2009) ، رخساره‌های سنگی (لیتوفاسیس‌ها) و محیط رسوبی سازند آجاجاری را در کوه ده‌شیخ، باختر شیراز مورد مطالعه قرار داد و بر اساس مطالعات صورت گرفته، محیط رسوبی این برش را به یک سیستم رودخانه بریده بریده و دریاچه‌ای کم‌ژرفا و پلایا نسبت داد.

صحرائیان و بهرامی (Sahraeyan and Bahrami, 2012a)، سنگ‌نگاری و خاستگاه ماسه سنگ‌های سازند آجاجاری در پهنه زاگرس چین‌خورده، جنوب باختر ایران را مورد مطالعه قرار دادند و از نظر سنگ‌نگاری این ماسه سنگ‌ها را به گروه لیت‌آرنایت و ساب لیت‌آرنایت، و از لحاظ خاستگاه به کوه‌زایی با چرخه مجدد نسبت داده‌اند. چرخه‌های (سیکل‌های) رودخانه‌ای سازند آجاجاری در پهنه زاگرس چین‌خورده در جنوب باختر ایران توسط صحرائیان و بهرامی (Sahraeyan and Bahrami, 2012b) مورد مطالعه قرار گرفت و این چرخه‌ها را ناشی از زمین‌ساخت و بالا آمدگی کوه‌های زاگرس در زمان میوسن - پلیوسن می‌دانند. سان و همکاران (Sun et al., 2021)، به روش چینه‌نگاری مغناطیسی (مگنتواستراتیگرافی) سن سازندهای گچساران (۱۴/۶ تا ۱۳/۸ میلیون سال)، میشان (۱۳/۸ تا ۱۲/۸ میلیون سال) و آجاجاری (۱۲/۸ تا ۸/۶ میلیون سال) را در فرفاقتادگی دزفول به‌دست آوردند. همچنین سان و همکاران (Sun et al., 2022)، زمان بسته شدن دریای تیتیس جوان در نئودیس افرینه (استان لرستان) را بر اساس روش چینه‌نگاری مغناطیسی به ۱۲/۸ میلیون سال پیش نسبت داده و توالی‌های رسوبی نهشته شده در این سازند را بین ۱۰ تا ۱۷ میلیون سال پیش برآورد کرده‌اند. صدقات‌نیا و همکاران (Sedaghatnia et al., 2025) نهشته‌های آواری سازند آجاجاری را در ناحیه نئودیس افرینه (جنوب‌باختر لرستان) در ۷ برش چینه‌شناسی مورد بررسی قرار دادند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که محیط رسوبی این نهشته‌ها شامل رودخانه‌های پیمان‌رودی (ماندری)، پهنه‌های کشندهی، محیط‌های دریایی کم‌ژرفا و رودخانه‌های نوع بریده‌بریده بوده است. این برش‌ها در فاصله‌ای حدود ۶۰ کیلومتری از برش‌های مطالعه حاضر واقع شده‌اند.



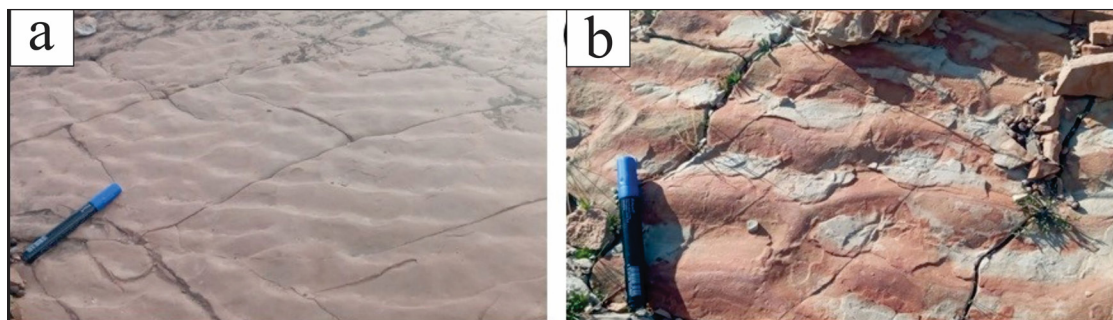
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه.

Figure 1. Geographic location and access routes to the studied sections.



شکل ۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ پلدختر- بالارود به همراه موقعیت برش‌های مورد مطالعه و گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه (اقتباس از فخاری (Fakhari, 1985)، با اندکی تغییرات). ابتدای برش‌های انتخاب شده با علامت ستاره نشان داده شده‌اند.

Figure 2. Part of the 1:100,000 Pol e Dokhtar-Balarud geological map, showing the location of the studied sections and the distribution of formations in the area (modified after Fakhari, 1985). A star marks the starting points of the selected sections.



شکل ۳- رخساره‌های ماسه سنگی موج‌نقشی (ریپلی) تشکیل شده در سدهای دهانه‌ای. (a) موج‌نقش (ریپل مارک) نامتقارن با خط‌الراس سینوسی. (b) موج‌نقش متقارن زبانه‌ای که تحت تاثیر امواج شکل گرفته است.

Figure 3. Rippled sandstone facies formed in mouth bars. a) Asymmetrical ripple with a sinuous crestline. b) Symmetrical linguoid ripple marks formed under wave influence.

۲- روش پژوهش

با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ و ۱:۱۰۰,۰۰۰ شهرستان پلدختر- بالارود و اندیمشک محل ۳ برش در این مطالعه تعیین شده است. برش‌ها به گونه‌ای انتخاب شده‌اند که دارای بیشترین ستبرای، بیشترین تغییرات رخساره‌ای، کمترین پوشیدگی و قابل دسترسی باشند. از روش متر و کمپاس برای اندازه‌گیری ستبرای استفاده شده است. ویژگی‌های صحرایی شامل دانه‌بندی، طبقه‌بندی، شکل هندسی طبقات، ساختمان‌های رسوبی، آثار فسیلی، نوع مرز بین طبقات و الگوی انباشتگی رسوبات به طور دقیق بررسی و ثبت شده است. رخساره‌های آواری بر مبنای کدبندی (Miall, 2006) تعیین شده، نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها بر اساس طبقه‌بندی فولک (Folk, 1980) و واحدهای کرناته بر اساس طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) صورت گرفته است. با تلفیق اطلاعات به دست آمده از مطالعات میکروسکوپی و صحرایی، رخساره‌های سنگی و مجموعه‌های رخساره‌ای معرف زیر محیط‌های یک سیستم رسوبی شناسایی و تفکیک شده‌اند و در نهایت محیط رسوبی

سازند آغاچاری در منطقه مورد مطالعه تفسیر شده است. مطالعات میکروسکوپی از جمله بافت، ترکیب و اجزای تشکیل دهنده رسوبات با میکروسکوپ پلاریزان نوع Olympus - BH2 صورت گرفته است.

۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- رخساره‌ها و محیط رسوبی

بر اساس مطالعات صحرایی سازند آغاچاری (شامل ۲ بخش زیرین و بخش بالایی به نام لهبری) از رخساره‌های آواری و یک رخساره کرناته تشکیل شده است. رخساره‌های آواری شامل ۶ رخساره ماسه سنگی (Sp/St/Sm/Sh/Sr/Sf)، ۲ رخساره سنگی گل سنگی (Fm/FI)، ۱ رخساره شیلی خاکستری رنگ، ۱ رخساره کرناته (وکستون بایوکستی) و ۱ رخساره زیستی اسکولیتوس می‌باشد. این رخساره‌ها در ۲ مجموعه رخساره‌ای دلتایی و رودخانه پیچان‌رودی (مآندری) قرار می‌گیرند.

۳-۱-۱- مجموعه رخساره‌های محیط دلتایی

این مجموعه رخساره‌ها فقط در برش پاعلم مشاهده شده است. بخش زیرین این برش از رسوبات دلتایی شامل بخش‌های زیر آب (پیشانی دلتایی) و خارج از آب (بالای دلتایی) تشکیل شده است. این رسوبات بر روی سازند گچساران به صورت مشخص قرار گرفته‌اند. این مجموعه رخساره‌ای شامل رخساره‌های سدهای دهانه‌ای، شیب دلتا، پاشنه دلتا (پرو دلتا) مربوط به بخش زیر آب و کانال‌های دلتایی و دشت دلتایی مربوط به بخش خارج از آب می‌باشد. در این برش ستبرای بخش زیر آب و خارج از آب دلتا حدود ۱۵۰ متر بوده و تشکیل دهنده بخش پایینی سازند آغاچاری می‌باشند. بخش بالایی سازند آغاچاری (عضو لهبری) حدود ۳۰۰ متر است که ویژگی محیط رودخانه پیمان‌رودی (مآندری) دارد. در برش پاعلم مرز بین بخش پایینی سازند آغاچاری و بخش بالایی سازند آغاچاری (عضو لهبری) تبدیل رخساره‌های محیط دشت دلتایی به رخساره‌های محیط رودخانه پیمان‌رودی است. معیار تفکیک این دو بخش، تغییرات در ستبرای واحدهای ماسه‌ای، تغییر در رنگ رخساره‌های سنگی و تفاوت در محیط رسوبی آن‌ها می‌باشد به گونه‌ای که در عضو لهبری ستبرای لایه‌های ماسه‌سنگی و اندازه ساخت‌های رسوبی به مراتب بیشتر و بزرگ‌تر از بخش‌های پایینی آن است.

۳-۱-۱-۱- مجموعه رخساره‌های بخش زیر آب دلتا

– رخساره‌های سدهای دهانه‌ای

رخساره‌های سدهای دهانه‌ای در برش مورد مطالعه شامل ماسه‌سنگ موج‌نقشی و ماسه‌سنگ با چینه‌بندی افقی می‌باشد. این رخساره‌ها بر روی واحدهای شیلی قرار گرفته و به علت عملکرد امواج و پخش آب در سواحل به صورت موازی با ساحل پخش شده‌اند و دارای گسترش جانبی چند ده متر می‌باشند.

– رخساره ماسه‌سنگی موج‌نقشی (ریپلی) (Sr)

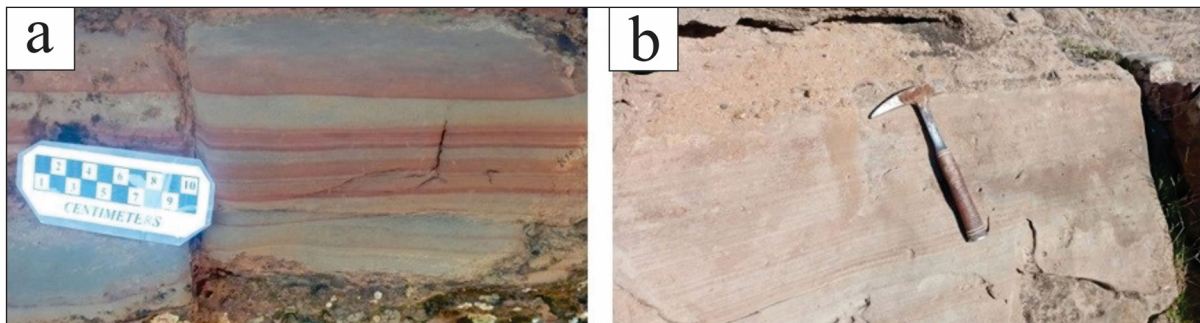
–توصیف: رخساره ماسه‌سنگی ریپلی (Sr) به رنگ قرمز آجری از رخساره‌های شناسایی شده در سازند آغاچاری است و فراوانی به نسبت زیادی نشان می‌دهد. اندازه دانه‌های ماسه‌سنگ‌ها عمدتاً از دانه‌ریز تا دانه‌متوسط در تغییر بوده و گردشگی و جورشدگی متوسط تا نسبتاً خوبی نشان می‌دهند. این رسوبات از نظر بافتی نیمه‌بالغ بوده و از رخساره‌سنگی (پتروفاسیس) چرت آرنایت و کالک‌لیت‌ارنایت تشکیل شده است. ویژگی اصلی این رخساره‌سنگی حضور اشکال مختلفی از موج‌نقش‌های متقارن و نامتقارن با

خط‌الراس سینوسی، مستقیم و شاخه‌ای و موج‌نقش‌های زبانه‌ای می‌باشند (شکل ۳).
–تفسیر: موج‌نقش‌ها در تمام محیط‌های رسوبی یافت می‌شوند. نوع متقارن به محیط‌های ساحلی و تحت تاثیر امواج رفت و برگشتی مربوط می‌شود و تحت شرایط مختلفی از رژیم جریان تشکیل می‌شوند (Longhitano et al., 2012). به دلیل همراهی موج‌نقش متقارن و نامتقارن می‌توان موقعیت ساحلی را در منطقه مورد مطالعه تعیین نمود به گونه‌ای که در بخش نزدیک به ساحل موج‌نقش‌های متقارن و کمی دورتر موج‌نقش‌های نامتقارن دیده می‌شوند (Dalrymple et al., 1992). در این رخساره سنگی لامینه‌بندی‌های افقی فراوانی کمتری داشته و مربوط به منطقه کنار ساحل می‌باشند.

– رخساره ماسه‌سنگی با چینه‌بندی افقی (Sh)

– توصیف: این رخساره‌سنگی به صورت لامینه‌های نازک تا لایه‌های متوسط دیده می‌شود که مجموعه چینه‌هایی را به ستبرای چند سانتی‌متر تا بیشینه ۰/۵ متر تشکیل داده است (شکل ۴). اندازه دانه‌ها از ماسه خیلی ریز تا متوسط در تغییر است. از نظر بافتی گردشگی و جورشدگی به نسبت خوب دارند و بلوغ بافتی نیمه‌بالغ (ساب‌مچور) تا بالغ (مچور) را دارا هستند. رخساره‌سنگی (پتروفاسیس) آن‌ها متشکل از چرت آرنایت و کالک‌لیت‌ارنایت است.

– تفسیر: این رخساره سنگی می‌تواند تحت رژیم‌های جریان‌های بالا و پایین تشکیل شده باشد (Lee and Chough, 2006). این رخساره‌سنگی در سدهای دهانه‌ای در زیر رخساره ماسه‌سنگی موج‌نقشی قرار دارد یا به بیان دیگر، به صورت عمودی رخساره ماسه‌سنگی افقی در پایین به رخساره ماسه‌سنگی موج‌نقشی در بالا تبدیل می‌شود که بیانگر کاهش انرژی به سمت بالا است. این رخساره‌سنگی در سرعت‌های پایین و بالای جریان آب حاصل می‌شود (Boothroyd and Ashley, 1975; Harms et al., 1997; Jo et al., 1997; Allen, 1984; Miall, 1996; 1982). لامینه‌های افقی تشکیل شده در رژیم جریان بالا دارای فابریک جدایی خطی می‌باشند که در سطح رسوبات ماسه‌ای ساحلی و رسوبات رودخانه‌ای تشکیل می‌شود (Miall, 1985 and 2000). با توجه به این که در بیشتر رخساره‌های سنگی (Sh) شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه ساخت جدایی خطی دیده شده است، از این رو، تشکیل این رخساره سنگی به رژیم جریان‌های بالا نسبت داده می‌شود (موسوی حرمی، ۱۳۶۷). تناوب لامینه‌های خاکستری رنگ (ماسه‌های درشت) و لامینه‌های قرمز رنگ (ماسه ریز) (شکل ۴- a)، بیانگر نوسانات انرژی در تشکیل این رخساره است.



شکل ۴- a) تناوب لامینه‌های افقی خاکستری روشن شامل ماسه‌های درشت و لامینه‌های قرمز رنگ ماسه ریز می‌باشند که سیلی و گلی شده‌اند. b) ماسه‌سنگ با ساخت افقی.

Figure 4- a) Alternation of gray and red horizontal sandstone laminae (the light gray laminae consist of coarse sand, whereas the red laminae are composed of fine sand that has become silty and muddy). b) Sandstone with horizontal bedding.

بیش از چند ده متر می‌باشند که دلیل آن تاثیر امواج دریا در سواحل ماسه‌ای می‌باشد که در زمان تشکیل، سبب پخش آن‌ها در سواحل ماسه‌ای شده است. قرارگیری این رخساره در زیر رخساره‌های دشت دلتایی و همچنین جورشدگی و گردشگی متوسط تا نسبتاً خوب رسوبات گویای تشکیل این رخساره در منطقه پیشانی دلتاست (Carlos and Ronald, 2008).

رخساره‌های سدهای دهانه‌ای از ماسه متوسط تا درشت تشکیل شده است. ساختمان‌های رسوبی در این مجموعه رخساره‌ای عمدتاً کوچک مقیاس با فراوانی موج‌نقش‌ها و طبقه‌بندی مورب عدسی شکل می‌باشند. ستبرای لایه‌های ماسه سنگی بین ۴۰ سانتی‌متر تا بیش از ۱/۵ متر است و به صورت میان لایه‌هایی درون شیل‌ها و شیل سیلتی قابل مشاهده است (شکل ۵). سدهای دهانه‌ای دارای گسترش جانبی



شکل ۵- مجموعه رخساره‌های بخش جلو دلتا (Delta front). به توالی‌های به سمت بالا درشت شونده و ستبرشونده و فراوانی نسبت ماسه به گل توجه شود.

Figure 5. Facies assemblage of the delta front deposits. Note the coarsening- and thickening-upward sequence and the high sand to mud ratio.

تا تصویر کاملی از سیستم دلتایی به دست آید. ویژگی اصلی این محیط، نوسانات زیاد در انرژی است. جریان‌های قوی رودخانه‌ای و امواج می‌توانند رسوبات درشت را حمل کنند، در حالی که دوره‌های آرامش نسبی اجازه رسوب‌گذاری مواد ریزتر را می‌دهند.

۳-۱-۱-۳- رخساره‌های بخش بالای شیب دلتا

رخساره‌های بخش بالای شیب دلتا اغلب از ماسه و به مقدار کمتر شیل تشکیل شده‌اند. میان لایه‌های ماسه‌ای بخش بالایی شیب دلتا نسبت به بخش پایینی اغلب درشت‌دانه‌تر و ستبرالایه‌تر می‌باشند. به بیان دیگر، از بخش پایین شیب دلتا به سمت بخش بالای شیب دلتا تعداد لایه‌های ماسه‌ای بیشتر، ستبرتر و فاصله بین لایه‌های ماسه‌ای کمتر می‌شود. در این بخش توالی‌های ناقص بوما دیده می‌شوند که از پایین به بالا شامل ماسه‌های توده‌ای، ماسه‌های لامینه‌ای و ماسه‌های موج‌نقشی می‌باشند.

رخساره‌های بخش‌های بالایی شیب دلتا، جایی که انرژی جریان‌ها هنوز بالا است و رسوبات درشت‌تر فرصت انباشته شدن دارند، یافت می‌شود. این رخساره‌ها می‌توانند شامل تپه‌های ماسه‌ای زیرآبی یا رسوبات ناشی از جریان‌های ورودی مستقیم رودخانه باشند.

۳-۱-۱-۳- رخساره ماسه سنگی موج‌نقشی (Sr)

توصیف: این رخساره سنگی با ستبراهای بین ۲۰ الی ۳۰ سانتی‌متر در درون واحدهای شیلی خاکستری دیده می‌شوند. اندازه دانه‌های ماسه‌سنگ‌ها عمدتاً از دانه ریز تا دانه متوسط در تغییر بوده و گردشگی و جورشدگی ضعیف تا متوسط نشان می‌دهند. این رسوبات از نظر بافتی نابالغ تا نیمه بالغ بوده و از رخساره سنگی (پتروفاسیس) کالکلیت‌ارنایت می‌باشند. ویژگی اصلی این رخساره سنگی حضور اشکال مختلفی از موج‌نقش‌های نامتقارن می‌باشد (شکل ۶- a).

به طور کلی چرخه‌هایی (سیکل‌هایی) با ستبرای ده‌ها متر که به سمت بالا درشت‌شونده هستند و از بخش پاشنه دلتا (پرودلتا) شروع شده و تا سدهای دهانه‌ای ادامه دارد بیانگر محیط دلتا است (Boggs, 2011; Chakrobarty et al., 2017; Moodi et al., 2019; Kumar et al., 2022). در این نوع از دلتا رخساره‌های تشکیل دهنده این محیط با نسبت چیره ماسه به گل همراه هستند و رخساره‌های ریزدانه آن به صورت فرسایشی می‌باشند. در بخش زیر آب و دور از منشا دلتا، مقدار زیادی رسوب انباشته می‌شود که در نتیجه آن بخش پیشانی دلتا به سمت دریا حرکت و پیش‌روی می‌کند. با پیش‌روی قسمت جلو یا پیشانی دلتا بخش بیرون از آب نیز به سمت توده آب ساکن کشیده می‌شود. رسوباتی که در بخش پیشانی دلتا تشکیل می‌شوند به‌طور عمده از ماسه و گل تشکیل شده‌اند.

۳-۱-۱-۳- رخساره‌های شیب دلتا

شیب دلتا، بخشی از یک سیستم دلتایی است که در جلوی بخش دلتا و در ناحیه انتقال از خشکی به آب ژرف قرار دارد. این ناحیه تحت تاثیر فرایندهای مختلفی از جمله رسوب‌گذاری ناشی از جریان‌های ورودی رودخانه (که ممکن است در اینجا به صورت جریان‌های آشفته عمل کنند)، رسوب‌گذاری ناشی از امواج، و گاهی اوقات لغزش‌های زیرآبی قرار دارد.

رخساره‌های سنگی که در این بخش یافت می‌شوند، به طور کلی نمایانگر محیطی با انرژی متغیر و شیب کم و زیاد هستند. این رخساره‌ها در مقیاس بزرگ به عنوان یک واحد رخساره‌ای در نظر گرفته می‌شوند که با رخساره‌های دیگر دلتا (مانند رخساره‌های داخلی دلتا یا رخساره‌های پیش‌دلتا) مرز مشخصی دارند. رخساره‌های شیب دلتا بخشی از یک توالی بزرگ‌تر دلتایی هستند و باید در کنار رخساره‌های دیگر (مانند رخساره‌های جلوی دلتا - Foreshore، رخساره‌های بالایی شیب - Upper Delta Slope، رخساره‌های جلویی - Fore-set beds) مطالعه شوند

ضعیف باشد. جریان‌های توربیدیته از بخش‌های بالای شیب دلتا و سدهای دهانه‌ای که از رودخانه یا امواج منشا گرفته‌اند مسئول حمل رسوبات ریز دانه در حد ماسه و سیلت به بخش پایین شیب دلتا می‌باشند و در نتیجه چرخه‌های ناقص بوما را به وجود می‌آورند که در آن‌ها بخش‌های a,b,c,d بوما دیده می‌شوند.

– رخساره ماسه سنگی با چینه بندی افقی (Sh)

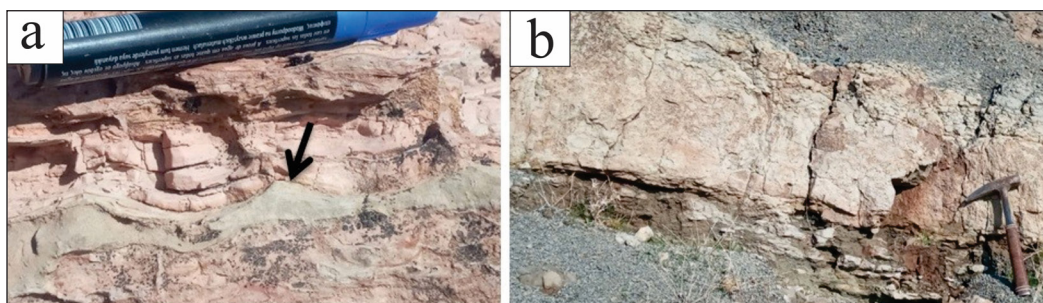
– توصیف: این رخساره سنگی به صورت لایه‌های نازک تا لایه‌های متوسط (با ستبراهای بین ۲۰ تا ۷۰ سانتی متر) دیده می‌شود (شکل ۶- b). اندازه دانه‌ها از ماسه خیلی ریز تا متوسط در تغییر است. از نظر بافتی گردشگری و جورشدگی متوسط تا خوب دارند و بلوغ بافتی نیمه بالغ را دارا هستند. رخساره سنگی (پتروفاسیس) آن‌ها متشکل از کالک‌لیتارنایت است. این رخساره سنگی به صورت عمودی به رخساره‌های Sr تبدیل می‌شود.

– تفسیر: این رخساره سنگی ناشی از جریان‌های توربیدیته هستند که بر روی شیب دلتا تشکیل شده‌اند. این رخساره سنگی (Sh)، معمولاً با بخش b از توالی بوما همخوانی دارد. لایه بندی افقی تشکیل شده در این رخساره نشان‌دهنده رسوب گذاری از بخش اصلی و پرسرعت جریان توربیدیته است. این جریان‌ها به دلیل شتاب گرفتن در شیب دلتا، به سرعت‌های بالایی می‌رسند و سبب تشکیل این لایه‌ها می‌شوند. برای تایید این موضوع، ماسه سنگ لایه بندی افقی باید با بخش‌های پایینی (a بوما) و بخش‌های بالایی (c بوما) در ارتباط باشد. از آنجا که این رخساره سنگی به صورت عمودی به ماسه سنگ‌های ریلی (بخش c توالی بوما) تبدیل می‌شود، از این رو، شهادی بر جریان‌های توربیدیته در شیب دلتا و تشکیل این رخساره سنگی است (Harms et al., 1982; Allen, 1984; Miall, 1996; Jo et al., 1997).

– تفسیر: موج‌نقش‌های تشکیل شده در محیط شیب دلتا اغلب در بخش بالای توالی‌های ناقص بوما دیده می‌شوند. این موج‌نقش‌ها بیشتر در ماسه سنگ‌های متوسط دانه دیده می‌شوند (Longhitano et al., 2012). این ساخت‌ها اغلب در ابتدای شیب دلتا جایی که هنوز انرژی جریان بالا است، دیده می‌شوند و در آن‌ها بخش‌های a,b,c بوما قابل مشاهده هستند.

۳-۱-۴- رخساره‌های بخش پایین شیب دلتا

رخساره‌های بخش پایین شیب دلتا بیشتر شیلی (ریزدانه) و به مقدار کمتر ماسه‌ای می‌باشند. در این بخش لایه‌های ماسه‌ای اغلب نازک لایه، ریزدانه و فاصله بین لایه‌ها نسبت به بخش بالای شیب دلتا بیشتر است. لایه بندی در واحدهای ماسه‌ای این بخش بیشتر به صورت افقی است. این لایه بندی افقی می‌تواند نشان‌دهنده جریان‌های با سرعت به نسبت ثابت و در جهت کلی باشد، یا نتیجه رسوب گذاری از جریان‌های ضعیف تر و یا فرایندهای موجی باشد. این رخساره معمولاً در بخش‌های میانی یا پایینی شیب دلتا، جایی که انرژی جریان‌ها کمی کاهش یافته و رسوبات ریزتر فرصت رسوب گذاری پیدا می‌کنند، مشاهده می‌شود. رخساره‌های بخش پایین شیب دلتا اغلب گلی و به مقدار کمتر ماسه‌ای هستند. این رخساره نشان‌دهنده کاهش شایان توجه انرژی در محیط رسوب گذاری است. ترکیب آن شامل لایه‌هایی از ماسه ریز، سیلت، و لایه‌های نازک شیل یا گل سنگ است. وجود شیل نشان‌دهنده دوره‌هایی است که آب ساکن بوده و ذرات بسیار ریز (گل و لای) فرصت ته نشینی پیدا کرده‌اند. این رخساره‌ها در بخش‌های پایینی شیب دلتا یا در مناطقی که دلتا به سمت آب‌های ژرف تر و آرام تر پیش می‌رود، یافت می‌شود. همچنین می‌تواند نشان‌دهنده رسوب گذاری در پشت موانع (مانند سدهای دهانه‌ای) یا در اثر جریان‌های آشفته



شکل ۶- رخساره‌های ماسه سنگی بخش شیب دلتا. (a) رخساره ماسه سنگ نازک لایه موج‌نقشی (موج‌نقش‌ها از نوع نامتقارن) تشکیل شده در رخساره‌هایی گلسنگی. (b) ماسه سنگ‌های متوسط لایه با چینه بندی افقی.

Figure 6. Sandstone facies of the delta slope deposits. a) Thin bedded rippled sandstone facies (ripples are asymmetrical) formed within muddy facies. b) Medium bedded sandstones with horizontal stratification.

– رخساره‌های شیلی (Flg)

– توصیف: رخساره‌های ریزدانه شیلی در این محیط اغلب به رنگ خاکستری دیده می‌شوند (شکل ۷). نسبت فراوان رخساره‌های شیلی به رخساره‌های ماسه سنگی در این بخش بیانگر محیط شیب دلتا است.

– تفسیر: رخساره‌های این زیر محیط نسبت به زیر محیط پاشنه دلتا دارای میان لایه‌های نازک ماسه‌ای بیشتری بوده که به سمت پاشنه دلتا از ستبرا و فراوانی لایه‌های ماسه‌ای کم شده و به ستبرای واحدهای شیلی اضافه می‌گردد. وجود میان لایه‌های متوسط تا ستبر ماسه سنگی به صورت متراکم (نزدیک به هم) در میان رخساره‌های شیلی بیانگر زیر محیط شیب دلتا است.

بخش شیب دلتا به طور عمده از رسوبات دانه ریز شیلی و سیلتی غالباً خاکستری رنگ تشکیل شده است. رخساره‌های ماسه سنگی نازک لایه با ستبراهای بین ۲۰ تا ۷۰ سانتی متر به صورت میان لایه در رخساره‌های دانه ریز این بخش قرار گرفته‌اند. از ساختمان‌های رسوبی در این بخش می‌توان به خمیدگی لایه‌های نازک گل سنگی به دلیل وزن طبقات بالایی و نفوذ ماسه به درون گل و ایجاد ساخت تویی و بالشی (Ball and Pillow) اشاره کرد (شکل ۸). بخش شیب دلتا با توجه به فراوانی بسیار زیاد رسوبات شیلی و کم ماسه‌ای نسبت به بخش بالایی جلو دلتا که دارای تناوب ماسه‌ای بیشتری می‌باشد، به خوبی قابل تفکیک است (شکل ۹). همچنین رخساره‌های این زیر محیط نسبت به زیر محیط پاشنه دلتا (پرودلتا) دارای میان لایه‌های نازک ماسه‌ای

می‌شود. افزایش نسبت ماسه به گل نسبت به رخساره‌های بخش پاشنه‌دلتا (Prodelta) نشان‌دهنده کاهش ژرفای آب در این مجموعه رسوبی است. وجود مقادیر زیاد رخساره گلی با ستبرای زیاد در تناوب با طبقات نازک ماسه‌سنگی بیانگر تناوب دوره‌های کم انرژی و پر انرژی در موقعیت شیب دلتا است (Bera et al., 2010; Aguirre et al., 2010; Peng et al., 2019).

۳-۱-۱-۵- رخساره‌های بخش پاشنه‌دلتا (Prodelta)

- رخساره‌های ماسه‌سنگی (Sh)

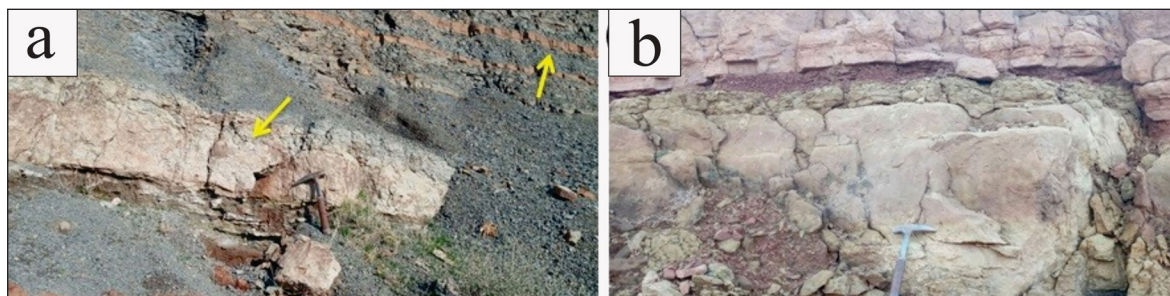
رخساره‌های ماسه‌سنگی در این محیط اغلب به صورت بسیار نازک لایه با چینه‌بندی افقی بوده و نسبت به دو محیط شیب دلتا و سدهای دهانه‌ای از فراوانی و گسترش کمتری برخوردار هستند (شکل ۹). رخساره‌سنگی (پتروفاسیس) این رخساره‌ها اغلب چرت‌آنابت بوده و جورشدگی و گردشدگی ضعیف تا متوسط دارند و به صورت میان لایه‌های بسیار نازک در تناوب با شیل‌های خاکستری رنگ می‌باشند.

بیشتری می‌باشد که به سمت پاشنه‌دلتا از ستبرا و فراوانی لایه‌های ماسه‌ای کم شده و به ستبرای واحدهای شیلی اضافه می‌شود. وجود چرخه‌های (سیکل‌های) ناقص بوما در میان لایه‌های ماسه‌ای تشکیل شده در شیل‌ها بیانگر انتهای شیب دلتا و بخش‌های پاشنه‌دلتا است. در این زیرمحیط (شیب دلتا) گاهی حجم شایان توجهی از ذرات تازه نهشته شده به حجم آب باز می‌گردند که به افزایش چگالی آب و ایجاد جریان‌های چگال می‌انجامد. این جریان ضمن حرکت به سمت پایین دست، توالی ریزشونده‌ای با ویژگی‌های توالی بوما را ایجاد می‌کنند. در این بخش لایه‌های شیلی - سیلتستونی تناوب‌های کوچک مقیاسی را به طور منظم در این رخساره نشان می‌دهند و با توجه به فراوانی رسوبات دانه‌ریز تر به خوبی از رسوبات بخش بالایی جلو دلتا قابل تفکیک هستند. چیرگی رسوبات دانه‌ریز این بخش نسبت به محیط سدهای دهانه‌ای و حضور ساختمان‌های تغییر شکل یافته (آثار وزنی) و آشفستگی زیستی پراکنده گویای شرایط تشکیل این رخساره در بخش شیب دلتا است (Fielding and Frank, 2015). این رخساره به صورت تدریجی به رخساره بخش انتهایی دلتا (Prodelta) تبدیل



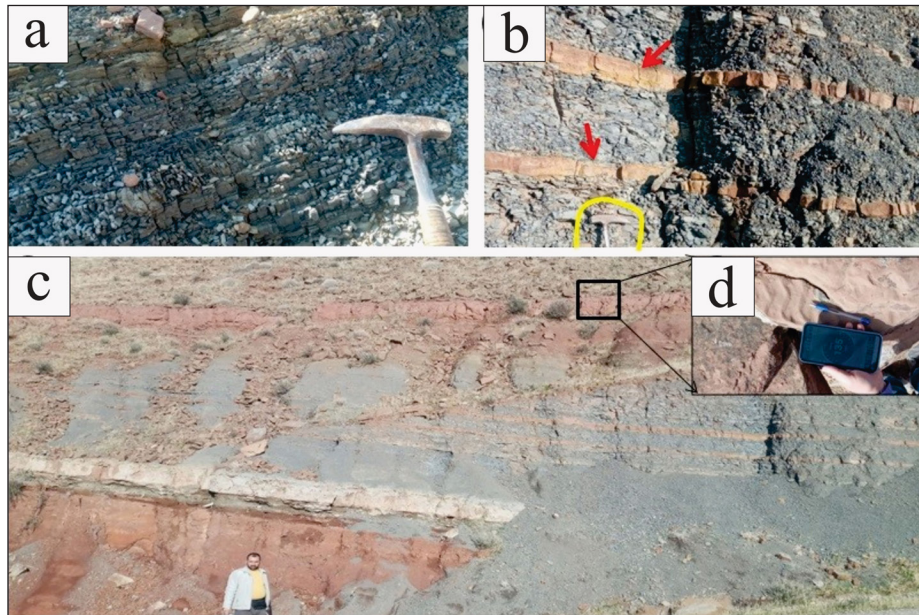
شکل ۷- رخساره شیلی خاکستری رنگ مربوط به زیرمحیط بخش پایین شیب دلتا.

Figure 7. Gray shale facies related to the lower delta slope sub environment.



شکل ۸- مجموعه رخساره‌های بخش پایینی جلو دلتا (a). توالی‌های نازک شیل و ماسه با چینه‌بندی افقی. به فراوانی واحدهای شیلی نسبت به واحدهای ماسه‌ای این بخش (بر خلاف بخش بالایی جلو دلتا) توجه شود. (b) ساخت توبی و بالشی (نفوذ واحد ماسه‌ای به درون واحد گلی).

Figure 8. Facies assemblage of the distal delta front deposits. a) Thin interbeds of shale and sandstone with horizontal stratification. Note the higher abundance of shale units relative to sandstone units in this part (in contrast to the upper delta front). b) Ball and pillow structure (injection of a sandy unit into a muddy unit).



شکل ۹- مجموعه رخساره‌های بخش انتهایی دلتا (Prodelta). (a) واحد شیل خاکستری رنگ با لامینه‌های نازک و ظریف. (b) واحد شیل خاکستری رنگ با میان لایه‌های نازک ماسه‌سنگی (پیکان‌های قرمز رنگ). کادر زرد رنگ در تصویر چکش زمین‌شناسی می‌باشد. (c) چرخه دلتایی در برش پاعلم (برش طولی رخساره دلتایی). (d) وجود موج‌نقش یک‌جبهه بر روی بخش بالایی چرخه دلتایی. این موج‌نقش‌ها در رخساره‌های ماسه‌سنگی سدهای دهانه‌ای تشکیل شده‌اند. جهت جریان دیرینه در موج‌نقش از راست به چپ می‌باشد.

Figure 9. Facies assemblage of the prodelta deposit. a) Gray shale unit with thin and delicate laminae. b) Gray shale unit with thin sandstone interbeds (red arrows). The yellow box in the image indicates the geological hammer. c) A deltaic cycle in the Pa Alam section (longitudinal section of deltaic facies). d) Presence of unidirectional ripples on the upper part of the deltaic cycle. These ripples formed in the sandstone facies of mouth bars. The paleocurrent direction indicated by the ripples is from right to left.

شیل بالایی قرار دارد (Berg, 1986; Dashtgard et al., 2010; Peng et al., 2019; Degeai et al., 2020).

در بخش پاشنه دلتا به دلیل کاهش انرژی جریان رخساره‌های شیلی چیره می‌باشند و در آن‌ها میان‌لایه‌های بسیار نازک ماسه‌سنگی ریزدانه و سیلت‌سنگ‌ها دیده می‌شوند. در این میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی و سیلت‌سنگی توالی‌های ناقص بوما، بخش‌های d و به ندرت بخش c دیده می‌شوند.

قسمت پایینی بخش زیر آب دلتا را به عنوان یک واحد مجزا و تحت عنوان انتهایی دلتا (پرو دلتا) در نظر می‌گیرند که از رسوبات دانه ریز و عمدتاً رسی تشکیل شده است. رخساره رسی انتهایی دلتا به سمت خشکی یا به سمت بالای توالی رسوبی به سیلت و ماسه بخش جلویی دلتا تبدیل می‌شوند. رس‌های این بخش غنی از مواد آلی هستند (Kosters, 1989) و معمولاً لامیناسیون افقی آن‌ها در اثر آشفستگی زیستی از بین رفته است. این موضوع گویای شرایط مناسب‌تر انتهایی دلتا (شرایط کم استرس) برای زندگی جانداران مختلف است (Gall, 1983). به همین خاطر، تنوع فسیل‌ها و سایر آثار موجودات گذشته در رسوبات این بخش بیشتر است و این رسوبات به تدریج به رسوبات دریایی تبدیل می‌شوند. رسوبات قسمت انتهایی دلتا را لایه‌های تحتانی گویند که در فواصل دور از دسترس فرایندهای رودخانه‌ای تشکیل می‌شوند. حالت متناوب این مجموعه شامل لایه‌های نازک ورقه‌ای شکل ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل و ساختمان‌های رسوبی این بخش بیانگر رسوب گذاری

– رخساره‌های شیلی (Fig)

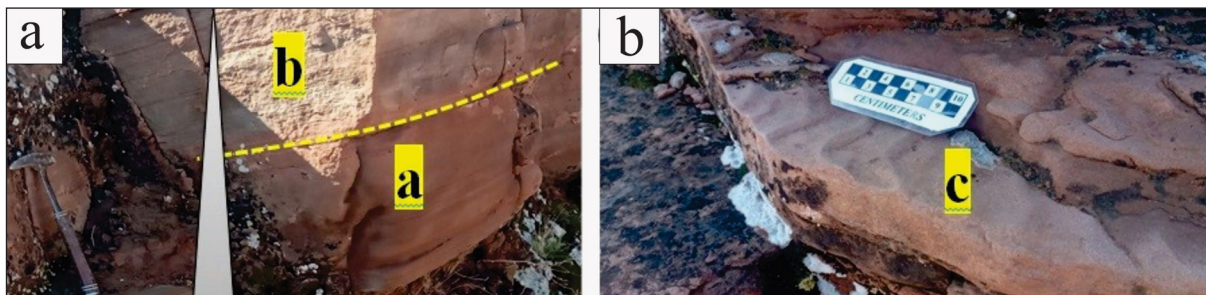
رخساره‌های ریزدانه این محیط شیل‌های خاکستری رنگ می‌باشند که نسبت به رخساره‌های شیب دلتا از گسترش و فراوانی بیشتری برخوردار هستند (شکل ۹). در این واحدهای شیلی ماسه‌سنگ‌های بسیار نازک لایه وجود دارند که مجموعه این رخساره‌ها (فراوانی نسبت شیل به ماسه) بیانگر محیط دور از دهانه رودخانه و ورود رسوبات است. وجود میان لایه‌های نازک ماسه‌سنگی به صورت پراکنده در میان رخساره‌های شیلی بیانگر بخش‌های دور از منشا (دیستال) دلتایی است. از ساختمان‌های رسوبی در این بخش می‌توان به لامیناسیون‌های افقی، لامیناسیون مورب تراف (St) در مقیاس کوچک اشاره کرد.

توالی‌های ناقص بوما در پاشنه دلتا متداول‌تر هستند، زیرا بیشتر جریان‌های توربیدیتی پیش از رسیدن به این نقطه بخشی از انرژی خود را در شیب بالایی از دست داده‌اند یا این که پاشنه دلتا در حاشیه مسیر اصلی جریان قرار دارد. در بسیاری از موارد، نهشته‌های اصلی پاشنه دلتا شامل بخش‌های c (موج‌نقشی) و d (لایه‌بندی افقی) هستند. این مسئله نشان می‌دهد که جریان، در زمان رسیدن به این نقطه، سرعت آن به اندازه‌ای کاهش یافته که از تشکیل بخش a و احتمالاً b جلوگیری شده، اما هنوز برای ایجاد موج‌نقش‌های کوچک (c) و لایه‌بندی افقی (d) انرژی کافی داشته است. در پاشنه دلتا، معمولاً نهشته‌های بخش e (گل‌های ژرف) به طور کامل دیده نمی‌شوند، زیرا این بخش هنوز تا حدودی تحت تاثیر انرژی جانبی یا ته‌نشینی زودرس مواد در

بیانگر انتهای شیب دلتا و بخش‌های پاشنه‌دلتا (پرودلتا) است (Coleman, and Prior, 1982) (شکل ۱۰).

با توجه به شکل ۱۰-d، جهت جریان دیرینه از راست به چپ و در امتداد رخنمون است. رودخانه تغذیه کننده این دلتا یک رودخانه به نسبت ضعیف با بار ماسه‌ای کم (محدود بودن لایه‌های ماسه‌ای سبتر) بوده به گونه‌ای که از راست به چپ تصویر (شمال باختر - جنوب خاور) و در امتداد رخنمون (شکل ۱۰-c) وارد دریا می‌شده است. روی این رسوبات را نهشته‌های گلی دشت دلتایی پوشانده است.

در شرایط آرام و رژیم جریان پایین است (Berg, 1986; Dashtgard et al., 2010; Peng et al., 2019; Degeai et al., 2020). چینه‌بندی افقی و چیره بودن نهشته‌های گلی نسبت به نهشته‌های ماسه‌ای، نشان دهنده محیطی با شرایط پایین انرژی در قسمت‌های ژرف‌تر بخش انتهای دلتا است (Cotter and Driese, 1992; Tovaglieri and George, 2014). حجم بسیار زیاد رسوبات شیلی می‌تواند گویای رسوب‌گذاری سریع ذرات معلق در بخش انتهایی دلتا باشد (Einsele, 2000). وجود چرخه‌های نایق بوما در میان لایه‌های ماسه‌ای تشکیل شده در شیل‌ها



شکل ۱۰- رخساره‌های ماسه‌سنگی با توالی ناقص بوما. (a) بخش‌های A و B توالی بوما با توالی به سمت بالا ریز شونده. (b) بخش C توالی بوما با ساخت موج‌نقشی. وجود چرخه‌های ناقص بوما در میان لایه‌های ماسه‌ای تشکیل شده در شیل‌ها بیانگر انتهای شیب دلتا و بخش‌های پاشنه‌دلتا (پرودلتا) است.

Figure 10. Sandstone facies with incomplete Bouma sequences. a) The Bouma sequence divisions A and B show a fining-upward trend. b) Division C of the Bouma sequence with ripple structures. The presence of incomplete Bouma cycles within sandy interbeds formed in shales indicates lower delta-slope and prodelta environments.

میان‌کشندهی (Lower intertidal) دارد (Walker and Plint, 1992; Bhattacharayya and Chakraborty, 2000).

– رخساره گلی دارای لامینه و لایه‌بندی (FI)

– **توصیف:** این رخساره سنگی در اندازه سیلت و رس قابل مشاهده است (شکل ۱۱-c). وجود لامینه‌های بسیار ظریف و موازی از ویژگی‌های مهم این رخساره سنگی می‌باشد که به‌طور چیره دارای رنگ‌های قرمز آجری می‌باشند. بیشینه ستبرای این بخش ۱/۵ متر است.

– **تفسیر:** این رخساره سنگی از ذرات دانه‌ریز گلی در اندازه سیلت و رس تشکیل شده است و بیشتر در شرایط پایین جریان آب و در نتیجه جریان‌های تعلیقی به وجود آمده‌اند (Higgs et al., 2012). رنگ قرمز این نهشته‌ها به دلیل شرایط اکسیدان در حوضه رسوبی می‌باشد (Davis, 2012). این رخساره سنگی در ارتباط با رخساره‌های ماسه‌سنگی موج‌نقشی هستند. بنابراین ماسه‌سنگ‌های بین لایه‌ای (در زمان انرژی بالا) و رخساره‌های گلی (در زمان انرژی پایین) تشکیل خواهند شد. بدین صورت در زمان‌های کوتاه مدت و شرایط کم انرژی رسوبات ریزدانه (رخساره‌سنگی لیتوفاسیس FI) بر روی موج‌نقش‌ها رسوب کرده‌اند و در زمان‌های طولانی‌تر و افزایش انرژی جریان رسوبات درشت ماسه‌ای در بالای رسوبات دانه‌ریز گلی ته‌نشست خواهند کرد (زند مقدم و همکاران، ۱۳۸۸) و این رخساره‌های سنگی (لیتوفاسیس‌ها) را تشکیل خواهند داد. بنابراین وجود لامینه‌های گلی بین دو موج‌نقش ماسه‌ای بیانگر نوسانات رژیم جریان در محیط‌های تحت نفوذ کشند (جزر و مد) می‌باشد که به علت افت رژیم جریان بین دو واحد ماسه‌ای موج‌نقشی تشکیل شده است.

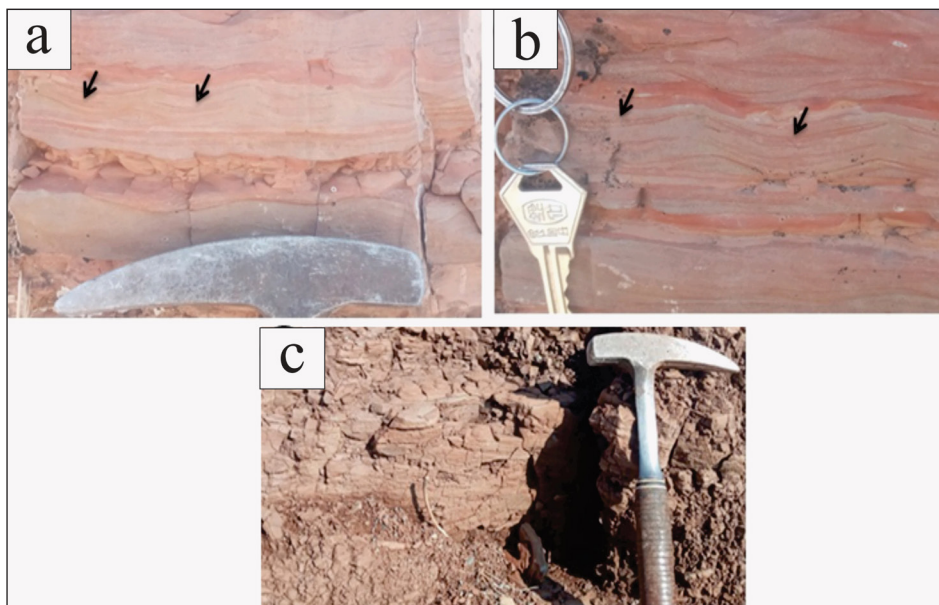
۳-۱-۱-۶- مجموعه رخساره‌های پهنه کشندهی

این مجموعه رخساره‌ای با ستبرای کم بر روی سدهای دهانه‌ای و در زیر رخساره‌های خارج از آب دلتایی قرار گرفته است. در نتیجه پس‌روی دریا و یا به عبارتی پیش‌روی دلتا یک پهنه کوچک کشندهی با ستبرای کم مربوط به موقعیت میکروتایدال بر روی سدهای دهانه‌ای شکل گرفته است (تغییرات نسبی سطح آب دریا). بیشینه ستبرای این مجموعه ۲ متر بوده و متشکل از رخساره‌های سنگی با ساخت فلاسر و گل‌سنگ‌های پهنه کشندهی (بخش بالای میان‌کشندهی) است که رخساره سنگی با ساخت فلاسر در موقعیت بخش زیرین محیط میان‌کشندهی و رخساره‌های گل‌سنگی در موقعیت بخش بالای میان‌کشندهی شکل گرفته‌اند.

– رخساره ماسه‌سنگی با لایه‌بندی فلاسر (Sfl)

– **توصیف:** از ساختمان‌های رسوبی بسیار مهم ویژگی محیط کشندهی فلاسر (Flaser) و موجی (Wavy) می‌باشند که در سازند آجاجاری مشاهده شده است (شکل ۱۱). این رخساره سنگی با ستبرای بین ۲۰ تا بیشینه ۵۰ سانتی‌متر در برش مورد مطالعه (برش پاعلم) مشاهده شده است. رخساره‌های کشندهی (در ستبرای ۱۰۰ متری برش پاعلم) در پایین با رخساره‌های سدهای دهانه‌ای و در بالا با گل‌های دشت دلتایی در ارتباط هستند.

– **تفسیر:** در اثر نوسانات جریان و وجود ماسه، سیلت و گل در محیط، لایه‌بندی فلاسر شکل می‌گیرد (Bhattacharayya and Chakraborty, 2000). طبقات دارای ساخت فلاسر به انرژی جریان بالا و طبقات دارای ساخت موجی به انرژی جریان پایین نسبت داده می‌شوند (Tucker, 1994). وجود میان لایه‌های بسیار نازک گل در فروافتادگی موج‌نقش‌ها (شکل‌های ۱۱-a و b پیکان‌های تیره) دلالت بر محیط



شکل ۱۱- رخساره ماسه‌سنگ با ساخت فلاسر (a و b) به ترتیب رخساره ماسه‌سنگی با ساخت فلاسر و موجی. وجود لامینه‌های گلی در بخش فروافتاده موج‌نقش‌ها (پیکان‌های تیره رنگ) دلالت بر محیط کشتندی دارد. (c) رخساره گلی دارای لامینه و لایه‌بندی (FI) محیط بخش بالای میان‌کشتندی.

Figure 11. Sandstone facies with flaser structures. a and b) Sandstone facies with flaser and wavy bedding, respectively. The presence of muddy laminae in the troughs of the ripples (dark arrows) indicates a tidal environment. c) Laminated and bedded mud facies (FI) related to the upper intertidal environment.

– رخساره و کستون بایوکلستی

– توصیف: رخساره‌های کربناته به صورت لایه‌های نازک و بین لایه‌ای با رخساره‌های شیلی در بخش قاعده‌ای توالی‌ها دیده می‌شود. این ریز رخساره دارای روزن‌داران کف‌زی (بنتیک) بدون منفذ می‌باشد که مهم‌ترین آن‌ها خانواده میلیولیده‌ها است. قطعاتی از استراکد و دوکفه‌ای‌ها نیز در این ریز رخساره وجود دارند که در زمینه‌ای از میکرایت و میکرواسپار به صورت شناور قرار دارند. روزن‌داران کف‌زی به میزان ۲۰ تا ۳۰ درصد از اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره می‌باشند (شکل ۱۲). همچنین در این ریز رخساره مقادیر اندکی (کمتر از ۵ درصد) خرده‌های خارداران و نرم‌تان (دوکفه‌ای، شکم‌پا) مجموعه موجودات سازنده این ریز رخساره را تشکیل می‌دهند. فسیل‌ها و ذرات غیر اسکلتی اندازه‌ای در حد ماسه ریز تا متوسط داشته که با جورشدگی ضعیف تا متوسط در بافت سنگ حضور دارند. ذرات آواری کوارتز به میزان کمتر از ۵ درصد در این ریز رخساره حضور دارند.

– تفسیر: میلیولیده‌ها در انواع محیط‌های آبی کم‌ژرفای لب‌شور تا خیلی شور قادر به زندگی هستند (Read, 1985). زمینه میکرایتی و وجود میلیولیده‌ها گویای محیطی آرام و کم انرژی است. به طور کلی، حضور میلیولیده‌ها شاهدهی برای محیط‌های لب‌شور تا خیلی شور بوده (Flügel, 2010) و نشان از نهشته شدن این ریز رخساره در یک محیط دریای باز دارد. این ریز رخساره معادل با ریز رخساره شماره 16 RMF فلوگل (Flügel, 2010) می‌باشد. میلیولیده‌ها در محیط‌های بسیار کم‌ژرفا تا محیط‌های شیب جلوی ریف دیده می‌شوند و آب‌های با آشفستگی کم و حاوی رسوبات دانه ریز را ترجیح می‌دهند.

رسوبات این بخش پو شاننده رخساره‌های انتهایی دلتا می‌باشند و تنها در واحد زیرین سازند آغاچاری مشاهده شدند. این رخساره در ستبرای چندین سانتی‌متر تا بیشینه نیم متر در تغییر است (شکل ۱۲) و به صورت جانبی از ستبرای آن کاسته

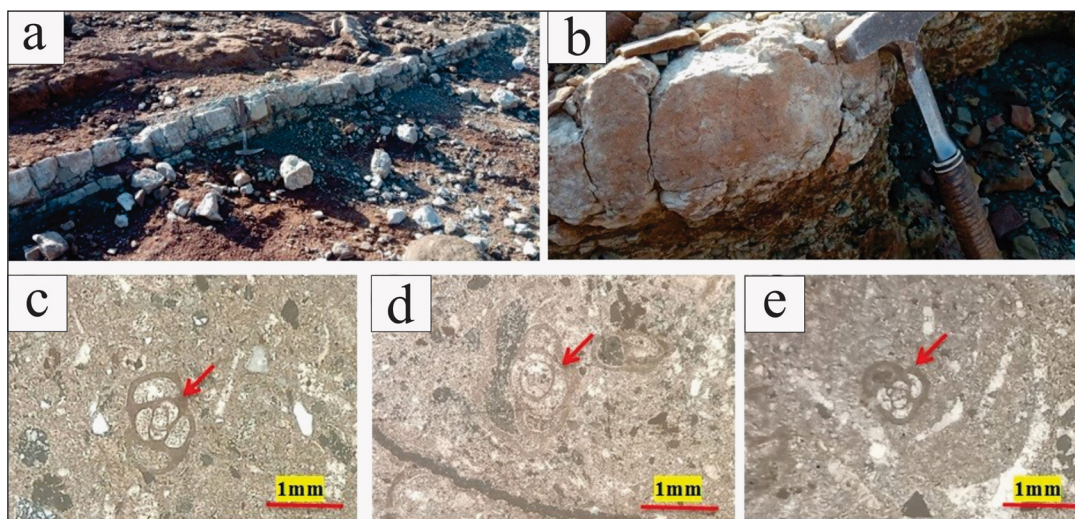
دلتای تشکیل شده در برش پاعلم یک دلتای تحت تاثیر رودخانه پیچان‌رودی (مآندری) بوده است که در روی این رسوبات آثار کشتند نیز به صورت ضعیف دیده می‌شود. انرژی نسبتاً بالاتر رودخانه و فرسایش از عوامل شکل‌گیری پهنه‌های کشتندی کم‌ستبرای می‌باشند. پهنه‌های کشتندی معمولاً بعد از متروک شدن بخش‌های دلتایی ظاهر می‌شود. در اثر این عوامل، فضایی بین سدهای دهانه‌ای و خط ساحلی پیش‌روی کرده دلتا ایجاد می‌شود. این فضا، به دلیل انرژی پایین کشتند (محیط میکرو تایدال)، امکان رسوب‌گذاری آرام و مداوم ذرات ریز (مانند سیلت و رس) را فراهم می‌کند. این رسوبات لایه‌لایه روی هم انباشته شده و پهنه‌های کشتندی کم‌ستبرای را تشکیل می‌دهند. در حالت پس‌روی دریا در سواحل میکرو تایدال که با پیشروی دلتا همراه است، عقب‌نشینی خط ساحلی و ایجاد موانع رسوبی (مانند سدهای دهانه‌ای) به شکل‌گیری فضاهایی می‌انجامد که رسوبات ریز در آن‌ها به دام افتاده و پهنه‌های کشتندی کم‌ستبرای را تشکیل می‌دهند. این پهنه‌ها نشان‌دهنده یک مرحله گذار در تاریخچه ریخت‌زمین‌شناختی منطقه هستند که در آن انرژی کشتندی کم بوده و فرایندهای رسوب‌گذاری چیره بوده‌اند.

۳-۱-۱-۷- مجموعه رخساره دریایی

مجموعه رخساره‌های این محیط در منطقه مورد مطالعه بسیار محدود بوده و فقط در برش پاعلم دیده می‌شوند. این رخساره‌ها دارای گسترش و ستبرای محدود و فقط چندین میان لایه نازک از آن‌ها در تناوب با شیل‌های خاکستری رنگ بخش قاعده‌ای توالی‌ها دیده می‌شود که به‌طور عمده از نوع کربناته (و کستون بایوکلستی حاوی میلیولید) می‌باشند. این مجموعه رخساره‌ای در جلوی دلتا، جایی که آب دریا لب‌شور تا شور بوده و فسیل‌های شاخص این محیط (خانواده میلیولیده‌ها) دیده می‌شوند تشکیل شده‌اند.

باز تشکیل شده‌اند. این رخساره به صورت جانبی به رخساره‌های بخش پاشنه دلتا (پرو دلتا) تبدیل می‌شود.

شده و ناپدید می‌شود. این رخساره که تحت عنوان وکستون بایوکستی تشکیل شده است دارای روزن‌دارانی از جنس پورسلانوز می‌باشند که در بخش کم‌ژرفای دریای



شکل ۱۲- رخساره کربناته مربوط به محیط دریای باز. (a و b) تصاویر صحرایی واحد کربناته و تصاویر (c تا e) روزن‌داران شاخص محیط لاگون را نشان می‌دهند که اغلب از خانواده میلیولیدها می‌باشند.

Figure 12. Carbonate facies related to the open marine environment. a) and b) Field photographs of the carbonate unit, and c) to e) show characteristic foraminifera of the lagoonal environment, mostly belonging to the Miliolidae family.

رخساره‌های ریزدانه دشت دلتایی توسط این کانال‌ها، بیانگر رفتار پیچان‌رودی بودن آن‌هاست (شکل ۱۳).

در منطقه پاعلم، تنها پهنه‌ای که رخساره‌های دلتایی به‌طور مشخص گسترش یافته‌اند، در مجاورت گسل بالارود قرار دارد و این رخساره‌ها به‌طور مستقیم تحت تاثیر حرکات زمین‌ساختی این گسل شکل گرفته‌اند. به نظر می‌رسد ایجاد فضای رسوبی ناشی از فرونشست کنترل‌شده توسط گسل بالارود، عامل اصلی تمرکز و انباشت رسوبات دلتایی در این بخش از منطقه بوده است.

۸-۱-۱-۳- مجموعه رخساره‌های بخش بالای دلتا (Delta Top) - رخساره‌های دشت دلتایی

در برش پاعلم عضو لهری سازند آغاچاری در محیط دشت دلتایی تشکیل شده است که در آن کانال‌های دلتایی مشاهده می‌شوند که رفتار پیچان‌رودی (ماندری) دارند و در این کانال‌ها رخساره‌های ماسه‌سنگی با ساخت موج‌نقش نامتقارن، طبقه‌بندی مورب مسطح و طبقه‌بندی مورب ترفانی تشکیل شده است. قاعده عدسی و فرسایشی کانال‌ها، ائتلاف پوینت‌بارها، وجود رخساره‌های بریدگی‌های پهن و بریدگی

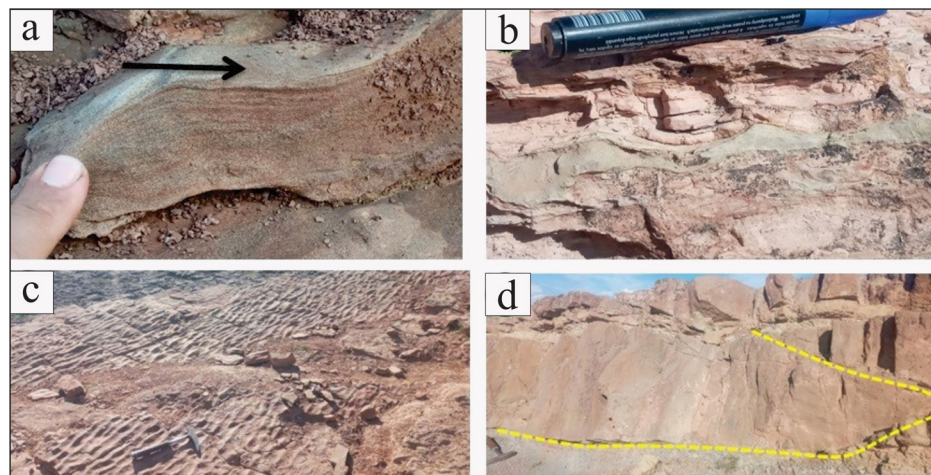


Figure 13. Facies assemblage of the delta plain. a) Asymmetrical ripples in a coarse grained sandstone facies with cross bedding; the dark arrow indicates the flow direction. b) An asymmetrical ripple within a thin sandstone bed formed within muddy floodplain facies; this facies is related to crevasse splays. c) Asymmetrical (current) ripples. d) Accretion of point bars within meandering channel facies.

شکل ۱۳- مجموعه رخساره‌های دشت دلتایی (a) موج‌نقش‌های نامتقارن در یک رخساره ماسه‌سنگ درشت دانه که درون آن ساخت چینه‌بندی مورب دیده می‌شود. پیکان تیره رنگ جهت جریان را نشان می‌دهد. (b) موج‌نقش نامتقارن در میان لایه نازک ماسه‌سنگی که درون رخساره‌های گلی دشت سیلابی تشکیل شده است. این رخساره مربوط به بریدگی‌های پهن می‌باشد. (c) موج‌نقش‌های نامتقارن (جریانی)، (d) ائتلاف پوینت‌بارها در رخساره‌های کانال‌های پیچان‌رودی.

– رخساره‌های گل‌سنگی

این رخساره به رنگ قرمز تا قهوه‌ای و با امتداد جانبی زیاد در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. در بین رخساره‌های گل‌سنگی گاهی اشکال کانالی ماسه‌ای با ستبرای بین ۱ تا ۵ متر دیده می‌شوند (شکل ۱۴). در این گل‌سنگ‌ها گاهی ماسه سنگ‌های بسیار نازک لایه مربوط به بریدگی‌های پهن نیز دیده می‌شوند (شکل ۱۳- b).
– تفسیر: این رخساره‌های گلی به عنوان رخساره‌های دشت دلتایی شناخته می‌شوند که در آن‌ها رخساره‌های کانال‌های ماسه‌ای نیز دیده می‌شود. این رخساره‌ها به دلیل قرار گرفتن در بالای رخساره‌های زیر آب دلتایی، رنگ آن‌ها قهوه‌ای تا قرمز رنگ بوده و بیانگر تشکیل آن‌ها در محیط اکسیدان است.

– کانال‌های ماسه‌ای (کانال‌های دلتایی)

– توصیف: کانال‌های ماسه‌ای (کانال‌های دلتایی) در دشت دلتایی ویژگی پیچان‌رودی از خود نشان می‌دهند. رخساره سنگی (پتروفاسیس) این ماسه سنگ‌ها

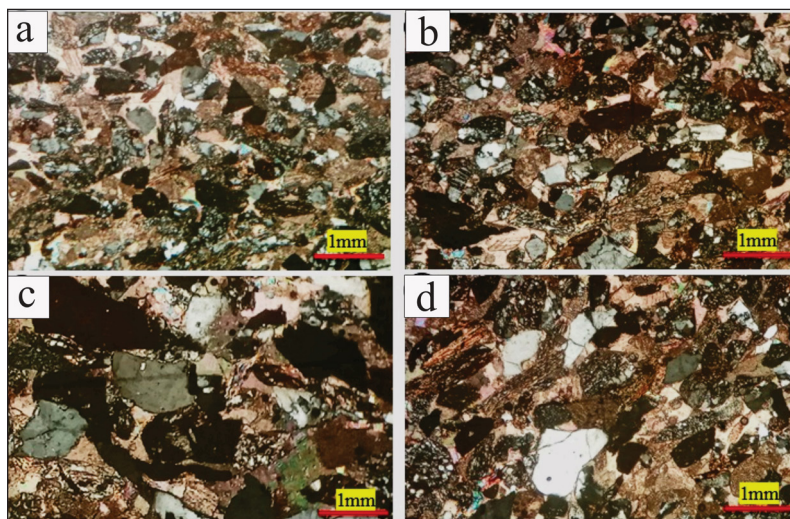
اغلب چرت آرنایت با سیمان چیره کربناته هستند (شکل ۱۵). از جمله ساختمان‌های رسوبی گسترش یافته در این مجموعه رخساره‌ای می‌توان به چینه‌بندی مورب صفحه‌ای و ترف در مقیاس بزرگ و کوچک (شکل ۱۶)، انواع کنده شدگی‌ها و پر شدگی‌های کف کانال، وجود قطعات گلی کنده شده از دیوار کانال در میان واحدهای ماسه سنگی، موج‌نقش‌های نامتقارن، طبقه‌بندی مورب مسطح و ترف، لایه‌بندی و لامیناسیون افقی، آثار گرو مارک و آثار ناشی از برخورد قطعات گراولی بر سطح رسوبات اشاره کرد.

– تفسیر: فابریک دانه متوسط تا دانه درشت در این رسوبات به همراه گرد شدگی و جورشدگی ضعیف تا متوسط، وجود حالت ریزشونده از پایین به بالای عدسی‌های ماسه‌ای و نیز کوچک شدن ساختمان‌های چینه‌بندی مورب ترفی از پایین به بالاست (شکل ۱۶) بیانگر وجود کانال‌های ماسه‌ای (کانال‌های دلتایی) با رفتار پیچان‌رودی برای برش مورد مطالعه (برش پاعلم) است (Gingras et al., 2011, Zand- Moghaddam et al., 2014).



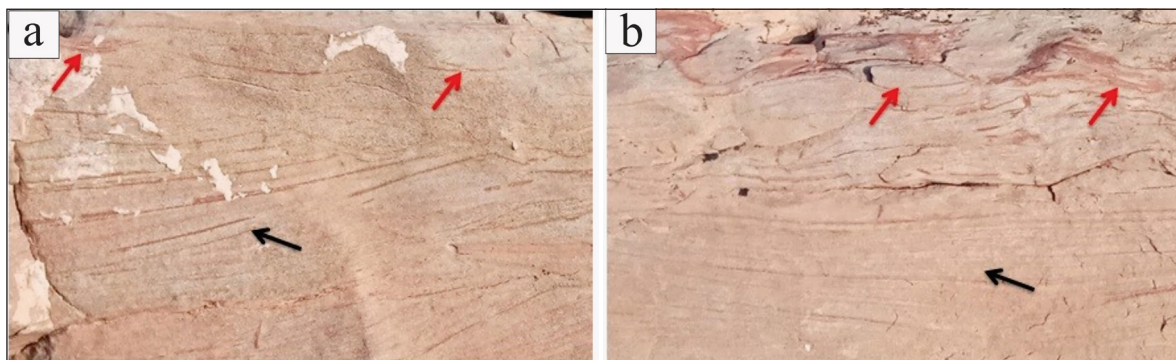
شکل ۱۴- کانال‌های دلتایی که در دشت دلتایی تشکیل شده‌اند. این کانال‌ها رفتاری پیچان‌رودی (مآندری) دارند. به قاعده فرسایشی و بریدگی گل‌های خارج کانالی توسط کانال‌های دلتایی توجه شود.

Figure 14. Deltaic channels formed in the delta plain. These channels display meandering behavior. Note the erosional base and the incision of overbank muds by the deltaic channels.



شکل ۱۵- ماسه سنگ‌های مربوط به کانال‌های ماسه‌ای (کانال‌های دلتایی). این رخساره‌ها اغلب دارای رخساره سنگی (پتروفاسیس) چرت آرنایتی هستند.

Figure 15. Sandstones related to sandy channels (deltaic channels). These facies commonly exhibit a chert arenite petrofacies.



شکل ۱۶- ماسه سنگ با ساخت چینه بندی مورب ترفافی مربوط به کانال‌های ماسه‌ای (کانال‌های دلتایی). در این رخساره‌ها کاهش اندازه ذرات و کوچک تر شدن ساخت‌های ترفافی به سمت بالا دیده می‌شود که بیانگر کاهش انرژی جریان است. پیکان‌های تیره ساخت ترفاف بزرگ تر و پیکان‌های قرمز رنگ ساخت‌های ترفافی کوچک تر را نشان می‌دهند.

Figure 16. Sandstone with trough cross bedding related to sandy channels (deltaic channels). In these facies, an upward decrease in grain size and a reduction in the scale of trough structures are observed, indicating a decrease in flow energy. Dark arrows indicate larger trough structures, whereas red arrows show smaller trough structures.

۳-۱-۲- مجموعه رخساره‌های محیط رودخانه پیچان رودی (مآندری)

بخش بالایی برش پاعلم و دو برش خوشاب و پیروالی به محیط رودخانه پیچان رودی نسبت داده شده‌اند. بر خلاف برش پاعلم هیچگونه شواهدی از محیط دلتایی دو برش خوشاب و پیروالی مشاهده نشده است و دو برش یاد شده در یک محیط رودخانه پیچان رودی تشکیل شده‌اند. در هر دو برش خوشاب و پیروالی بخش زیرین سازند آغاچاری و بخش بالایی آن (عضو لهبری) در یک محیط رودخانه پیچان رودی تشکیل شده‌اند و تفاوتی در محیط رسوبی این دو بخش دیده نشده است و معیار تفکیک این دو بخش وجود لایه بندی ستر در ماسه سنگ‌ها، دانه بندی درشت تر و ساخت‌های رسوبی بزرگ مقیاس تر در عضو لهبری این سازند است که آن را از بخش پایینی سازند آغاچاری تفکیک کرده است. در هر دو برش مورد مطالعه سترای بخش زیرین سازند آغاچاری حدود ۱۷۰ متر و سترای بخش بالایی سازند آغاچاری (عضو لهبری) بیش از ۶۰۰ متر می‌باشد. بخش بالایی سازند آغاچاری (عضو لهبری) در برش پاعلم حدود ۳۰۰ متر سترای دارد و معیار تفکیک آن از بخش زیرین سازند افزون بر تفاوت محیط رسوبی در اندازه ساخت‌های رسوبی، سترای واحدهای ماسه‌ای و تغییر رنگ رخساره‌ها می‌باشد.

۳-۱-۱- رخساره‌های ماسه سنگی

۳-۱-۱-۲- رخساره ماسه سنگی موج نقشی (Sr)

توصیف: رخساره ماسه سنگی موج نقشی (Sr) از رخساره‌های شناسایی شده سازند آغاچاری است و فراوانی نسبتاً زیادی نشان می‌دهد. اندازه دانه‌های ماسه سنگ‌ها عمدتاً از دانه ریز تا دانه متوسط در تغییر بوده و گردشگری و جورشدگی متوسط تا نسبتاً خوبی نشان می‌دهند. این رسوبات از نظر بافتی نیمه بالغ بوده و از رخساره سنگی (پتروفاسیس) چرت آرنایت و کالک‌لیت‌ارنایت تشکیل شده است. ویژگی اصلی این رخساره سنگی در توالی مورد مطالعه حضور اشکال مختلفی از موج‌نقش‌های نامتقارن با خط‌الراس سینوسی، مستقیم و زبانه‌ای می‌باشند (شکل ۱۷)، که می‌تواند در اثر مهاجرت به طرف پایین دست در رژیم جریان تشکیل شود (Miall, 2006).

تفسیر: موج‌نقش‌ها در تمام محیط‌های رسوبی یافت می‌شوند (Bos, 2010). نوع نامتقارن آن‌ها به محیط‌های رودخانه‌ای مربوط می‌شود و تحت شرایط مختلفی از رژیم جریان تشکیل می‌شوند (Longhitano et al., 2012).

۳-۱-۱- رخساره ماسه سنگی با چینه بندی افقی (Sh)

توصیف: رخساره سنگی Sh به صورت فراوان در برش‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. این رخساره سنگی به صورت لامینه‌های نازک تا لایه‌های ستر دیده می‌شود که مجموعه چینه‌هایی را به سترای چند سانتی متر تا بیشینه ۲ متر تشکیل داده است (شکل ۱۸). اندازه دانه‌ها از ماسه خیلی ریز تا متوسط در تغییر است. از نظر بافتی گردشگری و جورشدگی نسبتاً خوب دارند و بلوغ بافتی نیمه بالغ (ساب‌مچور) تا بالغ (مچور) را دارا هستند. رخساره سنگی (پتروفاسیس) آن‌ها متشکل از چرت آرنایت و کالک‌لیت‌ارنایت است. این رخساره سنگی به صورت عمودی به رخساره‌های Sr، Sm، Sp و St تبدیل می‌شود.

تفسیر: این رخساره سنگی می‌تواند تحت رژیم‌های جریانی بالا و پایین تشکیل شده باشد (Lee and Chough, 2006; Boothroyd and Ashley, 1975; Harms et al., 1982; Allen, 1984; Miall, 1996; Jo et al., 1997). لامینه‌های افقی تشکیل شده در رژیم جریان بالا دارای فابریک جدایی خطی می‌باشند که در سطح رسوبات ماسه‌ای ساحلی و رسوبات رودخانه‌ای تشکیل می‌شود (Miall, 1985 and 2000).

در کانال‌های رودخانه‌ای، لامیناسیون‌های افقی مربوط به رژیم جریانی بالا و لامیناسیون‌های مورب ترفافی مربوط به رژیم جریانی پایین می‌باشند. در رخساره‌های سنگی مورد مطالعه لامیناسیون‌های افقی با ساخت جدایی خطی در پایین به لامیناسیون‌های مورب ترفافی در بالا تبدیل شده‌اند و این موضوع بیانگر کاهش انرژی جریان رودخانه به سمت بالای توالی می‌باشد.

۳-۱-۱- رخساره ماسه سنگی با طبقه بندی مورب مسطح (Sp)

توصیف: این رخساره سنگی حاوی طبقه بندی مورب مسطح می‌باشد و در بیشتر موارد در برش‌های مورد مطالعه با رخساره‌های Sh در ارتباط است به گونه‌ای که رخساره‌های Sp در پایین به رخساره‌های Sh و Sp با زاویه کم در بالا تبدیل می‌شوند که بیانگر تغییرات انرژی است (شکل ۱۹). این رخساره سنگی از دیدگاه بلوغ بافتی با توجه به گردشگری و جورشدگی نسبتاً خوب، نیمه بالغ (ساب‌مچور) تا بالغ (مچور) هستند. رخساره سنگی‌های (پتروفاسیس‌های) این رخساره سنگی چرت-آرنایت و کالک‌لیت‌ارنایت می‌باشند.

تفسیر: این رخساره سنگی حاوی طبقه بندی مورب مسطح و گاهی طبقه بندی در

جریان‌های آبی با جریان یک‌جهتی و دو جهتی است (Tucker, 2001; Longhitano et al., 2012, Davis, 2012). ذرات این رخساره از دانه‌ریز تا دانه‌درشت در تغییر است و عمدتاً تحت شرایط رژیم جریان پایین تشکیل و توسط موج‌نقش‌های بزرگ و دوبعدی (مگاریپل‌ها و ریپل‌های دو بعدی) توصیف شده‌اند (Harms et al., 1982; Miall, 1985; Strand, 2005; Therrien, 2006). مهاجرت و حرکت موج‌نقش‌ها و دون‌های ماسه‌ای دوبعدی با خط‌الراس مستقیم، دون‌های زبان‌های شکل و یا بارهایی که دارای سطوح شیب‌دار هستند در تشکیل این رخساره مد نظر می‌باشند (Miall, 1977, Harms et al., 1982).

شکل ۱۷- انواع موج‌نقش‌های تشکیل شده در سازند آغاجاری. (a) موج‌نقش نامتقارن با خط‌الراس سینوسی. (b) موج‌نقش نامتقارن زبان‌های که تحت تاثیر امواج شکل گرفته است.

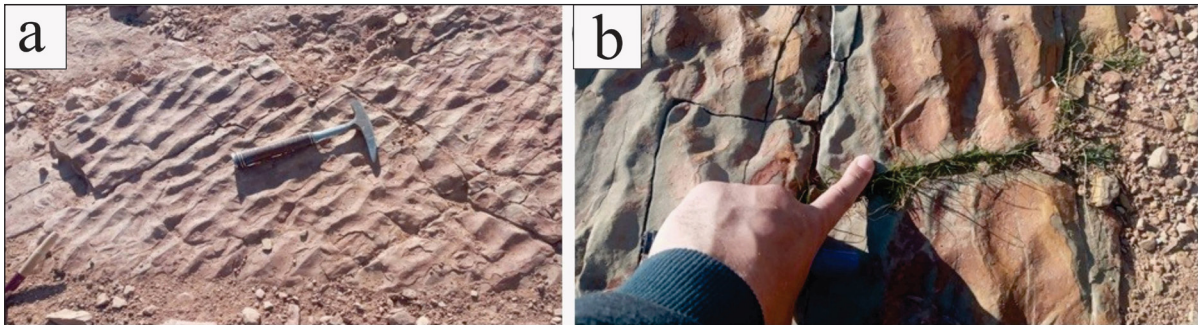
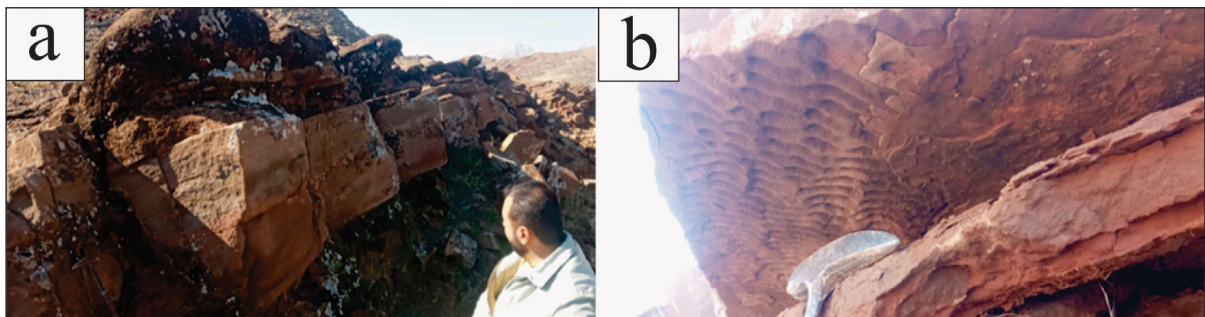
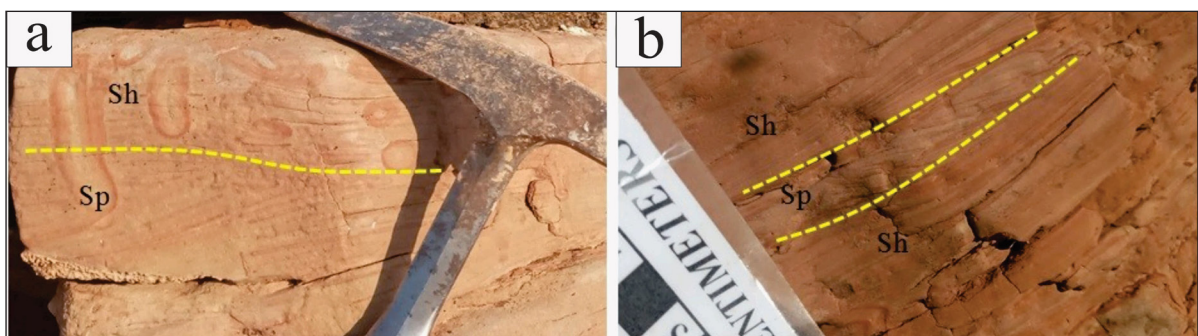


Figure 17. Types of ripples formed in the Aghajari Formation. a) Asymmetrical ripple with a sinuous crestline. b) Asymmetrical linguoid ripple marks formed under the influence of waves.



شکل ۱۸- (a) ماسه‌سنگ با ساخت افقی. (b) ماسه‌سنگ با ساخت افقی در زیر که بر روی آن ماسه موج‌نقشی قرار دارد. در زیر واحد ماسه‌سنگ افقی، ریپل کست (قالب موج‌نقش) شکل گرفته است.

Figure 18-a) Sandstone with horizontal bedding. b) Sandstone with horizontal bedding overlain by rippled sandstone. Beneath the horizontally bedded sandstone unit, a ripple cast has formed.



شکل ۱۹- (a و b) رخساره سنگی Sp که به سمت بالا به رخساره‌های Sp با زاویه کم و رخساره سنگی Sh تبدیل می‌شود و بیانگر تغییرات انرژی است.

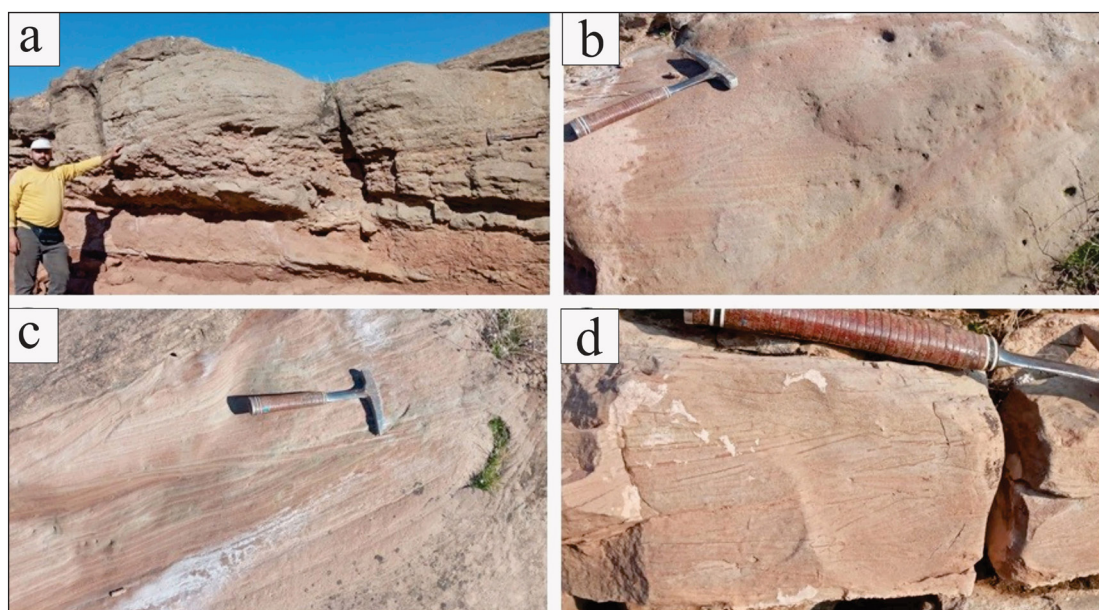
Figure 19-a and b) Lithofacies Sp that upwardly grade into low angle Sp facies and Sh lithofacies, indicating changes in flow energy.

—رخساره ماسه سنگی با طبقه بندی مورب تراف (St)

شدگی متوسط تا خوب می‌باشند. از نظر بلوغ ترکیبی نیمه بالغ تا بالغ و از نظر رخساره سنگی (پتروفاسیس) دارای رخساره سنگی چرت آرنایت و لیت‌ارنیات می‌باشند.

—تفسیر: این رخساره سنگی عموماً در رژیم جریان پایین تشکیل می‌گردد (Miall, 1982; Harms et al., 1985). این رخساره در اثر حرکت موج نقش‌هایی با خط‌الراس سینوسی تشکیل می‌شود (Therrien, 2006; Gani and Alam, 2004; Miall, 1996; Ghosh et al., 2006). ویژگی اصلی این رخساره که شامل سطح پایین فرسایشی، انباشتگی جانبی، ژئومتری کانالی و عدسی شکل و وجود سطوح دوباره فعال شده (Reactivation surface) می‌باشد نشان دهنده رسوب گذاری در یک کانال می‌باشد (Miall, 1992).

—توصیف: در این رخساره ماسه سنگ‌ها دارای طبقه بندی مورب عدسی شکل هستند. شکل سه بعدی آن‌ها عمدتاً به صورت عدسی، گوه‌ای و کانالی شکل و به طرف بالا مقعر بوده و نامتقارن می‌باشند. این رخساره سنگی در ابتدا و اواسط توالی‌های مورد مطالعه با رنگ قرمز آجری به صورت ریزمقیاس در ماسه سنگ‌های ریزدانه تا متوسط دانه و در قسمت‌های بالای توالی‌ها به صورت بزرگ مقیاس در میان ماسه سنگ‌های درشت دانه خاکستری رنگ دیده می‌شود. طبقه بندی مورب نوع تراف در رخساره‌های ماسه سنگی با ستبرای بین ۱۰ سانتی متر تا بیشینه ۰/۵ متر تشکیل شده است (شکل ۲۰). اندازه ذرات تشکیل دهنده این رخساره سنگی ماسه ریز تا متوسط و گاهی درشت دانه و از نظر گرد



شکل ۲۰- a تا d) رخساره سنگی St در مقیاس‌های بزرگ، متوسط و کوچک در رخساره‌های ماسه سنگی کانالی رودخانه پیچان رودی (مآندری) در برش‌های مورد مطالعه.

Figure 20-a to d) St lithofacies at large, medium, and small scales within the channelized sandstone facies of a meandering river in the studied sections.

—رخساره ماسه سنگی توده‌ای (Sm)

به علت فرایندهای دیاژنتیکی (Miall, 1996; Tucker, 2001) تشکیل می‌شود که سبب از بین رفتن لامیناسیون‌ها می‌گردد. حضور این رخساره نشان‌دهنده محیطی با انرژی رسوب گذاری بالا است که توانایی حمل و جابه‌جایی دانه‌های ماسه و حتی قلوه سنگ را داشته است. فقدان ساختارهای لایه‌ای بیانگر رسوب گذاری سریع است که فرصت کافی برای سازماندهی دانه‌ها و تشکیل ساختارهای منظم فراهم نشده است. این رخساره به شدت با محیط‌های کانالی رودخانه‌ای مرتبط است. رخساره Sm به دلیل فقدان ساختارهای قابل مشاهده، تفسیر دقیق‌تری را می‌طلبد و معمولاً در کنار سایر رخساره‌ها (مانند گل‌سنگ‌ها، کنگلومرا و لایه‌بندی‌های مختلف ماسه سنگی) در توالی رسوبی مورد مطالعه قرار می‌گیرد تا تصویری کامل از محیط رسوب گذاری رودخانه‌ای به دست آید.

—توصیف: این رخساره به صورت ماسه سنگ بدون ساخت داخلی و گاهی با لایه بندی ناقص و ضعیف دیده می‌شود (شکل ۲۱). در منطقه مورد مطالعه این ساخت رسوبی در ستبراهای ۲۰ سانتی متر تا بیش از ۲ متر دیده می‌شوند. این رخساره معمولاً در پایین‌ترین بخش پرشدگی کانال‌های پیچان رودی یافت می‌شود و در ارتباط با رخساره‌های Sp و St است. رسوب گذاری سریع و انرژی بالای جریان در بستر کانال، به انباشته شدن ماسه‌های دانه درشت و تشکیل حالت توده‌ای می‌انجامد. این رسوبات می‌توانند حاصل جریان‌های سیلابی شدید باشند که توانایی حمل و رسوب گذاری مواد درشت دانه را دارند.

—تفسیر: ناقص بودن لایه بندی و یا نبود آن به تامین فراوان رسوب و نیز جریان‌هایی با بار رسوبی فراوان نسبت داده شده است (Miall, 2000; Tucker, 2003). علت ایجاد حالت توده‌ای می‌تواند عوامل دیاژنتیکی و یا ریزش دیواره کانال و رسوب گذاری سریع رسوبات باشد (Miall, 2000). نهشته‌های ماسه‌ای توده‌ای به نهشته شدن سریع از حالت تعلیق در طی رژیم جریان‌های بالا نسبت داده شده است

۲-۱-۲-۳- رخساره‌های دانه ریز

رخساره‌های سنگی دانه ریز در محیط‌های رودخانه پیچان رودی غالباً در تمام طول

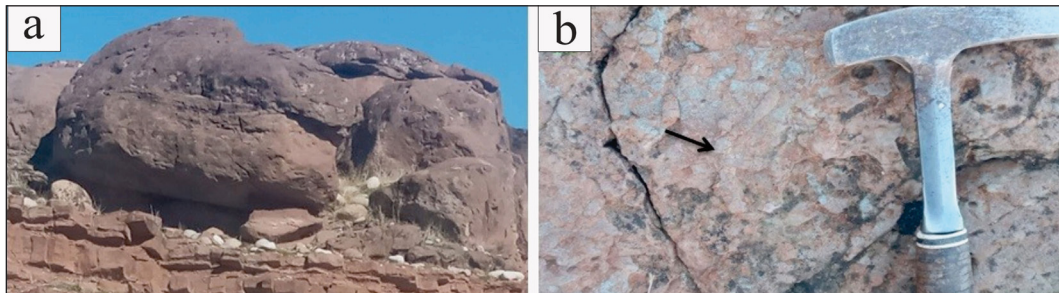
بسیار ریزدانه تا گل قابل مشاهده است (شکل ۲۲). وجود لامینه‌های بسیار ظریف و موازی از ویژگی‌های مهم این رخساره سنگی می‌باشد که به‌طور چیره دارای رنگ‌های قرمز آجری می‌باشند.

تفسیر: این رخساره سنگی از ذرات دانه‌ریز گلی در اندازه سیلت و رس تشکیل شده است و بیشتر در شرایط پایین جریان آب و در نتیجه جریان‌های تعلیقی به وجود آمده‌اند (Higgs et al., 2012). رنگ قرمز این نهشته‌ها به دلیل شرایط اکسیدان در حوضه رسوبی می‌باشد (Davis, 2012).

برش‌های مورد مطالعه (برش خوشاب، پیروالی و بخش بالایی سازند آغاچاری (عضو لهبری) در برش پاعلم) مشاهده شدند و بیش از ۶۵ درصد توالی‌های مورد مطالعه را در بر می‌گیرند. دو رخساره سنگی سیلتی و گلی Fm/F1 در توالی‌های مورد مطالعه شناسایی شدند.

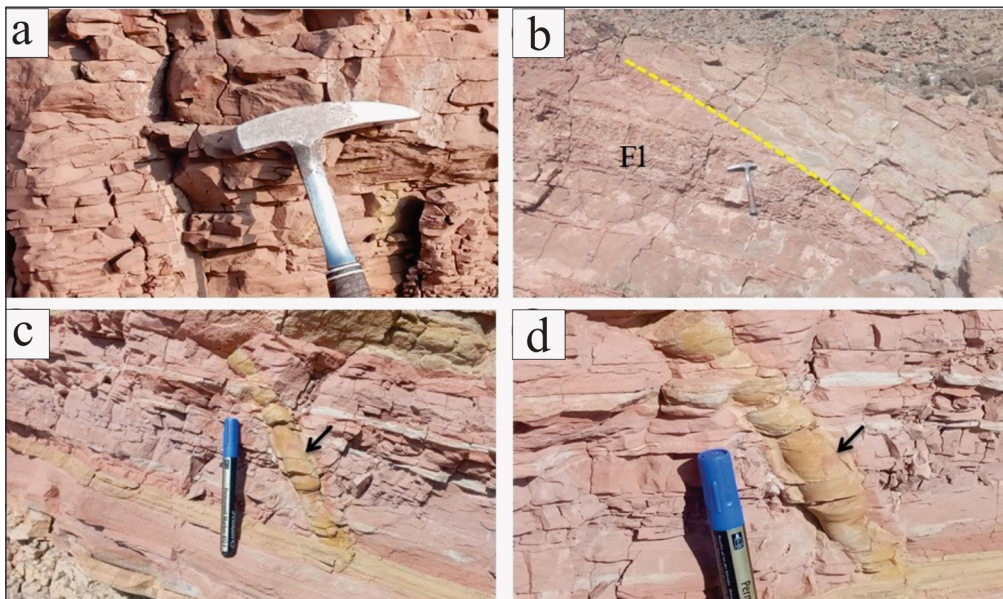
رخساره گلی دارای لامینه و لایه‌بندی (F1)

توصیف: این رخساره سنگی در قسمت‌هایی از توالی سازند آغاچاری در اندازه ماسه



شکل ۲۱- (a) رخساره ماسه سنگ توده‌ای (Sm). طول میدان دید ۲۰ متر. (b) رخساره سنگی Sm که در آن اثر فسیل (پیکان تیره) اسکولیتوس دیده می‌شود.

Figure 21-a) Massive sandstone facies (Sm). Field of view: 20 m. b) Sm lithofacies in which the trace fossil Skolithos (dark arrow) is observed.



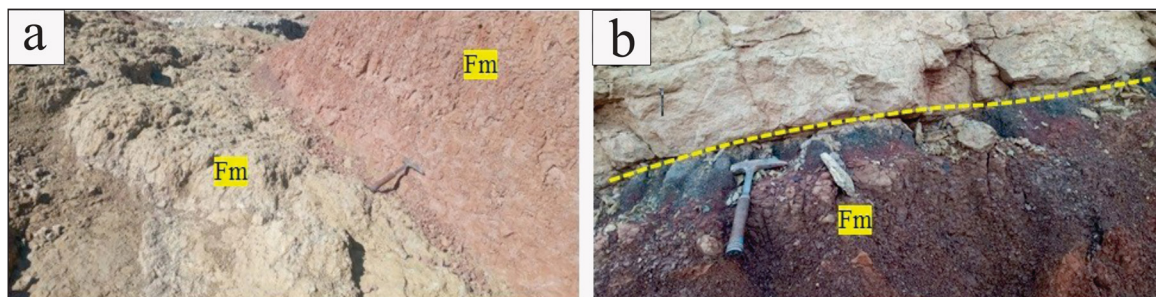
شکل ۲۲- (a) رخساره گلی لامینه‌ای به رنگ قرمز آجری. (b) گل‌سنگ‌های لامینه‌ای که توسط رخساره‌های ماسه سنگی کانالی بریده شده‌اند. (c و d) گل‌سنگ‌های لامینه‌ای که در آن‌ها لوله‌های آواری ماسه‌ای (Sand pipe) تشکیل شده است.

Figure 22-a) Laminated mudstone facies with a brick red color. b) Laminated mudstones incised by channelized sandstone facies. c and d) Laminated mudstones in which sand pipes (clastic sand pipes) have formed.

تفسیر: همراه بودن این رخساره سنگی با سایر رخساره‌های ریز دانه گویای رسوب‌گذاری سریع ذرات معلق در آب و در یک محیط کم‌انرژی همانند دشت‌های سیلابی محیط‌های رودخانه‌ای و دلتایی می‌باشد (Woo et al., 2006; Miall, 2006). رنگ خاکستری در این رخساره معرف شرایط احیایی و زه‌کشی ضعیف و وجود رنگ ارغوانی معرف شرایط اکسیدی و زه‌کشی قوی در این رخساره است (Turner, 1980).

رخساره گلی توده‌ای (Fm)

توصیف: این رخساره سنگی فاقد هرگونه ساخت رسوبی است و در توالی‌های مورد مطالعه ستبرای آن تا بیش از ۶ متر می‌رسد (شکل ۲۳). این رخساره سنگی به رنگ‌های قرمز آجری، ارغوانی و خاکستری دیده می‌شود. در این رخساره سنگی ساخت‌های رسوبی دیانیتیک مانند کنکرسون‌ها به فراوانی دیده می‌شود.



شکل ۲۳-ا و ب) رخساره گل‌سنگی توده‌ای در رنگ‌های متفاوت. به نبود ساخت رسوبی در این رخساره سنگی توجه شود.

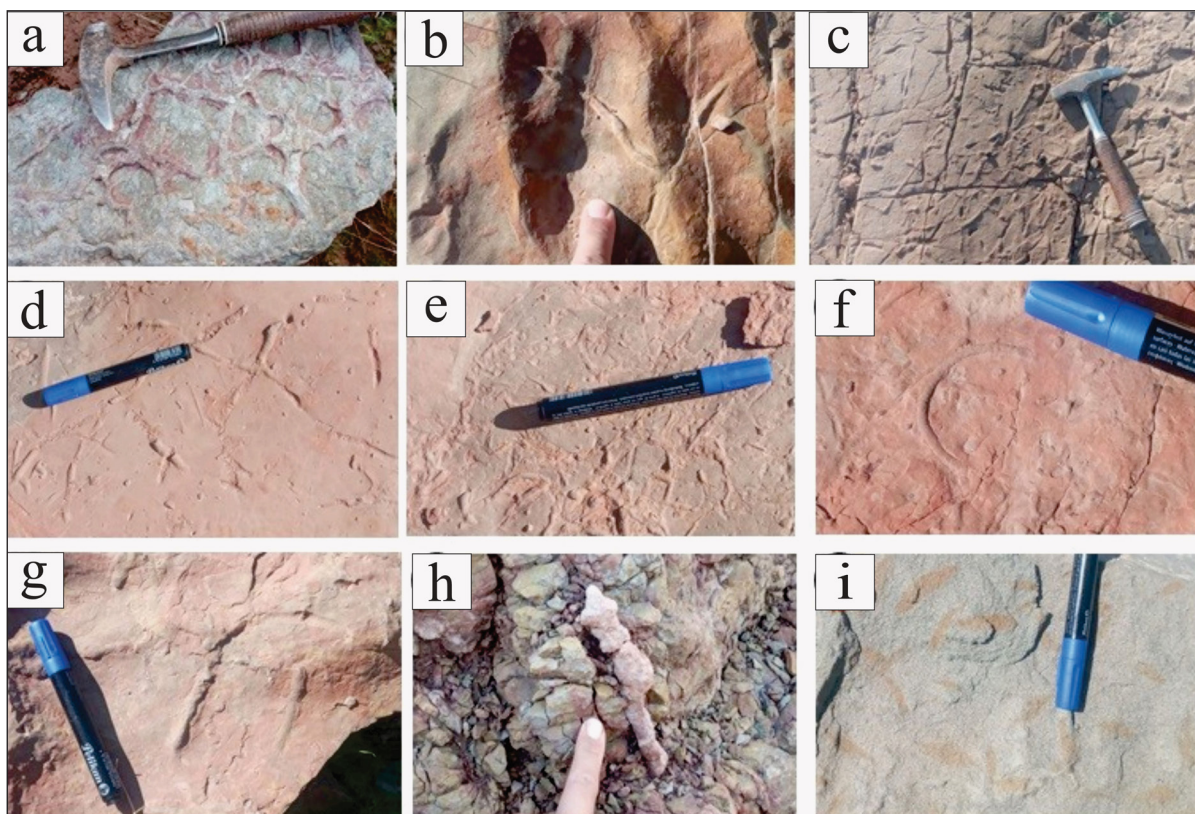
Figure 23-a and b) Massive mudstone facies with different colors. Note the absence of sedimentary structures in this lithofacies.

۳-۱-۳- رخساره‌های زیستی

- اثر رخساره اسکولیتوس

مربوط به حفاری دو کفه‌ای‌ها در سواحل ماسه‌ای، آثار فسیلی کوستا و پلیکا‌های صدف، اثر فسیل پلانولیتس (Planolites isp)، حاصل لولیدن جانور کرمی شکل، اثر فسیلی افیومورفا (Ophiomorpha isp)، مربوط به حفاری خرچنگ‌ها در سواحل، اثر فسیل پالتوفیکوس (Paleophycus isp)، و اثر فسیل تائینیدیم (Taenidium isp) دیده می‌شوند (شکل ۲۴).

در برش‌های مورد مطالعه تنها یک اثر رخساره زیستی اسکولیتوس شناسایی گردید که در برش پاعلم دیده می‌شود. این اثر رخساره به سواحل دریایی ماسه‌ای کم‌ژرفا نسبت داده می‌شود (Seilacher, 1967 and 2006, Sharafi et al., 2012). در این اثر رخساره، اثر فسیل‌های تالاسینوئیدس (Thalassinoides)، لوکنیا (Lockeia isp)،



شکل ۲۴- اثر فسیل‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه. (a) اثر فسیل تالاسینوئیدس (b) اثر فسیل پلانولیتس (c) اثر فسیل اسکولیتوس در رخساره ماسه‌سنگ درشت دانه (d) اثر فسیل اسکولیتوس در رخساره ماسه‌سنگ ریزدانه (e) اثر فسیل اسکولیتوس (f) اثر فسیل پلانولیتس (g) اثر فسیل پلانولیتس (h) اثر فسیل افیومورفا (i) اثر فسیل کندریتس.

Figure 24. Trace fossils identified in the studied sections. a) Thalassinoides. b) Planolites. c) Skolithos in coarse grained sandstone facies. d) Skolithos in fine grained sandstone facies. e) Skolithos. f) Planolites. g) Planolites. h) Ophiomorpha. i) Chondrites.

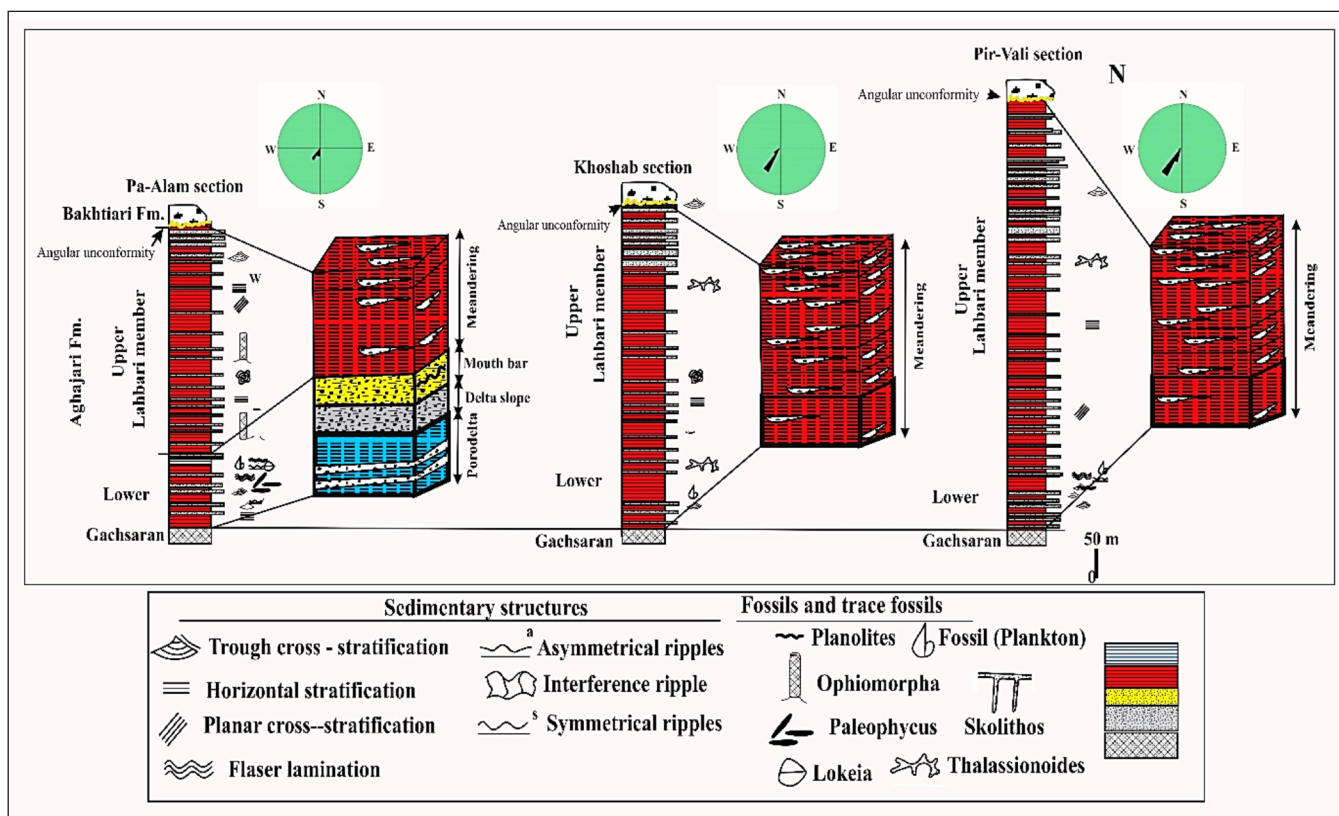
۴- بحث

۴-۱- مدل رسوبی سازند آغاچاری در برش‌های مورد مطالعه

بر اساس شناسایی رخساره‌های سنگی در مطالعات صحرایی، بر پایه شکل هندسی، ویژگی‌های سنگ شناختی و ساختمان‌های رسوبی، بررسی تغییرات جانبی و عمودی این رخساره‌ها صورت گرفته است (شکل ۲۵). رخساره‌های سنگی توسط فرایندهای رسوبی کنترل می‌شوند که در مناطق رسوبی خاصی از محیط رسوب‌گذاری عمل می‌کنند و تغییر در رژیم‌های جریان به تغییر محیط رسوبی و تشکیل رخساره‌های سنگی بر اساس شرایط حاکم بر حوضه رسوبی می‌انجامد (Reineck and Singh, 1980; Reading and Collinson, 1996). از این رو، شناخت رخساره‌های سنگی به تفسیر همزمان با رسوب‌گذاری کمک شایانی می‌کند (Kumar et al., 2007; Catuneanu, 2003; Selley, 1996). تجزیه و تحلیل رخساره‌های شناسایی شده در سازند آغاچاری در برش پاعلم به شناسایی دو مجموعه رخساره دلتایی و رودخانه پیچان‌رودی انجامید، به گونه‌ای که رخساره‌های پیشانی دلتا از رسوبات سدهای

دهانه‌ای، شیب دلتا و پاشنه دلتا (پرودلتا) تشکیل شده است و بخش بالایی دلتا ویژگی رودخانه‌های پیچان‌رودی را دارد. سازند آغاچاری در برش پاعلم در محیط دلتایی و عضو لهری آن در محیط رودخانه پیچان‌رودی تشکیل شده است، حال آن که در دو برش دیگر (پیروالی و خوشاب) هم بخش زیرین سازند آغاچاری و هم عضو لهری آن کاملاً ویژگی رودخانه پیچان‌رودی را نشان می‌دهند. این دلتا (برش پاعلم) با دامنه کشند (جزر و مد) کم (رژیم میکروتایدال) تشکیل شده و نسبت ماسه به گل آن بسیار پایین است.

در برش پاعلم، توالی رسوبی دلتایی از پایین به بالا نشان‌دهنده تغییر تدریجی شرایط محیطی از نواحی کم‌انرژی به پرانرژی‌تر است. در بخش پایینی این توالی، رخساره‌های شیلی خاکستری‌رنگ مشاهده می‌شوند که به محیط پاشنه‌دلتا تعلق دارند. این بخش بیانگر شرایط آرام و کم‌انرژی در محیط‌های ژرف‌تر دلتا است که در آن ذرات ریزدانه فرصت ته‌نشینی پیدا می‌کنند.



شکل ۲۵- ستون سنگ‌چینه‌ای و تعیین جهت جریان نهشته‌های سازند آغاچاری با تغییرات محیط رسوبی در منطقه مورد مطالعه.

Figure 25. Lithostratigraphic column and paleocurrent directions of the Aghajari Formation deposits, showing changes in the depositional environment in the study area.

این رسوبات با ویژگی درشت‌شونده و ستبرشونده به سمت بالا شناخته می‌شوند که نشان‌دهنده کاهش تدریجی ژرفای آب و افزایش انرژی جریان در محل تخلیه رودخانه به محیط دریایی است (بابت گل، ۱۳۹۵). چنین الگویی به‌خوبی بیانگر پیش‌روی دلتا به سمت دریا (progradation) می‌باشد. نهشته‌های شیب دلتا به‌طور کلی بازتاب‌دهنده محیطی با انرژی متغیر هستند. در بخش‌های پایینی این ناحیه، به دلیل فاصله بیشتر از منبع رسوب و انرژی کمتر، رخساره‌های ریزدانه‌تر مانند شیل‌ها چیره‌اند؛ در حالی که در بخش‌های بالایی، با افزایش انرژی، سهم ماسه‌سنگ‌ها

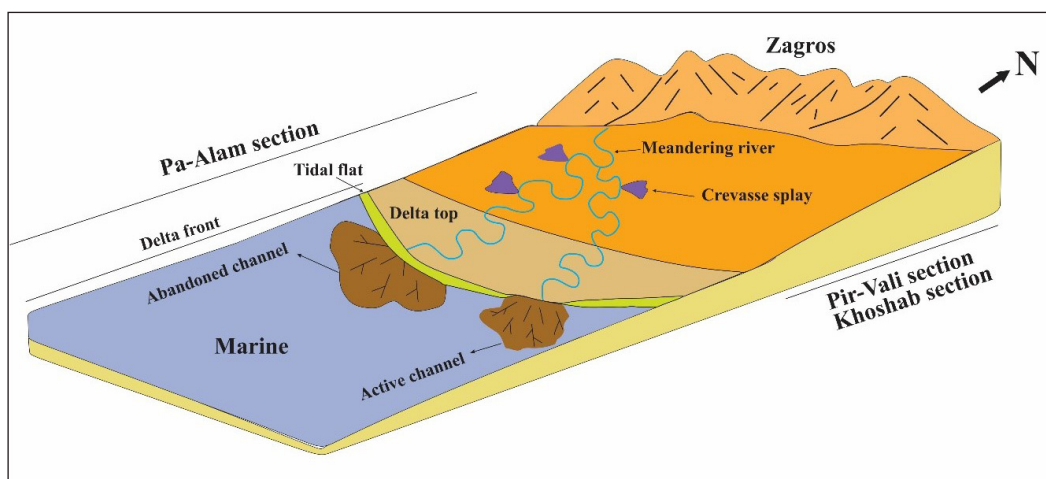
با حرکت به سمت بالا و نزدیک‌تر شدن به شیب دلتا، میان‌لایه‌هایی از ماسه در بین شیل‌ها ظاهر می‌شوند. این لایه‌های ماسه‌ای دارای ساخت‌های رسوبی مشخصی از جمله ماسه‌سنگ‌های موج‌نقشی (ریپلی) (Sr) و ماسه‌سنگ‌های با چین‌بندی افقی (Sh) هستند که نشان‌دهنده افزایش نسبی انرژی محیط و تاثیر جریان‌های آبی قوی‌تر می‌باشند. در این بخش، به تدریج فراوانی و ستبرای لایه‌های ماسه‌ای افزایش می‌یابد که بیانگر پیشروی سیستم دلتایی و نزدیک‌تر شدن به مناطق کم‌ژرفا تر است. در ادامه این روند، رسوبات مربوط به سدهای دهانه‌ای بر روی این توالی قرار می‌گیرند.

آغاچاری عمدتاً از شمال خاور به جنوب باختر بوده است. این جهت جریان، الگوهای رسوب گذاری ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراها را کنترل کرده و محیط رسوبی رودخانه‌ای دلتایی را تحت تأثیر شیب منطقه شکل داده است. تغییرات جزئی در آزیموت‌ها در بخش‌های بالایی سازند، نشان‌دهنده تغییرات محلی در انرژی جریان و شاخه‌بندی کانال‌ها بوده و همچنین بازتابی از تغییرات نسبی سطح آب دریا یا سطح زمین ناشی از فرونشست زمین‌ساختی است (شکل ۲۵).

مدل رسوبی، بلوک دیاگرامی از محیط ته‌نشینی یک سازند و رخساره‌های آن است که برای مقطع زمانی معین و بدون در نظر گرفتن تغییرات نسبی سطح آب دریا پیشنهاد می‌شود (لاسمی، ۱۳۷۹). بر اساس رخساره‌های شناسایی شده، ویژگی‌های بافتی و ساختی، قانون والتر و تغییرات عمودی رخساره‌ها، مدل رسوبی سازند آغاچاری ترسیم گردید و محیط‌های بخش بالای دلتا با گسترش رخساره‌های پیچان‌رودی و بخش جلو دلتا با گسترش رخساره‌های سدهای دهانه‌ای، شیب دلتا و پاشنه‌دلتا (پرودلتا) برای برش پاعلم و ویژگی رودخانه‌های پیچان‌رودی برای دو برش پیروالی و خوشاب مشخص گردید (شکل ۲۶).

بیشتر می‌شود. این تغییرات عمودی در رخساره‌ها معمولاً با الگوی دانه‌درشت‌شونده به سمت بالا همراه است که از ویژگی‌های آشکار سیستم‌های دلتایی پیش‌رونده به شمار می‌رود. در انتهای این توالی، رخساره‌های مربوط به بخش بیرون از آب مشاهده می‌شوند که شامل کانال‌های دلتایی و رسوبات دشت دلتایی است. این کانال‌ها نشان‌دهنده مسیرهای فعال جریان رودخانه بر روی سطح دلتا هستند و نقش مهمی در انتقال رسوبات به بخش‌های جلویی دلتا دارند (Selley, 2000; Coffey and Read, 2004).

در نهایت، بر روی این توالی دلتایی، نهشته‌های رودخانه‌ای پیچان‌رودی قرار گرفته‌اند که به‌عنوان منبع اصلی تامین‌کننده رسوبات این سیستم دلتایی عمل کرده‌اند. حضور این نهشته‌ها نشان‌دهنده تغییر محیط رسوبی از یک سیستم دلتایی به یک سیستم رودخانه‌ای پیچان‌رودی در مراحل بعدی تکامل حوضه است. در هر سه برش مورد مطالعه، آزیموت ساخت طبقات مورب (اغلب عدسی شکل) هم در بخش پایینی و هم در بخش بالایی سازند آغاچاری برداشت شد تا جهت جریان دیرینه مشخص گردد. نتایج نشان داد که جهت جریان دیرینه در سازند



شکل ۲۶- مدل رسوبی سازند آغاچاری در منطقه مورد مطالعه.

Figure 26. Depositional model of the Aghajari Formation in the study area.

مقایسه شده است. برش‌های مورد مطالعه در منطقه اندیمشک در مقایسه با برش‌های ناودیس افرینه، در محیط‌های رسوبی متفاوتی تشکیل شده‌اند، به‌گونه‌ای که در منطقه‌ای اندیمشک نهشته‌ها عمدتاً ویژگی‌های محیط‌های دلتایی و رودخانه‌ای (با ستبرای کمی از رسوبات کشتندی) را نشان می‌دهند، اما محیط رسوبی برش‌های ناودیس افرینه کاملاً در محیط رودخانه‌ای پیچان‌رودی، پهنه‌های کشتندی، محیط‌های دریایی کم‌ژرفا و رودخانه‌های نوع بریده بریده تشکیل شده است. بنابراین، مقایسه نتایج دو مطالعه بیانگر آن است که اگرچه هر دو منطقه به واحد چینه‌ای یکسانی (سازند آغاچاری) تعلق دارند، تفاوت در شرایط زمین‌ساختی و موقعیت جغرافیایی سبب شکل‌گیری محیط‌های رسوبی متنوع از نوع ساحلی تا قاره‌ای شده است.

بخش زیرین برش پاعلم که در یک محیط دلتایی رسوب گذاری نموده است متأثر از تغییرات نسبی سطح آب دریا به دلیل فرونشست زمین‌ساختی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. سپس با پس‌روی آب دریا این توالی توسط نهشته‌های عضو لهری با ماهیت محیط رودخانه‌ای پوشیده شده است. این پس‌روی آب دریا ناشی از تغییرات آب و هوایی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (Catuneanu, 2006). گسل بالارودی یکی از گسل‌های مهم در شمال دزفول و ناحیه اندیمشک است که در محدوده کمربند

در برش پاعلم بخش قاعده‌ای توالی در تماس با سازند گچساران در یک محیط دلتایی کم‌ژرفا تشکیل شده است که در آن میان لایه‌های نازک کربناته مربوط به محیط لاگون نیز گسترش پیدا کرده است. وجود توالی‌های ناقص بوما در میان لایه‌های نازک ماسه‌ای درون شیل‌ها بیانگر بخش شیب و انتهای دلتا است. عضو لهری در برش پاعلم ویژگی رودخانه پیچان‌رودی دارد و همچنین تمام طول برش‌های پیروالی و خوشاب متأثر از رودخانه‌های پیچان‌رودی بوده است به‌گونه‌ای که ستبرای واحدهای ماسه‌ای و گلی زیاد شده و بیانگر پیش‌روی قاره بر روی دریا می‌باشد. وجود موج‌نقش‌های یک جهتی بر روی ماسه‌سنگ‌های مربوط به سدهای دهانه‌ای (بخش بالایی سیکل‌های دلتایی)، برتری رسوبات زیر محیط‌های مختلف رودخانه پیچان‌رودی در بالای نهشته‌های بخش زیر آب دلتا، و عدم شواهد رسوبات ماسه‌ای ساحلی یا کشتندی درون رسوبات دلتایی نشان می‌دهد دلتایی تشکیل شده در برش پاعلم تحت تأثیر رودخانه پیچان‌رودی بوده است. رودخانه تغذیه‌کننده این دلتا یک رودخانه نسبتاً ضعیف با بار ماسه‌ای کم (محدود بودن لایه‌های ماسه‌ای ستبر) بوده است.

نتایج این پژوهش با مطالعات صداقت‌نیا و همکاران (Sedaghatnia et al., 2025)

بخش پایینی سازند آغاچاری در یک محیط دلتایی تحت تاثیر رودخانه پیچان رودی نهشته شده و بخش بالایی آن (عضو لهبری) نیز نشان‌دهنده شرایط رودخانه‌ای پیچان‌رودی است. در مقابل، بخش پایینی سازند آغاچاری و بخش بالایی (عضو لهبری) در برش‌های پیروالی و خوشاب کاملاً در محیط رودخانه پیچان‌رودی تشکیل شده‌اند و هیچ شواهدی از محیط دلتایی در آن‌ها مشاهده نمی‌شود. سازند آغاچاری در برش پاعلم در محیط دلتایی و عضو لهبری آن در محیط رودخانه پیچان‌رودی و سازند آغاچاری و عضو لهبری در دو برش دیگر (پیروالی و خوشاب) کاملاً ویژگی رودخانه پیچان‌رودی دارند. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که برش پاعلم بیانگر یک سیستم دلتایی تحت تسلط رودخانه است؛ به گونه‌ای که رخساره‌های زیرآبی آن شامل پاشنه دلتا (پرو دلتا)، شیب دلتا و سدهای دهانه‌ای بوده و رخساره‌های بخش بیرون از آب شامل کانال‌های دلتایی و دشت دلتا هستند. حضور چرخه‌های ناقص بوما (آثار تورییدایت) در میان لایه‌های ماسه‌ای درون شیل‌ها، بیانگر رسوب‌گذاری در بخش‌های انتهایی شیب دلتا و نواحی پاشنه دلتا است. وجود رخساره‌های کربناته لاگونی نشان‌دهنده کم‌ژرفا بودن محیط دلتایی است. همچنین، هندسه عدسی شکل با گسترش جانبی نسبتاً زیاد در رخساره‌های ماسه‌ای، نشان‌دهنده تشکیل سدهای دهانه‌ای در محل ورود جریان رودخانه به محیط دریایی است که ممکن است تا حدی تحت تاثیر امواج باز توزیع شده باشند. وجود موج‌نقش‌های نامتقارن، همراه با جورشدگی نسبتاً خوب و گردشدگی دانه‌ها، بیانگر چیرگی جریان‌های یک‌جهته رودخانه‌ای است؛ هرچند برخی ویژگی‌ها می‌تواند نشان‌دهنده تاثیر محدود امواج در نواحی ساحلی باشد. در مجموع، محیط رسوبی برش پاعلم به یک دلتا تحت تسلط رودخانه پیچان‌رودی نسبت داده می‌شود که در آن تاثیر کشند ناچیز است. در مقابل، دو برش خوشاب و پیروالی کاملاً در محیط رودخانه پیچان‌رودی شکل گرفته‌اند. تفاوت محیط رسوبی برش پاعلم نسبت به دو برش دیگر احتمالاً ناشی از عملکرد گسل‌های منطقه (مانند گسل بالارود) است که موجب فراهم شدن شرایط ورود رودخانه به دریا و تشکیل سیستم دلتایی در این ناحیه شده است، در حالی که در دو برش دیگر، فاصله از محیط دریایی مانع از تشکیل دلتا شده است.

سپاسگزاری

بدین وسیله از دانشگاه بوعلی سینا به دلیل دراختیار امکانات مالی و فضای تحقیق سپاسگزاری می‌گردد.

چین‌خورده - رانده زاگرس قرار دارد (Alavi, 2004). این گسل در اصل یک گسل معکوس با مولفه راست‌لغز (راست‌گرد) است که در برخی نواحی رفتار عادی (کششی) نیز نشان می‌دهد؛ چنین رفتارهای ترکیبی در گسل‌های فعال زاگرس گزارش شده است (Berberian, 1995). فعالیت‌های زمین‌ساختی این گسل سبب تفکیک بلوک‌های ساختمانی و ایجاد حوضه‌های فرونشستی در مجاورت خود شده است (Alavi, 2004). این فرونشست‌ها با ایجاد فضای رسوبی (Accommodation Space) زمینه‌ساز انباشت تدریجی رسوبات آواری شده‌اند (Allen and Allen, 2013). زمانی که فرونشست تداوم داشته و نرخ آن با نرخ رسوب‌گذاری در تعادل نسبی باشد، شرایط لازم برای توسعه محیط‌های دلتایی فراهم می‌شود (Catuneanu, 2006). در چنین وضعیتی، الگویی از دلتای رودخانه‌ای - زمین‌ساختی شکل می‌گیرد که هندسه و تکامل آن نه تنها وابسته به دینامیک رودخانه، بلکه متأثر از فرونشست زمین‌ساختی کنترل‌شده توسط گسل نیز است (Galloway, 1975; Nichols, 2009; Baltzer and Purser, 1990).

در منطقه پاعلم، تنها پهنه‌ای که رخساره‌های دلتایی به‌طور مشخص توسعه یافته‌اند، در مجاورت گسل بالارود قرار دارد و این رخساره‌ها به‌طور مستقیم تحت تاثیر حرکات زمین‌ساختی این گسل شکل گرفته‌اند. به نظر می‌رسد ایجاد فضای رسوبی ناشی از فرونشست کنترل‌شده توسط گسل بالارود، عامل اصلی تمرکز و انباشت رسوبات دلتایی در این بخش از منطقه بوده است.

دو برش خوشاب و پیروالی متأثر از محیط‌های رودخانه‌ای پیچان‌رودی می‌باشند. محیط‌های رودخانه پیچان‌رودی در شیب کم و زمین‌ساخت پایدار ایجاد می‌شوند؛ از این رو، می‌توان گفت رسوب‌گذاری این دو برش متأثر از تغییرات آب و هوایی در طی میوسن - پلیوسن می‌باشد. در هر ۳ برش مرز بالایی سازند آغاچاری با سازند بختیاری به صورت ناپوستگی دگرشیبی است که نشان از فعالیت زمین‌ساخت منطقه‌ای در اواخر پلیوسن می‌باشد.

۵- نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی انجام‌شده بر روی ۳ برش چینه‌شناسی در منطقه مورد مطالعه، به شناسایی ۶ رخساره ماسه‌ای (Sp/St/Sm/Sh/Str/Sfl)، ۲ رخساره سنگی گلی (Fm/FI)، ۱ رخساره شیلی خاکستری رنگ غنی از زیستار (فونای) پلانکتونیک، ۱ رخساره کربناته (وکستون بایوکستی)، و ۱ اثر رخساره اسکولیتوس گردید. در برش پاعلم،

کتابنگاری

- بایت گل، ع.، ۱۳۹۵، رسوب‌شناسی و اثرشناسی نهشته‌های دریای باز تحت تاثیر امواج و دلتای رودخانه‌ای سازند نایبند (تریاس بالایی) در بلوک طبس، ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۹۹، صفحات، ۴۷ - ۶۰. doi: 10.22071/gsj.2016.40770
- زند مقدم، ح.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، ۱۳۸۸، آتالیز رسوبات جزر و مدی کوارتیرت رأسی در شرق زرنند کرمان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، جلد ۲۵، شماره ۲، صفحات ۱-۱۸. صحرانیان، م.، بهرامی، م.، حجازی، س.، ۱۳۹۱، تعیین محیط تشکیل سازند آغاچاری بر اساس رخساره‌های سنگی و عناصر ساختاری در برشی از جنوب خاوری سروستان، استان فارس. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ۸، شماره ۱، صفحه ۵۱-۶۴.
- گوهری، م.، ۱۳۹۳، پتروگرافی، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آغاچاری در شمال باختری شیراز، برش قلات. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه هرمزگان، ۱۳۷ ص.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۶۳۰ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۸۲، چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۴۲۲ ص.
- مرادی، ب.، ۱۳۹۴، سنگ رخساره‌ها، شرایط ته‌نشینی و ویژگی‌های دیاژنتیکی سازند آغاچاری در باختر بندرعباس، (برش سورو). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه هرمزگان، ۱۱۳ ص.
- موسوی حرمی، ر.، ۱۳۶۷، رسوب‌شناسی. انتشارات آستان قدس رضوی. ۴۶۵ ص.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Moni' e, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geol. Mag.* 148, 692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046x>.
- Aguirre, J., Gibert, J.M., and Bernabeu, A.P., 2010. Proximal-distal ichnofabric changes in a siliciclastic shelf, Early Pliocene, Guadalquivir Basin, southwest Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291: 328-337. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.004>.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretation. *Tectonophys.* 229, 211–238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Alavi, M., 2004. Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and Its Proforeland Evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>.
- Allen, J.R.L., 1984. Sedimentary structures: their character and physical basis, in developments in sedimentology. Amsterdam: Elsevier, 663 pp.
- Allen, P.A., and Allen, J.R., 2013. Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment (3rd ed.). Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2013.12102.x>.
- Bahrami, M., 2009. Lithofacies and sedimentary environments of Aghajari Formation in Dehsheikh Mountain, west of Shiraz, Iran. *World Applied Sciences Journal*, 6(4): 464-473.
- Bahroudi, A., and Koyi, H.A., 2004, Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. *Mar. Pet. Geol.* 21, 1295–1310. <http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.09.001>.
- Baltzer, F., and Purser, B.H., 1990. Modern alluvial and the deltaic sedimentation in a foreland tectonic setting: the Lower Mesopotamian Plain and the Arabian Gulf. *Sedimentary Geology*, v (4), issue (3-4). pp 175-197.
- Bayet Gol, A., 2016. *Sedimentology and ichnology of deep marine deposits influenced by waves and river delta systems in the Nayband Formation (Upper Triassic), Tabas Block, Central Iran. Journal of Earth Sciences, Geological Survey of Iran, 99, 47–60 (in Persian). doi: 10.22071/gsj.2016.40770.*
- Bera M.K., Sarkar A., Chakraborty, P.P., Ravikant V., and Choudhury, A.K., 2010. Forced regressive shoreface sandstone from Himalayan foreland: Implications to early Himalayan tectonic evolution. *Sedimentary Geology* 229: 268–281. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.06.003>.
- Berberian, M., 1995. Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241(3–4), 193–224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C).
- Berg, R.R., 1986. Reservoir sandstones. Prentice – Hall Inc., 491p.
- Bhattacharayya, A., and Chakraborty, C., 2000. Analysis of Sedimentary Successions, A Field Manual, A.A. Balkema Publishers. 408 p.
- Boggs, S., 2011. Principles of Sedimentology and Stratigraphy (5th edn); Pearson Education, London, 600p. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90098-1](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90098-1).
- Boothroyd, J.C., and Ashley, G.M., 1975. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Vol. 23: 193- 222. <https://doi.org/10.2110/pec.75.23.0193>.
- Bos, I.J., 2010. Architecture and facies distribution of organic-clastic lake fills in the fluviodeltaic Rhine-Meuse system, The Netherlands. *Sedimentary Research*, V. 80, p. 339-356. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90098-1](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90098-1).
- Carlos, A.U., and Ronald, J.S., 2008. A highstand shelf-margin delta system from the Eocene of West Spitsbergen, Norway. *Sedimentary Geology*, V. 203, p. 229-245. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.11.001>.
- Catuneanu, O., 2003. Sequence stratigraphy of clastic systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 248 pp. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00004-0](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00004-0).
- Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam: Elsevier.
- Chakraborty, P.P., Saha, S., and Das, K., 2017. Record of continental to marine transition from the Mesoproterozoic Ampani basin, central India: An exercise of process-based sedimentology in a structurally deformed basin. *J. Asian Earth Sci.* 143 122–140. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2017.04.015>.
- Coffey, B.P., and Read, J.F., 2004. Mixed carbonate-siliciclastic sequence stratigraphy of a Paleogene transition zone continental shelf, Southeastern USA, *Sedimentary Geology*, V. 166, p. 21-57. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.01.009>.
- Coleman, J.M., and Prior, D.B., 1982. Deltaic environments of deposition. In: Scholle. P.A. and D. Spearing (1982) (Eds). Sandstone depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir 31, pp. 139-178.
- Cotter, E. and Driese, S.G., 1992. Incised valley fills and other evidence of sea level fluctuations affecting deposition of the Catskill formation (Upper Devonian), Appalachian Foreland Basin, Pennsylvania. *Sedimentary Petrology*, V. 62, p. 1130-1146.
- Dalrymple, R.W., Zaitline, B.A., and Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Sedimentary Research*. V. 62, p. 1130-1146.
- Dashtgard S.E., MacEachern J.A., Frey S.E., and Gingras M.K., 2010. Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology* 279: 42-61. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.09.006>.
- Davis, R.A., 2012. Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. In: Davis, R.A. and Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer, p. 35-55. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_3.
- Degeai J., Phl. Bertonecello F., Vacchi M., Augustin L., and Devillers B., 2020. A new interpolation method to measure delta evolution and sediment flux: application to the late Holocene coastal plain of the Argens River in the western Mediterranean. *Narine Geology*. 424: wo6159. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106159>.
- Dunham R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists., p: 108-121.
- Einsele, G., 2000. Sedimentary Basin: Evolution, Facies and Sediment Budget (2nd Ed). Springer Verlag, p. 292. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04029-4>.
- Emami, H., 2008. Foreland Propagation of Folding and Structure of the Mountain Front Flexure in the Push t-E-Kuh Arc (Zagros, Iran). University of Barcelona, Barcelona.
- Fakhari, M., 1985. Khurramabad Geological Compilation Map 1/100,000 (Sheet 20813W). National Iranian Oil Company, Tehran.

- Fielding, C.R., and Frank, T.D., 2015. Onset of the glacioeustatic signal recording late Palaeozoic Gondwanan ice growth: New data from palaeotropical East Fife, Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 426, p. 121-138. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.03.037>.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Berlin-Heidelberg, New York, Springer, p. 976. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2>.
- Folk, E., 1980. *Petrography of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, p. 182.
- Gall, J.C., 1983. *Ancient Sedimentary Environments and the Habitats of Living Organisms*. Springer – Verlag.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In M.L. Broussard (Ed.), *Deltas: Models for exploration* (pp. 87–98). Houston Geological Society.
- Gani, R.M., and Alam, M., 2004. Fluvial facies architecture in small-scale river systems in the Upper Dupi Tila formation, North East Bengal basin, Bangladesh. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 24: 225- 236. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.003>.
- Ghosh, P., Sarkar, S., and Maulik, P., 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology*, Vol. 191: 3- 36. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.01.002>.
- Gill, W.D., and Ala, M.A., 1972. Sedimentology of Gachsaran Formation (lower Fars series), Southwest Iran. *AAPG Bull.* 56, 1965–1975. <https://doi.org/10.1306/819A41A0-16C5-11D7-8645000102C1865D>.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A., and Dashtgard, S.E., 2011. The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology*, V. 279, p. 97-106. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.05.007>.
- Gohari, M., 2014. *Petrography, depositional environments, and sequence stratigraphy of the Aghajari Formation in northwest Shiraz (Qalat section)*. M.Sc. Thesis, University of Hormozgan, 137 p. (in Persian).
- Harms, J.C., Southard, J.B., and Walker, R.G., 1982. Structures and Sequence in Clastic Rock. *SEPM, Short Course*, Chapter 1, p. 55. <https://doi.org/10.2110/scn.82.09>.
- Higgs, K.E., King, P.R., Raine, J.I., Sykes, R., Browne, G.H., Crouch, E., and Baur, J.R., 2012. Sequence stratigraphy and controls on reservoir sandstone distribution in an Eocene marginal marine-coastal plain Fairway, Taranaki Basin, New Zealand. *Marine and Petroleum Geology*, V. 30, p. 175-192. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.12.001>.
- James, G.A., and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement Area, *AAPG Bull.*, 49: 2182-2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>.
- Jo, H.R., Rhee, C.W., and Chough, S.K., 1997. Distinctive characteristics of a streamflow-dominated alluvial fan deposit; Sanghori area, Kyongsang Basin (Early Cretaceous), southeastern Korea. *Sedimentary Geology*, Vol. 110 (1-2): 51- 79. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(96\)00096-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(96)00096-3).
- Jones, R.W., and Racey, A., 1994. Cenozoic stratigraphy of the Arabian Peninsula and Gulf. In: Simmons, M.D. (Ed.), *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman and Hall, London, pp. 273–303.
- Kosters, E.C., 1989. Organic-clastic facies relationships and chronostratigraphy of the Barataria interlobe basin, Mississippi delta plain. *Sedimentary Research*, V. 59, p. 98-113. <https://doi.org/10.1306/212F8D0C-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Kumar, P., Lakshmirani, K., Chakrobarty, P., and Rajkumar, S., 2022. Depositional architecture of sub-aqueous part of a tide-dominated delta and its palaeogeographic implications: Laisong Formation (Barail Group), Indo-Myanmar Ranges, western Manipur. *Indian Academy of Sciences. Earth Syst. Sci.* 131:103. <https://doi.org/10.1007/s12040-022-01843-y>.
- Kumar, R., Suresh, N., Satish, J., Sangode, J., and Kumaravel, V., 2007. Evolution of the Quaternary alluvial fan system in the Himalayan foreland basin implications for tectonic and climate decoupling. *Quaternary international*, V. 159, p. 6-20. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.08.010>.
- Lasemi, Y., 2000. *Facies, depositional environments, and sequence stratigraphy of Upper Precambrian and Paleozoic rocks of Iran. Geological Survey of Iran, 180 p. (in Persian)*.
- Lee, H.S., and Chough, S.K., 2006. Lithostratigraphy and depositional environments of the Pyeongan Super group (Carboniferous–Permian) in the Taebaek area, mid-east Korea. *Asian Earth Sciences*, V. 26, p. 339–352. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.05.003>.
- Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J., and Ainsworth, R.B., 2012. Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. *Sedimentary Geology*, V. 279, pp. 2-22. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.024>.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, 13: 1-62. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90055-1).
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22: 261-308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7).
- Miall, A.D., 1992. Collision related foreland basin. In: Ingersoll RV, Busby CJ. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basin*. Black Science, Oxford, 393- 424.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Inc., Heidelberg, 582 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>.
- Miall, A.D., 2000. *Principle of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, p. 668. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03999-1>.
- Miall, A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits (3rd edition)*. Springer-Verlag, Berlin, p. 582. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-26381-2>.
- Moodie, A.J., Nittrouer, J.A., Ma, H., Carlson, B.N., Chadwick, A.J., Lamb, M.P., and Parker, G., 2019. Modeling deltaic lobe-building and channel avulsions for the Yellow River delta, China; *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 124(11)2438–2462. <https://doi.org/10.1029/2019JF005044>.
- Moradi, B., 2015. *Rock facies, depositional conditions, and diagenetic characteristics of the Aghajari Formation in west Bandar Abbas (Suru section)*. M.Sc. Thesis, University of Hormozgan, 113 p. (in Persian).
- Motiei H., 2003. *Geology of Iran (Zagros stratigraphy), publication of the geological organization. P, 583. (in Persian)*.

- Motiei, H., 1995. *Geology of Iran: Zagros Stratigraphy*. Geological Survey of Iran Publications, 630 p. (in Persian).
- Mousavi Harami, R., 1988. *Sedimentology*. Astan Quds Razavi Publications, 465 p. (in Persian).
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy* (2nd ed.). Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9781444303834>.
- Peng, Y., Steel, R.J., and Olariu, C., 2019. Rapid subsidence and preservation of fluvial signals in an otherwise wave-reworked delta front succession: Early-mid Pliocene Orinoco continental-margin growth, SE Trinidad. *Sedimentary Geology*, 395:105555. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.105555>.
- Pirouz, M., Simpson, G., and Chiaradia, M., 2015. Constraint on foreland basin migration in the Zagros Mountain belt using Sr isotope stratigraphy. *Basin Res.* 27, 714–728. <https://doi.org/10.1111/bre.12097>.
- Read, J. F., 1985. Carbonate platform facies models. *AAPG Bull.*, V. 69, p. 1-12. <https://doi.org/10.1306/AD462B8A-16F7-11D7-8645000102C1865D>.
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary environments and facies*: Blackwell Scientific Publication, 425 p.
- Reading, H.G., and Collinson, J.D., 1996. Clastic coasts. In: Reading, H.G (1996) (Ed). *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, pp. 154-231.
- Reineck, H.E., and Singh, I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments (with reference to terrigenous clastics)*. 2nd. Ed., Springer-Verlag, 549 p.
- Sahraeyan, M., and Bahrami, M., 2012a. Petrography and provenance of sandstones from the Aghajari Formation Folded Zagros Zone, Southwestern Iran. *International Journal of Basic and Applied Sciences*, 1 (3), pp. 283-298. <https://doi.org/10.14419/ijbas.v1i3.210>.
- Sahraeyan, M., Bahrami, M., 2012b. Fluvial cyclicality from Aghajari Formation (Upper Miocene- Pliocene) in Folded Zagros Zone, Southwestern Iran. *International Journal of Advances in Earth Sciences*, 1(2): 58-68.
- Sahraeyan, M., Bahrami, M., and Hejazi, S., 2012. *Determination of the depositional environment of the Aghajari Formation based on lithofacies and structural elements in a section from southeastern Sarvestan, Fars Province. Applied Geology Quarterly*, 8(1), 51–64. (in Persian).
- Sedaghatnia, M., Rafiei, B., and Yousefi Yegane, B., 2025. Facies analysis and depositional environment of the Upper Miocene-Pliocene deposits (Aghajari Formation) in the Afrinche syncline, southwest of Lorestan. *Iranian journal of earth science*, <https://doi.org/10.57647/ijes.2025.17557>.
- Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, v. 5, p. 413–428. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(67\)90051-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(67)90051-5).
- Seilacher, A., 2006. *Trace Fossil Analysis*, Springer, 225p. <https://doi.org/10.1007/3-540-47226-6>.
- Selley, R.C., 1996. *Ancient sedimentary environments and their subsurface diagnosis*. 4th Edition, Chapman and Hall, London.
- Selley, R.C., 2000. *Applied sedimentology*. Academic Press, Second edition. <https://doi.org/10.1016/B978-012636370-0/50001-6>.
- Sharafi, M., Ashori, M., Mahboubi, A., and Moussavi-Harami, S.R., 2012. Stratigraphic application of Thalassinoides ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surface (Mid- Cretaceous), Kopet- Dagh Basin, northeastern Iran. *Palaeoworld*, V. 21, p. 202-216. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2012.06.001>.
- Strand, K., 2005. Sequence stratigraphy of the siliclastic east Puolanka Group, the Palaeoproterozoic Kainuu Belt, Finland. *Sedimentary Geology*, V. 176, p. 149–166. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.014>.
- Sun, J., Sheykh, M., Ahmadi, N., Cao, M., Zhang, Z., Tian, S., Sha, J., Jian, Z., Windley, B., and Talebian, M., 2021. Permanent closure of the Tethyan Seaway in the northwestern Iranian Plateau driven by cyclic sea-level fluctuations in the late Middle Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 564 (2021) 110172. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110172>.
- Sun, J., Sheykh, M., Brain, F., Talebian, M., Mengmeng, C., Ahmadi, N., and Jingeng, S., 2022. Magnetostratigraphic Age Control of the Timing of Tectonic Deformation and the Shifting Depositional Environments in the Dezful Embayment, Iran. *Advancing earth and space science*. <https://doi.org/10.1029/2021TC006881>.
- Therrien, F., 2006. Depositional environments and fluvial system changes in the dinosaur-bearing Sanpetru Formation (Late Cretaceous, Romania): postorogenic sedimentation in an active extensional basin. *Sedimentary Geology*, V. 192, p. 183–205. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.04.002>.
- Tovaglieri, F., and George, A.D., 2014. Stratigraphic architecture of an Early-Middle Jurassic tidally influenced deltaic system (Plover Formation), Browse Basin, Australian North West Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, V. 49, p. 59-83. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.003>.
- Tucker, M.B., 2003. *Sedimentary Rocks in the Field*. 3rd ed., John Wiley & Sons, 234 p. <https://doi.org/10.1002/9780470999103>.
- Tucker, M.E., 1994. *Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publication, 260 p.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: Third Edition*, Blackwell, Oxford, p. 260.
- Turner, P., 1980. *Continental Red Beds*. *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 562 p. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70247-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70247-2).
- Vergès, J., Emami, H., Garcés, M., Beamud, E., Homke, S., and Skott, P., 2019. Zagros foreland fold belt timing across Lurestan to constrain Arabia–Iran collision. In: Saein, A. (Ed.), *Tectonic and Structural Framework of the Zagros Fold-Thrust Belt*. Elsevier, pp. 29–52. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815048-1.00003-2>.
- Walker, R. G., and Plint, A. G., 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 219-238.
- Woo, J., Shinn, Y.J., Kwon, Y.K., and Chough, S.K., 2006. The Janson and Myeonsan formation (Early Cambrian) of the Taebaek Group, mid-east Korea: depositional processes and environments, *Geosciences Journal*, Vol. 10, No. 1, p.35-57. <https://doi.org/10.1007/BF02910331>.
- Zand Moghadam, H., Mousavi Harami, R., and Mahboubi, A., 2009. *Analysis of tidal deposits of the Quartzite Rasi in east Zarand, Kerman. Stratigraphy and Sedimentology Research*, 25(2), 1–18. (in Persian).
- Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R., and Mahboubi, A., 2014. Sequence stratigraphy of the Early–Middle Devonian succession (Padeha Formation) in Tabas Block, East-Central Iran: Implication for mixed tidal flat deposits. *Palaeoworld*, V. 23, p. 31-49. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2013.06.002>.