



Research Article

Investigation of sedimentary facies and geochemical parameters of the Asmari Formation (Oligocene-Miocene) in the Shadegan Oil Field, Dezful Embayment, SW Iran

Armin Omidpour¹, Roghayeh Fallah-Bagtash^{2*} 

1-National Iranian South Oil Company, Ahvaz, Iran

2-Department of Petroleum and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 19 Aug 2021 Accepted: 08 Feb 2022

Extended Abstract

Introduction

Carbonates of the Asmari Formation form the youngest reservoir rock of the Zagros Basin. Various studies have shown that sedimentary geochemistry can be used to evaluate palaeotemperature and palaeoclimate by reconstructing the chemical and isotopic content of the ancient seawater and diagenetic fluids. The present study is based on a combination of core analysis, thin-section petrography, trace-element, and stable-isotope analysis of Asmari carbonates to recognize the original carbonate mineralogy and diagenetic environment.

Materials and Methods

In this study, 524 thin sections prepared from core samples of well-11 were used to achieve the desired goals. All thin sections were stained with potassium ferricyanide and Alizarin Red-S for dolomite and calcite minerals identification. The nomenclature for carbonate rocks used in this work combines the terminology introduced by Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971), which is based on textural aspects. Facies analysis and interpretation of the depositional environment were performed using Burchette and Wright (1992) and Flügel (2010) schemes. Based on the detailed petrographic results, forty-five limestones and thirty-two dolomites from well-11 were carefully selected for trace elemental analysis. Elemental analysis was carried out using atomic absorption spectrometry (AAS) in the geochemistry laboratory at the Ferdowsi University of Mashhad for the major and trace element determinations. Forty-five powdered limestone samples previously used for the major and trace elements were analyzed with a VG STRA Series II for oxygen and carbon isotopes at the G.G. Hatch Stable Isotope Laboratory, University of Ottawa.

Results and Discussion

The detailed thin-sections analysis of the carbonate samples resulted in the distinction of 26 microfacies types in a subsurface section of the Shadegan Oil Field that has been deposited along a homoclinic ramp-type platform and is divisible into an inner ramp, mid ramp, outer ramp, and basinal settings.

Citation: Omidpour, A. and Fallah-Bagtash, R., 2022. Investigation of sedimentary facies and geochemical parameters of the Asmari Formation, *Res. Earth. Sci.* 13(2), (162-188) DOI: 10.48308/esrj.2022.102054

* Corresponding author E-mail address: r_fallah@sbu.ac.ir





The bulk-rock oxygen and carbon isotopic analyses of the Asmari limestones are compared with similar analyses of the Asmari Formation in the Dezful Embayment and of other Palaeogene-Neogene carbonates. It can be deduced from Figure 10 that the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values correlate well with those found by Aqrabi et al. (2006) for the Asmari Formation but show slightly lower $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values than those mentioned by Veizer et al. (1999) for the Palaeogene-Neogene carbonates.

Conclusion

The geochemical and isotopic data allow, in combination with the petrographic data obtained from the thin-section analysis, recognition of the primary aragonite mineralogy and the evolution of the rock fabric, as well as a reconstruction of the diagenetic evolution, temperature, the nature of the percolating fluids, and the water/rock ratio or diagenetic system. The input of the $\delta^{18}\text{O}$ -enriched samples (-0.85%) within the Anderson and Arthur (1983) formula gives a syn-sedimentary temperature of only $23\text{ }^{\circ}\text{C}$. Based on textural and geochemical features, four types of dolomite (D1 to D4) were identified in the sedimentary succession of the Asmari Formation. D3 (with high values of iron and manganese) is more affected by diagenetic alteration than D1. Due to oxidizing conditions, iron and manganese values in D1 (near-surface) are lower than the burial dolomites (D3), which formed under a more reducing state at the greater depth of burial.

Keywords: Shadegan Oil Field, Oxygen and carbon isotopes, Oligocene-Miocene, Asmari Formation, Diagenetic system.



بررسی رخساره‌های رسوبی و پارامترهای ژئوشیمیایی سازند آسماری (الیگوسن - میوسن) در میدان نفتی شادگان، فروافتادگی دزفول، جنوب غرب ایران

آرمین امیدپور^۱، رقیه فلاح بگتاش^{۲*}

۱- شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

۲- گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۵/۲۸ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۱۹

چکیده

در این پژوهش، محیط رسوبی و مطالعات ژئوشیمیایی سازند آسماری با ضخامت ۳۶۳/۹ متر در چاه شماره ۱۱ از میدان نفتی شادگان در فروافتادگی دزفول، حوضه زاگرس بررسی شد. سازند آسماری در میدان نفتی شادگان عمدتاً از سنگ آهک و دولوستون‌های متخلخل در تناوب با ماسه سنگ‌ها و شیل‌ها تشکیل شده است. در چاه شماره ۱۱، سازند آسماری با سن الیگوسن (شاتین) و میوسن زیرین (آکی تانین - بوردیگالین) با ناپیوستگی هم شیب رسوبات مارلی و شیلی سازند پابده را می‌پوشاند و توسط رسوبات تبخیری سازند گچساران پوشیده می‌شود. در این توالی ۲۶ ریزرخساره کربناته - تبخیری شناسایی گردید که در چهار محیط اصلی رمپ داخلی، رمپ میانی، رمپ بیرونی و حوضه نهشته شده‌اند. محیط رسوبی سازند آسماری یک رمپ هموکلینال معرفی شده است. مطالعات ژئوشیمیایی و پتروگرافی کربنات‌های سازند آسماری نشان می‌دهد که آراگونیت، ترکیب کانی‌شناسی اولیه این سازند بوده است. دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در سنگ آهک‌های آسماری بین $0/85\%PDB$ تا $8/96\%PDB$ (میانگین $2/99\%PDB$) و مقادیر ایزوتوپ کربن بین $5/86\%PDB$ تا $1/56\%PDB$ (میانگین $0/74\%PDB$) متغیر است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که ترکیب ایزوتوپی سنگ آهک‌های سازند آسماری نسبتاً اولیه بوده و عمدتاً در تعادل ایزوتوپی با آب دریای پالئوژن - نئوژن بوده است. اگرچه برخی از نمونه‌ها توسط فرآیندهای دیاژنتیکی در طول تدفین در سیستم دیاژنتیکی نیمه بسته تا بسته بعدی تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. مقادیر نسبتاً بالای Sr/Mn نیز حاکی از سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته (Closed to semi-closed diagenetic system) با نسبت پایین تبادل آب به سنگ (Water/rock interaction) برای کربنات‌های سازند آسماری است. سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ($8/96\%$) دمایی معادل $68/8$ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد که بدیهی است باید دمای محیط دیاژنز تدفینی باشد و سنگین‌ترین میزان ایزوتوپ اکسیژن ($0/85\%$)، حداقل دمای رسوبگذاری معادل 23 درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: میدان نفتی شادگان، ایزوتوپ اکسیژن و کربن، الیگوسن-میوسن، سازند آسماری، سیستم دیاژنتیکی.

مقدمه

محتوی ایزوتوپی و شیمیایی آب دریا‌های دیرینه و/یا سیالات دیاژنتیکی استفاده کرد (Winefield et al, 1996; Adabi, 2004; Adabi and Mehmandosti 2008; Crowe et al, 2013; Swart, 2015; Fallah-Bagdash et al, 2020; Omidpour et al, 2021). شناسایی ترکیب کانی شناسی اولیه کربنات‌ها به دلیل تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی صرفاً براساس مطالعات پتروگرافی امری بسیار مشکل است زیرا به مرور زمان آراگونیت (Ar) و کلسیت پرمی‌زیم (HMC) به کلسیت کم‌میزیم (LMC) تبدیل شده و باعث تغییر بافت و ترکیب اولیه سنگ می‌گردند که استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی کمک به شناسایی مینرالوژی اولیه کربنات‌ها نموده است (Adabi et al, 2016). بنابراین در این مطالعه، براساس تلفیقی از داده‌های مختلف از جمله آنالیز مغزه، مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی و آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) و عناصر فرعی (Fe, Sr, Na) و (Mn) انجام شده بر روی کربنات‌های سازند آسماری، ترکیب کانی‌شناسی اولیه این کربنات‌ها و محیط دیاژنتیکی مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

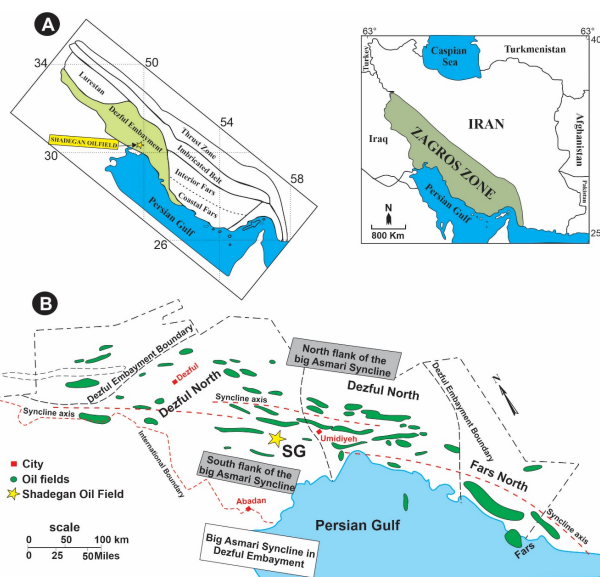
منطقه مورد مطالعه

موقعیت جغرافیایی، جایگاه زمین‌شناسی و چینه شناسی سازند آسماری در میدان نفتی شادگان میدان نفتی شادگان در جنوب غرب فروافتادگی دزفول، حوضه زاگرس قرار دارد (شکل ۱). زون زمین‌شناسی زاگرس به‌عنوان یک زون چین‌خورده‌ی مجزا شناخته می‌شود که در اثر برخورد صفحات عربی از جنوب با ایران مرکزی از شمال در یک امتداد کلی شمال غربی - جنوب شرقی به وجود آمده است (Navabpour and Barrier 2012). به عبارت دیگر زون زمین‌شناسی زاگرس بخش شمالی و چین‌خورده‌ی صفحه‌ی

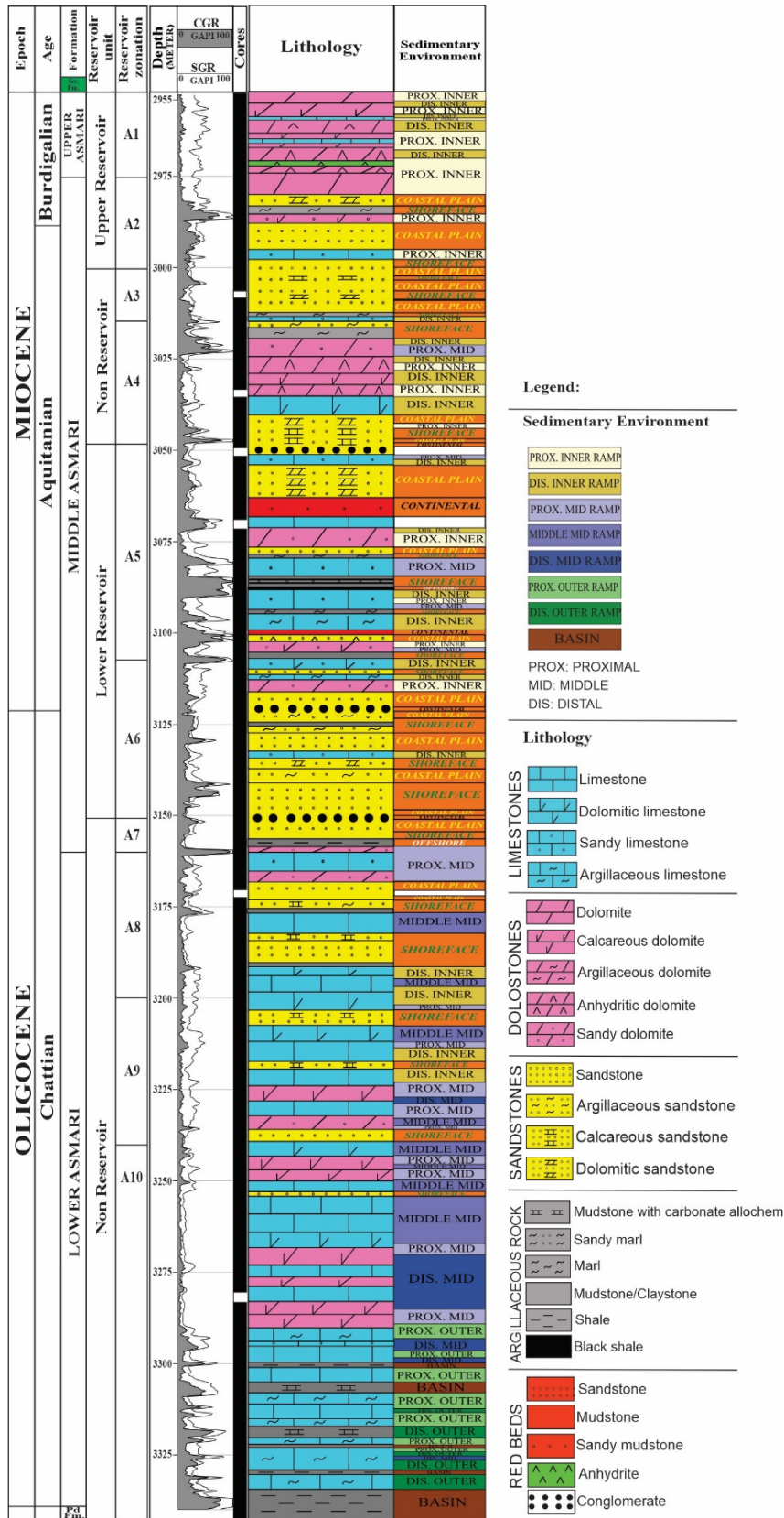
کربنات‌های سازند آسماری با سن الیگوسن - میوسن جوان‌ترین سنگ مخزن حوضه زاگرس را تشکیل می‌دهند (Ghazban, 2007). از همین رو سازند آسماری از جنبه‌های مختلف شامل تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، بررسی فرآیندهای دیاژنتزی و مطالعات کیفیت مخزنی در بخش‌های مختلف زاگرس چین خورده مورد مطالعه و بررسی پژوهشگران مختلفی همچون Adams and Bourgeois 1967; Van Buchem et al, 2010; Adabi et al, 2016; Dehghanzadeh and Adabi 2020; Omidpour et al, 2021; Fallah-Bagdash et al, 2022) قرار گرفته است. این کربنات‌ها در کمربندهای رخساره‌ای کم ژرفا در امتداد یک رمپ کربناته نهشته شده‌اند (Omidpour et al, 2021). مطالعات مختلف نشان داده است که از ژئوشیمی رسوبی می‌توان در تعبیر و تفسیر مسائل مختلف زمین‌شناسی استفاده نمود. کانی‌های کربناته در محیط‌های دریایی به طور بالقوه اهداف ایده آلی برای مطالعات ژئوشیمیایی هستند (Hood et al, 2018). کانی‌های نهشته شده از آب دریا در دماهای پایین در مقایسه با محلول‌های والد (Parent solution) از نظر ایزوتوپ اکسیژن غنی‌تر هستند، در حالی که کانی‌های نهشته شده در دماهای بالاتر غنی‌شدگی کمتری را نشان می‌دهند. با توجه به این موضوع، نه تنها امکان تشخیص کربنات‌های دریایی از کانی‌های نهشته شده از آب‌های متئوریکی (که عموماً مقادیر ایزوتوپ اکسیژن پایین‌تری را نشان می‌دهند) میسر می‌گردد، بلکه مطالعات بی‌شماری نشان داده است که از داده‌های ایزوتوپی و عنصری سنگ‌های کربناته می‌توان برای ارزیابی دمای دیرینه و آب و هوای دیرینه، تعیین میزان دگرسانی، تفکیک محیط‌های دیاژنتزی مختلف، تعیین روندهای دیاژنتیکی و شناسایی مرزهای چینه‌ای با بازسازی

میدان از لحاظ موقعیت جغرافیایی در عرض ۳۰ درجه و ۵ دقیقه تا ۳۱ درجه شمالی و طول بین ۴۹ درجه و ۶ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۱۵ دقیقه شرقی قرار دارد. سازند آسماری در این میدان دارای ضخامتی بین ۲۰۲ تا ۳۶۳/۹ متر است. ضخامت این سازند در چاه مورد مطالعه (شماره ۱۱) حدود ۳۶۳/۹ است که مغزه گیری این چاه به صورت کامل (Full core) صورت گرفته و کل ضخامت آسماری را پوشش می‌دهد. مخزن آسماری در این میدان از لحاظ لیتولوژی به‌طور عمده از آهک‌های کرم تا قهوه‌ای رنگ و دولوستون‌های متخلخل در تناوب با شیل‌ها و ماسه سنگ‌ها تشکیل شده است. سازند آسماری به صورت هم شیب توسط رسوبات تبخیری سازند گچساران پوشیده شده است و مرز زیرین آن با رسوبات مارلی و شیلی سازند پابده نیز به صورت هم شیب است. سازند آسماری در میدان نفتی شادگان دارای ۱۰ لایه مخزنی بوده که حد فوقانی سازند آسماری به عنوان لایه اول مخزن و رأس سازند پابده (قاعده‌ی مخزن) به عنوان قاعده‌ی لایه ۱۰ محسوب می‌شود (شکل ۲).

عربی و بخشی از سیستم آلپ - هیمالیا است که از شمال غربی تا جنوب شرقی و تا تنگه هرمز امتداد دارد (شکل ۱ A) (Heidari, 2008; Mouthereau et al, 2012). پلاتفرم الیگوسن - میوسن آسماری طی فاز نهایی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و شروع توسعه حوضه فورلندی زاگرس تشکیل شده است (Sherkati et al, 2006). براساس فعالیت‌های تکتونیکی و تاریخچه رسوبگذاری، چهار زون تکتونو - استراتیگرافی در حوضه زاگرس قابل تشخیص است (شکل ۱ A). این زون‌ها به ترتیب از سمت شمال غرب به جنوب شرق عبارتند از: لرستان، فروافتادگی دزفول، پهنه ایزه و فارس (Heydari, 2008; Mouthereau et al, 2012). میدان نفتی شادگان در فروافتادگی دزفول قرار دارد (شکل ۱ B). تقریباً ۸ درصد نفت تولیدی جهان و ۸۰ درصد نفت تولیدی ایران در ناحیه فروافتادگی دزفول با مساحت نسبتاً کم (حدود ۴۰۰۰۰ کیلومتر مربع) قرار دارد (Bordenave and Hegre, 2010). میدان نفتی شادگان از نظر ساختار زمین‌شناسی یک تاکدیس متقارن با ابعادی به طول ۲۳/۵ کیلومتر و عرض ۶/۵ کیلومتر در افق سازند آسماری است. این



شکل ۱: (A) موقعیت جغرافیایی زون زاگرس و زون‌های تکتونو-استراتیگرافی آن در جنوب غرب ایران (Sharland et al, 2004؛ B) محل قرارگیری میدان نفتی شادگان در فروافتادگی دزفول جنوبی در حوضه زاگرس.



شکل ۲: ستون سنگ چینه‌ای سازند آسماری در چاه شماره ۱۱ میدان نفتی شادگان.

مواد و روش‌ها

در این مطالعه جهت دستیابی به اهداف مورد نظر از ۵۲۴ مقطع نازک تهیه شده از نمونه‌های مغزه چاه شماره ۱۱ استفاده شده است. کلیه مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده توسط محلول آلزاین قرمز و فروسیانید پتاسیم به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (Dickson, 1965) رنگ‌آمیزی گردید. نامگذاری سنگ‌های کربناته در این مطالعه ترکیبی از اصطلاحات معرفی شده توسط دانهام (Dunham, 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) است، که براساس ویژگی‌های بافتی ارائه شده است. آنالیز رخساره‌ای و تفسیر محیط رسوبی بر مبنای روش بورچت و رایت (Burchette and Wright, 1992) و فلوگل (Flugel, 2010) صورت گرفته است. پس از مطالعه دقیق و کامل مقاطع نازک تعداد ۴۵ نمونه از سنگ‌های آهکی و تعداد ۳۲ نمونه از سنگ‌های دولومیتی چاه شماره ۱۱ برای مطالعه آزمایشات عنصری انتخاب شدند.

پودر این نمونه‌ها توسط متد دندان‌پزشکی و حتی‌الامکان از زمینه میکریتی و به دور از رگه‌ها، فسیل‌ها و آلوکم‌های موجود در سنگ تهیه شده و سپس جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه دانشکده علوم فردوسی مشهد مورد آزمایش قرار گرفته‌اند. برای تعیین مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن، تعداد ۴۸ نمونه از پودر سنگ‌آهک‌هایی که مورد آزمایش جذب اتمی قرار گرفته بودند انتخاب و به آزمایشگاه مرکزی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اوتاوا، کانادا (at the G.G. Hatch Stable Isotope Laboratory, University of Ottawa, Canada) ارسال گردید. انتخاب نمونه‌ها به گونه‌ای است که تمامی ستون چینه‌شناسی را پوشش دهد. استاندارد مورد استفاده برای ایزوتوپ اکسیژن و کربن، PDB است.

بحث و نتایج

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

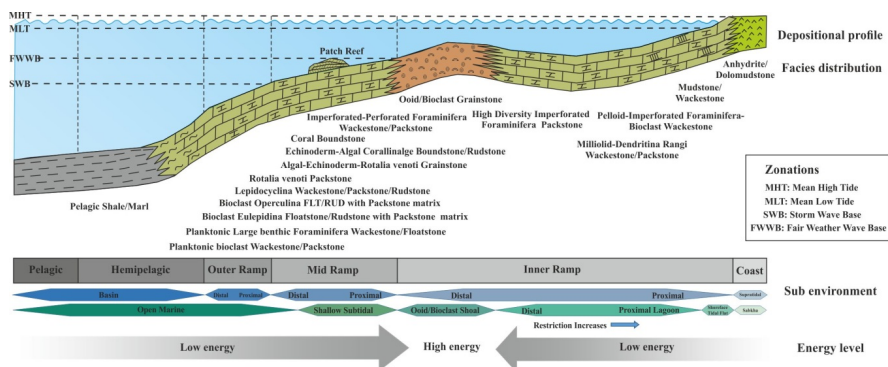
مطالعه اجزای اسکلتی، غیراسکلتی و بافت در مقاطع نازک سازند آسماری در برش تحت‌الارضی میدان نفتی شادگان منجر به شناسایی ۲۶ ریزرخساره کربناته - تبخیری شد (Omidpour et al, 2021). فرامینفرهای بنتیک و پلانکتونیک، کربنوئیدها، مرجان‌ها و جلبک‌های قرمز از اجزای اسکلتی اصلی تشکیل دهنده توالی رسوبی سازند آسماری با سن الیگو-میوسن می‌باشند. ائیده‌ها، پلوئیدها و اینتراکست‌ها مهم‌ترین ترکیبات غیر بیوژنیک در رخساره‌های مورد مطالعه هستند. تفسیر و توصیف رخساره‌های کربناتی و محیط رسوبگذاری و فرآیندهای دیازنتیکی مربوط به آنها به ترتیب از پهنه جزرومدی به سمت حوضه در جدول ۱ و ستون سنگ چینه‌ای سازند آسماری در چاه شماره ۱۱ میدان نفتی شادگان در شکل ۲ ارائه شده است.

مدل رسوبی

تجزیه و تحلیل رخساره‌ها، آنالیز مغزه‌ای دقیق و مقایسه با ریزرخساره‌های استاندارد کربناته همراه با مشاهداتی نظیر عدم حضور ریف‌های سدی بزرگ (Ahmad et al, 2006; Avarjani et al, 2015)، عدم حضور توربیدایت‌ها و تمپستایت‌ها (Rowlands et al, 2014)، عدم وجود ساخت‌های ریزشی (Slump)، گسترش نسبی پهنه جزرومدی، گذر از زیرمحیط کم عمق تحت کنترل جزرومد به زیر محیط پشته کربناته اییدی - بایوکلاستی با انرژی بالا، فراوانی بالای فرامینفرهای منفردار و بدون منفذ و در نهایت تغییر تدریجی رخساره‌ها (Flugel, 2010; Ahmad et al, 2006; Fallah-Bagdash et al, 2022) همگی موید این مطلب است که توالی رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی شادگان در امتداد یک رمپ هموکلینال

دهنده غالب بودن رخساره‌های زیرمحیط رمپ داخلی می‌باشد. رمپ میانی با زیرمحیط ساب تایدال، ریف کومه‌ای و بخش دور از ساحل رمپ میانی (Distal mid Ramp) مشخص می‌شود که بین سطح اساس امواج طوفانی (SWB) و سطح اساس امواج معمولی (FWWB) نهشته شده‌اند و تحت تأثیر امواج می‌باشند. رمپ بیرونی شامل مجموعه رخساره‌های دریای باز است که در زیر سطح اساس امواج طوفانی (SWB) در قسمت‌های خارجی پلاتفرم نهشته شده‌اند که بیانگر گذر تدریجی از محیط دریای باز واقعی به محیط عمیق - تر پلاتفرم است. حوضه/دریای باز (Distal open-marine) توسط شرایط کم انرژی با گسترش جانبی وسیع و پیوسته مشخص می‌شود.

نهشته شده است (شکل ۳) (Omidpour et al, 2021). این محیط رمپ از نظر سیستم رسوبی کربناته، به‌طور کلی از چهار کمر بند رخساره اصلی شامل رمپ داخلی، میانی و بیرونی همراه با زیرمحیط حوضه تشکیل شده است. رخساره‌های کربناته سازند آسماری در شش زیرمحیط از رمپ داخلی به ترتیب شامل سوپراتایدال/سبخا (supratidal / sabkha)، اینترتایدال (Intertidal)، بخش نزدیک به ساحل لاگون محصور (Proximal part of a restricted lagoon)، لاگون محصور (Restricted lagoon)، لاگون باز (Open lagoon) و پشته کربناته (Shoal) نهشته شده‌اند. سطح انرژی بسته به زیرمحیط از کم تا زیاد متغیر است. محیط رمپ داخلی فراوان‌ترین و متنوع‌ترین محیط رسوبی در منطقه مورد مطالعه است که نشان



شکل ۳: موقعیت ریزرخساره‌ها و مدل رمپ هموکلینال پیشنهادی برای توالی رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی شادگان.

رگچه‌های انحلالی و استیلولیتی شدن، آهن‌دار شدن، سیلیسی شدن، گلوکونیتی شدن، دولومیتی شدن و انیدریتی شدن (Omidpour et al, 2021). با توجه به خصوصیات پتروگرافی سیمان‌ها و سایر شواهد دیاژنتیکی، فرآیندهای دیاژنتیکی مختلف سنگ‌های کربناته این سازند را در سه محیط اصلی دریایی، متئوریکی (جوی) و تدفینی تحت تأثیر قرار داده‌اند.

فرآیندهای دیاژنتی

مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتی در مقاطع نازک مطالعه شده از ریزرخساره‌های سازند آسماری عبارتند از: میکربیتی شدن توسط موجودات میکروسکوپی و تشکیل پوشش‌های میکربیتی رورشدی، آشفستگی زیستی، سیمانی شدن کلسیتی در محیط‌های دیاژنتی دریایی، متئوریکی و تدفینی، انحلال، نئومورفیسم، تراکم فیزیکی و شیمیایی به صورت فابریک‌های درهم یا فشرده، شکستگی،

جدول ۱: ریزرخساره‌های کربناته - تبخیری سازند آسماری و محیط رسوبی آنها، فرآیندهای دیاژنتیکی و اجزای اصلی تشکیل دهنده ریزرخساره‌ها.

کد رخساره	ریزرخساره	اجزای اصلی تشکیل دهنده	فرآیندهای دیاژنتیکی	زیرمحیط	محیط رسوبگذاری
MF1	انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای	نودول‌های انیدریت و انیدریت لایه‌ای	-	سورانا‌ایدال	رسمب داخلی
MF2	دولومیکریت	بلورهای دولومیکریت	دولومیتی شدن، استیلولیتی شدن و شکستگی	سورانا‌ایدال	رسمب داخلی
MF3	مادستون توده‌ای	دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت	استیلولیتی شدن، حضور رگچه‌های انحلاهی و آهن‌دار شدن	اینترتا‌ایدال	رسمب داخلی
MF4	وگستون حاوی پلوئید و اینتراکست	پلوئید و اینتراکست	میکریتی شدن با یوکلاست‌ها، آشفنگی زیستی، استیلولیتی شدن، آهن‌دار شدن و حضور رگچه‌های انحلاهی	اینترتا‌ایدال	رسمب داخلی
MF5	وگستون حاوی پلوئید، فرامینیفر بدون منفذ و یوکلاست	پلوئید، فرامینیفر بدون منفذ، قطعات دوکفه‌ای، گالستروپود و کرینوتیید	میکریتی شدن با یوکلاست‌ها به ویژه فرامینیفرها، انحلال با یوکلاست‌ها، سیمانی شدن توسط انیدریت	لاگون محصور شده نزدیک به ساحل	رسمب داخلی
MF6	وگستون حاوی پلوئید، میلیولید و دندرتینا رنجی	پلوئید، میلیولید و دندرتینا رنجی (<i>Dendritina rangi</i>)	میکریتی شدن با یوکلاست‌ها، دولومیتی شدن، آهن‌دار شدن و شکستگی	لاگون محصور شده نزدیک به ساحل	رسمب داخلی
MF7	وگستون حاوی یوکلاست	قطعات دوکفه‌ای، گالستروپود و کرینوتیید	میکریتی شدن با یوکلاست‌ها، دولومیتی شدن، سیمانی شدن انیدریتی و کلسیتی و انحلال	لاگون محصور شده	رسمب داخلی
MF8	وگستون/یکستون حاوی دندرتینا رنجی	دندرتینا رنجی (<i>Dendritina rangi</i>)، میلیولید به صورت فرعی	میکریتی شدن	لاگون محصور شده	رسمب داخلی
MF9	وگستون/یکستون حاوی میلیولید	میلیولید	انحلال و میکریتی شدن	لاگون محصور شده	رسمب داخلی
MF10	یکستون حاوی فرامینیفر بدون منفذ یا تنوع بالا	فرامینیفرهای بنشیک بدون منفذ	میکریتی شدن فرامینیفرها و سیمانی شدن	لاگون باز	رسمب داخلی
MF11	یکستون حاوی جلبک قرمز، اکتینودرم و یوکلاست	فرامینیفرهای بنشیک همراه با خرده‌هایی از جلبک قرمز، اکتینودرم‌ها	انحلال جزئی و میکریتی شدن فرامینیفرها	لاگون باز	رسمب داخلی
MF12	گرینستون حاوی یوکلاست	فرامینیفرهای بدون منفذ و منفذدار، اکتینودرم، گالستروپود و دوکفه‌ای	سیمانی شدن گسترده انیدریتی و کلسیتی، انحلال و ایجاد تخلخل‌های قالبی، میکریتی شدن کامل با یوکلاست‌ها	پشته کربناته	رسمب داخلی
MF13	گرینستون حاوی الئید و فاورینا	پلت مدفوعی موسوم به فاورینا و الئید	انحلال، میکریتی شدن، سیمانی شدن، دولومیتی شدن	پشته کربناته	رسمب داخلی
MF14	گرینستون الئیدی	الئیدهای سطحی و میلیولید به صورت فرعی	سیمانی شدن گسترده، میکریتی شدن، آهن‌دار شدن، انحلال و توسعه تخلخل-های قالبی	پشته کربناته	رسمب داخلی
MF15	وگستون/یکستون حاوی فرامینیفرهای بدون منفذ و منفذدار	فرامینیفرهای بنشیک بدون منفذ با دیواره پورسلانوز و منفذدار با دیواره هیالین	انحلال، نومورفیس، میکریتی شدن و تشکیل پوشش‌های میکریتی، دولومیتی شدن و سیمانی شدن	سب تا‌ایدال	رسمب میانی
MF16	وگستون/یکستون/فلونستون حاوی روتالیا ونوتی، جلبک قرمز و اکتینودرم	قطعات بزرگ اکتینودرم، جلبک-های قرمز و روتالیا ونوتی	میکریتی شدن، پوشش‌های میکریتی و تشکیل سیمان روشدی هم محور اطراف اکتینودرم‌ها	سب تا‌ایدال	رسمب میانی
MF17	باندستون/فریمستون مرجانی	کلی‌های مرجان	تخلخل رشدی- شبکه‌ای، سیمانی شدن	ریف کومه‌ای	رسمب میانی
MF18	باندستون/رودستون حاوی اکتینودرم و جلبک قرمز	توده‌های مرجانی همراه با جلبک‌های قرمز (<i>Lithophyllum</i> sp.) و روتالیا ونوتی (<i>Rotalia vienotti</i> sp.)	سیمانی شدن و دولومیتی شدن	ریف کومه‌ای	رسمب میانی
MF19	گرینستون حاوی جلبک قرمز، اکتینودرم، روتالیا ونوتی	روتالیا ونوتی (<i>Rotalia vienotti</i> sp.)، جلبک‌های قرمز (<i>Lithophyllum</i> sp.) و اکتینودرم (<i>Lithotamnium</i> sp.)	سیمانی شدن و تراکم	ریف کومه‌ای	رسمب میانی
MF20	یکستون حاوی روتالیا ونوتی	روتالیا ونوتی (<i>Rotalia vienotti</i> sp.)	دولومیتی شدن انتخابی زمینه و انحلال	دریای باز	رسمب میانی
MF21	وگستون/یکستون/رودستون حاوی لپیدوسکلینا	فرامینیفر بنشیک بزرگ لپیدوسکلینا (<i>Lepidocyclus</i> sp.)	دولومیتی شدن انتخابی زمینه	دریای باز	رسمب میانی
MF22	رودستون حاوی یوکلاست و اپرکولینا یا ماتریکس یکستونی	فرامینیفر بنشیک بزرگ اپرکولینا (<i>Operculina</i> sp.)	گلوکونیتی شدن و دولومیتی شدن انتخابی زمینه	دریای باز	رسمب میانی
MF23	رودستون حاوی یوکلاست و یولپیدینا یا ماتریکس یکستونی	فرامینیفر بنشیک بزرگ یولپیدینا (<i>Entlepidina</i>)	گلوکونیتی شدن و دولومیتی شدن انتخابی زمینه	دریای باز	رسمب میانی
MF24	وگستون/فلونستون حاوی پلانکتون و فرامینیفرهای بزرگ بنشیک	خرده‌های فرامینیفرهای بنشیک بزرگ (<i>Lepidocyclus</i> sp.)، اپرکولینا (<i>Operculina</i> sp.) و فرامینیفرهای پلانکتونیک (<i>Globigerina</i> sp.)	بیرینی شدن، گلوکونیتی شدن، تراکم فیزیکی و شیمیایی به صورت بافت فشرده، شکستگی کرات و استیلولیتی شدن	دریای باز	رسمب بیرونی
MF25	وگستون/یکستون حاوی پلانکتون و یوکلاست	قبیل گلوبیزینا (<i>Globigerina</i> sp.) همراه با بریوزوتر، اکتینودرم و دوکفه‌ای	بیرینی شدن و گلوکونیتی شدن	دریای باز	رسمب بیرونی
MF26	شیل‌امرن پلاژیک	دولومیت‌های ریز گرد شده	بیرینی شدن	دریای باز	حوضه

آنالیز عنصری

فازهای کربناتی اصلی با مداخله سیالات دیاژنتیکی از طریق فرآیندهای انحلال و ته نشست مجدد تثبیت می‌شوند (Bathurst, 1975). توزیع عناصر فرعی در کانی‌های کربناته به وسیله توزیع عناصر فرعی در سیالات نفوذی (Percolating fluids)، نسبت آب به سنگ سیستم دیاژنتیکی و ضریب توزیع عناصر فرعی برای یک کانی - سیال خاص کنترل می‌شود (Tucker and Wright, 1990; Hou et al, 2016; Fallah-Bagdash et al, 2020). مقادیر Sr در نمونه‌های آهکی سازند آسماری بین ۱۷ تا ۱۴۰۲ پی پی ام (با میانگین ۷۱۰ پی پی ام) در تغییر است (جدول ۲). این مقدار کمتر از میزان Sr نمونه‌های کل کربناته (Bulk Carbonate) مناطق حاره‌ای عهد حاضر است که بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی پی ام در تغییر است (Milliman, 1974). آراگونیت غیربیوتیک دارای سدیم بیشتری (حدود ۲۷۰۰ پی پی ام) نسبت به کلسیت غیربیوتیک (حدود ۲۷۰ پی پی ام) می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰؛ Veizer, 1983). مقادیر Na در سنگ‌آهک‌های آراگونیتی غیربیوتیک (abiotic) حاره‌ای عهد حاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی پی ام (میانگین ۲۵۰۰ پی پی ام) در تغییر است، در حالی که در کلسیت‌های کم‌منیزیم غیربیوتیک نواحی

معتدله تمرکز Na حدود ۲۷۰ پی پی ام می‌باشد (Milliman, 1974). مقادیر Na در نمونه‌های آهکی سازند آسماری بین ۲۷۵ تا ۴۴۹۹ پی پی ام (میانگین ۲۳۸۷ پی پی ام) در نوسان است (جدول ۲). مقادیر سدیم نمونه‌های آهکی سازند آسماری بیشتر از مقادیر سدیم در رسوبات آراگونیتی آب گرم عهد حاضر (2700 پی پی ام) (Milliman, 1974) و رسوبات کلسیتی (۲۷۰ پی پی ام) معادل می‌باشد. مقادیر Mn در سنگ‌های آهکی سازند آسماری بین ۲ تا ۲۹۰ پی پی ام (میانگین ۱۴۶ پی پی ام) در تغییر است (جدول ۲). کربنات‌های آراگونیتی واقع در دریا‌های گرم و کم‌عمق دارای Mn پایینی (کمتر از ۲۰ پی پی ام) هستند، در حالی که مقدار Mn در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر بالاتر از ۳۰۰ پی پی ام است (Rao and Adabi, 1992). برخلاف تمرکز نسبتاً کم منگنز، محتوی آهن تا حد زیادی متفاوت است به طوری که تمرکز Fe در سنگ‌آهک‌های سازند آسماری بین ۲۸ تا ۱۰۳۰۷ پی پی ام (میانگین ۵۱۶۷ پی پی ام) در تغییر است (جدول ۲). این مقادیر آهن به‌طور قابل توجهی بالاتر از میزان آراگونیت عهد حاضر (۲۰-۳۰ پی پی ام) است، جایی که حضور آهن ناچیز است (Veizer, 1983).

جدول ۲: بیش‌ترین، کمترین و میانگین عناصر فرعی در نمونه‌های کربناته (سنگ آهکی و دولومیتی) سازند آسماری.

Mineralogy		Sr (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)
Limestone	Max	1402	4499	10307	290
	Min	17	275	28	2
	Mean	709	2387	5167	146
Dolomite	Max	757	3447	7879	289
	Min	45	582	750	31
	Mean	483	1618	3111	111

بین ‰PDB ۵/۸۶- تا ‰PDB ۱/۵۶ (میانگین ‰PDB ۰/۷۴-) تغییر می‌کند (جدول ۳، شکل ۴). در شکل ۴ محدوده سازند آسماری با محدوده‌های ارائه شده توسط اکراوی و همکاران

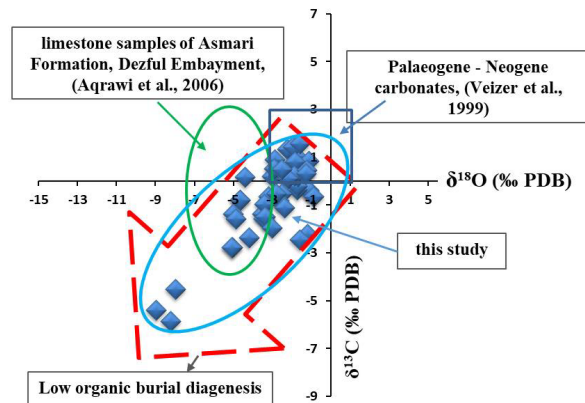
ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و کربن سنگ آهک‌ها دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های سازند آسماری بین ‰PDB ۰/۸۵- تا ‰PDB ۸/۹۶- (میانگین ‰PDB ۲/۹۹-) و مقادیر ایزوتوپ کربن

این امر بیانگر این مطلب است که ترکیب ایزوتوپی سنگ آهک‌های سازند آسماری نسبتاً اولیه است و عمدتاً در تعادل ایزوتوپی با آب دریای پالئوژن-نئوژن بوده است. اگرچه برخی از نمونه‌ها توسط فرآیندهای دیاژنتیکی در طول تدفین قرار گرفته‌اند (شکل ۴). سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن برابر با $\delta^{18}\text{O}_w$ در زمان PDB %۰/۸۵- معادل آب دریا در زمان لیگو - میوسن است.

(Aqrawi et al, 2006) برای نمونه‌های آهکی و دولومیتی سازند آسماری در فروافتادگی دزفول و محدوده کربنات‌های پالئوژن - نئوژن ارائه شده توسط وایزر و همکاران (Viezer et al, 1999) مقایسه شده است. نمونه‌های مورد مطالعه از سازند آسماری در محدوده ارائه شده برای نمونه‌های آهکی توسط اکراوی و همکاران و محدوده کربنات‌های پالئوژن - نئوژن واقع شده است، که

جدول ۳: مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن و مقادیر شوری در نمونه‌های سنگ آهکی سازند آسماری

Sample No.	Rock type (mineralogy)	Depth (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ (V-PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$ (V-PDB)	Z-value
S-2	100% calcite	3329.34	-1.18	-2.23	122.15
S-4	100% calcite	3322.87	-1.34	0.31	127.27
S-5	80% calcite, 20% clay	3318.84	-1.12	-0.39	126
S-5 QCD	80% calcite, 20% clay	3318.84	-1.11	-0.41	126
S-6	85% calcite, 15% clay	3315.72	-1.59	-2.46	121.5
S-8	80% calcite, 20% dolomite	3311.32	-0.85	-0.65	125.5
S-9	100% calcite	3303.34	-1.4	0.48	127.6
S-11	95% calcite, 5% clay	3295.57	-1.71	-0.37	125.7
S-12	90% calcite, 10% anhydrite	3293.19	-1.73	-0.21	126
S-14	80% calcite, 20% dolomite	3292.19	-1.67	0.2	126.9
S-16	90% calcite, 10% dolomite	3288.5	-1.74	1.04	128.6
S-19	85% calcite, 15% dolomite	3280.32	-3.02	0.2	126.2
S-22	80% calcite, 20% dolomite	3273.17	-2.49	-0.55	125
S-24	85% calcite, 15% dolomite	3264.15	-3.2	-0.66	124.4
S-25	100% calcite	3262.51	-4.66	-0.8	123.3
S-25 QCD	100% calcite	3262.51	-4.66	-0.81	123.3
S-27	100% calcite	3260	-3.5	-1.37	122.8
S-28	100% calcite	3257.5	-2.66	-0.82	124.3
S-29	100% calcite	3253.44	-3.41	-0.97	123.6
S-31	100% calcite	3244.5	-5.01	-1.37	122
S-32	100% calcite	3237.75	-2.78	-0.55	124.8
S-35	100% calcite	3233.08	-2.28	0.28	126.7
S-36	100% calcite	3231.3	-2.63	0.44	126.9
S-39	100% calcite	3222.74	-1.12	0.82	128.4
S-40	100% calcite	3218.24	-2.22	1.32	128.9
S-42	100% calcite	3214.73	-1.93	1.4	129.2
S-47	100% calcite	3197.74	-1.59	1.56	129.7
S-49	100% calcite	3193.55	-1.83	0.8	128
S-50	100% calcite	3180.56	-1.87	0.23	126.8
S-51	Essentially no peaks - 100% calcite?	3180.3	-1.23	0.44	127.6
S-52	100% calcite	3178.22	-2.18	0.1	126.4
S-54	50% calcite, 50% sand	3152.49	-8.21	-5.86	111.2
S-55	90% calcite, 10% sand	3135.95	-7.97	-4.54	114
S-56	100% calcite	3133.94	-8.96	-5.41	111.8
S-57	20% calcite, 20% dolomite, 60% sand	3112.3	-1.27	0.32	127.3
S-59	98% calcite, 2% anhydrite	3108.83	-5.03	-2.77	119.1
S-59 QCD	98% calcite, 2% anhydrite	3108.83	-5.06	-2.79	119
S-62	70% calcite, 15% dolomite, 15% sand	3090.75	-2.86	0.88	127.7
S-63	100% calcite	3082.65	-4.2	-2.37	120.4
S-65	100% calcite	3070.12	-4.87	-1.59	121.6
S-68	100% calcite	3052.73	-2.37	-1.12	123.8
S-70	100% calcite	3050	-3.43	-1.58	122.4
S-75	100% calcite	3040.39	-4.4	0.17	125.5
S-77	90% calcite, 10% dolomite	3015.89	-3.36	-1.49	122.6
S-77 QCD	90% calcite, 10% dolomite	3015.89	-3.36	-1.51	122.5
S-80	65% calcite, 35% sand	2999.15	-3	-1.95	121.8
S-84	100% calcite	2965.22	-2.89	0.51	126.9
S-87	100% calcite	2959.19	-2.51	0.48	127



شکل ۴: مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های آهکی سازند آسماری با محدوده‌های ارائه شده توسط اکرای و همکاران، (Aqravi et al, 2006) برای نمونه‌های آهکی و دولومیتی سازند آسماری در فروافتادگی دزفول و محدوده کربنات‌های پالئوژن - نئوژن ارائه شده توسط وایزر و همکاران (Veizer et al, 1999) مقایسه شده است. نمونه‌های مورد مطالعه از سازند آسماری در محدوده ارائه شده برای نمونه‌های آهکی توسط اکرای و همکاران و محدوده کربنات‌های پالئوژن - نئوژن واقع شده است.

بنابراین ارتباط منفی بین Sr و Mn در نمونه‌های آهکی سازند آسماری بیانگر یک تعادل دیاژنتیکی محدود تحت شرایط دیاژنز متئوریکی فراتیک می‌باشد (Omidpour et al, 2021) (شکل ۶ B). میزان استرانسیوم با افزایش عمق و دمای آب کاهش می‌یابد (Cantrell, 2006).

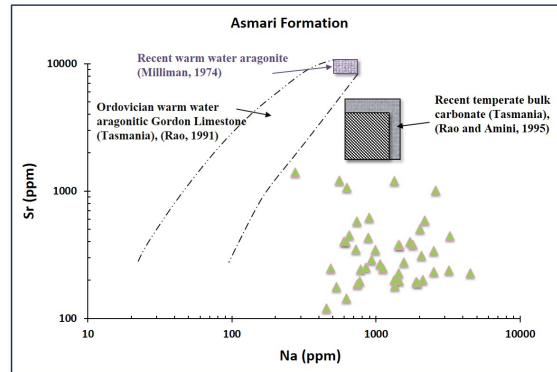
سدیم (Na): تمرکز Na در رسوبات کربناته به درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی (Kinetics)، ترکیب کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (Morrison and Brand, 1986). مقدار Na با افزایش درصد آراگونیت، شوری و عمق آب افزایش می‌یابد. Na دارای ضریب توزیع (Partition coefficient) کمتر از یک می‌باشد و در آب‌های متئوریکی دارای تمرکز پایینی است و لذا در سنگ‌های کربناته‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنز متئوریکی قرار می‌گیرند مقادیر سدیم پایین خواهد بود (آدابی، ۱۳۹۰). میزان بالای Na در کربنات‌های سازند آسماری به بالا بودن شوری محیط رسوبگذاری در آب‌های گرم تا معتدله و کم عمق در آب و هوای گرم و خشک الیگوسن - میوسن و کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی نسبت داده

کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی در سازند آسماری
(۱) مطالعات عناصر فرعی جهت تعیین کانی‌شناسی اولیه سنگ آهک‌های سازند آسماری

استرانسیوم (Sr): تمرکز استرانسیوم در کربنات‌ها برای مطالعه ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های قدیمه و شرایط و تکامل دیاژنتیکی آنها مورد استفاده قرار می‌گیرد (Veizer, 1983; Winefield et al, 1996; Adabi et al, 2010). مقدار Sr در آراگونیت بیشتر از کلسیت است زیرا کاتیون‌هایی که بزرگتر از Ca هستند (نظیر Na, Sr)، ترجیحاً در شبکه ساختمانی باز اورترومبیک آراگونیت جای می‌گیرند (Veizer, 1983; Morrison and Brand, 1986). مقادیر پایین استرانسیوم در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه بیانگر این امر است که ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی کربنات‌های آسماری از نظر استرانسیوم تخلیه شده، که منعکس کننده تعادل دیاژنتیکی پس از قرار گرفتن رسوب اولیه آراگونیتی در معرض آب‌های متئوریکی می‌باشد (Brand and Veizer, 1980). میزان Sr در ترکیب کانی‌شناسی آراگونیت معمولاً بالاست، درحالی که میزان Mn پایین می‌باشد (Cantrell, 2006).

خارج از محدوده‌های ارائه شده برای ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند.

می‌شود (شکل ۵) (Omidpour et al, 2021). به دلیل بالا بودن مقادیر Na در نتیجه شوری بالای محیط دیرینه، نمونه‌های آهکی سازند آسماری



شکل ۵: تغییرات Na در مقابل Sr. همانطور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های سنگ آهکی سازند آسماری با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao and Amini, 1995)، آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و رسوبات آراگونیتی آب گرم عهد حاضر (Milliman, 1974) مقایسه شده است. به دلیل شوری بالای محیط رسوبگذاری نمونه‌های سازند آسماری خارج از محدوده‌های مورد مقایسه واقع شده‌اند.

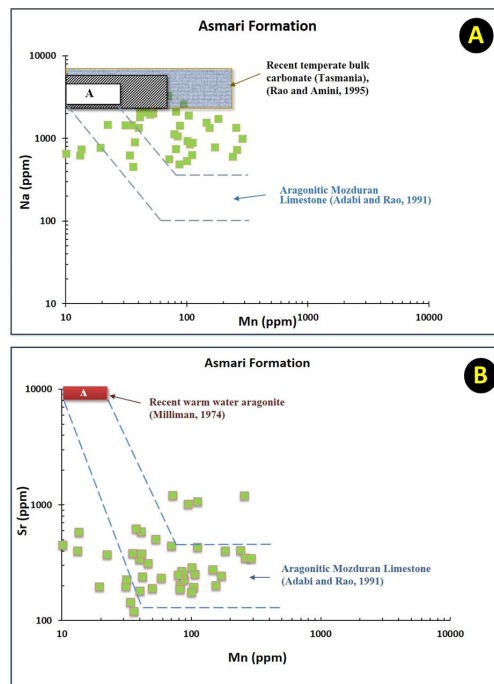
Mn (شکل ۶ A) نمونه‌های آهکی سازند آسماری در نزدیکی محدوده نمونه‌های آراگونیتی مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته است. در نمودار Sr در مقابل Mn اکثر نمونه‌ها در محدوده آراگونیتی کربنات‌های مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۶ B). آهن (Fe): مقادیر بالای آهن در برخی نمونه‌ها به احتمال زیاد به دلیل حضور کانی‌های همراه از قبیل پیریت، اکسیدهای آهن و یا کانی‌های رسی است (Omidpour et al, 2021). تغییرات غلظت Fe^{2+} و Mn^{2+} در کربنات‌ها، که به شرایط Eh و pH بستگی دارد، معمولاً برای ردیابی مسیرهای دیاژنتیکی کربنات‌ها استفاده می‌شود (Tucker and Wright, 1990; Herndon et al, 2018). شباهت تغییرات مقادیر Fe و Mn حاکی از منشأ یکسان این عناصر و شباهت نحوه ورود آنها به شبکه کربنات‌ها می‌باشد (Vincent et al, 2006). در شکل ۷ مقادیر Mn در برابر Fe برای نمونه‌های آهکی سازند آسماری ترسیم شده است. همبستگی ضعیف بین

منگنز (Mn): مقادیر منگنز با افزایش تأثیر دیاژنت متئوریکی افزایش می‌یابد (Brand and Veizer, 1980; Rao, 1990)، زیرا ضریب توزیع Mn حدود ۱۵ است و در آب‌های متئوریکی تمرکز بسیار بالایی دارد (Pingitore, 1978). بنابراین فراوانی بالای Mn را در نمونه‌های کربنات‌ها می‌توان به دیاژنت متئوریکی نسبت داد. افزایش سرعت رسوبگذاری، شرایط اکسیدان (Pingitore, 1978)، عدم تاثیر دیاژنت متئوریکی و وجود ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی (Adabi and Rao, 1991) موجب کاهش Mn می‌شود. دامنه کم تغییرات Mn می‌تواند حاکی از کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی باشد (آدابی، ۱۳۹۰). در نمودارهای Na در مقابل Sr و Mn در مقابل Mn (شکل ۶)، نمونه‌های آهکی سازند آسماری با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao, 1991; Rao and Amini, 1995)، و سنگ‌های آهکی مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (Adabi and Rao, 1991) مقایسه شده است. با توجه به نمودار Na در مقابل

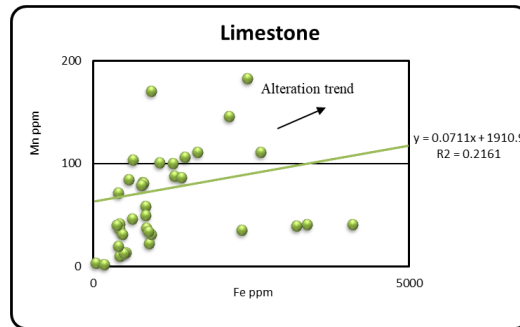
دیاژنز در سنگ‌آهک‌ها مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در مقابل ایزوتوپ کربن ترسیم می‌شود و با توجه به تغییرات مقادیر این دو ایزوتوپ می‌توان نوع دیاژنز (دریایی، متئوریکی و تدفینی) را تعیین نمود. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سازند آسماری در شکل ۴ بیانگر تاثیر دیاژنز تدفینی در حضور کم مواد آلی (Low organic burial diagenesis) می‌باشد. به واسطه افزایش دما با افزایش عمق تدفین، میزان تغییرات ایزوتوپ اکسیژن طی دیاژنز تدفینی بیشتر از تغییرات ایزوتوپ کربن می‌باشد.

آهن و منگنز به احتمال زیاد به دلیل دگرسانی دیاژنتیکی ناچیز توسط سیالات غیردریایی طی دیاژنز متئوریکی می‌باشد (شکل ۷)، زیرا دیاژنز و شرایط احیایی باعث افزایش مقدار این عناصر در کربنات‌ها می‌شود (Herndon et al, 2018).

تعیین روند دیاژنزی در سنگ‌آهک‌های سازند آسماری تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن یک ابزار قوی برای تعیین روند دیاژنز است. ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن به فرآیندهای دیاژنز تدفینی اولیه و تأخیری بسیار حساس هستند (Vincent et al, 2010). به منظور تعیین روند



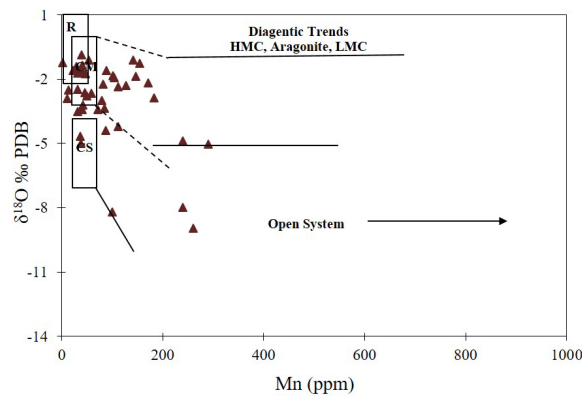
شکل ۶: A) تغییرات Mn در مقابل Na. همانطور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های آهکی سازند آسماری با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao, 1991; Rao and Amini, 1995) و سنگ‌های آهکی مزدوران مربوط به بخش کم عمق حوضه (Adabi and Rao, 1991) مقایسه شده است. نمونه‌های آهکی سازند آسماری در نزدیکی محدوده‌های آراگونیتی مزدوران با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته است. بالا بودن مقادیر سدیم به دلیل شوری بالاست. پایین بودن مقادیر Mn در نمونه‌های آهکی سازند آسماری در ارتباط با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و نیز بسته تا نیمه بسته بودن سیستم دیاژنتیکی است؛ B) تغییرات Mn در مقابل Sr. همانطور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های آهکی سازند آسماری با محدوده‌های ارائه شده برای کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao, 1991; Rao and Amini, 1995)، و آهک‌های آراگونیتی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) مقایسه شده است. اکثر نمونه‌ها در محدوده آراگونیتی سنگ آهک‌های مزدوران به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی قرار گرفته‌اند.



شکل ۷: ترسیم مقادیر Fe در مقابل Mn در نمونه‌های آهکی سازند آسماری. ارتباط کمتری میان این دو عنصر وجود دارد که این مسئله حاکی از تأثیر کمتر دیاژنز غیر دریایی و احتمالاً متئوریکی بر روی نمونه‌های آهکی است.

۳) تعیین نوع سیستم دیاژنتیکی یا تبادل آب به سنگ (Water/rock interaction)

در شکل ۸ روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبات کلسیت کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، متشکله‌های عهد حاضر (R)، محدوده آهکی برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی (CM) در آمریکا و محدوده آهک‌های ریدبی (Readbay) سیلورین (CS) در کانادا نشان داده شده است (Milliman, 1974; Brand and Veizer, 1980). با توجه به این نمودار می‌توان به باز یا بسته بودن سیستم دیاژنتیکی، نسبت آب به سنگ (The water/rock ratio or interaction) و شرایط اکسیداسیون و احیا محیط پی برد. اغلب نمونه‌های آهکی سازند آسماری در محدوده R و CM که حداقل دگرسانی را داشته‌اند، قرار گرفته است (شکل ۸).



شکل ۸: تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مقابل منگنز. محدوده‌های پایداری دیاژنتیکی برای کلسیت کم منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC)، آراگونیت (A)، متشکله‌های عهد حاضر (R)، محدوده آهکی برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی (CM) و محدوده آهک‌های ریدبی (Readbay) سیلورین (CS) نشان داده شده است (Brand and Veizer, 1980). نمونه‌های آهکی سازند آسماری به دلیل دگرسانی کمتر به‌طور عمده در محدوده سیستم‌های دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته قرار گرفته است. این محدوده حاکی از نسبت پایین تبادل آب به سنگ (Water/rock interaction) در این نمونه‌هاست. کاهش تمرکز Mn در فازهای دیاژنزی دلیلی بر بسته بودن سیستم است.

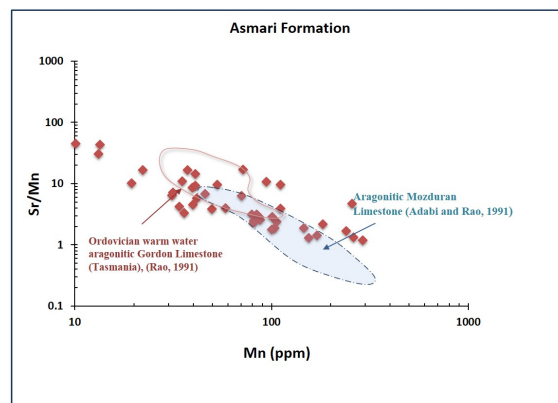
(Water/rock interaction) در این نمونه‌ها می‌باشد. برند و وایزر (Brand and Veizer, 1980) معتقدند که افزایش تمرکز کاتیون Mn در فازهای

پخش و توزیع نمونه‌ها حاکی از یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته می‌باشد. این محدوده‌ها حاکی از نسبت پایین تبادل آب به سنگ

زیادی تسهیل می‌گردد (Rao, 1990) و باعث پایین آوردن نسبت Sr/Mn می‌شود. بنابراین ترسیم نسبت Sr/Mn در مقابل Mn می‌تواند به عنوان معیاری مفید برای تخمین میزان انحلال آهک‌ها مورد استفاده قرار گیرد (Rao, 1991). با توجه به نمودار Sr/Mn در برابر Mn، اغلب نمونه‌های آهکی سازند آسماری در محدوده نمونه‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی قرار گرفته است که می‌تواند به دلیل ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی این نمونه‌ها و میزان دگرسانی یا انحلال مشابه آنها باشد (شکل ۹). در این نمودار مقادیر نسبتاً بالای Sr/Mn و میزان پایین Mn در تعدادی از نمونه‌ها حاکی از سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته (-closed to semi closed diagenetic system) برای کربنات‌های سازند آسماری است. نمونه‌هایی که دارای میزان Mn بالاتری هستند به مدت بیشتری در معرض دگرسانی دیاژنتیکی تحت تأثیر آب‌های متئوریکی قرار گرفته‌اند و در نتیجه بیشترین میزان انحلال را متحمل شده‌اند (شکل ۹).

دیاژنتیکی، دلیلی بر باز بودن سیستم دیاژنتیکی در طی دگرسانی است. دگرسانی در یک سیستم باز منجر به افزایش تمرکز کاتیون‌هایی نظیر Fe، Mn که دارای ضریب توزیع بیشتر از واحد می‌باشند در کربنات‌ها می‌گردد. لذا کاهش مقادیر Mn به دلیل تأثیر بسیار کم فرآیند دیاژنز متئوریکی بر روی این نمونه‌هاست. در سیستم دیاژنتیکی بسته با تبادل آب/سنگ پایین، سیال دیاژنتیکی از سیستم حذف نمی‌شود بلکه به‌طور مداوم به واسطه فرآیندهای انحلال - ته نشست تغییر می‌یابد (Knorich and Mutti, 2006). با توجه به ضریب توزیع، عناصر اصلی و فرعی در سیال دیاژنتیکی، تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی در آنها صورت می‌گیرد (Knorich and Mutti, 2006; Caron and Nelson, 2009).

نسبت استرانسیوم به منگنز (Sr/Mn): در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار و تبدیل آنها به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقادیر Sr کاهش یافته و بالعکس تمرکز Mn افزایش خواهد یافت (Budd, 2002). این فرآیند در سطح زمین و توسط نفوذ آب‌های متئوریکی به مقدار



شکل ۹: تغییرات Mn در برابر Sr/Mn در نمونه‌های آهکی سازند آسماری. شایان ذکر است نمونه‌هایی که در داخل محدوده کربنات‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا و بالاتر قرار می‌گیرند به دلیل نسبت Sr/Mn بالاتر و در نتیجه میزان Mn پایین‌تر دارای کمترین میزان دگرسانی دیاژنتیکی (انحلال) در میان این نمونه‌ها هستند. نمونه‌هایی که در داخل و یا نزدیکی محدوده کربنات‌های سازند مزدوران قرار گرفته‌اند به دلیل بالاتر بودن میزان Mn آنها به مدت بیشتری در معرض دگرسانی دیاژنتیکی تحت تأثیر آب‌های متئوریکی قرار گرفته‌اند و در نتیجه بیشترین میزان انحلال را متحمل شده‌اند.

رابطه (۱)

$$T = 16 - 4.14 (\delta c - \delta w) + 0.13 (\delta c - \delta w)^2$$

در این معادله:

T = دمای دیرینه بر حسب درجه سانتی‌گراد

δc = ایزوتوپ اکسیژن در نمونه‌های آهکی مورد

مطالعه بر حسب PDB

δw = ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان ته‌نشین

شدن رسوب کربناته بر حسب SMOW

این معادله نشان می‌دهد که با افزایش و کاهش یک واحد ایزوتوپ اکسیژن، دما به اندازه ۴ تا ۴/۵ درجه تغییر خواهد کرد. وایزر و همکاران (Veizer et al, 1999) با اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های اکسیژن ۲۱۸ نمونه کلسیتی مربوط به دوره‌های مختلف زمین‌شناسی، میزان ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در دوره‌های مختلف را تعیین کرده‌اند.

به این ترتیب میزان ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در دوره سنوزوئیک حدود ۰/۸ SMOW بوده است. با استفاده از معادله آندرسون و آرتور (Anderson and Arthur, 1983) و مقدار ایزوتوپ سنگین اکسیژن سنگ آهک‌های آسماری، دمای آبی که در آن ته‌نشین شده‌اند، حداقل ۲۳ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. ایزوتوپ سبک اکسیژن (-۸.96%)، دمای دیاژنتیکی معادل ۶۸/۸ درجه سانتی‌گراد و مقدار ایزوتوپ سنگین اکسیژن (-۰.85%)، دمای رسوبگذاری معادل ۲۳ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. دمای به دست آمده برای محیط رسوبگذاری با توجه به مجموعه فسیلی سازند آسماری از جمله فرامینیفرهای بزرگ، مرجان-ن‌ها، جلبک‌های قرمز و اجزای غیرزیستی از جمله پلوانیدها و اییدها و با در نظر گرفتن عرض جغرافیایی حوضه رسوبی زاگرس در زمان الیگوس-میوسن که تاکنون ثابت است (Heydari, 2008)، مورد تایید است (Omidpour et al, 2021).

(۴) تعیین دمای دیرینه آب دریا در الیگوسن-میوسن از مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها، تعیین دمای تشکیل کربنات‌ها در زمان رسوبگذاری آنهاست (Anderson and Arthur, 1983; Kasting et al, 2006; Read et al, 2016). تعیین دمای دیرینه آب دریا اولین بار توسط یوری (Urey, 1974) پیشنهاد گردید، به این ترتیب که اگر کربنات کلسیم تحت شرایط تعادلی با آب دریا ته‌نشین شده باشد، ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ مشابهی با آب دریا خواهد داشت. برای محاسبه دمای دیرینه (Depositional temperature) بایستی از نمونه‌هایی که کمتر دستخوش دگرسانی واقع شده و دارای یک مینرالوژی پایدار هستند، استفاده نمود. چنین نمونه‌هایی باید دارای مقادیر ایزوتوپ سنگین اکسیژن، Na و Sr بالا و کمترین مقدار Fe و Mn باشند. نمونه‌هایی که دارای مقدار ایزوتوپ سبک اکسیژن می‌باشند برای تعیین دمای محیط دیاژنتیکی (Diagenetic temperature) به کار می‌روند. ترکیب ایزوتوپی سیالات دیاژنتیکی (سیالات متئوریکی) معمولاً از نظر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نسبت به آب دریای معادل آن سبک‌تر یا منفی‌تر می‌باشد. به طور کلی، مقادیر $\delta^{18}O$ برای کانی‌های کربنات با افزایش زمان زمین‌شناسی کاهش می‌یابد (Veizer and Hoefs, 1976). وایزر (Veizer, 1983) این امر را مرتبط با تغییرات دیاژنتیکی کربنات‌ها به واسطه آب‌های متئوریکی، تغییرات در مقدار $\delta^{18}O$ و $\delta^{18}C$ آب دریا و افزایش دمای آب دریا می‌داند. مقادیر $\delta^{18}O$ کلسیت به فاکتورهای مختلفی بستگی دارد مانند حجم یخ، شوری، pH و دمای آب دریایی که از آن نهشته شده است (Žák et al, 2011). معادلات مختلفی برای تعیین دمای دیرینه وجود دارد که در اینجا از معادله آندرسون و آرتور (Anderson and Arthur, 1983) استفاده شده است:

در این مطالعه مقادیر ضریب شوری تمامی نمونه‌ها توسط معادله کیث و وبر (Keith and Weber, 1964) محاسبه شده است. بر این اساس مقادیر متوسط این شاخص در توالی مورد مطالعه 130.07 می‌باشد، که این امر نشان می‌دهد که کربنات‌های سازند آسماری در طول عمر خود، عمدتاً محیط دیاژنز دریایی را تجربه کرده‌اند.

۶) تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه سنگ آهک‌های سازند آسماری بر مبنای مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن

۱-۶) ترسیم ایزوتوپ اکسیژن در مقابل عناصر فرعی تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر عناصر فرعی مانند Na، Sr، Mn و این امکان را به ما می‌دهد که بتوانیم ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها و همچنین نوع سیستم دیاژنتیکی را تعیین کنیم. همانطور که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود، بیشتر داده‌ها حاکی از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی می‌باشد.

ترسیم ایزوتوپ اکسیژن در برابر سدیم: همانطور که در شکل ۱۰ A مشخص است مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌های مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا با ترکیب کلسیتی و نیز محدوده دریای ائوسن با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی ترسیم شده است. نمونه‌های آهکی سازند آسماری در محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزدوران، سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا و آراگونیت‌های ائوسن به دلیل تشابه کانی‌شناسی آراگونیتی واقع شده‌اند (آدابی، ۱۳۹۰).

ترسیم ایزوتوپ اکسیژن در مقابل استرانسیوم: ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در مقابل استرانسیوم در شکل ۱۰ B نشان می‌دهد که نمونه‌های آهکی سازند آسماری در محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزدوران واقع شده‌اند. این نمونه‌ها از محدوده کلسیتی کربنات‌های عهد حاضر مناطق معتدله به دلیل ترکیب کانی‌شناسی

۵) تعیین درجه شوری بر اساس داده‌های ایزوتوپی از دیگر کاربردهای اندازه‌گیری ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها، تعیین درجه شوری محیط رسوبی است (Keith and Weber, 1964; Madhavaraju et al, 2007; Narayanan et al, 2004). عوامل متعددی بر روی ایزوتوپ پایدار اکسیژن و کربن تأثیر دارند و می‌توانند مقدار آن را کم یا زیاد نمایند. یکی از مهم‌ترین فاکتورها، تأثیر تغییر درجه شوری محیط رسوبی بر روی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن می‌باشد. شوری آب دریا می‌تواند به علت تبخیر یا ورود آب‌های شور یا آب‌های شیرین (آب‌های متئوریک یا جوی) تغییر نماید. بر این اساس می‌توان محیط دریایی یا متئوریک را در بخش‌های مختلف توالی آسماری تحلیل و تفسیر نمود. در این بخش از کارهای (Madhavaraju et al, 2004; Narayanan et al, 2007) الگو گرفته شده است. اصولاً براساس کار کیث و وبر، معادله زیر برای تعیین اندیس شوری محیط رسوبی براساس مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن، مورد استفاده قرار می‌گیرد (Keith and Weber, 1964).

رابطه ۲)

$$Z = 2.048 (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 (\delta^{18}\text{O} + 50)$$

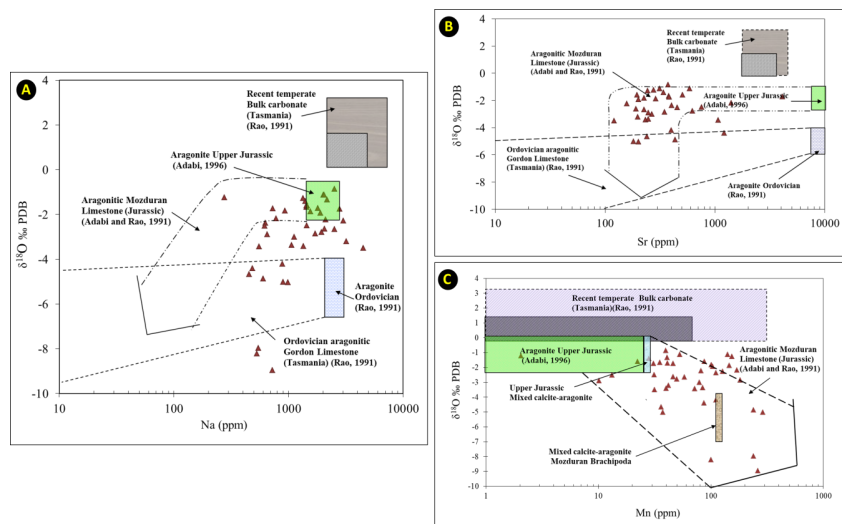
$$Z = 2.048 (1.56 + 50) + 0.498 (-0.85 + 50)$$

$$Z = 130.07$$

در این معادله مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ بر حسب واحد PDB است. این معادله برای تعیین و تشخیص محیط‌های دیاژنزی دریایی و متئوریک یا به‌طور کلی برای تشخیص تأثیر ورود آب‌های جوی یا رخنمون سطحی و افت نسبی سطح آب دریا به کار می‌رود. در صورتی که $Z > 120$ باشد، نشان دهنده رسوبگذاری در محیط دریایی با شوری نرمال است. اگر $Z < 120$ باشد، رسوبگذاری در محیط آب شیرین روی داده است و اگر $Z = 120$ باشد، بیانگر نهشته شدن در محیط حدواسط بین آب شیرین و آب دریا است (Keith and Weber, 1964).

اولیه آراگونیتی فاصله دارند. تغییرات ناچیز در میزان ایزوتوپ اکسیژن به دلیل دگرسانی دیاژنتیکی در یک سیستم بسته تا نیمه بسته است. ترسیم ایزوتوپ اکسیژن در مقابل منگنز: در شکل ۱۰ C سه محدوده مربوط به نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر تاسمانیا (Rao, 1991) و سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Rao,)

و آهک‌های آراگونیتی ژوراسیک فوقانی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) ترسیم شده است. ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در مقابل منگنز نشان دهنده این است که نمونه‌های آهکی سازند آسماری به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی در محدوده آراگونیتی سنگ‌آهک‌های مزدوران قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۰: A) تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل سدیم. تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن به سدیم نشان دهنده قرار گرفتن در محدوده روند دیاژنز آراگونیت‌های گوردون تاسمانیا و ائوسن است؛ B) تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در مقابل استرانسیوم. واقع شدن نمونه‌ها در محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزدوران حاکی از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی سازند آسماری است؛ C) تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در مقابل منگنز. در این نمودار، نمونه‌های آهکی سازند آسماری در محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزدوران واقع شده‌اند و لذا تأییدی بر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی برای این نمونه‌هاست.

نمونه‌های کل کربناته عهد حاضر تاسمانیا و آهک‌های آراگونیتی گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) ترسیم شده است. در این نمودار نمونه‌های آهکی سازند آسماری در محدوده آراگونیتی گوردون تاسمانیا به دلیل تشابه کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی واقع شده‌اند.

ترسیم ایزوتوپ کربن در مقابل استرانسیوم: تغییرات مقادیر ایزوتوپ کربن در برابر استرانسیوم در شکل ۱۱ B ترسیم شده است. نمونه‌های آهکی سازند آسماری به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی در

۲-۶) ترسیم ایزوتوپ کربن در مقابل عناصر فرعی تغییرات ایزوتوپ کربن در برابر عناصر فرعی مانند Na, Sr و Mn این امکان را به ما می‌دهد که بتوانیم ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها را تعیین کنیم. همانطور که در شکل ۱۱ مشاهده می‌شود، بیشتر داده‌ها حاکی از ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی می‌باشد.

ترسیم ایزوتوپ کربن در مقابل سدیم: در شکل ۱۱ A نمونه‌های سازند آسماری از نظر ایزوتوپ کربن و سدیم در مقابل آراگونیت‌های سازند مزدوران و

محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزدوران و سنگ‌آهک‌های گوردون تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته‌اند. ترسیم ایزوتوپ کربن در مقابل منگنز: ترسیم مقادیر ایزوتوپ کربن در مقابل منگنز در شکل ۱۱ C نشان دهنده آن است که نمونه‌های آهکی سازند آسماری در محدوده آراگونیتی سنگ‌آهک‌های گوردون تاسمانیا به دلیل تشابه کانی‌شناسی واقع شده‌اند. در برخی نمونه‌ها به دلیل تأثیر بیشتر فرآیند دیاژنز مقادیر منگنز بالا رفته و مقادیر ایزوتوپ کربن سبک‌تر شده است.

شواهد پتروگرافی کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند آسماری نمونه‌های آهکی مورد مطالعه از سازند آسماری خصوصیات آب‌های گرم را نشان می‌دهند که این ویژگی‌ها عبارتند از: فراوانی جلبک‌ها، تنوع بالای دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی، حضور تبخیری‌ها و دولومیکرایت‌های نهشته شده در شرایط بسیار اولیه دیاژنزی. همچنین فراوانی زیاد پوسته‌های آراگونیتی دوکفه‌ای و گاستروپود انحلال یافته، دولومیتی شدن انتخابی، تشکیل سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت دریایی، پوشش‌های میکریته در هم ریخته (Shattered micrite envelopes) (Adabi and Rao, 1991) و انحلال انتخابی دانه‌های با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی (Mold) تأییدی است بر این که آراگونیت ترکیب کانی‌شناسی اولیه سازند آسماری بوده است (Omidpour et al, 2021).

شواهد پتروگرافی کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند آسماری

مطلعات عناصر فرعی دولومیت‌ها براساس شواهد بافتی و ژئوشیمیایی (Sibley and Gregg, 1987; Mazzullo, 1992; Adabi, 2009) چهار نوع مختلف دولومیت شناسایی شده در توالی رسوبی سازند آسماری عبارتند از: D1 (کوچکتر از ۱۰ میکرون، حفظ کننده فابریک)، D2 (بین ۱۶-۶۲ میکرون، حفظ کننده فابریک)، D3 (۲۵۰-۶۲ میکرون، مخرب فابریک) و D4 (۲۵۰-۱۵۰ میکرون، مخرب فابریک). شناسایی فرآیندهای دیاژنزی در دولومیت‌ها مستقیماً وابسته به سیالات دولومیت ساز می‌باشد (Veizer, 1983; Rao, 1996). با تعیین مقادیر عناصر اصلی (Ca, Mg) فرعی (Na, Sr, Fe, Mn) و ترکیب ایزوتوپی در دولومیت‌ها می‌توان اطلاعات با ارزشی در خصوص منشأ دولومیت، زمان تشکیل، ترکیب سیالات دولومیت ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز به دست آورد (Mazzulla, 2000). تمرکز عناصر فرعی

دولومیتی شدن انتخابی زمینه و برخی از ذرات تشکیل دهنده می‌تواند در ارتباط با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی کربنات‌های آسماری باشد، زیرا ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی به عنوان کاتالیزور عمل کرده و دولومیتی شدن را تسریع می‌بخشد (Adabi and Rao, 1991; Fallah-

تکامل دیاژنتیکی سیالات دولومیت‌ساز

غلظت عناصر اصلی و فرعی در انواع مختلف دولومیت‌ها مربوط به ترکیب کانی‌شناسی اولیه، دما، سیالات دولومیت‌ساز، شرایط اکسیداسیون و احیا و ماهیت محیط دیاژنتیکی است (Azomani et al, 2013; Hou et al, 2016; Fallah-Bagdash et al, 2020). مقادیر نسبتاً بالای استرانسیوم در دولومیت‌های الیگو - میوسن ممکن است به دلیل تشکیل این دولومیت‌ها در نتیجه جایگزینی به جای کربنات‌های با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی یا ته نشینی دولومیت از سیالات دولومیت‌ساز شور باشد (جدول ۲) (Azomani et al, 2013). به‌طور معمول دولومیت دارای تمرکز پایین‌تری از استرانسیوم نسبت به کلسیت می‌باشد زیرا ضریب توزیع استرانسیوم در دولومیت و همچنین سیالات دولومیت‌ساز پایین می‌باشد (Huang, 2010). استرانسیوم دارای ارتباط منفی ضعیف با منیزیم (شکل ۱۲ A) و ارتباط مثبت ضعیف با سدیم می‌باشد (شکل ۱۲ B). طی دیاژنز، روند کلی محتوی عناصر در سنگ‌های کربناته به صورت کاهش مقادیر استرانسیوم، سدیم و منیزیم و افزایش آهن و منگنز می‌باشد (Adabi, 2009; Huang, 2010). ترسیم دوبعدی مقادیر سدیم در برابر منیزیم بیانگر کاهش مقادیر سدیم با افزایش میزان منیزیم می‌باشد (شکل ۱۲ C). میزان سدیم در دولومیت‌های الیگو - میوسن بیشتر از رسوبات آراگونیتی آب‌های گرم عهد حاضر (۲۷۰۰ پی پی ام) (Milliman, 1974) و معادل‌های کلسیتی (۲۷۰ پی پی ام) می‌باشد. شوری، تفریق بیولوژیکی، فرآیندهای جنبشی (Kinetics)، ترکیب کانی‌شناسی، و عمق آب تمرکز سدیم در کربنات‌ها را کنترل می‌کند (Morrison and Brand, 1986; Fallah-Bagdash et al, 2020). بنابراین، مقادیر غنی شده سدیم در نمونه‌های الیگو - میوسن می‌تواند بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی، شوری زیاد محیط

در دولومیت‌های مورد مطالعه از سازند آسماری در جدول ۲ نشان داده شده است.

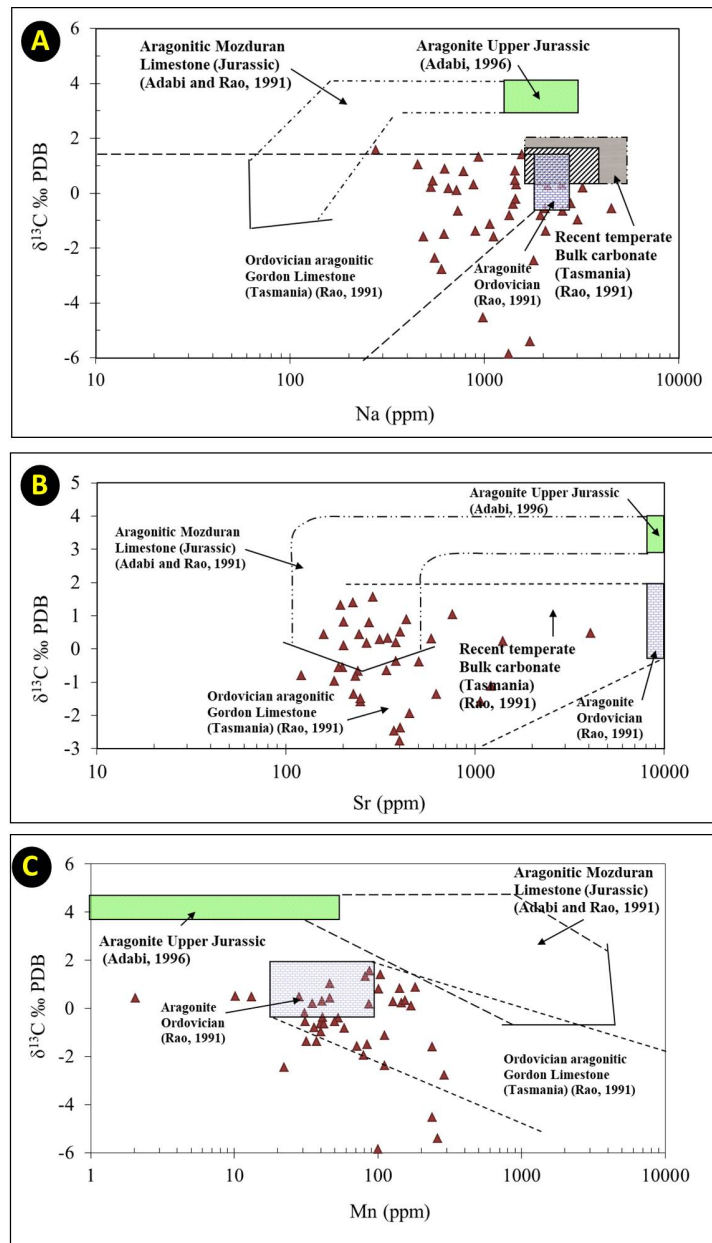
استرانسیم (Sr): تمرکز Sr در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری محدوده‌ای بین ۴۵ تا ۷۵۷ پی پی ام را در برمی‌گیرد (جدول ۲)، به‌طوری که میانگین تمرکز Sr در دولومیکریت‌ها ۱۳۱ پی پی ام تا ۴۴۸ پی پی ام در دولواسپارایت‌ها متغیر است. به‌طور کلی میانگین تمرکز Sr در دولومیت‌های آسماری نسبت به آهک‌ها کمتر است، زیرا Sr جانشین Ca می‌شود و لذا Ca در دولومیت‌ها نصف سنگ آهک‌ها است. سدیم (Na): مقدار سدیم در نمونه‌های دولومیتی توالی مورد مطالعه بین ۵۸۲ تا ۳۴۴۷ پی پی ام در تغییر است (جدول ۲)، به‌طوری که میانگین تمرکز Na در دولومیکریت‌ها ۱۲۶۲ پی پی ام تا ۱۶۶۳ پی پی ام در دولواسپارایت‌ها متغیر است. تغییرات سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی پی ام است (Veizer, 1983).

آهن (Fe): مقادیر آهن در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری بین ۷۵۰ تا ۷۸۷۳ پی پی ام در تغییر است (جدول ۲). به‌طوری که میانگین تمرکز Fe در دولومیکریت‌ها ۱۲۷۴ پی پی ام تا ۱۹۱۱ پی پی ام در دولواسپارایت‌ها متغیر می‌باشد. تمرکز آهن و منگنز به شرایط احیایی حاکم بر محیط بستگی دارد به‌طوری که مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های اولیه نزدیک سطح به دلیل شرایط اکسیداسیونی نسبت به دولومیت‌های تدفینی که در شرایط احیایی تشکیل می‌گردند پایین‌تر است (Tucker and Wright, 1990; Warren, 2000; Adabi, 2009).

منگنز (Mn): مقادیر منگنز در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری بین ۳۱ تا ۲۸۹ پی پی ام در تغییر است (جدول ۲). به‌طوری که میانگین تمرکز Mn در دولومیکریت‌ها ۵۱ پی پی ام تا ۹۴ پی پی ام در دولواسپارایت‌ها متغیر است.

دهنده دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیالات دیاژنتیکی در یک محیط احیایی است (شکل ۱۲ (Fallah- Bagtash et al, 2020) (D).

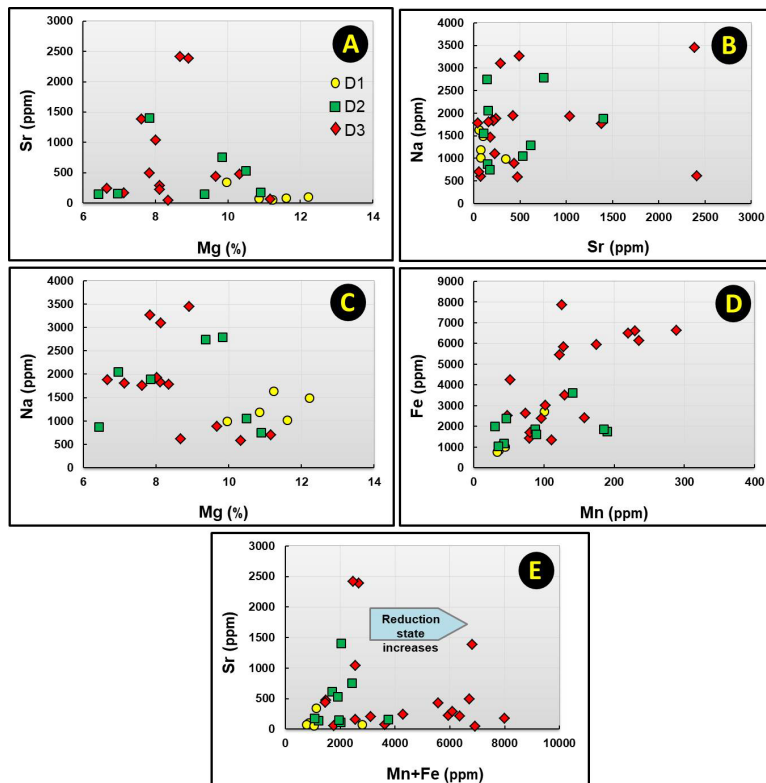
رسوبگذاری یا به عبارتی دمای بیشتر، و یا تعادل دیاژنتیکی محدود در محیط فرآتیک متئوریکی باشد (Swart, 2015; Fallah- Bagtash et al, 2020). همبستگی مثبت بین آهن و منگنز نشان



شکل ۱۱: A) تغییرات ایزوتوپ کربن در مقابل سدیم. نمونه‌های آهنی آسماری در محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی گوردن با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی قرار گرفته است. نمونه‌های آهنی سازند آسماری به دلیل شوری بالا، خارج از محدوده سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزودوران قرار گرفته‌اند؛ B) تغییرات مقادیر ایزوتوپ کربن نسبت به استرانسیوم. پراکندگی نمونه‌ها ناشی از تغییر در میزان ایزوتوپ کربن به دلیل تبادل آب به سنگ طی دیاژنز غیردریایی (احتمالاً از نوع تدفینی) می‌باشد؛ C) تغییرات ایزوتوپ کربن در مقابل منگنز، حاکی از دگرسانی کم و قرار گرفتن در محدوده تعادلی $\delta^{13}C$ و Mn مربوط به آراگونیت‌های دریایی اردوویسین تاسمانیا است.

(D3) می باشد که تحت شرایط احیایی تر در اعماق بیشتر تدفین تشکیل شده اند (شکل ۱۲ E) (Tucker and Wright, 1990; Hou et al, 2016). در نتیجه، در توالی رسوبی الیگو - میوسن، دولومیت های بسیار ریز تا ریزبلور با محتوی آهن و منگنز پایین ممکن است طی مراحل اولیه دیاژنز در یک محیط اکسیدان تشکیل شده باشند. مقادیر بالای آهن و منگنز در دولومیت های درشت بلور نشان دهنده ته نشینی در یک محیط احیایی طی مراحل تدفین کم عمق تا نسبتاً عمیق می باشد (شکل ۱۲ D و ۱۲ E).

به طور کلی اعتقاد بر این است که Fe^{3+} و Mn^{2+} به دلیل ظرفیت نامتعادل برای جایگزینی Ca^{2+} به راحتی در شبکه بلوری در محیط اکسیدان گنجانده نمی شوند. در شرایط تدفینی احیایی، جایگزینی Fe^{3+} و Mn^{2+} با Mg^{2+} در شبکه بلوری دولومیت ها راحت تر صورت می گیرد که این امر منجر به افزایش مقادیر آهن و منگنز در دولومیت ها می شود (Huang, 2010). دولومیت D3 (با مقادیر آهن و منگنز بالا) بیشتر از D1 تحت تاثیر دگرسانی دیاژنتیکی قرار گرفته است. به دلیل شرایط اکسیدان، مقادیر آهن و منگنز در D1 (دولومیت های نزدیک سطح) کمتر از دولومیت های تدفینی



شکل ۱۲: A) ترسیم مقادیر استرانسیوم در مقابل منیزیم در نمونه های دولومیتی سازند آسماری؛ B) ترسیم مقادیر استرانسیوم در مقابل سدیم در نمونه های دولومیتی سازند آسماری؛ C) ترسیم مقادیر سدیم در مقابل منیزیم در نمونه های دولومیتی سازند آسماری؛ D) ترسیم مقادیر آهن در مقابل منگنز در نمونه های دولومیتی سازند آسماری. در این نمودار رابطه خطی و مثبت بین آهن و منگنز بیانگر دگرسانی دولومیت ها توسط سیالات دیاژنتیکی در یک محیط احیایی است؛ E) ترسیم مقادیر آهن و منگنز (Mn + Fe) در مقابل استرانسیوم برای نمونه های دولومیتی سازند آسماری. کاهش مقادیر استرانسیوم و افزایش مقادیر آهن و منگنز به ویژه در دولومیت D3 حاکی از دگرسانی دولومیت ها توسط سیالات دیاژنتیکی در یک محیط احیایی است.

نتیجه‌گیری

سازند آسماری، در میدان نفتی شادگان با سن الیگوسن-میوسن، متشکل از واحد کربناته با توالی-های سیلیسی-آواری است که به‌طور عمده از سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه و دولومیت با میان لایه‌های شیل و ماسه سنگ تشکیل شده است. توصیف دقیق مغزه‌ها و مطالعات پتروگرافی توالی رسوبی آسماری منجر به شناسایی ۲۶ ریزرخساره کربناته - تبخیری گردید. با توجه به شواهدی از قبیل عدم حضور ریف‌های سدی بزرگ، توریدایت-ها، تمپستایت‌ها و ساخت‌های ریزشی، گسترش نسبی پهنه جزرومدی، گذر از زیرمحیط کم عمق تحت کنترل جزرومد به زیر محیط پشته کربناته اییدی - بایوکلاستی با انرژی بالا، فراوانی بالای فرامینیفراهای منفذدار و بدون منفذ و در نهایت تغییر تدریجی رخساره‌ها، محیط رسوبی سازند آسماری یک رمپ هموکلینال وسیع قابل تفسیر است. براساس مطالعات پتروگرافی با توجه به فراوانی بالای پوسته‌های آراگونیتی دوکفه‌ای و گاستروپود انحلال یافته، دولومیتی شدن انتخابی، وجود سیمان سوزنی و تیغه‌ای حاشیه‌ای هم ضخامت دریایی، پوشش‌های میکرایتی له شده چنین استنباط می‌شود که ترکیب کانی‌شناسی اولیه توالی رسوبی سازند آسماری، آراگونیتی بوده است. نتایج حاصل از مطالعات ایزوتوپی و عناصر فرعی و نسبت مقادیر ایزوتوپی در برابر عناصر فرعی بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی در یک آب و هوای گرم و خشک و عمق کم محیط رسوبی است. همچنین شواهد پتروگرافی نظیر فراوانی جلبک‌ها، تنوع بالای دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی، حضور تبخیری‌ها و دولومیکرایت‌های نهشته شده در شرایط بسیار اولیه دیاژنزی نشان می‌دهد که نمونه‌های سنگ آهکی سازند آسماری خصوصیات آب‌های گرم را نشان می‌دهند. مقادیر

$\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ سنگ آهک‌های آسماری، تمرکز پایین منگنز و مقادیر بالای Sr/Mn نشان می‌دهد که ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن خصوصیات مربوط به زمان رسوبگذاری خود را حفظ کرده است و تحت‌تأثیر دگرسانی‌های دیاژنتیکی تغییر نکرده است. این ترکیب ایزوتوپی در تعادل ایزوتوپی نسبتاً خوبی با آب دریای پالئوژن - نئوژن بوده است، اگرچه برخی از نمونه‌ها در حین تدفین در یک سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه بسته با تبادل آب به سنگ کم تحت‌تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی بعدی قرار گرفته‌اند. با استفاده از معادله آندرسون و آرتور (۱۹۸۳) و با استفاده از سنگین-ترین ایزوتوپ اکسیژن، دمای آبی که سنگ آهک-های سازند آسماری در آن ته‌نشین شده‌اند، حداقل ۲۳ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن در نمونه‌های آهکی سازند آسماری بیانگر تأثیر دیاژنز تدفینی در حضور کم مواد آلی (Low organic burial diagenesis) است. بررسی ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند آسماری نشان می‌دهد که مقادیر آهن و منگنز در دولومیت D3 بیشتر از دولومیت D1 است که این امر بیانگر شرایط احیایی و تأثیر بیشتر دگرسانی دیاژنتیکی در دولومیت D3 است که در اعماق بیشتر تدفین تشکیل شده‌اند. دولومیت D1 با محتوی آهن و منگنز پایین طی مراحل اولیه دیاژنز در یک محیط اکسیدان تشکیل شده است. مقادیر بالای سدیم در نمونه‌های سنگ آهک و دولومیتی توالی رسوبی الیگو-میوسن بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و شوری زیاد محیط رسوبگذاری است. به‌طور کلی تعیین کانی-شناسی اولیه از لحاظ تعیین کیفیت مخزنی و تأثیرات دیاژنتیکی اهمیت بسیار دارد. از لحاظ تأثیر بر کیفیت مخزنی و پدیده‌های دیاژنتیکی با ایجاد تخلخل ثانویه سبب بهبود کیفیت مخزنی می‌شود.

آب خیز می‌باشند که از نظر ستون زیست چینه‌ای، زون ۱ معادل آسماری فوقانی و زون‌های ۲ تا ۷ برابر آسماری میانی و زون‌های ۸ تا ۱۰ معادل آسماری تحتانی هستند.

آرین زمین، چاپ ۲، ۵۰۳ ص.

زیرا زمانی که کانی‌شناسی اولیه کلسیت باشد در این حالت تخلخل ثانویه وجود ندارد و عمدتاً تخلخل اولیه است. مخزن آسماری دارای دو مخزن فوقانی (شامل زون‌های ۱ و ۲) و مخزن تحتانی (شامل زون‌های ۵ و ۱۰) می‌باشد. زون‌های ۳ و ۴

منابع

-آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات

-Adabi, M.H. and Mehmandosti, E.A., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, SW Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 33(3-4), p. 267-277.

-Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of the Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: *Sedimentary Geology*, v. 72, p. 253-267.

-Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghobeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), Southwest Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, p. 148-160.

-Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2016. Sedimentary facies, depositional environment and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros Basin (SW Iran): *Carbonates and Evaporites*, v. 31, p. 69-85.

-Adabi, M.H., 1996. Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania (Doctoral dissertation, PhD. thesis (unpublished). University of Tasmania, Australia).

-Adabi, M.H., 2004. A re-evaluation of aragonite versus calcite seas: *Carbonates and Evaporites*, v. 19, p. 133-141.

-Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of the Upper Jurassic

Mozduran Formation, Kopeh dagh Basin, NE Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 24, p. 16-32.

-Adams, T.D. and Bourgeois, F., 1967. Asmari Biostratigraphy: Iranian Oil Operation Companies, Geological and Exploration Division, Report No. 1074, p. 6-11.

-Ahmad, A.H.M., Bhat, G.M. and Azim Khan, M.H., 2006. Depositional environments and diagenesis of the Kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of Western India: *Journal Asian Earth Sciences*, v. 27, p. 765-778.

-Anderson, T.F. and Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems: *SEPM Short Course*, v. 10, p. 1-1.

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

-Avarjani, S., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Amiri-Bakhtiar, H. and Brenner, R.L., 2015. Facies, depositional sequences, and biostratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in Marun Oil Field, North Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran: *Palaeoworld*, v. 24(3), p. 336-358.

- Azomani, E., Azmy, K., Blamey, N., Brand, U. and Al-Aasm, I., 2013. Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: controls on porosity and implications from geochemistry: *Marine and Petroleum Geology*, v. 40, p. 99-114.
- Bathurst, R.G.C., 1975. *Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology*: Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- 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 Special Publication*, v. 330, p. 291-353.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, II: stable isotopes: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 987-997.
- Budd, D., 2002. The relative roles of compaction and early cementation in the destruction of permeability in carbonate grainstones: a case study from the Paleogene of west-central Florida: *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 116-128.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.
- Cantrell, D.L., 2006. Cortical fabrics of Upper Jurassic ooid, Arab Formation, Saudi Arabia: Implication for original carbonate mineralogy: *Journal of Sedimentary Geology*, v. 186, p. 157-170.
- Caron, V. and Nelson, C., 2009. Diversity of neomorphic fabrics in New Zealand Plio-Pleistocene cool-water limestones: insights into aragonite alteration pathways and controls: *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 226-246.
- Crowe, S.A., Døssing, L.N., Beukes, N.J., Bau, M., Kruger, S.J., Frei, R. and Canfield, D.E., 2013. Atmospheric oxygenation three billion years ago: *Nature*, v. 501, p. 535-538.
- Dehghanzadeh, M. and Adabi, M.H., 2020. Petrography of carbonate rocks in the Asmari Formation, Zagros Basin, Dezful Embayment and Izeh Zone, SW Iran: *Arabian Journal of Geosciences*, v. 13(17), p. 1-15.
- Dickson, J., 1965. Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Research*, v. 36, p. 491-505.
- Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks: American Association Petroleum Geology*, 121 p.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19(4), p. 730-781.
- Fallah-Baghtash, R., Adabi, M.H., Nabawy, B.S., Omidpour, A. and Sadeghi, A., 2022. Integrated petrophysical and microfacies analyses for a reservoir quality assessment of the Asmari Dolostone sequence in the Khesht Field, SW Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 223, p. 104989.
- Fallah-Baghtash, R., Jafarian, A., Husinec, A. and Adabi, M.H., 2020. Diagenetic stabilization of the Upper Permian Dalan Formation, Persian Gulf Basin: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 189, p. 104144.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies Analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 976 p.
- Ghazban, F., 2007. *Petroleum Geology of the Persian Gulf*: Tehran University and National Uranian Oil Company Publications, Tehran, 717 p.
- Herndon, E.M., Havig, J.R., Singer, D.M., McCormick, M.L. and Kump, L.R., 2018. Manganese and iron geochemistry in sediments underlying

- the redox-stratified Fayetteville Green Lake: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 231, p. 50-63.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on super sequences of the Zagros Mountains of Iran: *Tectonophysics*, v. 451, p. 56-70.
- Hood, A., Planavsky, N.J., Wallace, M.W. and Wang, X., 2018. The effects of diagenesis on geochemical paleoredox proxies in sedimentary carbonates: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 232, p. 265-287.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N.J., Gleeson, S.A. and Brand, U., 2016. Origin of the Breno and Esino dolomites in the western Southern Alps (Italy): Implications for a volcanic influence: *Marine and Petroleum Geology*, v. 69, p. 38-52.
- Huang, S.J., 2010. *Carbonate Diagenesis*: Geological Publishing, p. 29-44.
- Kasting, J.F., Howard, M.T., Wallmann, K., Veizer, J., Shield, G. and Jaffrés, J., 2006. Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater: *Journal of Earth and Planetary Science Letters*, v. 252(I-2), p. 82-93.
- Keith, M. and Weber, J., 1964. Carbon and oxygen isotope composition of selected limestone and fossils: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 28, p. 1787-1816.
- Knorich, A.C. and Mutti, M., 2006. Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of Heterozoan carbonates: a case study from the Oligo-Miocene of the central Mediterranean: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 871-888.
- Madhavaraju, J., Kolosov, I., Buhlak, D., Armstrong-Altrin, J.S., Ramasamy, S. and Mohan, S.P., 2004. Carbon and oxygen isotopic signature in Albian – Danian limestones of Cauvery Basin, southeastern India: *Gondwana Research*, v. 7, p. 519-529.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review: *Carbonates and evaporates*, v. 7(1), p. 21-45.
- Mazzullo, S.J., 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments: *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, p. 10-23.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates*, Part 1: Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Morrison, J.O. and Brand, U., 1986. *Geochemistry of Recent marine invertebrates*: Geoscience Canada, v. 13, p. 237-254.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J., 2012. Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence: *Tectonophysics*, v. 532, p. 27-60.
- Narayanan, V., Anirudhan, S. and Grottoli, A.G., 2007. Oxygen and carbon isotope analysis of the Miocene limestone of Kerala and its implications to palaeoclimate and its depositional setting: *Current Science*, v. 93, p. 1155-1159.
- Navabpour, P. and Barrier, E., 2012. Stress states in the Zagros fold-and-thrust belt from passive margin to collisional tectonic setting: *Tectonophysics*, v. 581, p. 76-83.
- Omidpour, A., Moussavi Harami, R., Tom Van Loon, A.J., Mahboubi, A. and Rahimpour-Bonab, H., 2021. Depositional environment, geochemistry and diagenetic control of the reservoir quality of the Oligo-Miocene Asmari Formation, a carbonate platform in SW Iran: *Geological quarterly*, v. 65.
- Pington, N.E., 1978. The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis: theory and applications:

- Journal of Sedimentary Research, v. 48(3), p. 799-814.
- Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia: Marine Geology, v. 103, p. 249-272.
- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, v. 10, p. 114-123.
- Rao, C.P., 1990. Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, v. 5, p. 209-221.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, v. 10, p. 114-123.
- Rao, C.P., 1996. Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry: Hobart (Tasmania), 206 p.
- Read, J.F., Husinec, A., Cangialosi, M., Loehn, C.W. and Prtoljan, B., 2016. Climate controlled, fabric destructive, reflux dolomitization and stabilization via marine-and synorogenic mixed fluids: An example from a large Mesozoic, calcite-sea platform, Croatia: Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, v. 449, p. 108-126.
- Rowlands, G., Purkis, S. and Bruckner, A., 2014. Diversity in the geomorphology of shallow-water carbonate depositional systems in the Saudi Arabian Red Sea: Geomorphology, v. 222, p. 3-13.
- Sandberg, P.A., 1985. Nonskeletal aragonite and pCO₂ in the Phanerozoic and Proterozoic. The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to present, v. 32, p. 585-594.
- Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., Simmons, M.D., Sutcliffe, O.E., 2004. Arabian plate sequence stratigraphy - revisions to SP2: GeoArabia, v. 9, p. 199-214.
- Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran: Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 35-55.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures: Journal of Sedimentary Research, v. 57(6), p. 967-975.
- Swart, P.K., 2015. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future: Sedimentology, v. 62, p. 1233-1304.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 404 p.
- Urey, H.C., 1974. The thermodynamic properties of isotopic substance: Journal of Chemical Society p. 562-581.
- Van-Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, M., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Journal of Geological Society, v. 329, p. 219-263.
- Veizer, J. and Hoefs, J., 1976. The nature of O¹⁸/O¹⁶ and C¹³/C¹² secular trends in sedimentary carbonate rocks: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 40, p. 1387-1395.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates: Reviews in Mineralogy, v. 11, p. 265-300.

- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. and Strauss, H., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ evolution of Phanerozoic seawater: *Chemical Geology*, v. 161, p. 59-88.
- Vincent, B., Rambeau, C., Emmanuel, L. and Loreau, J.P., 2006. Sedimentology and trace element geochemistry of shallow marine carbonates: an approach to paleoenvironment analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France): *Facies*, v. 52, p. 69-84.
- Vincent, B., Van Buchem, F.S.P., Bulot, L.G., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D. and Huc, A.Y., 2010. Carbon isotope stratigraphy and organic matter distribution in the Aptian – Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi Formation): *GeoArabia Special Publication*, v. 4, p. 139-197.
- Warren, J.K., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Journal of Earth Science Reviews*, v. 52, p. 1-81.
- Winefield, P.R., Nelson, C.S. and Hodder, A.P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones: *Carbonates and Evaporites*, v. 11, p. 19-31.
- Žák, K., Košťák, M., Man, O., Zakharov, V.A., Rogov, M.A., Pruner, P., Rohovec, J., Dzyuba, O.S. and Mazuch, M., 2011. Comparison of carbonate C and O stable isotope records across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Tethyan and Boreal Realms: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 299, p. 83-96.