



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 38, Issue 2, No. 87, Summer 2022, pp 83-116
Received: 02.08.2022 Accepted: 31.10.2022

Research Paper

Integrating sedimentologic data and stable isotope geochemistry to comprehend the sequence stratigraphic framework of the Middle–Upper Jurassic Sargelu and Najmah formations in NW Kermanshah (Howramanat, Dowdan and Kezi sections)

Milad Imani Seginsara

Graduate student of Sedimentology and Sedimentary Petrology, Institute for advanced studies in basic sciences (IASBS), Zanjan, Iran
miladimani@iasbs.ac.ir

Aram Bayet-Goll* 

Assistant professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran
bayetgoll@iasbs.ac.ir

Mehdi Daraei

Assistant professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran
daraeimehdi@iasbs.ac.ir

Mahmoud Sharafi

Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran
m.sharafi@hormozgan.ac.ir

Meysam Isanejad

Graduate student of Sedimentology and Sedimentary Petrology, Institute for advanced studies in basic sciences (IASBS), Zanjan, Iran
mysamesa@iasbs.ac.ir

Afshin Zohdi

Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran
afshin.zohdi@znu.ac.ir

Javad Rabbani

Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran
rabbani@znu.ac.ir

Abstract

In this study, by integrating sedimentologic data with geochemical data, the sequence stratigraphy framework of the Sargelu and Najmah formations in the Hawraman region of NW Kermanshah were studied. Three depositional sequences of the type “T/R facies cycles” including TR1–TR3 were recognized in the Sargelu Formation. The occurrence of dark, organic-rich shale and bituminous limestone in these sequences together with depleted $\delta^{13}\text{C}$ values with some striking negative excursions in intervals with outer shelf/basin facies indicates a rapidly enhancing accommodation space during the development of these depositional sequences leading to the prevalence of deep marine deposition, particularly during the transgressive systems tracts (TSTs). In addition, three other T/R facies cycles were recognized in the Najmah Formation. Facies stacking patterns and internal architecture of these depositional sequences along with the existence of peaks in the $\delta^{13}\text{C}$ to heavier values suggests their deposition during limited accommodation space. At the contact between the Sargelu and Najmah formations, there occurred a positive peak in $\delta^{18}\text{O}$, which most likely is an indication of a local climate change at the Middle–Late Jurassic interface. The correlation of depositional trends of the TST and RST with that of $\delta^{13}\text{C}$ may show that eustatic acted as the main control on the variations of $\delta^{13}\text{C}$.

Keywords: Geochemical stable isotope, Sequence stratigraphy, Sargelu Formation, Najmah Formation, Jurassic.

Introduction

Following the Late Permian rifting, passive margin platforms

are formed on the margins of Neotethys during the Jurassic and Cretaceous, which are mainly associated with the

*Corresponding author

Imani Seginsara M. Baetgoll A. Daraei M. Sharafi M. Isanejad M. Zohdi A. and Rabbani J. (2022). Integrating sedimentologic data and stable isotope geochemistry to comprehend the sequence stratigraphic framework of the Middle–Upper Jurassic Sargelu and Najmah formations in NW Kermanshah (Howramanat, Dowdan and Kezi sections). Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 38(2), 83-116.

2423-8007 / © 2022

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



<https://doi.org/10.22108/jssr.2022.134584.1236>



<https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.2.5.0>

contemporaneous Sargelu (or Hawraman), Arabia, Rub AlKhali, Garau and Bab intrashelf basins (Ziegler 2001). Hawraman or Avroman is a mountainous region located within the provinces of Kurdistan and Kermanshah in western Iran and in north-eastern Kurdistan Region of Iraq (Biglari and Shidrang, 2019). The Middle-Upper Jurassic successions of the Hawraman intrashelf basin studied crop out in the present Hawraman region in NW Iran and form part of the NW sector of the Zagros Mountain belt. The Bajocian to Tithonian units in the Hawraman intrashelf basin (Sargelu, Najmah and Gotnia formations) roughly coincide with mega-sequence AP7 of Sharland et al. (2001). Correlations of the Sargelu and Najmah formations to their stratigraphic equivalents in the Arabian Plate based on maximum flooding surfaces indicate that the Sargelu Formation in Iran, Iraq and Kuwait is equivalent to the Dhurma Formation in Saudi Arabia, and the Araj Formation in Qatar and the United Arab Emirates. The Najmah Formation in the western-southwestern and the central part of Iraq changed to the Neocalekan Formation. Also, the formation is correlated to the Arab, Hanifa, and Tuwaiq Limestone formations in Saudi Arabia and Diab Formation in Qatar and United Arab Emirates. Also, the Gotnia Formation is equivalent to the Hith Formation in Saudi Arabia and the outer regions of the Arabian Plate. The hemipelagic nature of the sediments of the Sargelu Formation with massive to laminated black shale layers with thin to thick-bedded *Bositra* limestones in the Hawraman region, constitute a good context for carbon and oxygen isotope studies. This kind of sediment is suitable for using isotopes in interpreting the depositional history and palaeogeography of sedimentary successions. Studies of the stable oxygen and carbon isotopic compositions of biotic and abiotic components in the Sargelu and Najmah formations have been used to understand changes in seawater isotopic composition, depositional history of cyclic sequences and the Jurassic tectono-depositional processes of the northern passive margin of the Arabian Plate along the western edge of Neotethys.

Materials & Methods

The study area in NW Iran is located in the High Zagros zone according to this classification. Detailed fieldwork was conducted at two well-exposed outcrop sections, including Dudan (35°01'01.6"N; 46°11'14.6"E) and Kezi (34°51'50.6"N; 46°08'25.1"E). In this study, facies determination is based on field observations of sediment texture and structures and petrographic analysis of thin sections (230 sections). In the studied successions, geometry, lateral continuity, sedimentary trend, the vertical stacking of genetically related facies and facies associations and prominent stratigraphic surfaces (representing sharp shifts in sedimentation) were examined to define meter-scale cycles (from a few dm- to a few m-thick) that are used for the identification of depositional sequences, systems tracts, and sequence boundaries. Thirty-nine samples were analyzed for carbon and oxygen stable isotopes. The analyses were

performed in the Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg (FAU).

Discussion of Results & Conclusions

The carbonate successions of the Sargelu are divided into four facies association consisting of the deep marine basin, slope, outer shelf, and middle shelf, which are interpreted as being deposited in an intrashelf basin. Moreover, the sedimentological dataset documented for the Najmah allowed the recognition of three facies associations, which are interpreted as deposited in a carbonate platform with ramp geometry, from deep subtidal, shallow subtidal to intertidal-supratidal facies associations. The Sargelu and Najmah formations consist of six depositional sequences representing T-R cycles: three T/R facies cycles (TR1–TR3) in the Sargelu Formation and three T/R facies cycles (TR4–TR6) in the Najmah Formation. Supplementary studies on stable isotopes of oxygen and carbon ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) in order to reconstruct depositional environment conditions, paragenetic sequence and sequence stratigraphic framework for the Sargelu and Najmah formations in the Doudan section indicate the strong effect of meteoric diagenesis or meteoric water influx on the strata of the studied formations. The negative peak of the carbon isotope corresponds to the maximum flooding surface (MFS) in the sequence stratigraphic framework. Also, the negative trend in carbon isotope may correspond to the transgressive systems tract (TST) whereas the positive trend in carbon isotope corresponds to the regressive systems tract (RST). The relationship between the systems tracts and $\delta^{13}\text{C}$ implies that sea-level fluctuations would have been the main mechanism controlling the fluctuations of carbon isotopes. The major geological structures observed in northwestern Iran with intrashelf Sargelu Formation basin (ISB), indicate the presence of an extensional pulse. According to the evidence of the Hawraman intrashelf basin (Bayet-Goll et al. 2022), the presence of syn-sedimentary faults, unconformities, growth geometries, and facies distribution among Jurassic successions (early to late) supports the presence of this extensional pulse. According to Bayet-Goll et al. (2022), this pulse reaches its maximum in the Toarcian and causes tectonically driven drowning of the long-lived Triassic to Early Jurassic carbonate platform and facies change from shallow-water carbonate platforms (Sehkanian Formation) to deep-water basins. It seems that the physiography of the sedimentary basin of NW Iran is related to troughs and swells in the western margins of Neotethys as a result of tectonic subsidence and sea-level change factors. Logically, such changes can cause extensive changes in the marine current dynamic, trophic conditions and oxygenation degree of the Sargelu sedimentary basin, thus such factors can affect environmental conditions, carbonate production and the activity or inactivity of the benthic community in this area. Consequently, it can be expected that the evolution of the depositional environments in the tectonically controlled (Hawraman) intrashelf basin with the Sargelu, Najmah and Gotnia formations are controlled by eustatic and tectonic factors.



مقاله پژوهشی

ادغام داده‌های رسوب‌شناسی و ژئوشیمی ایزوتوپی برای درک چارچوب چینه‌نگاری سکانشی نهشته‌های ژوراسیک میانی-بالایی سازندهای سرگلو و نجمه در شمال غرب کرمانشاه (ناحیه اورامان، برش‌های دودان و کزی)

میلاد ایمانی سقین‌سرا، کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه

زنجان، زنجان، ایران
miladimani@iasbs.ac.ir

نارام بایت‌گل*، استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

bayetgoll@iasbs.ac.ir

مهدی دارائی، استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

daraeimehdi@iasbs.ac.ir

محمود شرفی، استادیار، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

m.sharafi@hormozgan.ac.ir

میثم عیسی‌نژاد، کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

زنجان، ایران
mysamesa@iasbs.ac.ir

افشین زهدی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

afshin.zohdi@znu.ac.ir

جواد ربانی، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

rabbani@znu.ac.ir

چکیده

در این مطالعه با ادغام داده‌های رسوب‌شناسی از مطالعات صحرایی و پتروگرافی همراه با داده‌های ژئوشیمی ایزوتوپی، چارچوب چینه‌نگاری سکانشی سازند سرگلو و نجمه در ناحیه اورامانات از شمال غرب کرمانشاه بررسی شده‌اند. سه سکانش رسوبی از نوع T/R facies cycles شامل TR1 تا TR3 در نهشته‌های سازند سرگلو شناسایی شده است. وجود شیل‌های تیره غنی از مواد آلی و آهک‌های بیتومین‌دار در سکانش‌های TR1 تا TR3 همراه با مقادیر سبک‌تر $\delta^{13}C$ ، به‌ویژه پیک‌های ناگهانی و منفی در بخش‌های مرتبط با بخش حوضه/شلف خارجی حوضه رسوب‌گذاری سازند سرگلو، نشان می‌دهد فضای تجمع سازند سرگلو گسترش بالایی داشته و در اورامانات، این حوضه دارای فضای رسوب‌گذاری نسبتاً بالا بوده و قابلیت ایجاد توالی‌های دریایی عمیق را به‌ویژه در طول گستره‌های تراز پیش‌رونده (TST) داشته است. سه سکانش رسوبی نیز از نوع T/R facies cycles شامل TR4 تا TR6 در نهشته‌های سازند نجمه شناسایی شده است. تکامل روند رخساره‌ای، طرح برانبارش و معماری داخلی سکانش‌های TR4 تا TR6 همراه با پیک‌های مثبت دوره‌ای در مقادیر $\delta^{13}C$ ، از وجود فضای تجمع کم رسوب‌گذاری در این سازند حکایت دارد. در مرز سازند سرگلو و نجمه، مقادیر $\delta^{18}O$ یک پیک ناگهانی و مثبت را نشان می‌دهد که احتمالاً ناشی از تغییر شرایط اقلیمی در مرز ژوراسیک میانی و بالایی در مقیاس محلی بوده باشد. انطباق خوب دسته‌رخساره‌های TST و RST و ژئوشیمی ایزوتوپ کربن $\delta^{13}C$ حاکی از آن است که نوسانات سطح آب دریا به‌عنوان مکانیسم اصلی، به تغییر مقادیر $\delta^{13}C$ در طول ته‌نشینی سازندهای سرگلو و نجمه منجر شده است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی ایزوتوپی، چینه‌نگاری سکانشی، سازند سرگلو، سازند نجمه، ژوراسیک.

*نویسنده مسئول

ایمانی سقین‌سرا، م؛ بایت‌گل، آ؛ دارائی، م؛ شرفی، م؛ عیسی‌نژاد، م؛ زهدی، ا. و ربانی، ج. (۱۴۰۱). «ادغام داده‌های رسوب‌شناسی و ژئوشیمی ایزوتوپی برای درک چارچوب چینه‌نگاری سکانشی نهشته‌های ژوراسیک میانی-بالایی سازندهای سرگلو و نجمه در شمال غرب کرمانشاه (ناحیه اورامان، برش‌های دودان و کزی)». پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۸ (۲): ۸۳-۱۱۶.



مقدمه

چینه‌نگاری سکansı، تجزیه و تحلیل توالی‌های رسوبی در پاسخ به تغییرات سطح اساس (نوسانات سطح نسبی آب دریا) و روندهای رسوبی است که حاصل این تغییرات، ایجاد فضای رسوب‌گذاری^۱ و نهشت^۲ است که در اکتشاف رکوردهای زمین‌شناسی، از مقیاس محلی تا جهانی اهمیت دارد و برای بهبود جنبه اکتشاف اقتصادی و تولید منابع به کار برده می‌شود (Catuneanu 2006; Bayet-Goll et al. 2014, 2018a). استفاده از داده‌های رسوب‌شناسی و رخساره‌ای، سطوح چینه‌نگاری سکansı، دسته‌های رخساره‌ای و سکانس‌های موجود در نهشته‌های ژوراسیک زاگرس، به‌خصوص توالی‌های کمتر مطالعه‌شده این پژوهش، سبب درک بهتر ما از چگونگی تشکیل واحدهای چینه‌نگاری، رخساره‌ها و ارتباط زمانی و فضایی آنها با واحدهای هم‌ارز در ورقه عربی می‌شود.

ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار، روش معمول برای بیان مقادیر یا ترکیب ایزوتوپی توالی‌های رسوب‌گذاری است. در چینه‌نگاری ایزوتوپ‌های پایدار، با استفاده از مقادیر ایزوتوپی کربن ($\delta^{13}\text{C}$) و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) می‌توان سطوح مختلف حوادث، از جمله حوادث بی‌هوازی اقیانوسی^۳ را شناسایی کرد که به‌صورت جهانی و محلی در طی ژوراسیک رخ داده است (Sharafi et al. 2022a). این حوادث از مهم‌ترین عوامل در شکل‌گیری سازندهای حاوی شیل آهکی سیاه غنی از مواد آلی در طی زمان زمین‌شناسی، به‌خصوص دوره ژوراسیک به شمار می‌آید (Andrieu et al. 2016). در طی این حوادث که با شیفت به‌سمت مقادیر منفی و ناگهانی ایزوتوپ کربن و اکسیژن مشخص می‌شود، غنی‌شدگی در کربن آلی رسوبی رخ داده و رخداد آن ارتباط مستقیم با تغییرات در سطح نسبی آب دریاها و یوستازی داشته است؛ بنابراین، فرضیه‌ای مرتبط با افزایش سطح نسبی آب دریاها و یا فرونشینی در کف بستر حوضه رسوب‌گذاری در طی این حوادث مطرح می‌شود

¹ Accommodation space² Sedimentation³ Oceanic anoxic events (OAEs)

(Svensen et al. 2007; Wierzbowski 2015; Robinson et al. 2017).

علاوه بر این، از ژئوشیمی ایزوتوپی می‌توان در راستای مطالعات تکمیلی درباره حوادث اقلیمی دیرینه در چارچوبی از تکامل حوضه‌ای و چینه‌نگاری سکansı استفاده کرد.

اگرچه مطالعات اکتشافی در بخش‌های جنوب و جنوب‌غربی ایران در راستای محیط رسوب‌گذاری، چینه‌نگاری سکansı و ژئوشیمی رسوبی توالی‌های مختلف زمین‌شناسی، از جمله توالی‌های ژوراسیک میانی در ناحیه فروافتادگی دزفول و لرستان فراوان‌اند (James and Wynd 1965; Beydoun et al. 1992; Bordenave and Burwood 1995; Bordenave and Herge 2010, Setudenina 1978)، مطالعاتی بر توالی‌های ژوراسیک میانی-بالایی شمال غرب کرمانشاه در ناحیه اورامانات صورت نگرفته است؛ بنابراین نیاز است که پژوهش‌هایی بر توالی‌های این منطقه نیز برای درک توزیع سیستم‌های هیدروکربنی در زاگرس ایران صورت گیرد، به ویژه آنکه ارتباط زمانی-مکانی نهشته‌های ژوراسیک نواحی اشاره‌شده با هم‌ارزهای زمانی خود، در دیگر بخش‌های زاگرس و نیز ورقه عربی چندان روشن نیست و مطالعات بیشتری برای فهم این ارتباط، ضروری به نظر می‌رسد.

در این پژوهش با توجه به ادغام داده‌های ژئوشیمی ایزوتوپی، چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی، به بازسازی و فهم شرایط محیط رسوب‌گذاری و چارچوب چینه‌نگاری سکansı در تشکیل توالی‌های سازند سرگلو، نجمه و گوتینا به‌عنوان یک سیستم هیدروکربنی احتمالی پرداخته شده است. به بیانی دیگر، این پژوهش تلاش دارد تا توزیع احتمالی یک سیستم هیدروکربنی را در منطقه مطالعه‌شده، در پاسخ به تغییرات شرایط محیطی در زمان و مکان مشخص کند.

زمین‌شناسی عمومی ناحیه اورامانات

نهشته‌های ژوراسیک زاگرس، به‌عنوان بخشی از رسوبات اقیانوس نئوتتیس، در شرایط رسوبی کاملاً متفاوتی با دیگر نواحی ایران بر جای گذاشته شده است و به همین سبب رخساره‌های سنگی و زیستی آنها متفاوت از دیگر نواحی

ایران است (Bayet-Goll et al. 2022a). در این راستا، در گستره وسیعی از زاگرس، نهشته‌های ژوراسیک در همه‌جا رخساره یکسانی ندارد؛ به‌طوری که می‌توان این رسوبات را به سه گروه مجزا با سه رخساره متفاوت زیر تقسیم کرد (Motiei 1993: ۱) رخساره‌های تبخیری دریای کم‌ژرفا که به‌ویژه در لرستان و در نزدیکی مرز عراق نهشته شده و فاقد رخنمون سطحی‌اند؛ (۲) رخساره‌های کربناته دریایی ژرف که در زاگرس چین‌خورده، به‌ویژه سکوی کربناته فارس نهشته شده‌اند؛ (۳) رخساره‌های کربناته-رادایولاریتی دریایی ژرف، که نشان‌دهنده بخش‌های ژرف زاگرس رورانده، به‌ویژه در دو ناحیه نیریز و کرمانشاه، به‌ویژه شمال غرب کرمانشاه در ناحیه اورامانات بوده‌اند و به‌صورت فلس‌های رانده‌شده نابرجا رخنمون دارند. با توجه به این سه رخساره، نهشته‌های ژوراسیک زاگرس را می‌توان در سه ناحیه لرستان، فارس و زاگرس مرتفع از یکدیگر تشخیص داد. در این مطالعه از تغییرات تنوع، فراوانی و نوع فوناهای سازنده رخساره‌های شناسایی شده برای تفکیک و بررسی تفاوت زیرمحیط‌های رسوبی مختلف در نهشته‌های رسوبی سازند سرگلو در حوضه زاگرس استفاده می‌شود.

از دیدگاه چینه‌شناسی و ساختمانی، ناحیه اورامانات در زاگرس مرتفع قرار گرفته است. اورامان یا هورامان (به کردی: هورامان) نام منطقه‌ای کوهستانی در غرب ایران و شرق اقلیم کردستان عراق است. منطقه هورامان که منظر فرهنگی آن در میراث جهانی یونسکو به ثبت رسیده است، ۴۰۹ هزار هکتار وسعت دارد که شامل دو بخش شمالی و جنوبی هورامان در دو استان کرمانشاه و کردستان می‌شود و بخش جنوبی آن چهار شهرستان روانسر، جوانرود، پاوه و ثلاث باباجانی و بخش شمالی آن دو شهرستان مریوان و سروآباد را در بر می‌گیرد. در این مطالعه، نهشته‌های ژوراسیک میانی و بالایی بخش جنوبی اورامان بررسی می‌شود.

سازند سرگلو به سن ژوراسیک میانی، در شمال غرب کرمانشاه (اورامان) با ضخامت حدود ۷۰ متر در هردو برش مطالعه‌شده و لیتولوژی شیل آهکی متورق سیاه^۱ غنی از ماده

آلی، به همراه میان‌لایه‌های مارن شناسایی می‌شود. این سازند در بخش قاعده توسط یک مرز با ناپیوستگی هم‌شیب، از توالی‌های ژوراسیک زیرین سازند سه‌کانیان متمایز می‌شود (شکل ۱، c، b)؛ همچنین، سرتاسر این سازند حاوی فسیل‌هایی از گونه‌های دوکفه‌ای (پوزیدونیا^۲) است. در بخش‌های قاعده‌ای-میانی، این سازند حاوی چرخه‌هایی به سمت بالا ضخیم‌شونده، متشکل از لیتولوژی سنگ آهک لایه‌ای تا موجی و در برخی موارد به‌صورت توده‌ای، به همراه میان‌لایه‌هایی از شیل آهکی و مارن‌های آهکی سیاه و غنی از مواد آلی است. به سمت بخش‌های فوقانی سازند سرگلو، به تدریج از ضخامت و گستردگی شیل آهکی سیاه کاسته و به سنگ آهک با میان‌لایه‌هایی از چرت و شیل آهکی قرمز رنگ تبدیل می‌شود. این میان‌لایه‌های چرت و شیل آهکی به‌صورت نواری (در اصطلاح، باندل^۳) نسبت به یکدیگر قرار گرفته‌اند (Imani Seginsara 2022).

سازند نجمه به سن ژوراسیک بالایی در این نواحی به‌صورت یک مرز با ناپیوستگی هم‌شیب از سازند پایینی خود (سرگلو) متمایز شده است. ضخامت این سازند در منطقه پاوه (برش دودان) به بیش از ۱۱۵ متر می‌رسد، در حالی که این سازند در منطقه جوانرود (برش کزی) با کاهش ضخامت به کمتر از ۲۰ متر می‌رسد (شکل ۱، c، b).

سازند نجمه متشکل از چرخه‌هایی به سمت بالا ضخیم‌شونده و کم‌عمق‌شونده و لیتولوژی این سازند در قاعده به‌صورت چرخه‌های چندمتری شیل آهکی-سنگ آهک با ساختار خطی تا استروماتولیتی است که به سمت بالا به شیل آهکی-آهک دولومیتی و در بالاترین بخش، به دولومیت‌های توده‌ای تبدیل می‌شود. مهم‌ترین محتوای فسیلی این سازند، که شاخصه سن ژوراسیک بالایی این سازند است، به شکل قالب‌هایی از آمونیت است (Imani Seginsara 2022). سازند نجمه در منطقه پاوه، در قسمت‌های فوقانی خود توسط یک ناپیوستگی هم‌شیب، به سازند گرو^۴ به سن کرتاسه زیرین تبدیل می‌شود (شکل ۱، b). با این حال، سازند نجمه در

² Posidonia³ Bundle⁴ Garau Formation¹ Calcareous black shale

منطقه‌ی جوانرود، توسط یک افق برشی شده^۱ (سازند گوتیا)، از توالی‌های بالایی (سازند گرو) متمایز شده است (شکل ۱، c؛ Imani Seginsara 2022).

مواد و روش مطالعه

ابتدا با قراردادن نقشه‌ی زمین‌شناسی اورامان^۲ بر تصویر ماهواره‌ای منطقه (شکل ۱، a)، برش‌های مدنظر برای انجام مطالعات چینه‌شناسی و صحرایی تعیین شد. مطالعات صحرایی برش‌های مدنظر شامل برداشت‌های لیتولوژی و سنگ چینه‌ای، بافت و ساخت‌های رسوبی، ژئومتری یا هندسه واحدها، بررسی محتویات فسیلی، شناسایی رخساره‌های سنگی، ضخامت ظاهری، بررسی روند چرخه‌های رسوبی و برداشت سیستماتیک نمونه‌های سنگی است که طی این مرحله نزدیک به ۲۳۰ نمونه سنگی از برش‌های مطالعه‌شده (برش کزی تعداد ۸۵، برش دودان تعداد ۱۴۵ نمونه سنگی) برداشت شد. در این مطالعه همچنین، بررسی خصوصیات پتروگرافی (طبقه‌بندی و نام‌گذاری رایج برای سنگ‌های کربناته براساس دانهام (Dunham 1962))، در ادغام با مطالعات صحرایی برای شناخت ویژگی‌های رخساره‌ای و تعیین کمربندهای رخساره‌ای (براساس مدل‌های رمپ و شلف کربناته فلوگل (Flügel 2004) و ارائه مدل‌های محیط رسوب گذاری به کار گرفته شده است.

علی‌رغم روش‌های متنوع و مرسوم که برای انجام مطالعات چینه‌نگاری سکانسی توالی‌های رسوبی کربناته و سیلیسی آواری به کار برده می‌شود، با این حال در این مطالعه، به دلیل شرایط محیط رسوب‌گذاری کاملاً متمایز سازندهای سرگلو و نجمه، به‌ویژه مرزهای سکانسی با رخنمون‌های تحت‌الجوی و یا وجودداشتن نهشته‌های دسته‌رخساره‌تراز پایین (Lowstand system tract) و گستردگی متغیر توالی‌ها در برش‌های مطالعه‌شده، از روش چینه‌نگاری سکانسی امبری و یوهانسن (Embry and Johannessen 2017) برای تعیین دسته‌های رخساره‌ای (سیستم تراکت‌ها)^۳ و سطوح چینه‌نگاری

سکانسی^۴ سازندهای سرگلو و نجمه استفاده شده است. در این روش برای تعیین سکانس‌های رسوب‌گذاری، از اصطلاح T-R (پیش‌روی - پس‌روی) استفاده می‌شود. همچنین، سکانس‌های رسوب‌گذاری شامل دو سیستم تراکت پیش‌رونده^۵ (TST) و سیستم تراکت پس‌رونده^۶ (RST) است. سطوح چینه‌نگاری سکانسی نیز به دو سطح بیشینه غرقابی^۷ (MFS) و سطح بیشینه پس‌روی^۸ (MRS) تقسیم‌بندی می‌شود (Embry and Johannessen 2017). تعیین نوع سیستم تراکت در روش T-R براساس کنتاکت لایه‌ها، رخساره‌های پایین و بالا و ختم‌شدگی ساختاری انجام می‌گیرد. بر این اساس، سطوح MRS و MFS منطبق بر تغییر رخساره‌ای است. علاوه بر این، رخساره‌های سطوح MFS خاتمه توالی‌های نازک‌شونده و عمیق‌شونده دریایی است، در حالی که رخساره‌های سطوح MRS خاتمه توالی‌های عمدتاً ضخیم‌شونده و کم‌عمق‌شونده دریایی است. در این مکتب چینه‌نگاری سکانسی، مرز سکانسی منطبق با سطح MRS در یک سیستم تراکت پس‌رونده است. نظر به اینکه سازندهای سرگلو و نجمه، عمدتاً شامل توالی‌های دریایی عمیق و کم‌عمق‌اند، بنابراین شامل سیستم تراکت‌های TST و RST هستند.

به‌منظور انجام آنالیز ایزوتوپی کربن و اکسیژن ($\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$)، ۳۹ نمونه پودری کربناته از توالی‌های سازند سرگلو و نجمه در برش دودان، به‌طور سیستماتیک انتخاب شد، به‌طوری که کل ستون چینه‌شناسی را در بر گیرد. در این باره، بخش‌های دارای زمینه میکرایتی و دست‌نخورده از نظر دیاژنتیکی، پودر و به دانشگاه فردریش-آلساندر (Friedrich Alexander Universität Erlangen-Nürnberg (FAU) در کشور آلمان ارسال شد. در آنالیز، نمونه‌های پودر کربناته توسط فسفریک اسید ۱۰۰٪ در دمای ۷۰ درجه سانتی‌گراد با استفاده از روش گاسبنج ۲ (Gasbench II)، متصل به طیف‌سنج جرمی ترموفیشر دلتا وی‌پلاس (ThermoFisher

⁴ Sequence stratigraphic surface

⁵ Transgressive System Tract (TST)

⁶ Regressive System Tract (RST)

⁷ Maximum Flooding Surface (MFS)

⁸ Maximum Regressive Surface (MRS)

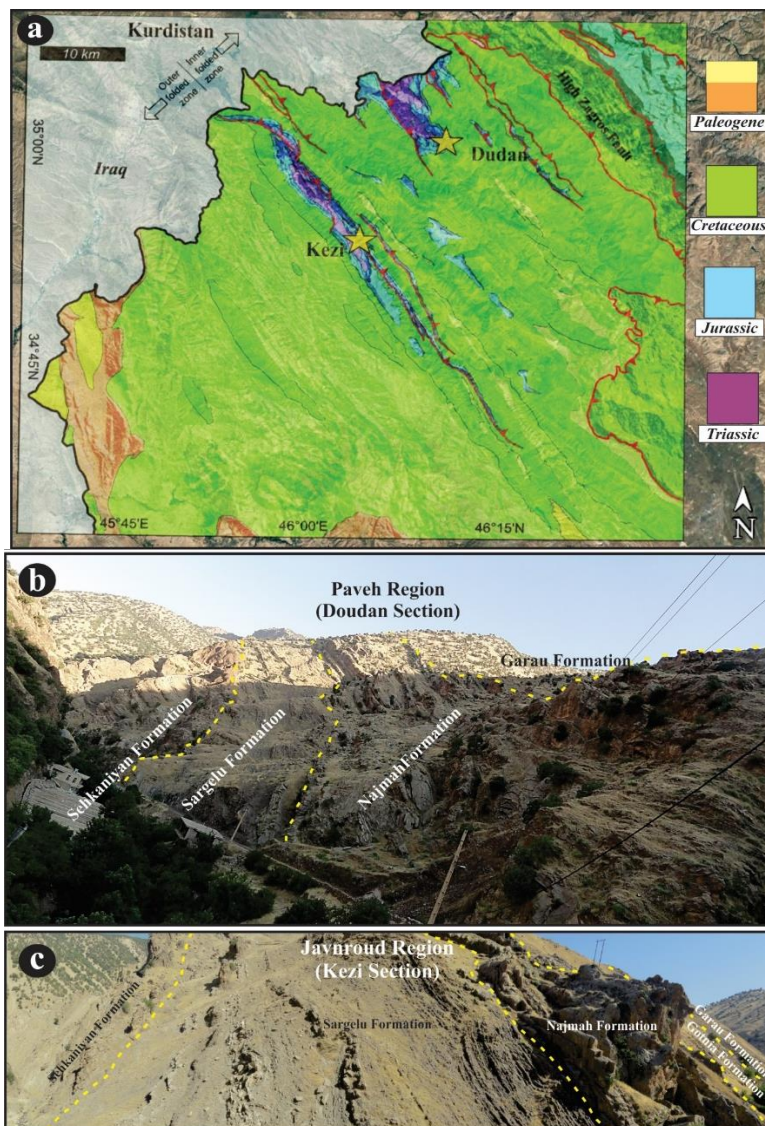
¹ Brecciated surface

² Hawraman

³ System tract

کالیبره شده و تکرارپذیری برای $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ صفر $\pm$ گزارش شده است. در این باره، از استانداردهای NBS18، IAEA-CO9 و NBS19 برای هر دو نوع $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ استفاده شده است.

(Delta V Plus) آنالیز شیمیایی شد و مقادیر به دست آمده به صورت «بخش در هزار (‰)» و براساس واحد وی-پی‌دی بی (V-PDB) گزارش شد. تکرارپذیری، دقت و صحت براساس تکرار تجزیه و تحلیل استانداردهای آزمایشگاهی



شکل ۱- a. هم‌افزایی نقشه زمین‌شناسی اورامان (اقتباس و ویرایش از Tavani et al. 2018; Imani Seginsara et al. 2022) و تصویر ماهواره‌ای منطقه مطالعه شده؛ b. تصاویر صحرایی از سازندهای مطالعه شده در منطقه پاوه (برش دودان؛ Imani Seginsara 2022)؛ c. توالی‌های سازندهای مطالعه شده در منطقه جاورود (برش کزی؛ Imani Seginsara 2022)

Fig 1- a) Superimposing the Hawraman geological map (edited from Tavani et al. 2018; Imani Seginsara et al. 2022) on the satellite image of the study area. b) Field views of studied formations in Pavah region (Doudan section; Imani Seginsara 2022). c) Sequences of studied formations in Javrood region (Kazi section; Imani Seginsara 2022)

نتایج

رخساره و محیط رسوب‌گذاری

براساس مطالعات رخساره‌ای و ریزرخساره‌ای، تعداد چهار ریزرخساره (S-MF) و دو رخساره سنگی (S-LF) برای سازند سرگلو و تعداد پنج ریزرخساره (N-MF) و چهار رخساره سنگی (N-LF) برای سازند نجمه شناسایی شد

(جدول ۱). محیط رسوب‌گذاری سازند سرگلو از عمیق به کم عمق به سه کمر بند رخساره‌ای ۱. شلف خارجی (F1)؛ ۲. شیب (F2) و ۳. شلف میانی (F3) طبقه‌بندی می‌شود. محیط رسوب‌گذاری سازند نجمه نیز به سه کمر بند رخساره‌ای ساب‌تایدال عمیق-کم عمق (F4)، ایترتایدال (F5) و ایترتایدال-سوپراتایدال (F6) طبقه‌بندی می‌شود.

جدول ۱- توصیفات ریزرخساره‌ها و رخساره سنگی‌های شناسایی‌شده در سازندهای سرگلو و نجمه

Table 1- Descriptions of identified microfacies and lithofacies in the Sargelu and Najmah formations

Facies Belt	Lithofacies type (S-LF)	Skeletal and non-skeletal component	Lithostratigraphic unit	Depositional setting
	S-LF: A: Organic Rich Black Shale	Posidonia	Sargelu Fm.	Outer Shelf
F1	S-MF: D: Rich Organic Shale (Dolomitic) to mudrock	Posidonia, Bositra	Sargelu Fm.	Outer Shelf
F2	S-MF: C: Posidonia Radiolarian Wackestone – Packstone	Posidonia, Bositra, Radiolarian	Sargelu Fm.	Outer Shelf–Slope
	S-MF: B: Posidonia Wackestone – Packstone	Posidonia, Bositra	Sargelu Fm.	Slope–middle Shelf
F3	S-MF: A: Mollusk Wackestone	Posidonia, Bositra, Mollusks with aragonitic structure	Sargelu Fm.	middle Shelf
	S-LF: B: Ribbon-Boudinate Black–Gray Limestone	Posidonia	Sargelu Fm.	Slope–middle Shelf
F4	N-LF: A: Red Shale/Marl	Undetectable	Najmah Fm.	Deep Subtidal
	N-MF: E: Thrombolite	Microbial mat, Ammonite	Najmah Fm.	Shallow Subtidal
	N-LF: B: Domal Stromatolite	Undetectable	Najmah Fm.	Intertidal
	N-LF: C: Planar Stromatolite	Undetectable	Najmah Fm.	Intertidal–Supratidal
F5	N-MF: B: Stromatolite (Dolo)Boundstone	Undetectable	Najmah Fm.	Intertidal–Supratidal
	N-MF: C: Bioclastic Calcisphere Mudstone - Wackestone	Calcisphere	Najmah Fm.	Intertidal
	N-MF: D: Pelloid Oncoid Microbial (Dolo)Boundstone	Pelloid, Oncoid, Microbial mat	Najmah Fm.	shallow Subtidal–Intertidal
F6	N-MF: A: Dolostone – Lime Mudstone	Undetectable	Najmah Fm.	Supratidal
	N-LF: D: Stromatolitic Breccia	Undetectable	Najmah Fm.	Supratidal

رخساره و محیط رسوب‌گذاری سازند سرگلو

کمر بند رخساره‌ای شلف خارجی

این کمر بند شامل عمیق‌ترین رخساره‌ها در توالی رسوبی سازند سرگلو و در برگیرنده رخساره سنگی شیل سیاه غنی از ماده آلی (S-LF: A) است (شکل ۲، a) که به صورت

ریزرخساره مادستون/شیل (دولومیتی) با ماتریکس گلی غنی از ماده آلی (S-MF: D) با زمینه تیره‌رنگ مشاهده می‌شود (شکل ۲، b). این رخساره حاوی فسیل دوکفه‌ای پوزیدونیاست. با توجه به لیتولوژی شیلی، این رخساره به عنوان عمیق‌ترین بخش محیط رسوب‌گذاری سازند سرگلو

در مطالعات صحرایی و ریزرخساره‌ای است. رخساره سنگی سنگ آهک سیاه-خاکستری نواری بودینازی (S-LF: B) به همراه شواهدی از توالی بوما درون طبقات، مهم‌ترین ساختار رسوبی این کمر بند محسوب می‌شود (شکل ۲، d). ساختار بودیناز این رخساره در اثر قرارگیری لایه‌های نازک شیلی در میان لایه‌های سنگ آهک و تحت تأثیر فشردگی و فرسایش لایه‌های شیلی با مقاومت کم در برابر نیروهای تکتونیک و جریانات بالای انرژی حاصل شده است. رخساره مذکور همراه با توالی‌های بوما تأییدی بر جریانات کلسی‌توریدایتی و وجود نقطه شکست در نیم‌رخ حوضه رسوب‌گذاری سازند سرگلو است (Imani Seginsara et al. 2022).

این کمر بند شامل ریزرخساره وکستون - پکستون تا گرینستون دارای پوزیدونیا (S-MF: B) با گستردگی بسیار بالا در سرتاسر سازند سرگلو است. دوکفه‌ای‌های حفظ‌شده پوزیدونیا و خرده‌های آنها (بوسیترا؛ شکل ۲، e) با گستردگی بالا، اصلی‌ترین گروه اسکلتی تشکیل‌دهنده این رخساره است که توزیع و تراکم بسیار بالایی در توالی‌های سازند سرگلو دارد. این رخساره بسته به موقعیت چینه‌شناسی آن و رخساره‌های مجاور آن و همچنین تغییرات خصوصیات تافونومیک دوکفه‌ای پلاژیک (میزان خردشدگی، سایش، جورشدگی نسبت مفصل‌دار بودن در مقابل بدون مفصل، به عبارتی دیگر تغییرات فراوانی اندازه آماری از لحاظ کج‌شدگی)، در گستره‌ای از بخش‌های پایینی شیب در نزدیک کف حوضه تا بخش‌های کم‌عمق‌تر بالایی شیب^۳ ته‌نشین شده است. در این باره، ایمانی و همکاران (Imani Seginsara et al. 2022) با مطالعه آماری بر پوزیدونیا در برش‌های مطالعه‌شده، نشان دادند الگوی کج‌شدگی چپ‌گرد بیانگر رخساره کلسی‌توریدایتی به‌عنوان نماینده شیب (Tomašových et al. 2020) در حوضه رسوب‌گذاری سازند سرگلو است (Imani

تفسیر می‌شود؛ بنابراین این رخساره در مدل ارائه‌شده برای رخساره‌های شلف کربناته، رخساره حوضه‌ای تشکیل‌یافته در زیر قاعده تأثیر امواج طوفانی^۱ و کم‌انرژی محسوب می‌شود (Flügel 2004; Bayet-Goll et al. 2017, 2020; Imani Seginsara et al. 2022). رنگ سیاه در زمینه توالی شیل سیاه سازند سرگلو به دلیل تمرکز بالای ماده آلی، در نتیجه شرایط بی‌هوازی حاکم در بستر آب دریاست (Sharafi et al. 2021a, b). حفظ‌شدگی ماده آلی این رخساره، ممکن است به دلیل واقع شدن سازند سرگلو در یک حوضه بسته و ایتراشلفی، خواه طی فرونشینی مستمر کف حوضه یا طی مراحل اولیه بالآآمدن سطح آب دریا رخ داده باشد (Leonowicz 2016).

علاوه بر این، کمر بند رخساره‌ای مذکور شامل ریزرخساره وکستون-پکستون دارای پوزیدونیا و رادیولار (S-MF: C) است که با پراکندگی متوسط در توالی میانی-فوقانی سازند سرگلو، متشکل از دوکفه‌ای‌های پوزیدونیا و خرده‌های آنها (اندازه حدوداً ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر) و نیز رادیولر با غلبه نسبی دوکفه‌ای‌ها بر رادیولرهاست (شکل ۲، c). در مشاهدات صحرایی به صورت لایه‌های نازک تا متوسط با لامیناسیون موازی و سطح قاعده‌ای و بالایی تدریجی، به همراه سنگ آهک‌های نواری با میان‌لایه‌هایی از چرت دیده می‌شود. ظهور اجزای خرده‌های پوزیدونیا، همراه با گونه‌های رادیولر می‌تواند بیانگر یک شیفت تدریجی و میان‌مدت در سطح اکسیژن‌رسانی ستون آب دریا باشد (Imani Seginsara et al. 2022; Jach 2007). وجود چرت در توالی‌های سازند سرگلو حاکی از فرایند سیلیسی‌شدن^۲ است که طی دپازن پسته سیلیسی رادیولرها حل و سپس به شکل چرت نهشته شده است (Imani Seginsara et al. 2022).

کمر بند رخساره‌ای شیب

این کمر بند عمدتاً در بر گیرنده انواعی از ساختارهای رسوبی

³ Bositra

⁴ Upper slope

¹ Storm wave base (SWB)

² Silicification

Seginsara et al. 2022). وجود دوکفه‌ای پوزیدونیای منفصل^۱ حاکی از حمل و ته‌نشینی آنها به وسیله جریانات توریدایت است. در مقابل وجود دوکفه‌ای متصل^۲ با حفظ‌شدگی بالا در یک زمینه میکرایتی، به همراه وجود رسوب داخلی میکرایت در داخل کفه‌ها حاکی از ته‌نشینی آنها در محیط‌های کم‌انرژی در بخش دنباله جریانات رخدادی همچون توریدایت‌هاست (Imani Seginsara et al. 2022).

کمر بند رخساره‌ای شلف میانی

این کمر بند، کم عمق‌ترین بخش حوضه سرگلو در منطقه مطالعه شده است که عمدتاً شامل ریزرخساره وکستون-پکستون دارای پوزیدونیا (S-MF-B) است. این کمر بند رخساره‌ای تنها در بخش‌های فوقانی برش کزی رخنمون دارد و براساس شواهدی از جمله لامیناسیون موزای، دانه‌بندی تدریجی نرمال، چینه‌بندی مورب هوموکی^۳ و آثار قالب‌های ناودانی^۴ در رخساره سنگی سنگ آهک سیاه (S-LF: B) شناسایی شدنی است (شکل ۱، g). قاعده فرسایشی و حالت موج طبقات رسوبی با چینه‌بندی مورب هوموکی و ساختارهای قالب ناودانی، تأییدی بر جریانات طوفانی یا تمپستایتی بخش شلف میانی حوضه رسوب‌گذاری سازند سرگلو در برش کزی‌اند (Imani Seginsara et al. 2022).

توزیع فراوانی و الگوی کج‌شدگی راست‌گرد خرده‌های پوزیدونیا در این رخساره حاکی از تفاوت در جایگاه محیط رسوب‌گذاری نسبت به توالی‌های توریدایتی با الگوی چپ گرد است که پیش‌تر توضیح داده شد؛ بنابراین، الگوی کج‌شدگی راست‌گرد دوکفه‌ای‌ها در برش کزی بیانگر رخساره تمپستایتی به عنوان نماینده شلف میانی (Tomašových et al. 2020) است (Imani Seginsara et al. 2022; Imani Seginsara et al. 2022).

وکستون دارای نرم‌تن (S-MF: A)، دیگر ریزرخساره کمر بند رخساره‌ای شلف میانی است که از اجزای اسکلتی متشکل از دوکفه‌ای‌های حفظ‌شده پوزیدونیا و خرده‌های آنها (بوسیترا) و نیز دارای اجزای نرم‌تنان با صدف آراگونیتی اولیه است که تراکم متوسطی در بافت رسوبی دارند (شکل ۲، f). دیواره کاملاً حفظ‌یافته و کلسیتی پوزیدونیا به همراه شواهدی از کاهش ماده آلی در این ریزرخساره حاکی از تشکیل رخساره در نزدیکی زون یوفوتیک (زون مرتبط با وجود نور و تأمین مواد غذایی) و شرایط نیمه‌هوازی-هوازی است (Röhl et al. 2001; Jach 2007; Tomašových et al. 2020).

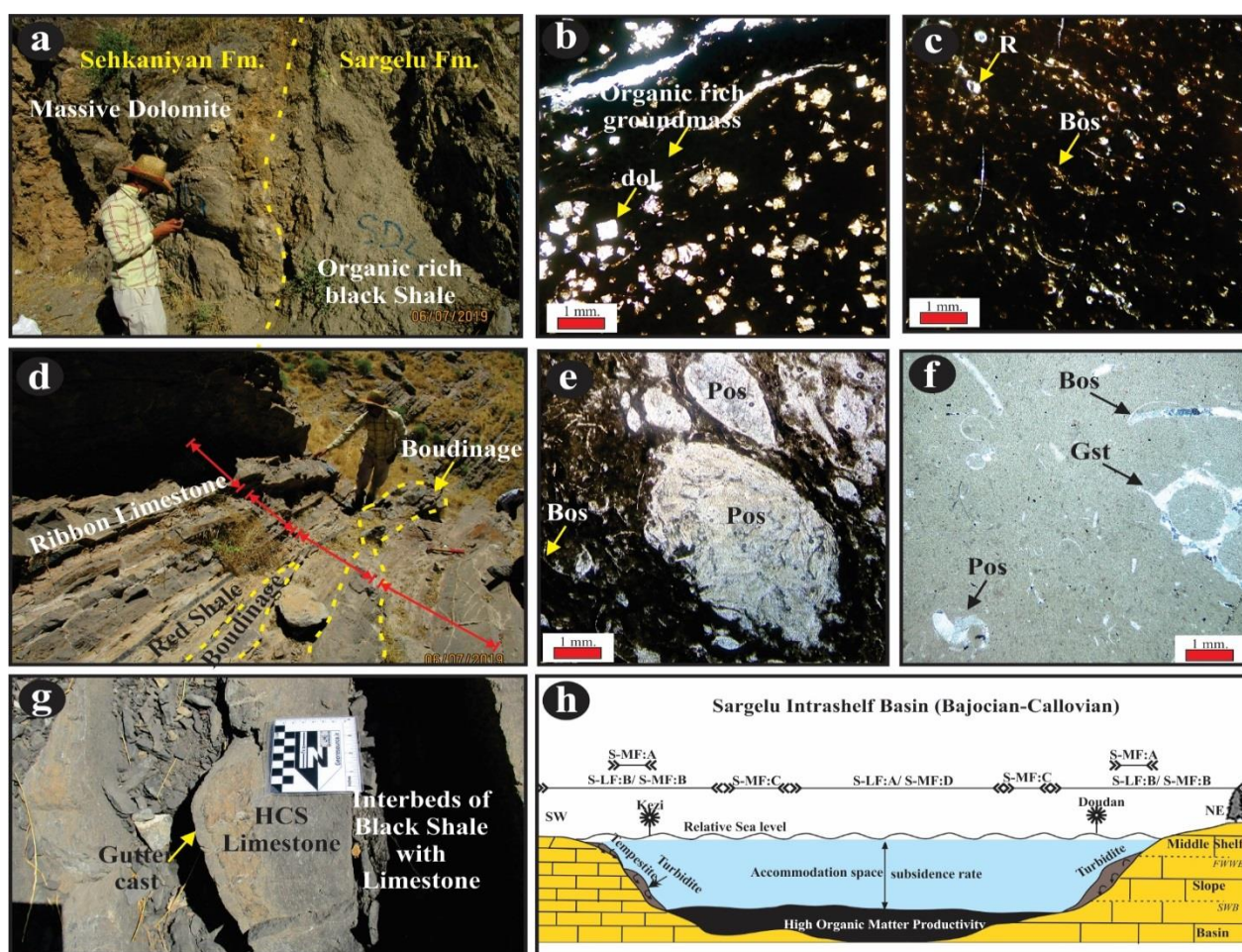
در نهایت، محیط رسوب‌گذاری سازند سرگلو در منطقه اورامان (برش‌های کزی و دودان)، یک محیط اینتراشلفی در بر گیرنده زیرمحیط‌های شلف خارجی، شیب و شلف میانی بیان می‌شود (شکل ۱، h). بدیهی است که رخساره‌های معرف بخش شلف داخلی اگرچه در این ناحیه مشاهده نشد، به نظر می‌رسد در نواحی مجاور، به خصوص کشور عراق، این بخش گسترش داشته باشد.

¹ disarticulated

² articulated

³ Hummocky cross stratification (HCS)

⁴ Gutter cast



شکل ۲- a. رخداد رخساره سنگی شیل آهکی سیاه غنی از ماده آلی سازند سرگلو (S-LF: A) در مرز سازند سرگلو (ژوراسیک میانی) و سه‌کانیان (دولومیت توده‌ای ژوراسیک زیرین); b. ریزرخساره مادتستون/ شیل دولومیتی (S-MF: D) با توزیع دولومیت ریزبلور (Dol) و ماتریکس گلی غنی از ماده آلی با زمینه تیره‌رنگ (برش کزی، نور XPL، شماره مقطع SK-50); c. ریزرخساره وکستون-پکستون دارای پوزیدونیا و رادیولر (S-MF: C) با توزیع نسبی بالا از خرده‌های پوزیدونیا (بوسیترا، Bos) نسبت به رادیولر (R) با ماتریکس گلی غنی از ماده آلی با زمینه تیره‌رنگ (برش کزی، نور XPL، شماره مقطع SK-50); d. رخساره سنگی سنگ آهک سیاه-خاکستری نواری-بودیناژی (S-LF: B) به همراه شواهدی از توالی بوما (فلش‌های قرمز) درون طبقات (برش دودان، زاویه دید از بالای طبقات); e. ریزرخساره وکستون-پکستون دارای پوزیدونیا (Pos) به همراه خرده‌های بوسیترا (Bos) با ماتریکس گلی غنی از ماده آلی (برش کزی، نور XPL، شماره مقطع SK-48); f. ریزرخساره وکستون-پکستون دارای نرم‌تن (S-MF: A) به همراه اجزای اسکلتی گاستروپود (Gst)، پوزیدونیا (Pos) و خرده‌های بوسیترا (Bos) (برش کزی، نور XPL، شماره مقطع SK-9); g. رخساره سنگی سنگ آهک سیاه-خاکستری نواری-بودیناژی (S-LF: B) به همراه شواهدی از ساختارهای چین‌بندی مورب هوموکی درون طبقات و قالب ناودانی در قاعده (برش کزی); h. مدل محیط رسوب‌گذاری حوضه اینتراشلفی سازند سرگلو (Imani Seginsara et al. 2022).

Figure 2- a) Occurrence of the organic rich, calcareous black shale lithofacies in Sargelu Formation (S-LF: A) at the boundary of Sargelu Formation (Middle Jurassic) with Sehkanian Formation (massive dolomite of Lower Jurassic). b) dolomitic mudstone/shale microfacies (S-MF: D) with distribution of fine-crystalline dolomite (Dol) and organic rich matrix with dark groundmass (Kezi section, XPL light, cross-section number: SK-50). c) Posidonia Radiolarian wackestone-packstone microfacies (S-MF: C) with relatively high distribution of Posidonia (Bositra or Bos) versus Radiolarian (R) with a dark-colored, organic rich, mud-supported matrix (Kezi section, XPL light, cross-section number: SK-50). d) Lithofacies of black-gray ribbon-budinage limestone (S-LF: B) with evidence of Bouma sequence (red arrows) within intervals (viewing angle from the top of the intervals, Doudan section). e) Posidonia wackestone-packstone microfacies (S-MF: B) with a high occurrence of Posidonia (Pos) and Bositra fragments in organic rich, mud-supported matrix (Kezi section, XPL light, cross-section number: SK-48). f) Mollusk wackestone-packstone microfacies (S-MF: A) with skeletal components of gastropod (Gst), posidonia (Pos) and bositra fragments (Bos) (Kezi section, XPL light, cross-section number: SK-9). g) Black-gray limestone-bedding (S-LF: B) lithofacies with evidence of Hummocky cross stratification within the intervals and gutter cast evidence at the base (Kezi sectin). h) Depositional environment model reconstruction of intrashelf basin for Sargelu Formation (Imani Seginsara et al. 2022).

رخساره و محیط رسوب‌گذاری سازند نجمه

کمر بند رخساره‌ای ساب‌تایدال عمیق-کم‌عمق

بخش ساب‌تایدال عمیق تنها شامل رخساره سنگی شیل آهکی/مارن کرم تا قهوه‌ای است که در سطح هوازده متمایل به قرمز (N-LF: A) است. رخساره شیل آهکی/مارن قرمز، در قاعده هریک از چرخه‌های کم‌عمق‌شونده سازند نجمه شناسایی شدنی است و بیشتر به صورت ورقه‌ای رؤیت می‌شود (شکل ۳، a).

رخداد رخساره شیل آهکی/مارن قرمز در قاعده چرخه‌های رسوبی سازند نجمه، حاکی از رسوب‌گذاری به حالت معلق در عمیق‌ترین بخش حوضه رسوب‌گذاری (ساب‌تایدال عمیق) و زیر قاعده تأثیر امواج طوفانی و عادی سازند نجمه است.

همچنین، بخش ساب‌تایدال کم‌عمق در بر گیرنده ریزرخساره ترومبولیت (N-MF: E) است که از مادستون و مادستون پلوئیدی^۱ تشکیل شده است (شکل ۳، b). اصلی‌ترین و مهم‌ترین شاخصه این رخساره، وجود توده‌های میکروبی و بافت لخته‌ای^۲ در آنهاست که در بیشتر موارد براساس این نوع بافت شناسایی شدنی‌اند (شکل ۳، b). این رخساره فاقد آلوکم اسکلتی است؛ با این حال، فسیل‌های سفالوپود (آمونیت) با ابعادی در اندازه چند سانتی‌متر تا ده‌ها سانتی‌متر (در صحرا) به همراه آن یافت شد (شکل ۳، c).

توده‌های میکروبیالی رخساره ترومبولیت، حاصل فعالیت‌های متابولیکی سیانوباکتریایی و دیگر میکروارگانیسم‌های بتتیک‌اند که یک فرایند زیستی برای تشکیل این ساختارها محسوب می‌شود (Bottjer 2016). وجود شواهدی از اجزای جانوری شناگر از جمله سفالوپود (آمونیت)، بیانگر تشکیل این رخساره در کمر بند رخساره‌ای ساب‌تایدال است. با وجود این، گسترش آمونیت‌ها در کمر بند پهنه جزر و مدی نیز گزارش شده است (Vennin et al. 2015; Bayet-Goll et al. 2020, 2022a)؛ بنابراین، رخداد افق‌های آمونیت‌دار می‌تواند بیانگر کمر بندهای رخساره‌ای رمپ میانی

تا رمپ خارجی در یک محیط رمپ کربناته باشد (Vennin et al. 2015)، ولی در اینجا شواهد رسوبی و به‌ویژه حضور آنها در قاعده چرخه‌ها بیانگر تشکیل در بخش زیر جزر و مدی است (Sharafi et al. 2022b).

کمر بند رخساره‌ای اینترتایدال

کمر بند رخساره‌ای اینترتایدال شامل رخساره استروماتولیت‌های گنبدی^۳ (N-LF: B؛ شکل ۳، d) به همراه میان‌لایه‌هایی از ریزرخساره میکروبیال دولوباندستون حاوی آنکوئید و پلوئید (N-MF: D) است (شکل ۳، e). اگرچه بافت رخساره در ریزرخساره میکروبیال دولوباندستون پلوئیدی - آنکوئید (N-MF: D) بیشتر باندستونی است، گاهی زمینه میکرایتی به همراه اجزای میکروبیالی با بافت لخته‌ای نیز شناسایی شدنی است. همچنین، اجزای غیراسکلتی از نوع آنکوئید با گردش‌دگی و حفظ‌شدگی خوب، که با لامینه‌های غیر هم مرکز مشخص می‌شوند، در آن دیده می‌شود. علاوه بر این در برخی موارد، شواهدی از فضاهای خالی قالبی (درون فسیلی)^۴ پر شده از ماده آلی یا سیال هیدروکربنی، که بیشتر درون اجزای غیراسکلتی آنکوئید و پلوئید رخ داده است، شناسایی شدنی است (شکل ۳، e).

ریزرخساره دولوباندستون میکروبیالی حاوی آنکوئید و پلوئید (N-MF: D)، رخساره‌ای مختص اینترتایدال و بخشی از ساب‌تایدال کم‌عمق محسوب می‌شود. زمینه میکرایتی به همراه اجزای میکروبی با بافت لخته‌ای، بیانگر تشکیل این رخساره در بخش‌های حاشیه جزر و مدی کم‌عمق است. همچنین، اجزای غیراسکلتی آنکوئید، جزء گروه رخساره‌ای ساب‌تایدال کم‌عمق-اینترتایدال در نظر گرفته می‌شوند (Flügel 2004; Bayet-Goll et al. 2018b). پلوئیدهای گرد با حفظ‌شدگی متوسط تا خوب این رخساره، احتمالاً بیانگر محیط کم‌عمق است.

علاوه بر این، کمر بند رخساره‌ای اینترتایدال شامل ریزرخساره بایوکلستیک کلسی‌اسفر مادستون تا وکستون (N-

³ Domal Stramatolite

⁴ Moldic pores

¹ Peloidal mudstone

² Clotted fabric

رخساره‌ای گسترده‌ی بسیار بالایی داشته است. رخداد استروماتولیت بیانگر تشکیل این ساختارها در ارتباط با فرایندهای زیستی است (Bahniuk et al. 2011; Kershaw et al. 2016; Bottjer 2015). آنها حاصل فرایندهای بایوشیمیایی صورت‌گرفته توسط میکروب‌ها در محیط‌های رسوب گذاری‌اند، به نحوی که توسعه فعالیت‌های میکروبی در طی رسوب‌گذاری کانایی در محیط‌های دریایی سبب تشکیل ساختارهای لامینه‌ای در استروماتولیت‌ها می‌شود (Bahniuk et al. 2020; Bayet-Goll and Daraie 2015; al). وجود تناوب لامینه‌های تیره و روشن (میکرایت و میکرواسپار) در بافت رسوبی استروماتولیت‌ها، بیانگر چرخه‌های رسوبی مرتبط با فرایندهای زیستی^۲ (لامینه میکرایتی) و غیرزیستی^۳ (میکرواسپار) است (Bahniuk et al. 2015).

رخساره سنگی برش استروماتولیتی (N-LF:A) براساس جابه‌جایی و گسیختگی لامینه‌های استروماتولیتی در اثر فعالیت‌های تکتونیکی تشکیل شده است (شکل ۳، i). به عبارتی در این رخساره، سنگ آهک‌های استروماتولیتی مسطح به‌صورت قطعات برشی شده و نامنظم نیمه‌زاویه‌دار دیده می‌شوند که یکسری شکستگی‌ها سبب جابه‌جایی و دگرسانی لامینه‌های استروماتولیتی شده است (شکل ۳، h). عوارض رخمون سطحی^۴ (رخساره سنگی برش استروماتولیتی (N-LF: D)) در استروماتولیت‌های سازند نجمه حاکی از رشد و تکثیر میکروبیالیت‌ها در زون نورانی^۵ آب‌های کم‌عمق است (Bahniuk et al. 2015).

ریزرخساره دولوستون/مادستون آهکی (N-MF: A) بیشتر در بخش‌های فوقانی سازند نجمه و به‌خصوص در رأس چرخه‌های کم‌عمق‌شونده شناسایی‌شده است. ریزرخساره دولوستون فاقد اجزای اسکلتی بوده و از دولومیت‌های ریز تا متوسط‌بلور هم‌بعد با بافت مسطح نیمه‌شکل‌دار (planar-s) تشکیل شده است (شکل ۳، i). رخساره مادستون آهکی در مطالعات ریزرخساره، فاقد اجزای

است (MF: C) است که گستردگی کمتری نسبت به رخساره‌های بالا و پایین (N-MF: B و N-MF: D) خود در سازند نجمه دارد. این رخساره بیشتر متشکل از اجزای اسکلتی نظیر کلسی‌اسفر و خرده‌های بایوکلسیتی است (شکل ۳، f). کلسی‌اسفرها معمولاً به‌صورت اشکال کروی و سفیدرنگ شناسایی‌شده‌اند که در بافت رسوبی تمرکز یافته‌اند. دیگر اجزا نیز معمولاً شامل خرده‌هایی از توده‌های میکروبیالی‌اند. زمینه رخساره بیشتر متشکل از میکرایت است. نظر به اینکه در سازند نجمه، رخساره‌های همراه کلسی‌اسفرها در پایین شامل رخساره ترومبولیت (مرتبط با ساب‌تایدال عمیق) و در بالا به رخساره میکروبیال دولوباندستون پلوتید - آنکوئید (ساب‌تایدال کم‌عمق) ختم شده است، بنابراین می‌توان رخساره بایوکلسیت کلسی‌اسفر (N-MF: C) را به یک موقعیت اینترتایدال و تا حداکثر ساب‌تایدال کم‌عمق نسبت داد.

کمربند رخساره‌ای سوپراتایدال تا انتهای بالایی اینترتایدال

این کمربند شامل سه نوع رخساره است که شامل ریزرخساره استروماتولیت دولوباندستون (N-MF: B) با گستردگی بالا، مرتبط با رخساره سنگی استروماتولیت‌های مسطح^۱ بخش پروکسیمال اینترتایدال تا سوپراتایدال (N-LF: C)، رخساره سنگی برش استروماتولیتی (N-LF: D) و ریزرخساره دولوستون/مادستون آهکی (N-MF: A) است.

رخساره استروماتولیت مسطح براساس ساختارهای موازی نوارها یا لامینه‌های آن شناسایی‌شده است (شکل ۳، d). این رخساره در سازند نجمه گستردگی بالایی دارد و به‌صورت ریزرخساره استروماتولیت دولوباندستون (N-MF: B) دیده می‌شود. ریزرخساره استروماتولیت باندستون، متشکل از استروماتولیت‌های حاصل از فعالیت‌های میکروبی با ساختار داخلی مشخص‌اند. استروماتولیت‌های مسطح در زیر میکروسکوپ به‌صورت چرخه‌هایی از لامینه‌های متناوب به رنگ تیره (میکرایت) و روشن (میکرواسپار) محصورکننده لامینه‌های میکرایتی مشخص می‌شوند (شکل ۳، g). رخداد استروماتولیت‌ها (N-MF: B, N-LF: B) در این کمربند

² Biotic

³ Abiotic

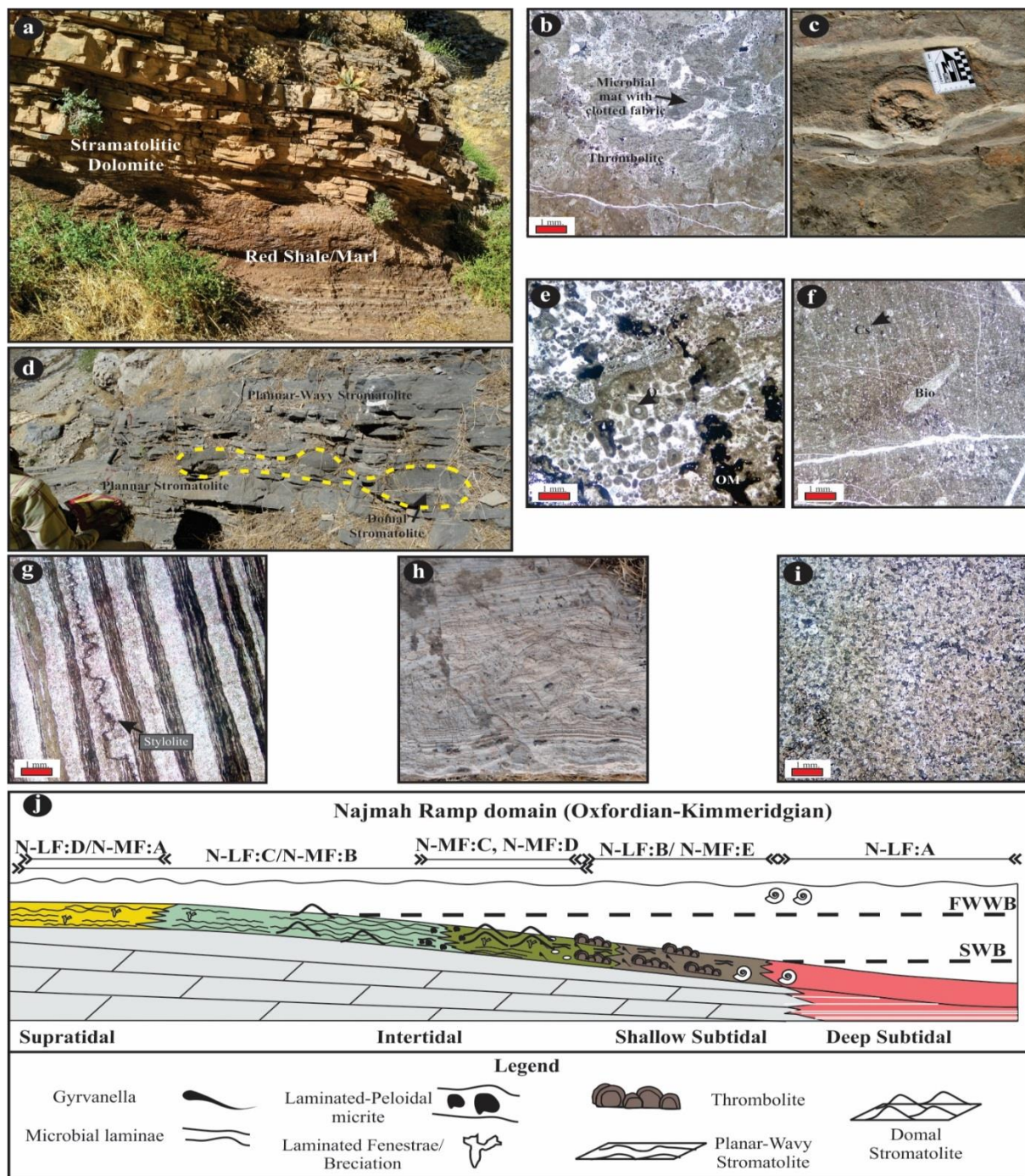
⁴ Subaerial exposure

⁵ Photic zone

¹ Planar Stramatolite

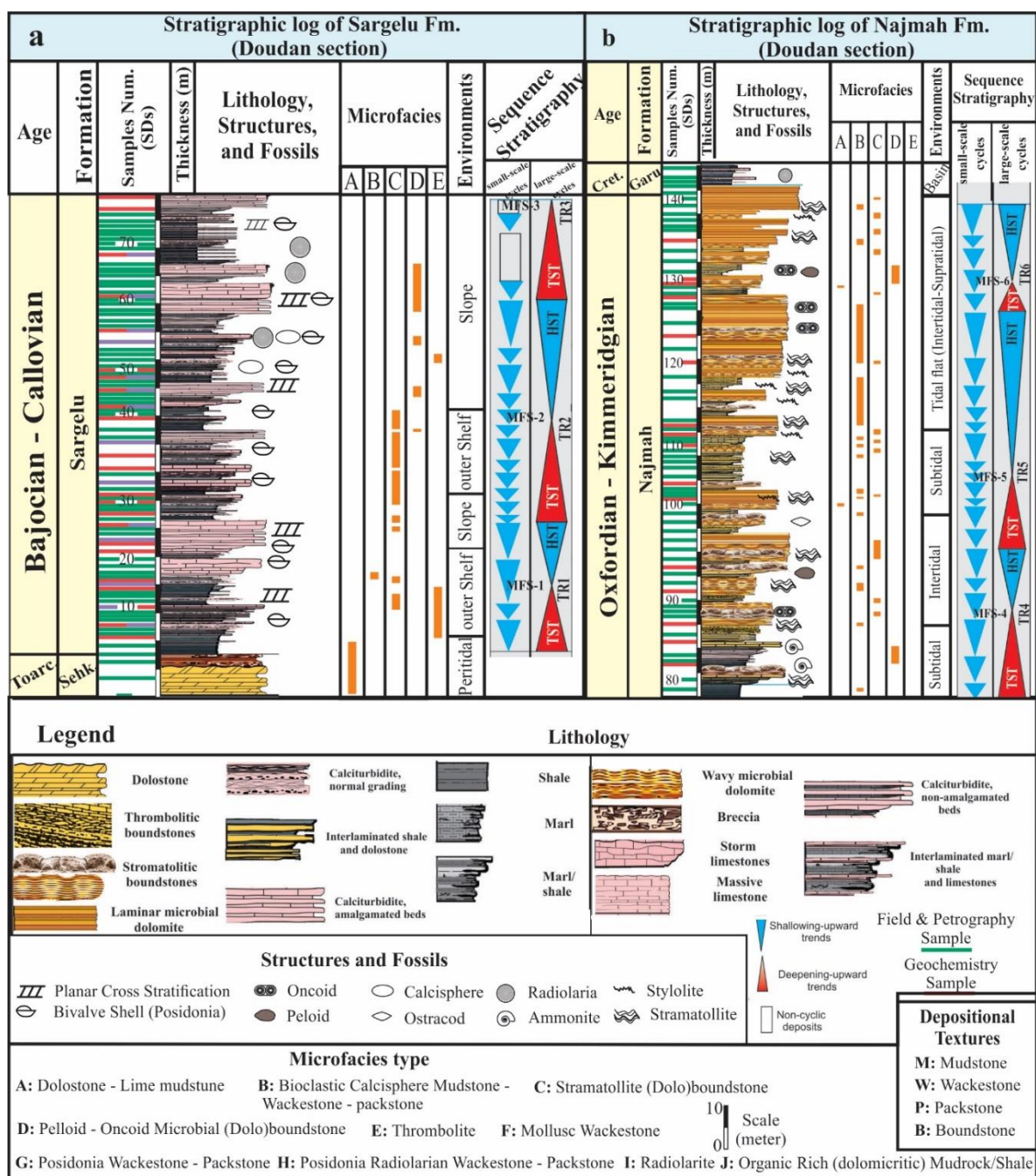
محیط رمپ کریناته هم‌شیب با زیرمحیط‌های ساب‌تایدال عمیق-کم‌عمق، اینترتایدال و سوپراتایدال در نظر گرفته شده است (شکل ۳، j، Isanejad et al. 2022; Imani Seginsara et al. 2022).

اسکلتی و با زمینه گل‌پشتیبان شناسایی شدنی است. وجود دولومیت‌های جان‌شینی در رخساره دولوستون (L-MF: A) سازند نجمه، احتمالاً بیانگر دولومیتی‌شدن سابخیایی در یک اقلیم گرم و خشک است. در نهایت، محیط رسوب‌گذاری سازند نجمه به‌عنوان یک



شکل ۳-ا. رخداد رخساره سنگی شیل / مارن سازند نجمه (N-LF: A) در قاعده طبقات ضخیم‌شونده به سمت بالا، به همراه دولومیت‌های استراماتولیتی (N-LF: B) سطح در بخش‌های فوقانی (برش دودان)؛ **ب.** ریزرخساره ترومبولیت (N-MF: E) با توزیع توده‌های میکروبیالی با بافت لخته‌ای (برش دودان، نور XPL، شماره مقطع SD-112)؛ **ج.** رخداد فسیل جانوری آمونیت معرف ژوراسیک بالایی در سازند نجمه مرتبط با رخساره ترومبولیتی (برش کزی)؛ **د.** رخساره سنگی استروماتولیت گنبدی (N-LF: B) مابین طبقات دولومیت استروماتولیتی مسطح (N-LF: C) (برش دودان، زاویه دید از بالای طبقات)؛ **ه.** ریزرخساره میکروبیال دولوباندستون حاوی آنکوئید و پلوئید (N-MF: D) واجد آنکوئید (O) و فضاهای خالی پرشده از ماده آلی (OM) (برش دودان، نور XPL، شماره مقطع SD-85)؛ **ف.** ریزرخساره بایوکلستیک کلسی اسفر مادستون تا وکستون (N-MF: C) با اجزای بایوکلستی (Bio)، به همراه کلسی اسفرهای (Cs) پراکنده در یک زمینه میکرایتی (نور XPL، برش دودان، شماره مقطع SD-129)؛ **گ.** ریزرخساره استروماتولیت دولوباندستون (N-MF: B) با تناوب لامینه‌های میکرایت لامینه‌ای - اسپارایت با ضخامت تقریباً یکسان در بخش‌های میانی تا فوقانی سازند نجمه، به همراه شواهد تراکم شیمیایی (استیلولیت Stylolite) (نور XPL، برش دودان، شماره مقطع SD-105)؛ **هـ.** رخساره سنگی برش استروماتولیتی سازند نجمه (N-LF: D) در برش دودان؛ **ز.** ریزرخساره دولوستون (N-MF: A) متشکل از دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور متمرکز در یک ماتریکس با بافت پکستون (نور XPL، برش کزی، شماره مقطع SK-66B)؛ **ج.** ریزرخساره مادستون آهکی (N-MF: A) متشکل از یک زمینه میکرایتی، به همراه فضاهای خالی قالبی به همراه پرشدگی از پیریت (نور XPL، برش دودان، شماره مقطع SD-14)؛ **ک.** مدل محیط رسوب‌گذاری سازند نجمه به‌عنوان یک محیط رمپ کربناته هموکلینال (Imani Seginsara 2022; Isanejad et al. 2022).

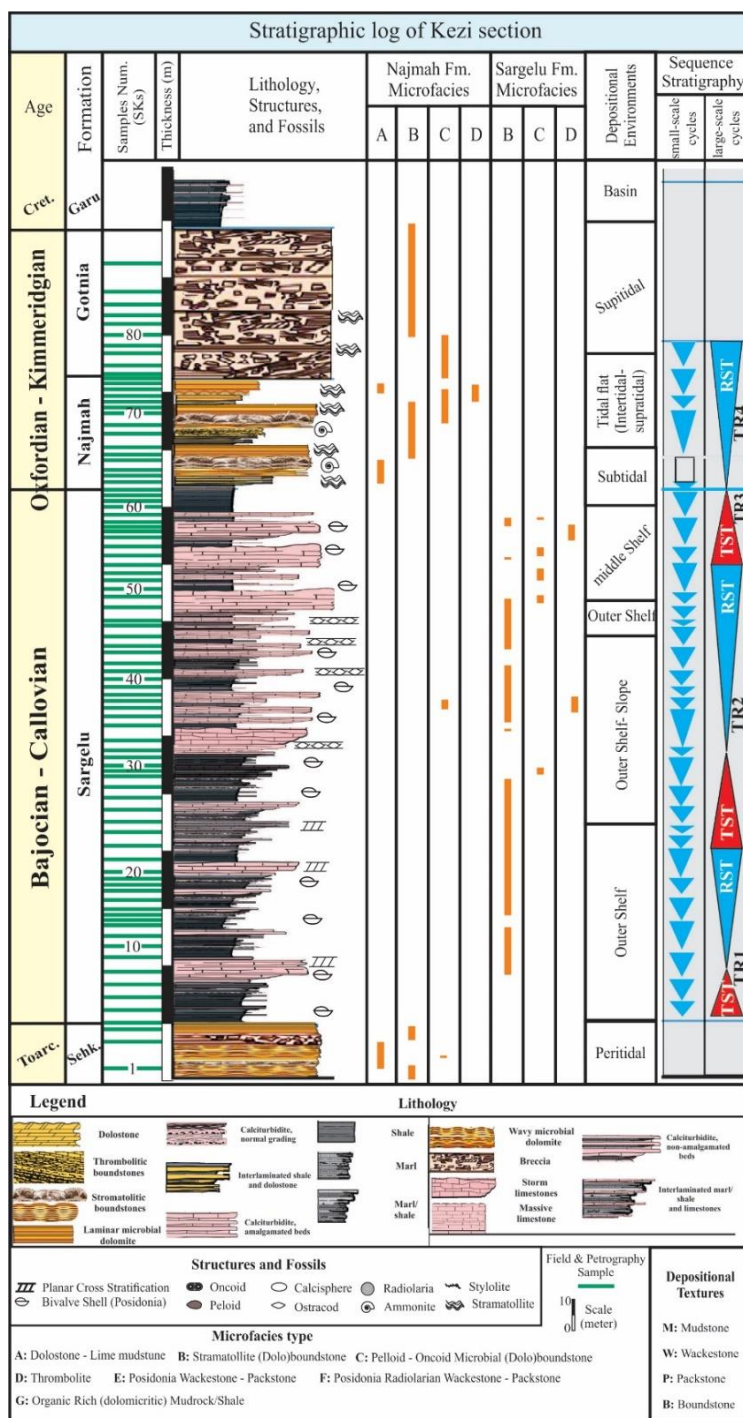
Fig 3- a) Occurrence of the shale/marl lithofacies of the Najmah Formation (N-LF: A) at the base of the thickening upward strata associated with stromatolitic dolomites (N-LF: B) in the upper parts (Doudan section). **b)** Thrombolite microfacies (N-MF: E) with distribution of microbial texture with clotted fabric (Doudan Section, XPL light, cross-section number: SD-112). **c)** Occurrence of representative Upper Jurassic Ammonite fossil in Najmah Formation related to thrombolitic facies (Kezi section). **d)** Lithofacies of domal stromatolite (N-LF: B) between intervals of planar stromatolite dolomites (N-LF: C) (Doudan section, viewing angle from the top of the intervals). **e)** Oncoid and pelloidal microbial doloboundstone microfacies (N-MF: D) containing oncoids (O) and voids filled with organic matter (OM) (Doudan section, XPL light, cross-section number: SD-85). **f)** Bioclastic calcisphere mudstone-wackestone microfacies (N-MF: C) with biocalcitic components (Bio) and calcispheres (Cs) which distributed in a micritic background (Doudan section, XPL light, cross-section number: SD-129). **g)** Stromatolite doloboundstone microfacies (N-MF: B) with alternating laminated micrite-sparite laminations with approximately the same thickness in the middle to upper part of Najmah Formation, along with evidence of chemical compaction (stylolite) (Doudan Section, XPL light, Cross-section number: SD-105). **h)** Stromatolite berrecia Lithofacies (N-LF: D) of Najmah Formation in Doudan section. **İ)** Dolostone microfasies (N-MF: A) consists of fine to medium crystalline dolomites concentrated in a matrix with packstone texture (Kezi section, XPL light, cross section number: SK-66B). **J)** Calcareous lime-mudstone microfacies (N-MF: A) consists of a micritic background, with mold voids filled with pyrite (Doudan section, XPL light, cross-sectional number: SD-14). **K)** Depositional environment model reconstructions of Najmah Formation as a hemoclinical carbonate ramp environment (Imani Seginsara 2022; Isanejad et al. 2022).



شکل ۴- نمودار رسوبی سازندهای سرگلو و نجمه (برش دودان)، در برگیرنده لیتولوژی، رخساره و سطوح چینه‌نگاری سکانسی سازندهای

مطالعه‌شده: (A) چینه‌نگاری سکانسی سازنده نجمه؛ (b) چینه‌نگاری سکانسی سازنده سرگلو

Fig 4- Sedimentologic logs of the Sargelu and Najmah formations (Doudan section), showing lithology, facies and Sequence stratigraphic surfaces of the studied formations. a) Sequence stratigraphy of the Najmah Formation, b) Sequence stratigraphy of the Sargelu Formation



شکل ۵- نمودار رسوبی سازندهای سرگلو و نجمه در برش کزی، در برگیرنده لیتولوژی،

رخساره و سطوح چین‌نگاری سکاسی

Fig 5- Sedimentologic logs of the Sargelu and Najmah formations in the Kezi section, including lithology, facies and Sequence stratigraphic surfaces of the studied formations

مشخصات آنها منطبق بر چرخه‌های موسوم به T-R است.

سکاس ۱ تا سکاس ۳ متعلق به سازند سرگلو و سکاس ۴

سازندهای سرگلو و نجمه شامل شش سکاس چین‌های اند که

چین‌نگاری سکاسی

تا سکانس ۶ مرتبط با سازند نجمه‌اند (شکل‌های ۴ و ۵). سطوح متمایزکننده هریک از سکانس‌ها، مرز سکانسی^۱ در نظر گرفته می‌شود که منطبق بر سطوح سطح بیشینه پس‌روی (MRS) است. دسته‌رخساره‌های پیش‌رونده (T) در طول یک سکانس، به سطح بیشینه غرقابی (MFS) ختم می‌شوند، سپس با شروع دسته‌رخساره پس‌رونده (R)، این دسته‌رخساره‌ها به سطح بیشینه پس‌روی (MRS) ختم می‌شوند و همان‌گونه که ذکر شد، به‌عنوان مرز سکانسی نیز در نظر گرفته می‌شوند. با توجه به بازه زمانی مشخص شده برای سازندهای مطالعه‌شده از Bajocian تا Kimmeridgian و مدت زمان تقریبی ته‌نشینی سازندهای سرگلو و نجمه به مدت 18.2 Myr (Ogg et al. 2016)، پیشنهاد می‌شود که چرخه‌های رخساره‌ای T/R شناسایی شده در این سازندها منطبق بر سکانس‌های رده سوم باشند.

چینه‌نگاری سکانسی سازند سرگلو

چینه‌نگاری سکانسی سازند سرگلو در برش‌های دودان و کزی براساس چرخه‌های رسوبی نازک‌شونده (عمیق‌شونده یا پیش‌رونده) و ضخیم‌شونده (کم‌عمق‌شونده یا پس‌رونده) و الگویی از روندهای برانبارش پیش‌رونده^۲ و پس‌رونده^۳ تعیین می‌شود. در مطالعات صحرائی و رخساره‌ای، چرخه‌های پیش‌رونده شامل توالی‌های شیل آهکی سیاه غنی از ماده آلی و چرخه‌های کم‌عمق‌شونده شامل توالی‌های ضخیم‌شونده آهکی مرتبط با بخش‌های شیب حوضه است. در مقیاس بزرگ‌تر، سازند سرگلو منطبق بر بخش پیش‌رونده یک سکانس بزرگ‌مقیاس (بخش T سکانس) است. سکانس‌های شناسایی شده برای سازند سرگلو در برش دودان و کزی شامل ۳ سکانس T-R 1، T-R 2 و T-R 3 و دارای مشخصات زیر است.

چینه‌نگاری سکانسی سازند سرگلو در برش دودان

سکانس T-R 1: این سکانس به ضخامت ۲۳ متر از توالی‌های شیل آهکی غنی از ماده آلی دریایی عمیق با الگوی برانبارش پیش‌رونده و به‌طور ناگهانی بر سکانس پس‌رونده سازند سه‌کانیان و مرز سکانسی ۱ (SB-1) نهشت یافته است. این سکانس شامل توالی‌های دریایی عمیق در بر گیرنده دسته‌رخساره TST در قاعده توالی‌ها و رأس آن منطبق بر سطح بیشینه غرقابی ۱ (MFS-1) است و در بالا به دسته‌رخساره RST مرتبط با توالی‌های نسبتاً کم‌عمق دریایی (بخش پروکسیمال شیب حوضه) ختم می‌شود که در بالای آنها سطح بیشینه پس‌روی ۱ (MRS-1) یا مرز سکانسی ۲ (SB-2) قرار دارد. این مجموعه با الگوی برانبارش پس‌رونده مشخص می‌شود (شکل ۶).

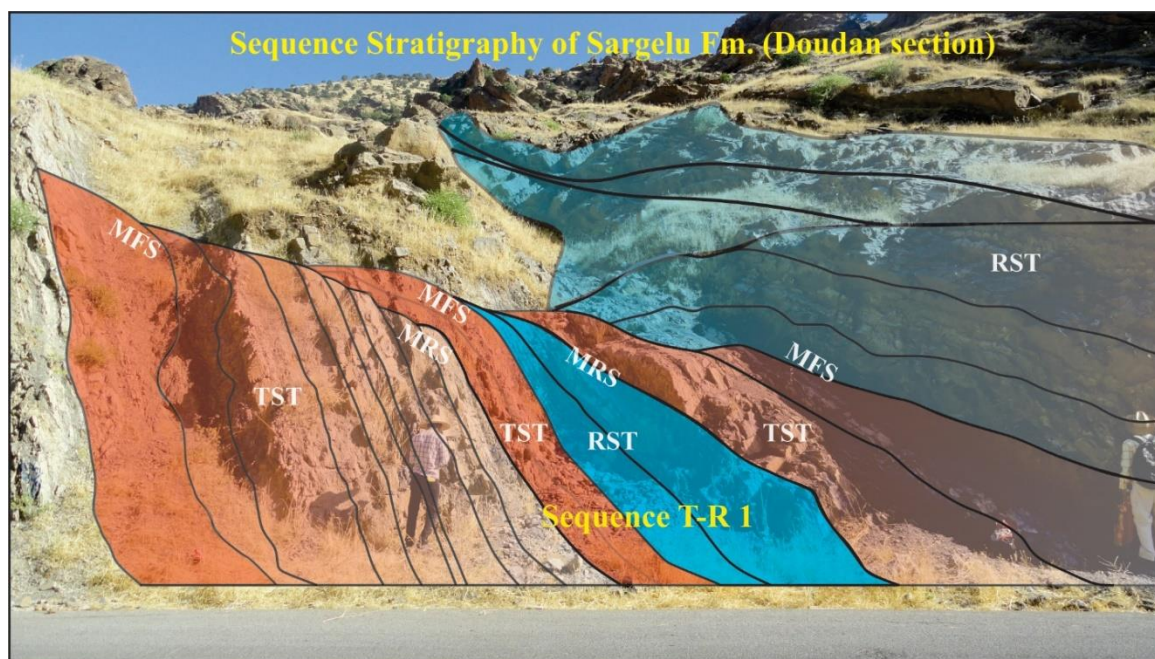
سکانس T-R 2: این سکانس با ضخامت حدوداً ۴۰ متر بر سکانس ۱ (T-R 1) قرار می‌گیرد و از یک چرخه TST در قاعده با الگوی برانبارش پیش‌رونده شروع و به یک چرخه RST با الگوی برانبارش پس‌رونده ختم می‌شود. سکانس ۲ در قاعده شامل توالی‌های به سمت بالا ریزشونده (عمیق‌شونده) دریایی عمیق و در بر گیرنده دسته‌رخساره TST است که در بالای آنها سطح بیشینه غرقابی ۲ (MFS-2) قرار دارد و در ادامه به توالی‌های ضخیم‌شونده رخساره‌های توریدایتی بخش‌های پروکسیمال شیب (Slope) تبدیل می‌شود که در بر گیرنده دسته‌رخساره RST است و در رأس آنها سطح بیشینه پس‌روی ۲ (MRS-2) قرار می‌گیرد و هم‌ارز مرز سکانسی شماره ۳ (SB-3) است (شکل ۷).

سکانس T-R 3: سکانس سوم ضخامت حدوداً ۱۰ متری داشته و از یک چرخه TST با الگوی برانبارش پیش‌رونده تشکیل شده است. مشخصات این سکانس مشابه سکانس دوم (T-R 2) است، با این تفاوت که به مرز سکانسی چهارم (SB-4) ختم شده است. این مرز منطبق بر مرز بین دو سازند سرگلو و نجمه است، به‌طوری که فرایندهای فرسایشی در طول این مرز احتمالاً موجب فرسایش نهشته‌های پس‌رونده سکانس سوم شده است (شکل ۷).

¹ Sequence Boundary (SB)

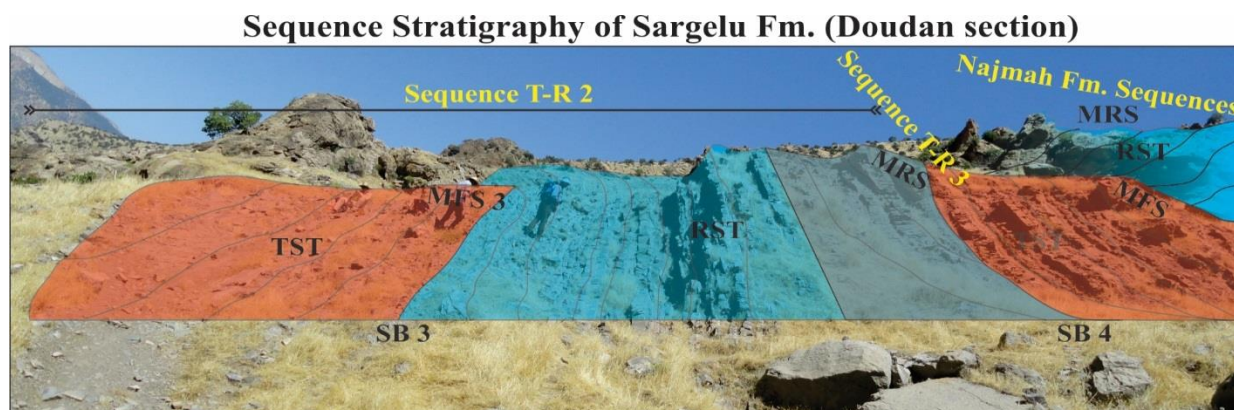
² Retrogradational

³ Progradational



شکل ۶- سکانس چین‌های T-R 1 مرتبط با سازند سرگلو (برش دودان). این سکانس با مرز سکansı ۱ (SB-1) در مرز بین سازند سرگلو و سه‌کانیان آغاز می‌شود و شامل چرخه‌هایی از رسوبات پیش‌رونده دریایی عمیق در بر گیرنده دست‌رخساره TST با سطح بیشینه غرقابی در بالا (MFS-1) و بخش‌های قاعده‌ای شیب (Slope) در بر گیرنده دست‌رخساره RST مناطق بر سطح بیشینه پس‌روی ۱ (MRS-1) و مرز سکansı ۲ (SB-2) است.

Fig 6- Stratigraphic sequence of T-R 1 related to Sargelu Formation (Doudan section). This sequence begins with the sequence boundary 1 (SB-1) at the boundary between the Sargelu Formation and the Sehkanian Formation and includes cycles of transgressive phase of deep marine sediments comprising the TST ended to the maximum flooding surface (MFS-1), and the base of slope include the RST phase corresponding to the maximum regressive surface 1 (MRS-1) and sequence boundary 2 (SB-2).



شکل ۷- سکانس چین‌های T-R 2 و T-R 3 مرتبط با سازند سرگلو (برش دودان). شامل چرخه‌هایی از رسوبات پیش‌رونده دریایی عمیق در بر گیرنده دست‌رخساره TST مناطق بر سطوح بیشینه غرقابی ۲ و ۳ (MFS2, MFS-3) و بخش‌های قاعده‌ای Slope در بر گیرنده دست‌رخساره RST مناطق بر سطح بیشینه پس‌روی ۲ (MRS-2) و مرز سکansı ۳ (SB-3) مناطق بر سطح MRS-2 مرتبط با سکانس ۳ (T-R 3) است. آغاز دست‌رخساره‌های سازند نجمه نیز مناطق بر سطح بیشینه پس‌روی ۳ (MRS-3) یا مرز سکansı ۴ (SB-4) است.

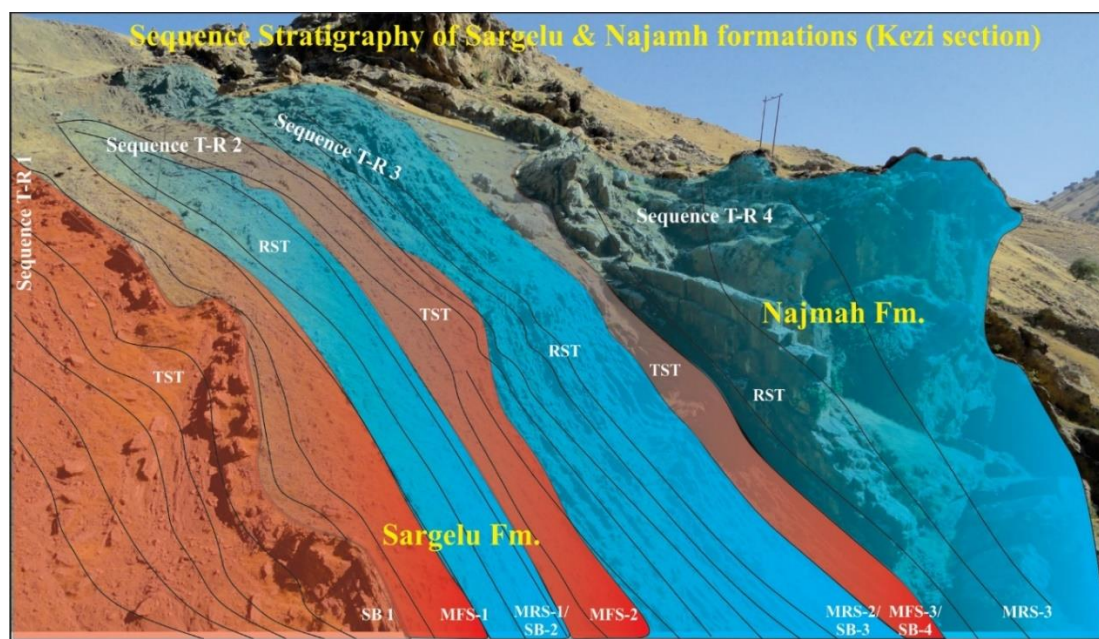
Fig 7- TR2 and TR3 stratigraphic sequences related to Sargelu Formation (Doudan section), including cycles of transgressive marine sediments including TST facies, corresponding to the MFS2, MFS-3 and base of Slope include the RST phase, corresponding to the maximum regressive surface (MRS-2) and the sequence boundary 3 (SB-3) corresponding to the MRS-2 associated with sequence 3 (TR 3). The beginning of the Systems tract of the Najmah Formation also corresponds to the maximum regression surface 3 (MRS-3) or sequence boundary 4 (SB-4).

چینه‌نگاری سکansı سازند سرگلو در برش کزی

سکانس 1 T-R: این سکانس به ضخامت حدوداً ۱۵ متر از توالی‌های شیل آهکی غنی از ماده‌آلی دریایی عمیق و به‌طور ناگهانی بر سکانس پس‌رونده سازند سه‌کانیان و مرز سکansı ۱ (SB-1) نهشت یافته است. این سکانس در قاعده، در بر گیرنده توالی‌های عمیق دریایی است که بیانگر دسته‌رخساره پیش‌رونده (TST) با الگوی برانبارش پیش‌رونده است و رأس آنها منطبق بر سطح بیشینه غرقابی ۱ (MFS-1) است و در بالا به دسته‌رخساره پس‌رونده (RST) متعلق به توالی‌های نسبتاً کم‌عمق دریایی با الگوی برانبارش پس‌رونده (قاعده شیب (toe of slop)) ختم می‌شود. در بالای این دسته‌رخساره، سطح بیشینه پس‌روی (MRS-1) یا مرز سکansı شماره ۲

(SB-2) قرار دارد (شکل ۸).

سکانس 2 T-R: این سکانس با ضخامت حدود ۲۵ متر بر سکانس ۱ (T-R 1) قرار می‌گیرد. سکانس ۲ (T-R 2) در قاعده شامل توالی‌های ریزشونده دریایی عمیق (شیل آهکی سیاه غنی از ماده‌آلی) است که در بر گیرنده دسته‌رخساره TST با الگوی برانبارش Onlap و در بخش فوقانی منطبق بر سطح بیشینه غرقابی ۲ (MFS-2) است و به سمت بالا به توالی‌های ضخیم‌شونده (RST) بخش شیب حوضه با رخساره کلسی‌توریدایتی در بخش دیستال و تمپستایتی در بخش پروکسیمال ختم می‌شود. این سکانس در بخش رأسی منطبق بر سطح بیشینه پس‌روی ۲ (MRS-2) یا مرز سکansı ۳ (SB-3) است (شکل ۸).



شکل ۸- سکانس‌های چینه‌ای مرتبط با سازندهای سرگلو و نجمه در برش کزی، شامل چرخه‌هایی از رسوبات پیش‌رونده دریایی عمیق در بر گیرنده دسته‌رخساره TST منطبق بر سطوح MFS در بخش‌های رأسی و دسته‌رخساره RST منطبق بر سطوح MRS در بخش‌های رأسی

Fig 8- Stratigraphic sequences associated with Sargelu and Najmah formations in Kazi section, including cycles of deep transgressive marine sediments containing TST and RST Systems tract.

چینه‌ای سازند سرگلو است. این سکانس در بر گیرنده شیل آهکی بخش عمیق حوضه رسوب‌گذاری سازند سرگلو با الگوی برانبارش پیش‌رونده است که به‌طور حادثه‌ای بر

سکانس 3 T-R: این سکانس ضخامت حدوداً ۱۰-۸ متری دارد و تنها شامل دسته‌رخساره پیش‌رونده (TST) و رأس آن منطبق بر سطح بیشینه غرقابی ۳ (MFS-3) در آخرین واحد

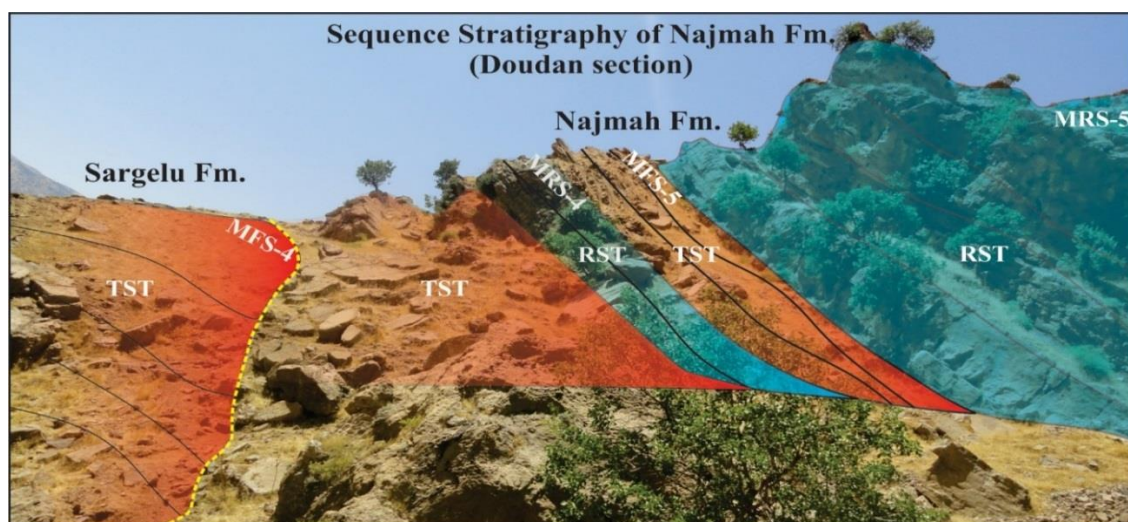
سطح MRS ختم می‌شود. بر این اساس در برش دودان، سازند نجمه شامل سکانس‌های ۴، ۵ و ۶ (T-R 4، T-R 5 و T-R 6) از قاعده تا بخش فوقانی است، در حالی که این سازند در برش کزی تنها شامل یک سکانس ۴ (T-R 4) از این سه است که ویژگی‌های آنها به شرح زیر است.

سکانس 4 T-R: این سکانس ضخامت حدوداً ۳۰ متر دارد و آغاز آن منطبق بر مرز سکansı ۵ (SB-5)، یعنی شیل آهکی حادثه‌ای در مرز سازند نجمه و سرگلو است. این سکانس شامل چرخه‌ای دویخشی از توالی‌های دریایی عمیق‌شونده شیل آهکی‌های مرتبط با محیط ساب‌تایدال عمیق تا توالی‌های کم‌عمق‌شونده ترومبولیتی ساب‌تایدال کم‌عمق تا استروماتولیت‌های اینترتایدال است. توالی‌های عمیق‌شونده بیانگر دسته‌رخساره TST با الگوی برانبارش پیش‌رونده است و رأس آن به سطح بیشینه غرقابی ۴ (MFS-4) ختم می‌شود، در حالی که توالی‌های کم‌عمق‌شونده نشانگر دسته‌رخساره RST با الگوی برانبارش پس‌رونده است و رأس آن به سطح بیشینه پس‌روی ۴ (MRS-4) ختم می‌شود (شکل ۹).

توالی‌های پس‌رونده سکانس دوم (T-R 2) قرار گرفته است (شکل ۸). تغییر ناگهانی از شیل آهکی فوقانی سازند سرگلو به استروماتولیت‌های گنبدی در قاعده سازند نجمه (مرز بالایی سازند سرگلو و قاعده سازند نجمه؛ مرز سکansı پنجم در شکل ۸ و ۹)، ممکن است بیانگر حادثه کم‌عمق‌شوندگی (افت سطح آب دریا) در اواخر آشکوب کالوین باشد.

چین‌نگاری سکansı سازند نجمه

همانند سازند سرگلو، چین‌نگاری سکansı سازند نجمه بر مبنای چرخه‌های رسوبی عمیق‌شونده و کم‌عمق‌شونده قابل شناسایی و بازسازی است. بر این اساس، سازند نجمه از تعدادی چرخه‌های کم‌عمق‌شونده تشکیل شده است که دسته‌رخساره TST منطبق بر لایه‌های شیل آهکی قرمز تا خاکستری‌رنگ ساب‌تایدال عمیق با الگوی برانبارش پیش‌رونده در بخش‌های قاعده‌ای هریک از این چرخه‌هاست و به سطح MFS ختم می‌شود؛ اما، دسته‌رخساره RST منطبق بر لایه‌های ضخیم آهکی و یا دولومیتی بخش اینترتایدال تا سوپراتایدال با الگوی برانبارش پس‌رونده است که به یک

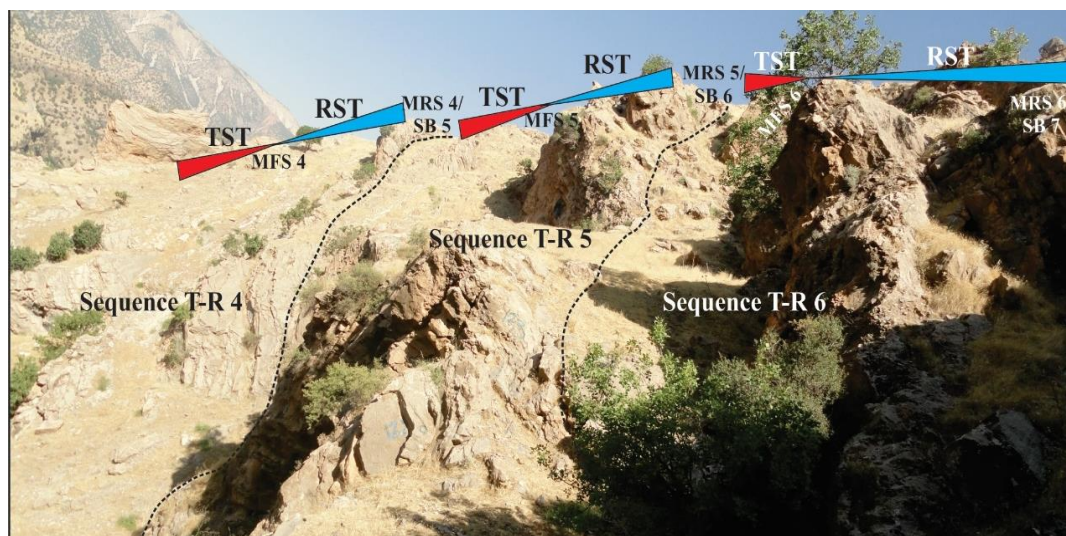


شکل ۹- سکانس چین‌های T-R 4 مرتبط با سازند نجمه (برش دودان)، شامل چرخه‌هایی از رسوبات پیش‌رونده ساب‌تایدال عمیق در برگیرنده دسته‌رخساره پیش‌رونده (TST) منطبق بر سطوح بیشینه غرقابی ۵ (MFS-5) در بخش رأسی و دسته‌رخساره‌های پس‌رونده (RST) ساب‌تایدال کم‌عمق تا اینترتایدال منطبق بر سطوح بیشینه پس‌روی ۴ (MRS-4) در بخش رأسی

Fig 9- Stratigraphic sequence of T-R 4 associated with Najmah Formation (Doudan section), including cycles of deep subtidal progressive sediments including TST corresponding to maximum flooding surface 5 (MFS-5) and regressive shallow subtidal to intertidal facies (RST) corresponding to the maximum regressive surface 4 (MRS-4)

رأس قسمت کم‌عمق‌شونده منطبق بر سطح بیشینه پس روی ۵ (MRS-5) است. تنها تفاوت این سکانس با سکانس ۴ (T-R) وجود دسته‌رخساره RST نسبتاً ضخیم‌تر است و همچنین به مرز سکانسی ۵ (SB-5) ختم می‌شود.

سکانس 5 T-R: این سکانس ضخامت ۵۰ متری داشته و همانند سکانس ۴ (T-R) از یک بخش عمیق‌شونده در قاعده (TST) و یک بخش کم‌عمق‌شونده (RST) در قسمت فوقانی تشکیل شده است (شکل ۱۰). رأس بخش عمیق‌شونده منطبق بر سطح بیشینه غرقابی ۵ (MFS-5) و



شکل ۱۰-۱: سکانس چینه‌ای T-R 4، T-R 5 و T-R 6 مرتبط با سازند نجمه (برش دودان)، شامل چرخه‌هایی از رسوبات پیش‌رونده ساب‌تایدال عمیق در برگیرنده دسته‌رخساره TST منطبق بر ساب‌تایدال عمیق در برگیرنده دسته‌رخساره TST منطبق بر سطوح MFS در بخش رأسی و دسته‌رخساره‌های پس‌رونده RST ساب‌تایدال کم‌عمق تا ایترتایدال و سوپراتایدال منطبق بر سطوح MRS در بخش رأسی. سکانس ۶ (T-R 6) منطبق بر واحدهای کم‌عمق دریایی ایترتایدال تا سوپراتایدال است که در بخش رأسی به مرز سکانسی ۷ (SB-7) یا سطح بیشینه پس روی ۵ (MRS-5) ختم می‌شود.

Fig 10 - Stratigraphic sequence of TR 4, TR 5 and TR 6 related to Najmah Formation (Doudan section), including cycles of deep subtidal progressive sediments containing TST Systems tract corresponding to deep subtidal comprising TST Systems tract coincident to MFS, and coincident to RST regressive systems tract of shallow subtidal to intratidal and supratidal corresponding to MRS surfaces. At the top of the Sequence 6 (T-R 6) corresponds to the shallow units of the Intertidal to the Supratidal, ending in Sequence 7 (SB-7) or Maximum regressive surface 5 (MRS-5) at the end of intervals

است و الگوی برانبارش پس‌رونده به‌وضوح در این توالی‌ها شناسایی شدنی است (شکل ۱۰). رأس مرز سکانسی ششم منطبق بر سطح بیشینه غرقابی ۶ (MFS-6) است. با ختم شدن این سکانس به‌صورت یک سطح بیشینه پس روی (MRS)، یک مرز سکانسی ختم‌شدگی نیز ایجاد و به‌عنوان مرز سکانسی ۷ (SB-7) توالی‌های مطالعه‌شده معرفی می‌شود. همان‌گونه که پیش‌تر بیان شد، سکانس ۴ (T-R 4) تنها

سکانس 6 T-R: این سکانس با ضخامت حدود ۲۵ متر، آخرین سکانس رسوبی بخش بالایی سازند نجمه محسوب می‌شود. مشخصات آن مشابه سکانس‌های قبلی است؛ اما در بخش قاعده‌ای از ضخامت و گستردگی توالی‌های حاوی شیل آهکی ساب‌تایدال عمیق کاهش یافته است و در نتیجه الگوی برانبارش Onlap به‌طور دقیق شناسایی‌شدنی نیست، در مقابل بر ضخامت توالی‌های ایترتایدال و سوپراتایدال افزوده شده

سکانس گسترش‌یافته در برش کزی است که حدوداً ۱۵ متر دارد و به‌طور کلی شامل دسته‌رخسارهٔ پس‌رونده (RST) است (شکل ۸).

ژئوشیمی ایزوتوپی کربن ($\delta^{13}\text{C}$) و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) در سازندهای سرگلو و نجمه

مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ به‌دست‌آمده برای تعیین شرایط محیط رسوب‌گذاری دیرینه، دیاژنز و سطوح چینه‌نگاری سکانشی سازندهای سرگلو و نجمه به‌صورت جدول ۲ گزارش شده است. براساس مقادیر به‌دست‌آمده به‌صورت واحد بخش در هزار (permilV-PDB) از آنالیز پودرهای نمونه‌های شیل آهکی، آهک و دولومیت در سازندهای مطالعه‌شده، تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های شیل آهکی به‌ترتیب از $\text{‰} 3/94$ تا $\text{‰} 8/33$ و $\text{‰} 8/53$ تا $\text{‰} 1/21$ است. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن برای لیتولوژی سنگ آهک از $\text{‰} 6$ تا $\text{‰} 0/9$ - و برای ایزوتوپ کربن از $\text{‰} 11/79$ تا $\text{‰} 1/04$ در تغییر است و دربارهٔ دولومیت‌ها، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن از $\text{‰} 5/59$ تا $\text{‰} 0$ و برای ایزوتوپ کربن از $\text{‰} 11/99$ تا $\text{‰} 1/55$ در تغییر است.

در بررسی سازند به سازند، تغییرات در مقادیر مرتبط با لیتولوژی‌های مختلف سازند سرگلو به این ترتیب است: تغییرات در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ شیل‌های آهکی نمونه‌برداری شده به‌ترتیب از $\text{‰} 3/94$ تا $\text{‰} 8/33$ - و $\text{‰} 7/94$ تا $\text{‰} 1/21$ ، برای لیتولوژی سنگ آهک به‌ترتیب از $\text{‰} 6$ تا $\text{‰} 3/95$ و $\text{‰} 9/81$ تا $\text{‰} 1/04$ و برای لیتولوژی دولومیت

به‌ترتیب از $\text{‰} 5/59$ تا $\text{‰} 4/58$ - و $\text{‰} 10/25$ تا $\text{‰} 1/55$ در تغییر است. همچنین، تغییرات در مقادیر مرتبط با لیتولوژی‌های سازند نجمه به این ترتیب است: تغییرات در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ برای لیتولوژی سنگ آهک به‌ترتیب از $\text{‰} 4/87$ تا $\text{‰} 0/9$ - و $\text{‰} 11/79$ تا $\text{‰} 3/74$ - و برای لیتولوژی دولومیت به‌ترتیب از $\text{‰} 5/21$ تا $\text{‰} 0/88$ - و $\text{‰} 11/99$ تا $\text{‰} 1/45$ در تغییر است (جدول ۲).

براساس مقادیر ارائه‌شده در جدول ۲، روندهای ایزوتوپی برای سازندهای مطالعه‌شده ترسیم شد (شکل ۱۱). روند مقادیر ایزوتوپ کربن در طول برش دودان، به‌طور کلی بیانگر روند مثبت در بخش‌های پایینی و میانی سازند سرگلو بوده است. همچنین، پیک ناگهانی و مثبت از حدود $\text{‰} 11/8$ تا $\text{‰} 1$ + در بخش‌های بالایی سازند سرگلو و روند منفی ایزوتوپ کربن در مرز سرگلو و نجمه شناسایی شدنی است؛ در حالی که روند ایزوتوپ کربن برای سازند نجمه علی‌رغم اینکه روند کلی در جهت منفی‌شدن داشته است، گاهی توسط پیک‌های ناگهانی و مثبت در طول توالی این سازند قطع شده است (شکل ۱۱). دربارهٔ ایزوتوپ اکسیژن، روند حاصل از آن برای سازند سرگلو، به‌طور کلی روند سبک‌تر و با نوسانات کم بوده است، در حالی که در طول توالی سازند نجمه، پیک‌های ناگهانی در جهت سنگین‌ترشدن (حتی شیفت از $\text{‰} 5$ تا $\text{‰} 1$ -) داشته و از نوسانات بیشتری برخوردار بوده است (شکل ۵-۱).

جدول ۲- مقادیر به‌دست‌آمده از آنالیز ژئوشیمی ایزوتوپی اکسیژن و کربن برای شیل آهکی، سنگ آهک و دولومیت سازندهای سرگلو و نجمه مرتبط با برش دودان

Table 2- Obtained values of isotope geochemical analysis of oxygen and carbon for calcareous shale, limestone and dolomite of Sargelu and Najmah formations related to Doudan section.

Formation	Type of Sample	Sample Num. (SD)	$\delta^{18}\text{C}$ ‰ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (V-PDB)	Formation	Type of Sample	Sample Num. (SD)	$\delta^{18}\text{C}$ ‰ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (V-PDB)
Sargelu	Shale	4	-1.48	-8.33	Najmah	Limestone	77	-7.16	-0.90
	Shale	7	-0.69	-5.86		Dolomite	78	-5.89	-4.83
	Shale	10	-7.94	-3.94		Limestone	81	-3.47	-4.87
	Dolomite	14	0.42	-5.59		Dolomite	84	-0.45	-5.21
	Dolomite	16	0.34	-5.39		Dolomite	86	-2.32	-4.51
	Shale	21	0.23	-4.77		Dolomite	91	-7.18	-4.54
	Limestone	22	0.77	-4.79		Dolomite	94	-1.49	-3.93
	Shale	25	1.21	-5.63		Dolomite	101	-10.77	-0.88
	Shale	27	0.87	-5.04		Limestone	104	-11.79	-4.73
	Dolomite	30	0.22	-4.83		Dolomite	110	-8.78	-4.49
	Limestone	32	0.94	-4.25		Dolomite	113	-11.99	-4.45
	Limestone	35	0.62	-3.95		Dolomite	115	-10.35	-1.10
	Dolomite	36	1.55	-4.58		Dolomite	120	-9.89	-4.58
	Limestone	39	-9.81	-5.35		Dolomite	122	1.45	-4.01
	Shale	42	-1.62	-5.30		Shale	126	-8.53	-5.37
	Shale	46	-2.22	-5.77		Dolomite	129	-4.23	-4.96
	Dolomite	49	-10.28	-4.54		Dolomite	130	-3.82	-4.92
	Limestone	50	1.04	-6.00		Dolomite	134	-8.06	-4.19
	Shale	55	-6.20	-6.16					
	Shale	61	-3.34	-5.78					
	Shale	68	-6.32	-7.95					

بحث

ارتباط روندهای ژئوشیمی با سطوح چینه‌نگاری سازندهای سرگلو و نجمه

براساس روندهای حاصل از مقادیر ایزوتوپ کربن (شکل ۱۱)، روند مثبت در بخش‌های قاعده‌ای تا میانی سازند سرگلو، ممکن است بیانگر یک دسته‌رخساره‌ای پیش‌رونده (TST) بزرگ‌مقیاس باشد. به نظر می‌رسد که این

دسته‌رخساره، در برگیرندهٔ سکانس‌های شماره ۱ (T-R 1) تا ۲ (T-R 2) سازند سرگلو است (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). همچنین، پیک‌های ناگهانی و منفی از حدود ۱‰+ تا ۱۱/۸‰- در توالی‌های مرتبط با بخش حوضه/شلف خارجی، منطبق بر سطح بیشینهٔ غرقابی ۱ و ۲ (MFS-1، ۲) سازند سرگلو است (شکل ۱۱). روند منفی ایزوتوپ کربن در مرز سازند سرگلو و نجمه بیانگر آخرین

سطح بیشینه غرقابی سازند سرگلو (MFS-3) در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی است.

در مرز سازند سرگلو و نجمه، ایزوتوپ اکسیژن یک پیک ناگهانی و مثبت از ۹۹‰- به ۱۰۱‰- نشان می‌دهد که احتمالاً این پیک مثبت در ایزوتوپ اکسیژن ناشی از تغییر ناگهانی شرایط اقلیمی در مرز آشکوب کالوین و آکسفوردین (مرز ژوراسیک میانی-بالایی) در مقیاس محلی بوده باشد. شایان ذکر است که در مقیاس جهانی، یک پیک مثبت ایزوتوپ اکسیژن مرتبط با رخداد دوره‌های اقلیمی سرد و خشک در مرز آشکوب کالوین-آکسفوردین گزارش شده است (Dromart et al. 2003). با این حال، با توجه به وجودنداشتن داده‌های سن‌سنجی نظیر ایزوتوپ استرانسیوم (^{87}Sr) و تأثیر دیاژنز بر توالی‌های رسوبی سازندهای مطالعه شده، تعیین دقیق تغییر ناگهانی اقلیمی در مرز سازند سرگلو و نجمه و نسبت‌دادن آن به یک رخداد جهانی، ممکن است خالی از اشکال نباشد. به هر روی، تغییر ناگهانی لیتولوژی در مرز سازند سرگلو و نجمه (شکل ۱، c) به صورت تغییر از شیل‌های آهکی بخش عمیق حوضه سازند سرگلو به استروماتولیت‌های سازند نجمه فاقد تنوع گونه زیستی، ممکن است در ارتباط با رخداد جهانی حادثه اقلیمی (سردشدگی ناگهانی) در این مرز باشد. به‌طور کلی، براساس روند ایزوتوپ کربن و تغییرات سکانس‌های رسوبی، می‌توان به ارتباط سطوح بیشینه غرقابی و مقادیر منفی ایزوتوپ کربن در توالی‌های مطالعه‌شده پی‌برد (شکل ۱۱). در مقابل، پیک‌های مثبت دوره‌ای در مقادیر ایزوتوپی کربن ممکن است بیانگر سطح بیشینه پس‌روی دریایی (MRS) در رأس توالی‌های به سمت بالا ضخیم‌شونده سکانس ۴ (T-R 4) و ۵ (T-R 5) سازند نجمه باشد (شکل‌های ۹ تا ۱۱). همچنین، روند منفی در مقادیر ایزوتوپ کربن سازند نجمه ممکن است در ارتباط با مقادیر بالای ماده آلی یا تأثیر دیاژنز بر توالی‌های رسوبی باشد.

بنابراین، با ادغام نتایج داده‌های ژئوشیمی با چینه‌نگاری

سکانسی، می‌توان به‌طور کلی سازند سرگلو را مرتبط با یک پیش‌روی بزرگ مقیاس سطح آب دریا و سازند نجمه را مرتبط با بخش پس‌روی آن سکانس بزرگ مقیاس دانست. علاوه بر این، روند ایزوتوپ اکسیژن برای این دو سازند، بیانگر گردش سبک و با نوسان کمتر در سازند سرگلو است که ممکن است بیانگر شرایط اقلیمی گلخانه‌ای (Greenhouse warming) و شرایط پایدار از لحاظ آب‌وهوایی در طی دوره شکل‌گیری این سازند بوده باشد (Robinson et al. 2017). در مقابل، تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در طول توالی سازند نجمه، پیک‌های ناگهانی در جهت سنگین‌تر شدن (حتی پیک از ۱۰۵‰- تا ۱۰۱‰-) دارد و از نوسانات بیشتری برخوردار است، تا جایی که تعیین دقیق شرایط اقلیمی را با مشکل مواجه کرده است؛ بنابراین، این نوسانات را می‌توان ناشی از نفوذ سیالات جوی در طول توالی سازند نجمه در طی تاریخچه دیاژنزی تعبیر و تفسیر کرد (Coimbra and Olóriz 2014).

برای بررسی ارتباط سازند سرگلو با مگاسکانس‌های پیشنهادشده، همچنان‌که از ستون‌های کرنواستراتیگرافی مطالعات (Sharaland et al. 2001) مشخص است، این سازند در بازه زمانی منطبق بر مگاسکانس ۷ قرار می‌گیرد. بر طبق مطالعات (Sharaland et al. 2001)، مگاسکانس هفتم (AP7) از ژوراسیک پیشین تا ژوراسیک پسین (۱۸۲ تا ۱۴۹ میلیون سال پیش) به طول انجامیده و عمدتاً از سکوی کربناته رمپ و حوضه‌های درون فلات قاره‌ای تشکیل شده است. قاعده سکانس AP7 ناپیوستگی توارسین پسین^۱ در نزدیکی سرحد بالایی سازندهای موس^۲ است و به علت فاز مهم ریفتی در قسمت شمالی صفحه عربی به وجود آمده است. این فاز ریفتی، حجم زیادی از فضای قابل رسوب‌گذاری را ایجاد کرده است. مرز بالایی این مگاسکانس با یک ناپیوستگی در تیتونین پیشین^۳ مشخص شده است که بر رسوبات تبخیری ژوراسیک پسین (رسوبات تبخیری گوتنیا و

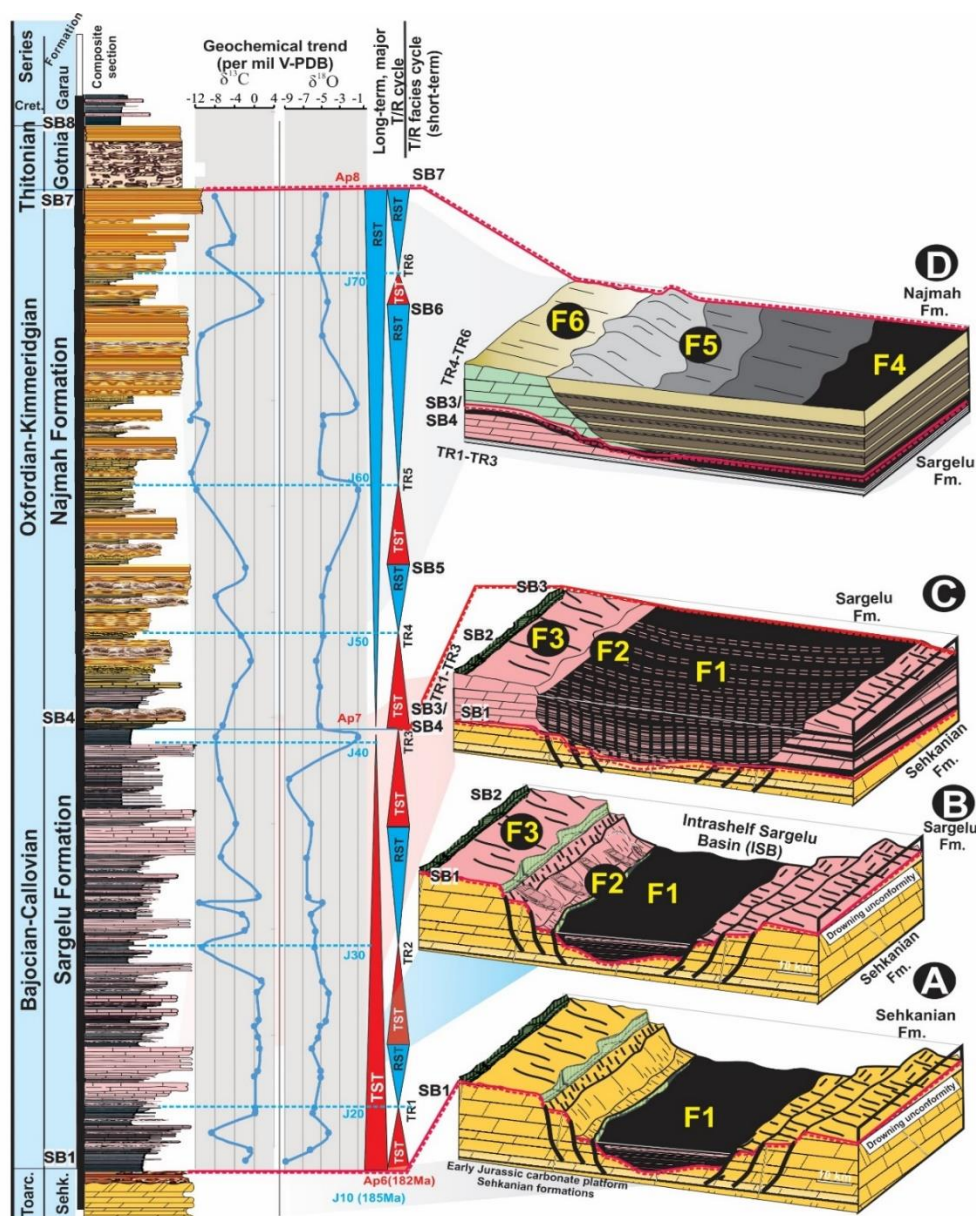
¹ Late Toarcian

² Mus

³ Early Tithonian

در مگاسکانس هفتم در سکوی عربی در انطباق با نتایج این مطالعه است؛ به‌طوری که سازند سرگلو مرتبط با پیش‌روی بزرگ مقیاس سطح آب دریا از TST-AP7 و سازند نجمه مرتبط با پس‌روی بزرگ مقیاس سطح نسبی آب دریا از HST-AP7 است.

هیث) قرار دارد (Sharaland et al. 2001). به‌طور کلی در طی این فاز، بازشدن حوضه مدیترانه، کشش در ناحیه شمالی و حاشیه غیرفعال و فرونشست حرارتی بعد از فاز ریفتی برای صفحه عربی رخ می‌دهد. با ادغام نتایج داده‌های ژئوشیمی با چینه‌نگاری سکانسی، مشخص می‌شود که روند مشاهده‌شده



شکل ۱۱- بازسازی تکامل تکتونواستراتیگرافی سازندهای سرگلو و نجمه، براساس ادغام نتایج لیتولوژی، چینه‌نگاری

سکانسی و روندهای ژئوشیمی ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$

Fig 11- Reconstruction of tectonostratigraphic evolution of the Sargelu and Najmah formations, based on the integration of lithology, sequence stratigraphy and isotopic geochemical trends of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values

تاریخچه تکتونواستراتیگرافی سازندهای مطالعه‌شده

براساس روندهای ژئوشیمی و سطوح چینه‌نگاری سکاسی

بر طبق (Bayet-Goll et al. 2022a) در حاشیه شمالی صفحه عربی و در داخل صفحه، کافتی‌شدن عمده توآرسین (۱۸۲ میلیون سال قبل)، در رابطه با بازشدن حوضه مدیترانه و تأثیر آن بر حرکت صفحه عربی به سمت شمال شرق و افزایش نرخ فرونشینی موجب گسترش و شکل‌گیری حوضه ایتراشلفی سرگلو در ناحیه اقلیم کردستان در شمال عراق و ناحیه اورامان در شمال کرمانشاه شده است که این حوضه ایتراشلفی در ناحیه اورامانات توسط Bayet-Goll et al. (2022a) با عنوان «حوضه ایتراشلفی هورامان» معرفی شده و همراه با افزایش میزان فضای تجمع^۱ رسوب‌گذاری در طول ته‌نشینی سازند سرگلو بوده است. افزایش فضای رسوب‌گذاری ایجادشده موجب ته‌نشینی نهشته‌های توالی سازند سرگلو در یک فاز پیش‌رونده در شرق عراق و نواحی ایرانی مجاور آن بر بخش‌های خارجی رمپ/حوضه عمیق با مقدار تولید کم کربنات شده است. به هر حال، براساس مطالعات (Sharaland et al. 2001) کاهش فرونشینی به سمت مرکز صفحه عربی در نواحی کویت و عربستان سعودی، موجب شده است که ریخت‌شناسی کلی حوضه به صورت حوضه رمپ کم‌شیب باشد که بخش‌های عمیق یا حوضه‌های ایتراشلفی آن با میزان فرونشینی بیشتر و فضای تجمع بالاتر در شمال (حوضه‌های ایتراشلف سرگلو و هورامان) آن قرار گرفته است و بخش داخلی و کم‌عمق‌تر رمپ به سمت جنوب غرب و جنوبی‌ترین بخش صفحه عربی با میزان خیلی کم فرونشینی باشد. به طور کلی، مدل رسوب‌گذاری سازند سرگلو شامل یک محیط ایتراشلفی و سازند نجمه شامل یک محیط رمپ کربناته است و از لحاظ محیط رسوب‌گذاری و گسترش چینه‌ای شرایط متفاوتی نسبت به یکدیگر داشته‌اند. فراوانی بالای شیل‌ها و آهک‌های سیاه‌رنگ بیتومین‌دار دریایی عمیق

سازند سرگلو، نشان می‌دهد بالاآمدن سطح جهانی آب دریاها در طول ژوراسیک میانی در طول فاز پیش‌رونده، نقش کلیدی را در تشکیل محیط دریایی عمیق-احیایی سازند سرگلو و روند ایزوتوپی آن ایجاد کرده است. تفاوت در ویژگی‌های محیط رسوب‌گذاری سازندهای سرگلو، نجمه و گوتیا در ارتباط با عوامل کنترل‌کننده محیطی آنهاست. این عوامل کنترل‌کننده شامل شرایط اقلیمی، تغییرات سطح نسبی آب دریا، نرخ فرونشینی حوضه رسوب‌گذاری، حوادث محیطی ناشی از ناهنجاری‌های رسوبی و تکتونیکی و شرایط یوستاتیک است (Imani Seginsara, 2022؛ شکل ۱۱).

با توجه به مطالعات شارلند و همکاران (Sharland et al. 2001) درباره تکامل ژئودینامیکی ورقه عربی، شکل‌گیری حوضه رسوب‌گذاری سرگلو مرتبط با فاز ۴ تکتونیکی رخ داده در طی مزوزوئیک است (Sharland et al. 2001; Ap6). به بیانی دیگر، به نظر می‌رسد که فرونشینی تکتونیکی بستر حوضه عامل مهمی در گسترش فضای رسوب‌گذاری برای نهشت رسوبات سازند سرگلو بوده است. در مقیاس ورقه عربی، حرکات ناشی از فعالیت‌های ریف‌تینگ، سبب ایجاد فضای رسوب‌گذاری درخور توجه در زمان ژوراسیک میانی و سبب ایجاد فضای رسوب‌گذاری در حوضه‌های ایتراشلفی شده است (Sharland et al. 2001)؛ بنابراین، علاوه بر آثار ناشی از بالاآمدگی جهانی سطح دریاها، پیش‌روی سطح نسبی آب دریا در حوضه سرگلو، ممکن است حاصل از نرخ بالای غرق‌شدگی کف حوضه در نتیجه سوبسیدانس بالای حوضه ایتراشلفی در طی زمان رسوب‌گذاری بوده باشد. بر این اساس، نقش سوبسیدانس ناشی از تکتونیک محلی در معماری رخساره‌ای سازند سرگلو، ممکن است بیشتر از نقش تغییرات جهانی سطح دریاها (یوستازی) بوده باشد (Imani Seginsara 2022). آنچه این گمان را تقویت می‌کند، این حقیقت است که زایش حوضه‌های ایتراشلفی عمدتاً در اثر فعالیت‌های تکتونیکی است؛ فعالیت‌هایی که علاوه بر زایش، می‌توانند

¹ accommodation space

تکامل آن را نیز کنترل کنند.

است (Sharland et al. 2001; Ziegler 2001).

سازند نجمه به سن ژوراسیک بالایی، که از گستردگی درخور توجهی از دولومیت‌های میکروبیالی، ترومبولیتی و استروماتولیتی در چرخه‌های کم‌عمق‌شونده برخوردار است، شرایط محیطی و مدل رسوب‌گذاری کاملاً متفاوتی نسبت به سازند سرگلو داشته است. رخداد ناگهانی لایه‌های دولومیتی در قاعده سازند نجمه (مرز بین سازند سرگلو و نجمه)، احتمالاً در نتیجه حادثه کم‌عمق‌شوندگی حوضه رسوب‌گذاری بوده باشد (AP7; Bayet-Goll et al. 2022a). علاوه بر این، با توجه به اینکه سازند نجمه از ضخامت و گستردگی متفاوتی در برش‌های مطالعه‌شده برخوردار است، در مقیاس ورقه عربی، احتمالاً رخداد گسل‌های متعدد کوچک مقیاس محلی در طی ژوراسیک بالایی، کنترل‌کننده گسترش فضای رسوب‌گذاری در حوضه رسوب‌گذاری سازند نجمه در کشور کویت، سازند نئوکالکان در عراق و سازندهای توابق و حنیفا در عربستان سعودی شده است (Sharland et al. 2001)؛ بنابراین عوامل تکتونیکی (ازجمله گسل‌ها) می‌تواند از اصلی‌ترین عامل کنترل‌کننده مشخصات، ضخامت و گسترش سازند نجمه در حوضه رسوب‌گذاری این سازند در منطقه اورامانات نیز محسوب شود.

به‌طور کلی، سازند نجمه و کمرندهای رخساره‌ای آن (F6 – F4 جدول ۱، شکل ۱۱؛ بخش D) در این نواحی، تحت تأثیر پس‌روی سطح آب دریا در نتیجه فاز کم‌عمق‌شوندگی حوضه رسوب‌گذاری سازند نجمه در طی حادثه مرز کالوین بالایی – آکسفوردین (مرز سکانسی ۴ (SB 4)) است (شکل ۱۱؛ بخش D). این رخداد سبب پس‌روی رسوبات رخساره F5 (رخساره ساب‌تایدال عمیق – کم‌عمق محیط رمپ) ژوراسیک بالایی (J50-J70) سازند نجمه با الگوی برانبارش پس‌رونده بر توالی‌های دریایی عمیق ژوراسیک میانی سازند سرگلو شده (J40) و با یک ناپیوستگی فرسایشی^۲ در مرز بین سازند نجمه و سرگلو همراه بوده است (شکل ۱۱؛ بخش D)؛

به‌طور کلی، سازند سرگلو و کمرندهای رخساره‌ای آن (F3 – F1) (جدول ۱، شکل ۱۱) در منطقه کرمانشاه، حاصل پیش‌روی سطح آب دریا در نتیجه فرونشینی کف حوضه رسوب‌گذاری سازند سرگلو (J20-J40)، در طی فازهای تکتونیکی معرفی‌شده توسط شارلند و همکاران (Sharland et al. 2001) ایجاد شده‌اند. این رخداد سبب پیش‌روی رسوبات ژوراسیک میانی سازند سرگلو (J20) بر توالی‌های دریایی کم‌عمق ژوراسیک زیرین (توآرسین) سازند سه‌کانیان (J10) شده و با یک ناپیوستگی ناشی از غرق‌شدگی^۱ در مرز بین سازند سرگلو و سه‌کانیان همراه بوده است (شکل ۱۱؛ بخش A؛ ترتیب، کمرند رخساره‌ای گروه شلف خارجی و حوضه F1 – J20؛ به‌طور پیش‌رونده و با الگوی برانبارش پیش‌رونده و منطبق بر یک ناپیوستگی غرق‌شوندگی بر توالی‌های سازند سه‌کانیان قرار می‌گیرند (شکل ۱۱؛ بخش B) و کمرند رخساره‌ای شیب/توربیدایت (F2؛ J30) و شلف میانی/تمپستایت (F3؛ J40) به‌صورت پیوسته و الگوی برانبارش پیش‌رونده – پس‌رونده بر رخساره‌های شلف خارجی و حوضه سازند سرگلو رسوب‌گذاری کرده‌اند (شکل ۱۱؛ بخش B Bayet-Goll et al. 2022a). در نهایت، حوضه رسوب‌گذاری سازند سرگلو مجدداً توسط رخساره‌های بخش عمیق حوضه (F1 – F2؛ شکل ۱۱؛ بخش C) پر شده است (Imani Seginsara 2022). تغییر از مرز ژوراسیک میانی به ژوراسیک بالایی (کالوین بالایی – آکسفوردین) به همراه یک ناپیوستگی ناشی از افت سطح نسبی آب دریا و کم‌عمق‌شوندگی در ورقه عربی و حتی در مقیاس جهانی بوده است (Sharland et al. 2001). تغییر از مرز سازند سرگلو به سازند نجمه در ایران و عراق (AP7)، در مقایسه با هم‌ارزهای چینه‌ای آنها در ورقه عربی نیز با افت سطح نسبی آب دریا (کم‌عمق‌شوندگی) و ایجاد ناپیوستگی در مرز ژوراسیک میانی و بالایی همراه شده

¹ Drowning Unconformity

² Erosional Unconformity

سپس کمربندهای F7 - F6 متعلق به رخساره‌های ایتترتایدال - سوپراتایدال (J60-J70) به‌طور پیوسته و با الگوی برانبارش پس‌رونده بر توالی‌های ساب‌تایدال سازند نجمه (J50) رسوب گذاری شده است (شکل ۱۱؛ بخش D؛ Imani Seginsara 2022).

در نهایت، سازند گوتنیا با واسطه‌ی مرز سکانسی هفتم و هشتمین ناپیوستگی (AP8) معرفی شده توسط شارلند و همکاران (2001 Sharland et al.)، از توالی‌های سازند نجمه متمایز شده است (شکل ۱۱). همانند سازند نجمه، رخداد فرایندهای تکتونیکی محلی نیز سبب گسترش متغیر سازند گوتنیا در سرتاسر ورقه‌ی عربی و نیز منطقه‌ی مطالعه‌شده در کرمانشاه شده است؛ به نحوی که در منطقه‌ی مطالعه‌شده به‌صورت یک افق برشی است، ولی در بخش‌های مجاور به‌صورت رسوبات تبخیری و گاهی کربناتی کم‌عمق نیز گزارش شده است (Sharland et al. 1994; Alsharhan and Magara 2010; Bordenave and Herge 2001; al.).

انطباق ناحیه‌ای

براساس الگوها و روندهای حاصل از مطالعات چینه‌نگاری سکانسی سازندهای سرگلو و نجمه در برش‌های مطالعه‌شده (دودان و کزی)، می‌توان به درک و مفهوم انطباق ناحیه‌ای این سازندها دست یافت (شکل ۱۲). روندهای منظم و مشابه دسته‌های رخساره‌ای چینه‌نگاری سکانسی (روندهای T-R) سازند سرگلو در برش‌های مطالعه‌شده، قابلیت انطباق این برش‌ها را در مقیاس ناحیه‌ای فراهم کرده است (شکل ۱۲). بر این اساس، چرخه‌های شناسایی شده در سازند سرگلو (شامل: T-R1 تا T-R3) منطبق بر سکانس‌های درجه‌سه در ادبیات چینه‌نگاری سکانسی است. در این باره، سازند سرگلو که از ۳ چرخه‌ی چینه‌نگاری سکانسی T-R برخوردار بوده است، براساس سطوح متمایزکننده‌ی هریک از دسته‌های رخساره‌ای (RST و TST)، یعنی سطوح MFS و MRS، قابلیت انطباق را در مقیاس ناحیه‌ای از خود نشان می‌دهد (شکل ۱۲).

همچنین، با توجه به اینکه سکانس‌های سازند سرگلو در برش‌های مطالعه‌شده تا حدودی از لحاظ ضخامت، لیتولوژی و رخساره‌ای، در مقیاس محلی مشابه یکدیگرند (شکل ۱۲)، بنابراین شکل‌گیری این سازند به نبود یا ناچیزبودن تکتونیک فعال در زمان رسوب‌گذاری در ناحیه‌ی اورامان نسبت داده می‌شود. در مقابل، سازند نجمه به‌دلیل تغییر ضخامت و متعاقباً تغییر در الگوی چینه‌نگاری سکانسی این سازند در برش‌های مطالعه‌شده، قابلیت انطباق را در مقیاس ناحیه‌ای نخواهد داشت. سازند نجمه در برش دودان شامل ۳ سکانس چینه‌نگاری (از T-R4 تا T-R6) است، در حالی که این سازند در برش کزی تنها از سکانس T-R4 با تغییر ضخامت زیاد تشکیل شده است (شکل ۱۲). این مطالعه پیشنهاد می‌کند که تشکیل‌نشدن سکانس‌های پنجم و ششم سازند نجمه در برش کزی، ناشی از رخداد تکتونیک فعال در زمان رسوب‌گذاری سازند نجمه (ژوراسیک بالایی) بوده است؛ بنابراین، انطباق این سازند را در مقیاس ناحیه‌ای با مشکل مواجه کرده است.

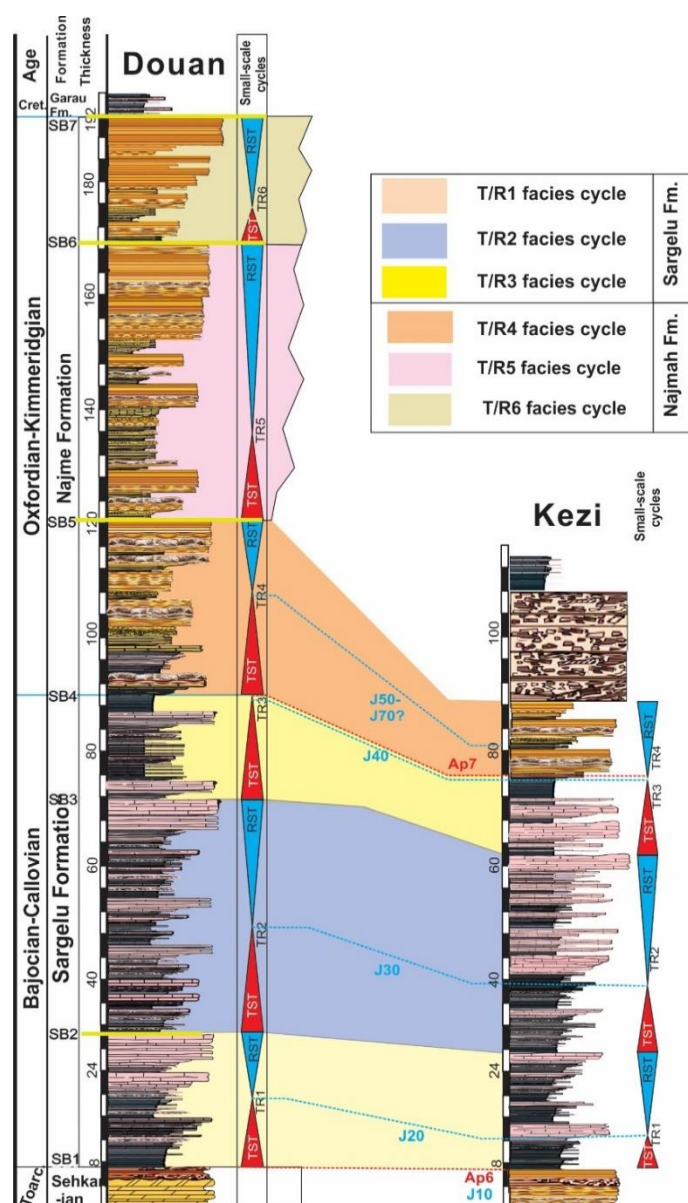
نتیجه

۱. محیط رسوب‌گذاری سازند سرگلو در منطقه‌ی اورامان (برش‌های کزی و دودان) را می‌توان یک محیط ایتتراشلفی در برگیرنده‌ی زیرمحیط‌های شلف خارجی، شیب و شلف میانی در نظر گرفت؛ در حالی که محیط رسوب‌گذاری سازند نجمه، یک محیط رمپ کربناته‌ی هموکلینال با زیرمحیط‌های ساب‌تایدال عمیق-کم‌عمق، ایتترتایدال و سوپراتایدال در نظر گرفته می‌شود.
۲. براساس ادغام مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و ژئوشیمی ایزوتوپی اکسیژن و کربن، روند مثبت مقادیر ایزوتوپ کربن در بخش‌های قاعده‌ای تا میانی سازند سرگلو، بیانگر یک دسته‌ی رخساره‌ای پیش‌رونده (TST) بزرگ‌مقیاس است و همچنین، پیک‌های ناگهانی و منفی در بخش‌های مرتبط با بخش حوضه/شلف خارجی حوضه‌ی رسوب‌گذاری سازند سرگلو، منطبق بر سطح بیشینه‌ی غرقابی ۱ و ۲ (MFS-1, MFS-2) می‌باشد.

۲) دسته‌رخساره پیش‌رونده سکانس ۱ و ۲ است. در مقابل، پیک‌های مثبت دوره‌ای در مقادیر ایزوتوپی کربن ممکن است بیانگر سطح بیشترین پس‌روی دریایی (MRS) و دسته‌رخساره پس‌رونده (RST) در توالی‌های به سمت بالا ضخیم‌شونده سکانس ۴ (T-R 4) و ۵ (T-R 5) سازند نجمه باشد. در مرز سازند سرگلو و نجمه، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن یک پیک ناگهانی و مثبت را نشان می‌دهد که احتمالاً ناشی از تغییر شرایط اقلیمی در مرز آشکوب کالوین و آکسفوردین در مقیاس محلی بوده باشد.

۳. سازند سرگلو به سن ژوراسیک میانی و کمرندهای رخساره‌ای آن (F1 – F3) در منطقه کرمانشاه، حاصل پیش

روی سطح آب دریا در نتیجه فرونشینی حوضه رسوب‌گذاری سازند سرگلو (سطوح بیشینه غرقابی ۲۰ تا ۴۰ AP J20-) (J40؛ Sharland et al. 2001) در طی فازهای تکتونیکی است؛ در حالی که سازند نجمه به سن ژوراسیک بالایی و کمرندهای رخساره‌ای آن (F4-F6)، که چرخه‌های کم‌عمق‌شونده دارد، شرایط محیطی و مدل رسوب‌گذاری کاملاً متفاوتی نسبت به سازند سرگلو داشته است. رخداد ناگهانی لایه‌های دولومیتی در قاعده سازند نجمه (مرز بین سازند سرگلو و نجمه)، احتمالاً در نتیجه حادثه کم‌عمق‌شوندگی حوضه رسوب‌گذاری بوده است.



شکل ۱۲- انطباق ناحیه‌ای سازندهای سرگلو و نیمه در برش‌های دودان و کزی

Fig 12- Regional correlation of The Sargelu and Najmah formations in the Doudan and Kezi sections

References

- Alsharhan A.S. and Magara K. 1994. The Jurassic of the Arabian Gulf Basin-facies, depositional setting and hydrocarbon habitat, In: Embry A.F. B. Beauchamp and D.J. Glass, (Eds.), *Pangea-global environments and resources*: Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir. 17: 397-412.
- Andrieu S. Brigaud B. Barbarand J. Lasseur E. and Saucède T. 2016. Disentangling the control of tectonics, eustasy, trophic conditions and climate on shallow-marine carbonate production during the Aalenian–Oxfordian interval: From the western France platform to the western Tethyan domain. *Sedimentary Geology*. 345: 54–84
- Bahniuk A. M. Anjos S. França A. B. Matsuda N. Eiler J. Mckenzie J. A. and Vasconcelos C. 2015. Development of microbial carbonates in the Lower Cretaceous Codó Formation (north-east Brazil): Implications for interpretation of microbialite facies associations and palaeoenvironmental conditions. *Sedimentology*. 62(1): 155-181.
- Bayet-Goll A. and Daraei M. 2020. Palaeoecological, sedimentological and stratigraphical insights into microbially induced sedimentary structures of the

- lower Cambrian successions of Iran. *Sedimentology*. 67: 3199–3235.
- Bayet-Goll A. Neto De Carvalho C. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. and Nasiri Y. 2014. Depositional environments and ichnology of the deep-marine succession of the Amiran Formation (Upper Maastrichtian–Paleocene), Lorestan Province, Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 401: 13–42.
- Bayet-Goll A. Nazarian Samani P. Neto de Carvalho C. Monaco P. Khodaei N. Morad Pour M. Kazemeini H. and Zareiyan M. H. 2017. Sequence stratigraphy and ichnology of Early Cretaceous reservoirs, Gadvan Formation in southwestern Iran. *Marine and Petroleum Geology*. 81: 294–319.
- Bayet-Goll A. Shirezadeh-Esfahani F. Daraei M. Monaco P. Sharafi M. and Akbari Mohamadi A. 2018a. Cyclostratigraphy across a Mississippian carbonate ramp in the Esfahan-Sirjan Basin, Iran: implications for the amplitudes and frequencies of sealevel fluctuations along the southern margin of the Paleotethys. *International Journal of Earth Sciences*. 107: 2233–2263.
- Bayet-Goll A. De Carvalho C.N. Daraei M. Monaco P. and Sharafi M. 2018b. Sequence stratigraphic and sedimentologic significance of the trace fossil rhizocorallium in the Upper Triassic Nayband Formation, Tabas block, Central Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 491: 196–217.
- Bayet-Goll A. Daraei M. Taher S. P. M. Etemad-Saeed N. de Carvalho C. N. Zandkarim K. and Nasiri Y. 2020. Variations of the trace fossil Zoophycos with respect to paleoenvironment and sequence stratigraphy in the Mississippian Mobarak Formation, northern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 551: 109754.
- Bayet-Goll A. Daraei, M. and Seginsara M. I. 2022a. Paleogeographic reconstruction and sequence architecture of the Middle–Upper Jurassic successions of Hawraman Basin (NW Iran): Implications for tectono-depositional processes of the northeastern passive margin of the Arabian Plate. *Geological Journal*. 57(5): 2058– 2093.
- Bayet-Goll A. Sharafi M. Jazimagh N. and Brandano M. 2022b. Understanding along-strike variability in controlling mechanisms of paleoenvironmental conditions and stratigraphic architecture: Ordovician successions in the Alborz Mountains of Iran at the northern Gondwana margin. *Marine and Petroleum Geology*. 140: 105654.
- Beydoun Z.R. Hughes Clark M.W. and Stoneley R. 1992. Petroleum in the Zagros Basin. A Late Tertiary Foreland Basin Overprinted onto the Outer Edge of a Vast Hydrocarbon-Rich Palaeozoic–Mesozoic Passive Margin Shelf. *American Association of Petroleum Geologists. Memoir*. 55: 309–339.
- Bottjer D. J. 2016. *Paleoecology: past, present and future*. John Wiley & Sons, 232p.
- Bordenave M. L. and Burwood R. 1995. The Albian Kazhdumi Formation of the Dezful Embayment, Iran: one of the most efficient petroleum generating systems. In *Petroleum Source Rocks* Springer, Berlin, Heidelberg. p. 183–207.
- Bordenave M. L. and Hegre J. A. 2010. Current distribution of oil and gas fields in the Zagros Fold Belt of Iran and contiguous offshore as the result of the petroleum systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1): 291–353.
- Bouma A. 1964. Turbidites. In *developments in sedimentology*. Elsevier. 3: 247–256.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Coimbra R. Immenhauser A. and Olóriz F. 2014. Spatial geochemistry of Upper Jurassic marine carbonates (Iberian subplate). *Earth-Science Reviews*. 139: 1–32.
- Dromart G. Garcia J. P. Picard S. Atrops F. Lécuyer C. and Sheppard S. M. F. 2003. Ice age at the Middle–Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters*. 213: 205–220.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*. 1: 108–121.
- Embry A. F. and Johannessen E. P. 2017. Two approaches to sequence stratigraphy. In *stratigraphy & timescales*. Academic Press. 2: 85–118.
- Flügel E. 2004. *Microfacies analysis of limestones*. Springer Science & Business Media. Springer. 976 p.
- Imani Seginsara M. 2021. *Depositional Environment and Sequence Stratigraphy of the Sargelu, Najmah and Gotnia formations (Middle–Upper Jurassic) in the Zagros fold–thrust belt (Kezi and Doudan sections in the northwest of Kermanshah), Implications to the identification of potential reservoir rocks in the sequence stratigraphic framework*. M.S. Thesis. Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Iran, 187p.
- Imani Seginsara M. Bayet-Goll A. Daraei M. Esanejad Kachavi olia M. Zohdi A. and Rabbani J. 2022. Depositional environment farmework and and palaecological analysis of the Sargelu Formation (Middle Jurassic) in Hawraman area Kermanshah. *Applied Sedimentology*. 10(19): 213–231.
- Isanejad M. Daraei M. Bayet-Goll A. Imani Seginsara M. Zohdi A. and Rabbani J. 2022. Reconstructing the depositional environment of microbial deposits of the upper Jurassic Najmah Formation in the Paveh region, Kermanshah. *Applied*

- Sedimentology. doi: 10.22084/psj.2022.25514.1327 (in press)
- Jach R. 2007. Bositra limestones-a step towards radiolarites: case study from the Tatra Mountains. In *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 77: 161-170.
- James G. A. and Wynd J. G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 49(12): 2182-2245.
- Kershaw S. Crasquin S. Forel M. B. Randon C. Collin P. Y. Kosun E. and Baud A. 2011. Earliest Triassic microbialites in Çürük Dag, southern Turkey: composition, sequences and controls on formation. *Sedimentology*. 58(3): 739-755.
- Leonowicz P. 2016. Nearshore transgressive black shale from the Middle Jurassic shallow-marine succession from southern Poland. *Facies*. 62(2): 16.
- Motiei H. 1993. Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran Publication, Tehran, 536 p.
- Ogg J. Ogg G. and Gradstein F. 2016. A concise geologic time scale 2016. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.
- Robinson S. A. Heimhofer U. Hesselbo S. P. and Petrizzo M. R. 2017. Mesozoic climates and oceans—a tribute to Hugh Jenkyns and Helmut Weissert. *Sedimentology*. 64(1): 1-15.
- Röhl H. J. Schmid-Röhl A. Oschmann W. Frimmel A. and Schwark L. 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 165(1-2): 27-52.
- Setudehnia A. 1978. The Mesozoic sequence in south-west Iran and adjacent areas. *Journal of Petroleum Geology*. 1(1): 3-42.
- Sharafi M. Rodríguez-Tovar F.J. Janočko J. Bayet-Goll A. Mohammadi M. and Khanehbad M. 2021a. Environmental significance of trace fossil assemblages in a tide-wave-dominated shallow-marine carbonate system (Lower Cretaceous), northern Neo-Tethys margin, Kopet-Dagh Basin, Iran. *International Journal of Earth Sciences*. 111: 103-126.
- Sharafi M. Rodríguez-Tovar F.J. Bayet-Goll A. and Richiano S. 2021b. Ichnofabric analysis of shallow to deep marine Carboniferous sediments, from the southern Paleotethys margin, Alborz Basin (northern Iran): Approaching autogenic and allogenic environmental controls. *Historical Biology*. 34(10): 2000-2019.
- Sharafi M. Bayet-Goll A. Zamani Z. Bagheri Tirtashi R. and Daryabandeh M. 2022a. Geochemistry study of the Sargelu Formation (Middle Jurassic) in terms of original mineralogy and paleotemperature in the Lorestan area. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*. 38(1): 21-44.
- Sharafi M. Reolid M. Bayet-Goll A. Mohamadi M. Khanehbad M. Mahboubi A. and Moussavi-Harami R. 2022a. Differentiate allogenic and autogenic controls on the formation of parasequences and depositional sequences of a tide- and wave-dominated carbonate platform (Lower Cretaceous, Kopet-Dagh Basin, Iran). *Geological Journal*. 57(7): 2828-2853.
- Sharland P. R. Archer R. Casey D. M. Davies R. B. Hall S. H. Heward A. P. and Simmons M. D. 2001. Sequence stratigraphy of the Arabian Plate. *GeoArabia*. 2(37): 1.
- Svensen H. Planke S. Chevallier L. Malthe-Sørensen A. Corfu F. and Jamtveit B. 2007. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth and Planetary Science Letters*. 256(3-4): 554-566.
- Tavani S. Parente M. Vitale S. Iannace A. Corradetti A. Bottini C. and Mazzoli S. 2018. Early Jurassic rifting of the Arabian passive continental margin of the Neo-Tethys. Field evidence from the Lurestan region of the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Tectonics*. 3: 2586-2607.
- Tomašových A. Schlögl J. Michalík J. and Donovalová L. 2020. Non-condensed shell beds in hiatal successions: instantaneous cementation associated with nutrient-rich bottom currents and high bivalve production. *Italian Journal of Geosciences*. 139(1): 76-97.
- Vennin E. Olivier N. Brayard A. Bour I. Thomazo C. Escarguel G. and Hofmann R. 2015. Microbial deposits in the aftermath of the end-Permian mass extinction: A diverging case from the Mineral Mountains (Utah, USA). *Sedimentology*. 62(3): 753-792.
- Wierzbowski H. 2015. Seawater temperatures and carbon isotope variations in central European basins at the Middle-Late Jurassic transition (Late Callovian-Early Kimmeridgian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 440: 506-523.
- Ziegler M. A. 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*. 6.3: 445-504.

