http://ui.ac.ir/en

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 35, Issue 1, No. 74, Spring 2019, pp. 55-72
Received: 03.04.2019 Accepted: 18.05.2019

Investigation of palaeotemperature changes trend in Aptian–Albian carbonate deposits of the Zagros Fold-Thrust Belt based on oxygen isotope data

Seyed Mohammad Ali Moosavizadeh*
Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Yazd University, Yazd, Iran
moosavizadeh@yazd.ac.ir

Abstract
In this study, geochemical (including elemental and stable isotope) data were used for study of climatic changes during the deposition of Aptian carbonate of the Dariyan Formation in the Zagros Fold-Thrust Belt. In order to study palaeotemperature fluctuations, oxygen stable isotope was used as a temperature sensitive proxy. Results of this study show an increasing of temperature at the beginning of early Aptian and two cooling episodes during late early Aptian and late Aptian in the studied deposits. Correlation of Sr/Ca ratio, carbon stable isotope values and temperature fluctuations trend in these deposits with other studies reveal that influx of carbon dioxide in atmospheric-oceanic system via sub-marine volcanism activities is main mechanism for increasing temperature. On the contrary, carbon outlet via burial of organic matter in deposits regarded as most important factor in decreasing temperature. Obtained data are in accordance with other studies and show that during deposition of the Dariyan carbonate deposits greenhouse condition was not dominated throughout the Aptian age , and cooling episodes occurred in some intervals.
Keywords: Oxygen Isotope, Palaeotemperature, Dariyan Formation, Aptian–Albian, Zagros.

Introduction

The assumption that the Cretaceous had greenhouse climate, with no ice-sheets has been challenged with evidence for short-term cooling and possible formation of ice caps (Maurer et al. 2012), for example, during the Aptian and according to the different palaeotemperature indices such as oxygen–isotope ratios, calcareous nannofossils and palynomorphs, relatively high increase in temperature during the OAE1a event in different parts of the Earth has been shown (Jenkyns 2018). On the other hand, this interval is accompanied with extension of Low Stand System Tract (LST) deposits and dropstones in high latitude which show cooling episodes (Jenkyns et al. 2012; Lorenzen et al. 2013). The Dariyan Formation in Kuh-e-Sefid section with Aptian–Albian age (Moosavizadeh et al. 2015), has been documented evidences of cool and warm episodes. This section located in the Zagros Fold-Thrust Belt and in the Interior Fars Province (Farzipour-Saein et al. 2009) and contains Hauterivian–Cenomanian deposits. In the studied section this formation divided into three informal units: lower Dariyan Formation that contains thin bedded limestone with benthic foraminifera which is led to pelagic black limestone, Kazhdumi Tongue that comprises pelagic shale and upper Dariyan Formation which contains medium- to thick-bedded orbitolina rich limestone (James and Wynd 1965). In this study oxygen isotope ratio and its fluctuation trends was used for investigation of palaeotemperature fluctuations during deposition of the Dariyan Formation.

Material & Methods

The Dariyan Formation with 300 meter thickness was measured and 283 samples were collected based on facies variations. The classifications of Dunham (1962) and Embry & Klovan (1971) were used for facies description. Fifty-seven samples were selected for oxygen isotopic and elemental analysis. These samples were analyzed by atomic absorption spectrophotometry (Shimatzu AA-670/670G) for Sr, Na, Mn and Ca (with ±5 ppm standard deviation) content in the Geochemistry Laboratory of the Ferdowsi University of Mashhad, Iran. For this, 2 g of powdered bulk samples was dissolved by cold acetic acid (3 %) and were analyzed. Stable carbon and oxygen isotope measurements were also performed on same samples at the Stable Isotope Laboratory of Kansas University. The obtained results are expressed in the standard VPDB and the standard deviation on the measurements is ±0.1‰.

Discussion of Results & Conclusions

Elemental and isotopic analysis of the Dariyan Formation deposits and cross plots of these data release that these deposits subjected to a burial diagenetic realm in a clos to semi-closed system and data are close to primary values. Therefore these data can be used as relatively unaltered values for palaeotemperature reconstruction. The stable oxygen isotope trend divided into 10 segments (Bottini et al. 2015) and were used for investigation of palaeotemperature

* Corresponding author
Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can’t change it in any way or use it commercially.
Doi: 10.22108/jssr.2019.116406.1093

changes. These trends show an increasing in temperature (negative excursion) during early Aptian that can be attributed to increasing carbon-dioxide in atmospheric-oceanic system via submarine volcanisms (Large Igneous Province: LIP). This event is simultaneously with high fertility level of oceanic water due to entrance of nutrient ions in the oceans. Consequently, oxygen isotope trend shows two positive excursion in the late early Aptian and the late Aptian that interpreted as decreasing in temperature. The most important factor for these cooling episodes is carbon outlet from oceanic system via burial of organic matter in deposits which led to formation of black shale and black limestone in the formation and Aptian deposits in many region on Earth. Deposition of glacial sediments in high latitudes and expansion of LST sediments in low latitudes confirm decreasing in temprature during late early Aptian and late Aptian. These evidences documented in the Dariyan Formation as exposure surfaces and karstification in carbonate rocks in shallow part of basin and deposition of LST sediments in deep parts. On the other hand, increasing continental weathering and transportation of organic carbon to sedimentary basin has been suggested as other mechanism for temprature decreasing. Generally these data are in accordance with other studies and show that greenhouse condition was not dominated throughout the Cretaceous, and cooling episodes occurred in some intervals.

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و پنجم، شماره پیاپی ۷۴، شماره اول، بهار ۱۳۹۸
نوع مقاله: پژوهشی
تاریخ وصول: ۱۳۹۸/۱/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۲/۲۸
صص ۵۵-۷۲

بررسی روند تغییرات دمای دیرینه در نهشته‌های کربناتهٔ آپتین - آلبین در زون چین‌خورده - راندهٔ زاگرس بر مبنای داده‌های ایزوتوپ اکسیژن

سید محمدعلی موسوی‌زاده، *استادیار، گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران* *
moosavizadeh@yazd.ac.ir

چکیده

در مطالعهٔ حاضر سعی شد روند تغییرات اقلیمی در زمان تشکیل نهشته‌های کربناتهٔ سازند داریان به سن آپتین در زون چین‌خورده - راندهٔ زاگرس با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی (شامل داده‌های ایزوتوپی و عنصری) بررسی شود. به‌منظور مطالعهٔ نوسانات دمای دیرینه از روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن (شاخص حساس به دما) استفاده شد. نتایج به دست آمده وجود یک دوره گرم‌شدن در ابتدای آپتین پیشین و دو دوره سردشدن (یکی در انتهای آپتین پیشین و دیگری در آپتین پسین) را نشان دادند. انطباق روند تغییرات نسبت استرانسیوم به کلسیم، ایزوتوپ پایدار کربن و روند نوسانات دمایی در این نهشته‌ها و مقایسه آن با سایر مطالعه‌ها نشان می‌دهد ورود دی‌اکسیدکربن به سیستم جوی - اقیانوسی از طریق فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی مهم‌ترین سازوکار افزایش دماست؛ در مقابل، خروج این گاز گلخانه‌ای در اثر خروج کربن از طریق دفن مواد آلی در نهشته‌ها عامل اصلی کاهش دما در نظر گرفته می‌شود. داده‌های حاصل همانند نتایج به‌دست‌آمده در سایر نقاط دنیا نشان می‌دهند طی تشکیل نهشته‌های کربناتهٔ سازند داریان، شرایط گلخانه‌ای در تمام بازهٔ زمانی آپتین و به تبع آن دورهٔ کرتاسه غالب نبوده و پیوستگی شرایط گلخانه‌ای توسط دوره‌هایی از سردشدگی و کاهش دما قطع شده است.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ اکسیژن، دمای دیرینه، سازند داریان، آپتین- آلبین، زاگرس

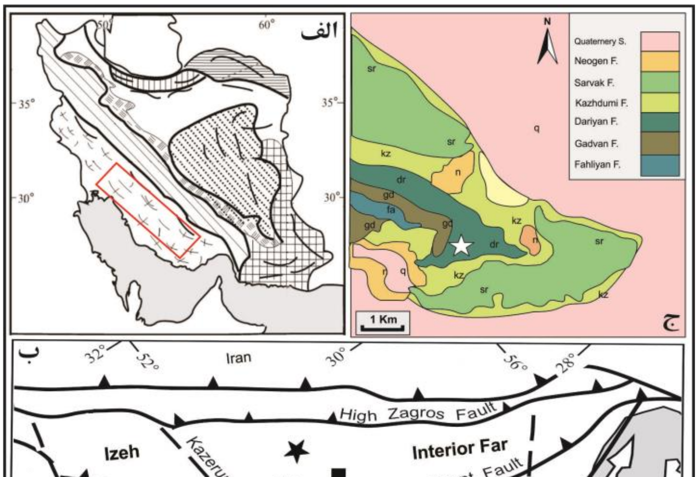
* نویسندهٔ مسؤول: ۰۹۱۷۱۲۱۳۴۷۰

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can’t change it in any way or use it commercially.
Doi: 10.22108/jssr.2019.116406.1093

مقدمه

شواهدی از دوره‌های سردشدگی کوتاه‌مدت و احتمال تشکیل پهنه‌های یخی این فرضیه را با چالش روبه‌رو کرده‌اند که دوران کرتاسه به‌طور کامل آب‌وهوای گلخانه‌ای (greenhouse climate) داشته و هیچ‌گونه پهنهٔ یخی در آن وجود نداشته است (Maurer et al. 2012)؛ برای نمونه، بازهٔ زمانی آپتین در حدود ۱۲۱ تا ۱۱۳ میلیون سال پیش (Malinverno et al. 2010) بر اساس شاخص‌های مختلف ارزیابی دما مانند ایزوتوپ اکسیژن، نانوفسیل‌های آهکی و پالینومورف‌ها، افزایش دمای نسبتاً زیادی را در طول رویداد OAE1a در نقاط مختلف دنیا نشان می‌دهد (Jenkyns 2018)؛ این بازهٔ زمانی با گسترش نهشته‌های دسته رخسارهٔ تراز پایین آب دریا و دره‌های پرشده (Maurer et al. 2012) و وجود دراپستون (dropstone) به‌شکل قطعه‌های بزرگی از رسوبات یخچالی در رسوبات ریزدانهٔ دریایی، در عرض‌های جغرافیایی بالا همراه است و همگی بیان‌کنندهٔ شواهدی مبنی بر وجود رویدادهای سردشدگی‌اند (Jenkyns et al. 2012; Lorenzen et al. 2013).

سازند داریان در برش کوه سفید به سن آپتین- آلبین (Moosavizadeh et al. 2014) یکی از سازندهاییست که شواهدی از دوره‌های گرم‌شدگی و سردشدگی را در خود ثبت کرده است (Moosavizadeh et al. 2014; 2015). این برش در کمربند چین‌خورده- راندهٔ زاگرس و زیر زون فارس داخلی (Interior Fars Province)، در جنوب‌غرب ایران واقع شده (Farzipour-Saein et al. 2009) (شکل ۱، الف و ب) و در برگیرندهٔ توالی کاملی از نهشته‌های هوتروین تا سنومانین است (شکل ۱، ج). در مطالعهٔ حاضر سعی شد با استفاده از داده‌های ایزوتوپ اکسیژن و بررسی روند تغییرات آن، نوسانات دمایی در زمان تشکیل نهشته‌های سازند داریان در بازهٔ آپتین بررسی و در ادامه، عوامل مؤثر بر این نوسانات دمایی از طریق بررسی‌های عنصری و بررسی روند تغییرات ایزوتوپ کربن ارزیابی شوند.



شکل ۱- موقعیت زمین‌شناسی برش مطالعه‌شده؛ الف. زون‌های ساختاری اصلی ایران و موقعیت کمربند چین‌خورده- راندهٔ زاگرس (Vaziri-Moghaddam et al. 2006)، ب. موقعیت برش مطالعه‌شده در زون فارس داخلی (برگرفته از Farzinpour-Sain et al. 2009)، ج. نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ مطالعه‌شده و توالی چینه‌شناسی در این منطقه (با ترسیم مجدد از نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیوند؛ Yousefi and Kargar 1999).

روش مطالعه

سازند داریان به ضخامت ۳۰۰ متر در برش کوه سفید اندازه‌گیری شد و درمجموع، ۲۸۳ نمونه باتوجه‌به تغییرات رخساره‌ای جمع‌آوری شدند. رخساره‌های رسوبی بر اساس روش‌های (Dunham 1962) و (Embry and Klovan 1971) نام‌گذاری شدند. تعداد ۵۷ نمونه سنگ‌آهک به شکل بالک برای انجام تجزیه‌وتحلیل‌های عنصری (عناصر اصلی و فرعی) و ایزوتوپی ($\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$) انتخاب شدند و به این منظور از نمونه‌های مادستونی با کمترین آثار هوازدگی و دیاژنتیکی استفاده شد. به‌منظور تعیین میزان عناصر کلسیم (Ca)، استرانسیم (Sr)، سدیم (Na) و منگنز (Mn)، مقدار ۲ گرم پودر نمونه در استیک‌اسید ۳ درصد حل و اندازه‌گیری با دستگاه جذب اتمی (Atomic Absorption Spectrometer) مدل Shimatzu AA-670/670G با دقت دستگاهی ۵± پی‌پی‌ام در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکدهٔ علوم، دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. تجزیه‌وتحلیل‌های ایزوتوپی در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کانزاس (KPESIL) انجام شدند؛ این تجزیه‌وتحلیل‌ها با دستگاه طیف‌سنج جرمی Thermo Finnegan MAT 253 انجام و نتایج بر اساس استاندارد VPDB (Vienna Pee Dee Formation) و با دقت ‰ ۰/۱± ارائه شدند. داده‌های مربوط به مقادیر نسبت ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن (کمترین، میانگین و بیشترین) به‌شکل مجزا برای واحد پایینی، بالایی و کل نهشته‌های سازند داریان در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌وتحلیل‌های ایزوتوپی و عنصری نمونه‌های مطالعه‌شده

		کمترین	میانگین	بیشترین
واحد پایینی	$\delta^{18}O$ ‰	-7.06	-5.86	-4.48
	$\delta^{13}C$ ‰	-2.11	1.12	2.82
	Sr (ppm)	800.1	1476.48	2400
	Na (ppm)	40	718	1600
	Mn (ppm)	15	106	204
واحد بالایی	$\delta^{18}O$ ‰	-6.16	-5.03	-3.78
	$\delta^{13}C$ ‰	1.7	3.2	4.64
	Sr (ppm)	421.4	786.38	1200
	Na (ppm)	961	2557	4400
	Mn (ppm)	21	72	446
کل سازند	$\delta^{18}O$ ‰	-7.06	-5.26	-3.78
	$\delta^{13}C$ ‰	-2.11	1.56	4.64
	Sr (ppm)	421.4	995.4	2400
	Na (ppm)	335	2025	4400
	Mn (ppm)	15	96	446
آب دریاهای کرتاسه (Timofeeff et al. 2006)	Sr (ppm)	-	2430	-
	Na (ppm)	-	102	-
	Mn (ppm)	-	1120	-

چینه‌شناسی

سازند داریان در برش مطالعه‌شده به‌شکل پیوسته روی سازند گدوان قرار گرفته و سازند کژدمی با مرز هم‌شیب و پیوسته آن را پوشانده است. به‌طورکلی، سازند داریان در این برش به

سه واحد داریان پایینی، زبانه کژدمی و داریان بالایی تقسیم می‌شود (شکل ۲، الف): واحد پایینی شامل سنگ‌آهک‌های خاکستری تا خاکستری روشن (شکل ۲، ب) حاوی فرامینفرهای بنتیک و دوکفه‌ای‌های اگزوژیراست که در انتها به سنگ‌آهک‌های پلاژیک سیاه‌رنگ (شکل ۲، ج تا د) حاوی فرامینیفرهای پلانکتون و رادیولر ختم می‌شود؛ واحد میانی که در اصطلاح زبانه کژدمی (James and Wynd 1965) نیز نامیده می‌شود، عمدتاً از تناوب‌های شیل و مارن (شکل ۲، ه) حاوی فرامینفرهای پلانکتونیک تشکیل شده است؛ واحد داریان بالایی از سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه و در برخی موارد، توده‌ای تشکیل شده است که عمدتاً حاوی فرامینیفر بنتیک اربیتولین هستند. مطالعه‌های .Moosavizadeh et al (2015) نشان می‌دهند نهشته‌های سازند داریان در این برش ازنظر رخساره‌ای عمدتاً وکستون تا پکستون‌های بیوکلست‌دار حاوی اربیتولین‌اند. مطالعه‌های زیست‌چینه‌نگاری در این برش (Moosavizadeh et al. 2015) بر اساس روزن‌بران کفزی و به‌ویژه اربیتولین، سن آپتین- آلبین را برای این توالی بیان کرده‌اند؛ این تعیین سن بر اساس آخرین بازنگری Schroeder et al. (2010) روی زیست‌چینه‌نگاری اربیتولین‌ها انجام شده است. بررسی‌های رخساره‌ای و مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی van Buchem et al. (2010) روی سازند داریان در زون‌های فارس ساحلی، فارس داخلی، فروافتادگی دزفول و لرستان به شناسایی یک سکانس رسوبی ردهٔ دوم و شش سکانس رسوبی ردهٔ سوم برای سازند داریان در جنوب‌غرب ایران منجر شده‌اند (شکل ۲)؛ باتوجه‌به ویژگی‌های رخساره‌ای و بازهٔ زمانی یادشده می‌توان این سکانس ردهٔ دوم را به برش کوه سفید تعمیم داد. بر اساس الگویی که Menegatti et al. (1998) ارائه کرده‌اند، Moosavizadeh et al. (2014) منحنی تغییرات ایزوتوپ کربن در سازند داریان را به ۱۰ بخش (segment) تقسیم کرده‌اند که بخش‌های ۱ تا ۷ (C1-C7) به آپتین پیشین و بخش‌های ۸ تا ۱۰ (C8-C10) به آپتین پسین مربوط‌اند (شکل ۲).

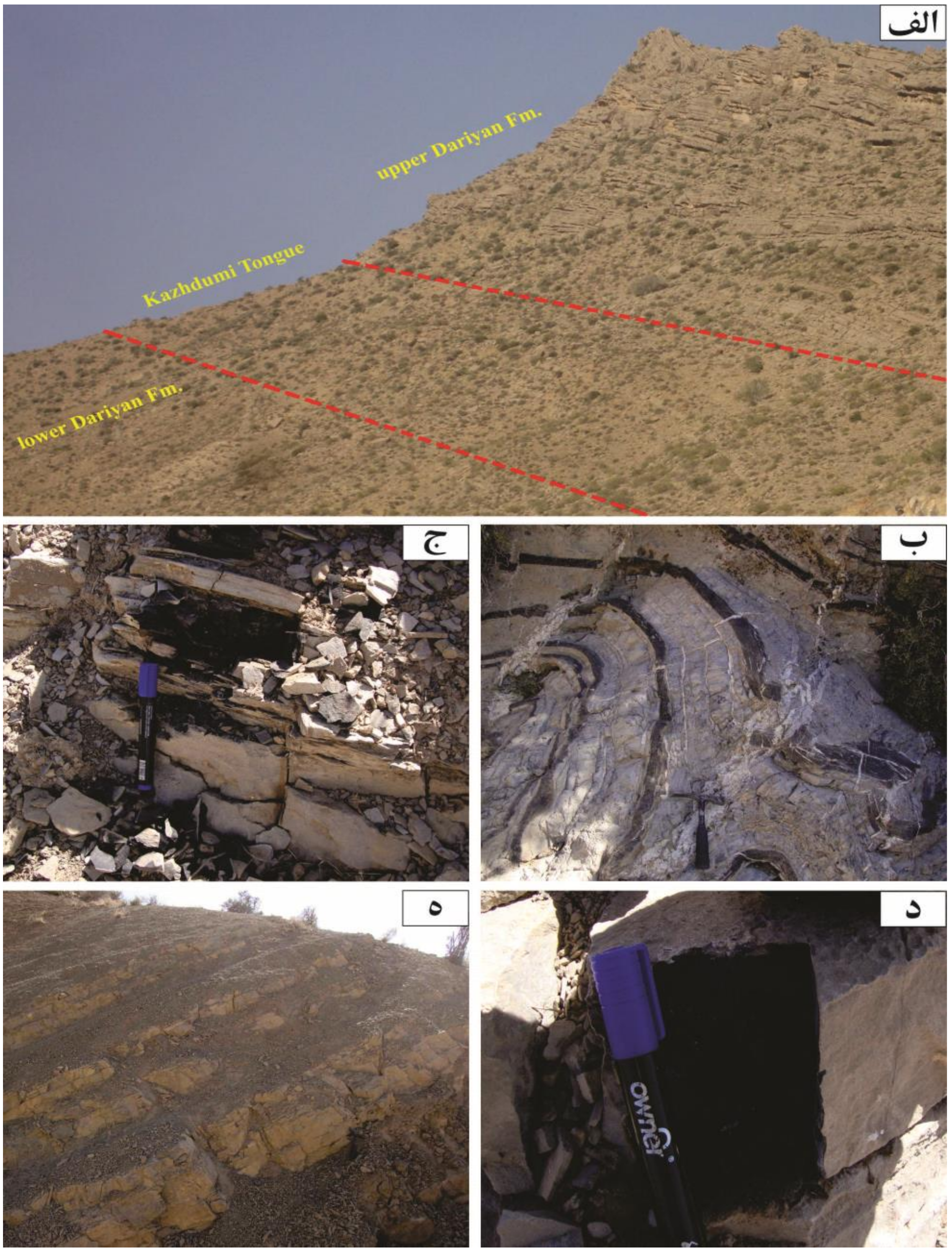
نتایج

تجزیه‌وتحلیل عنصری

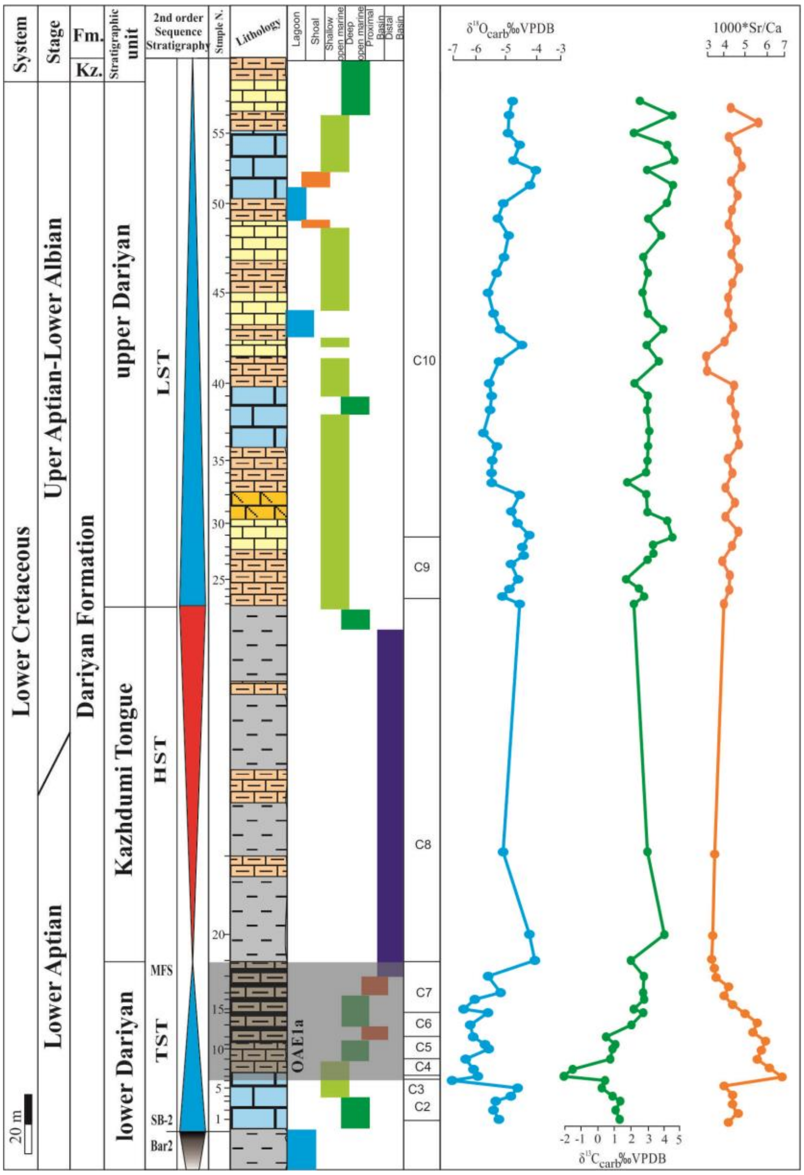
میانگین مقادیر عنصر سدیم در نهشته‌های سازند داریان حدود ۲۰۲۵ پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شد و کمترین و بیشترین مقدار اندازه‌گیری‌شده به‌ترتیب ۳۵۵ و ۴۴۰۰ پی‌پی‌ام بود. میانگین این عنصر در سنگ‌های کربناتهٔ واحد پایینی سازند داریان حدود ۷۱۸ پی‌پی‌ام و در واحد بالایی آن حدود ۲۵۵۷ پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شد. میانگین محتوای عنصر سدیم در آب دریاهای آپتین از طریق تجزیه‌وتحلیل سیالات درگیر (fluid inclusion) حدود ۲۴۳۰ پی‌پی‌ام (Lowenstein et al. 2001; Timofeeff et al. 2006) و با تجزیه‌وتحلیل سنگ‌آهک‌های دریایی به سن آپتین حدود ۳۰۰۰ پی‌پی‌ام گزارش شده است (Renard et al. 1988).

میانگین عنصر استرانسیم در نهشته‌های سازند داریان حدود ۹۹۵ پی‌پی‌ام و کمترین و بیشترین مقدار این عنصر به‌ترتیب ۴۲۱ و ۲۴۰۰ پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شد. میانگین این عنصر در واحد پایینی سازند داریان حدود ۱۵۲۰ پی‌پی‌ام و در واحد بالایی آن حدود ۷۸۶ پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شد. میانگین استرانسیم موجود در آب‌های دریایی آپتین و کربنات‌های دریایی آپتین حدود ۸۰۰ پی‌پی‌ام در کربنات‌های دریایی پلاژیک (Renard et al. 2007) و حدود ۱۱۲۰ پی‌پی‌ام در کلسیت‌های کم‌منیزم پوستهٔ رودیست (Huck et al. 2011) گزارش شده است.

فراوانی عنصر منگنز در توالی کربناتهٔ سازند داریان نسبت به سایر عناصر کمتر بود. میانگین مقادیر این عنصر در نمونه‌های مطالعه‌شده حدود ۹۶ پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شد که این میانگین در واحد پایینی سازند داریان ۷۲ پی‌پی‌ام و در واحد بالایی آن ۱۰۶ پی‌پی‌ام بود. کمترین و بیشترین مقدار یون منگنز به‌ترتیب ۱۵ و ۴۴۶ پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شد. میانگین مقادیر عنصر منگنز برای کربنات‌های دریایی آپتین حدود ۱۰۲ پی‌پی‌ام در گل‌های آهکی (Ramadan and Zeid 2012) و ۲۸۴ پی‌پی‌ام در نمونه‌های کل کربنات‌های دریایی پلاژیک (Renard et al. 2007) گزارش شده است.



شکل ۲- تصاویر صحرایی سازند داریان در برش مطالعه‌شده؛ الف. واحدهای پایینی، زبانه کژدمی و بالایی سازند داریان در برش کوه سفید، ب. سنگ‌آهک‌های خاکستری نازک‌لایه در واحد پایینی سازند داریان همراه با میان‌لایه‌هایی از چرت، ج تا د. سنگ‌آهک‌های نازک‌لایهٔ انتهای واحد پایینی حاوی مقادیر زیادی از مواد آلی، ه. توالی شیل و مارن در واحد زبانه کژدمی (واحد میانی)



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی و روند تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی و عنصری در برش مطالعه‌شده؛ داده‌های رخساره‌ای و سنی بر اساس Moosavizadeh et al. (2015) و داده‌های چینه‌نگاری بر اساس van Buchem et al. (2010) ترسیم شده‌اند.

ایزوتوپ اکسیژن و کربن

ارائهٔ نتایج تجزیه‌وتحلیل ایزوتوپی سازند داریان بر مبنای تقسیم‌بندی ده‌گانهٔ ایزوتوپ کربن و روندهای مربوط به آن (Menegatti et al. 1998) انجام و درنتیجه، روند تغییرات ایزوتوپ پایدار اکسیژن به ۱۰ بخش تقسیم شد.

مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در محدودهٔ C1 و C2 نسبتاً ثابت و بین ‰۵/۱۷- تا ‰۴/۴۸- متغیر است. این مقدار در انتهای C2 به‌طور ناگهانی کاهش شدید و گردش منفی مشخصی را به مقدار ‰۲/۵۸ نشان می‌دهد؛ به‌طوری‌که مقدار ایزوتوپ اکسیژن در انتهای C3 به ‰۷/۰۶- می‌رسد. روند تغییرات سنگین‌شدن نسبت ایزوتوپی و گردش مثبت به مقدار ‰ ۱/۴۳ در C4 مشاهده می‌شود و در انتهای این بخش، نسبت ایزوتوپی به ‰۵/۶۳- می‌رسد. نسبت ایزوتوپ در محدودهٔ C5 تغییرات ناچیزی دارد و روند مشخصی در آن

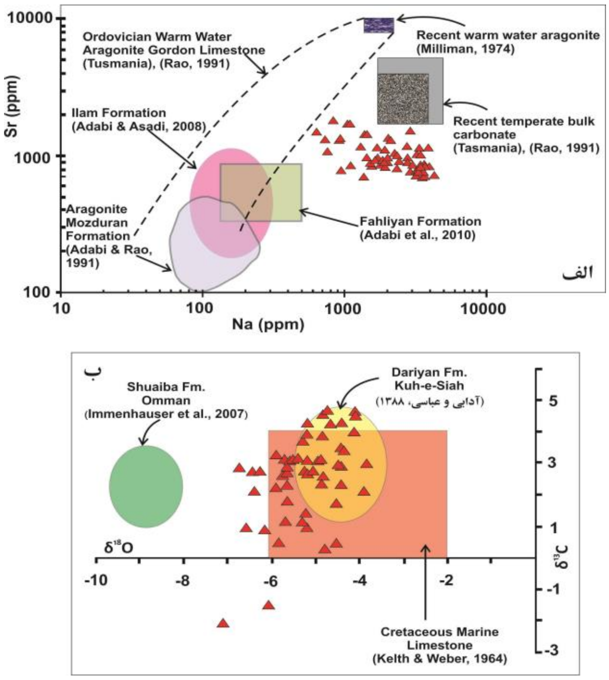
مشاهده نمی‌شود. از ابتدا تا انتهای C6 روند افزایشی بسیار ناچیزی از ‰۶/۳۴- تا ‰۵/۸۵- مشاهده می‌شود. در محدودهٔ C7، نسبت ایزوتوپی اکسیژن نوساناتی دارد و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن به‌سمت انتها به‌طور مشخص سنگین می‌شود؛ به‌طوری‌که این نسبت به ‰۳/۸۱- می‌رسد. از آنجاکه تعداد کمی نمونه (تنها ۲ نمونه) در محدودهٔ C8 وجود دارند، نمی‌توان دربارهٔ این بخش اظهارنظر کرد؛ باوجوداین، این دو نمونه نسبت به نمونهٔ انتهای بخش C7 سبک‌شدگی نسبت ایزوتوپی را نشان می‌دهند. در محدودهٔ C9 نیز ایزوتوپ اکسیژن روند سنگین‌شدگی به مقدار ‰۱/۱۱ را از نمونهٔ ۲۳ تا ۲۹ نشان می‌دهد. در آخرین محدوده یعنی بخش C10، ابتدا روند سبک‌شدگی از ‰۴/۰۱ تا ‰ ۵/۴۹- و در ادامه، دو روند سنگین‌شدگی مشخص دیده می‌شود: اولی بین نمونهٔ ۳۷ با مقدار ‰۵/۸۴- تا نمونهٔ ۴۲ با مقدار ‰ ۴/۳۸- است و در مجموع ‰۱/۴۶ سنگین‌شدگی را ثبت می‌کند؛ دومین پالس ‰۱/۸۲ سنگین‌شدگی را بین نمونه‌های ۴۵ تا ۵۲ ثبت می‌کند و مقدار ایزوتوپ اکسیژن در انتهای این روند به ‰۳/۷۸- می‌رسد. در ادامه تا مرز سازند داریان و کژدمی، نوسانات ناچیزی در نسبت ایزوتوپی مشاهده می‌شود.

بحث

روند تغییرات اقلیمی در نهشته‌های سازند داریان در دو بخش بحث می‌شود: بخش اول، بررسی روند دیاژنز مؤثر بر نهشته‌ها و قابلیت استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی در بررسی شرایط محیط رسوبی و بخش دوم، بررسی شاخص‌های متأثر از دما شامل روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن به‌منظور بررسی روند تغییرات اقلیمی در این نهشته‌هاست؛ ازاین‌رو، علاوه‌بر بررسی مقادیر عنصری (سدیم، استرانسیم و منگنز) به‌شکل جداگانه، نمودار مربوط به روند تغییرات نسبت Sr/Ca در برابر Mn، سدیم در برابر استرانسیم، ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز و ایزوتوپ اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن نیز استفاده شد (شکل‌های ۳ و ۴). از سویی، روند تغییرات عناصر در ستون چینه‌شناسی از طریق بررسی نوسانات استرانسیم به کلسیم (Ando et al. 2006) (شکل‌های ۲ و ۵) مطالعه شد تا ارتباط احتمالی این تغییرات با سایر رویدادها بررسی شود.

تعیین روند دیاژنز مؤثر بر توالی مطالعه‌شده

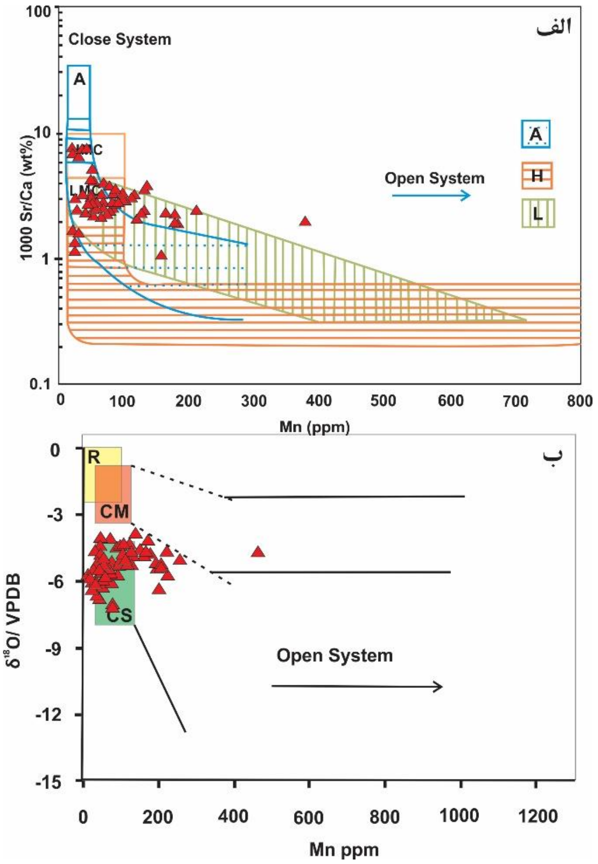
داده‌های عنصری (جدول ۲) نشان می‌دهند مقادیر عنصر سدیم در نمونه‌های سازند داریان به‌ویژه واحد بالایی کاملاً به مقادیر اولیهٔ آب دریاهای آپتین نزدیک است (Timofeeff et al. 2006) و باتوجه‌به اینکه سدیم ضریب توزیع یا انباشتگی کمتر از ۱ دارد و در آب‌های متئوریک تمرکز کمی دارد، وجود مقادیر زیاد سدیم حفظ‌شدن محتوای اولیهٔ سدیم در این نهشته‌ها و تأثیرنداشتن فرایندهای دیاژنز متئوریک بر آنها را نشان می‌دهد؛ در مقابل، محتوای استرانسیم در این نهشته‌ها و به‌ویژه واحد بالایی سازند داریان مقادیر کمی را نشان می‌دهد. به‌طورکلی در زمان ته‌نشینی نهشته‌ها، تمرکز استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت (Adabi and Rao 1991) و دما (Morse and Mackenzie 1990) افزایش می‌یابد؛ هرچند مقایسهٔ محتوای استرانسیم توالی مطالعه‌شده با مقادیر دریایی در زمان آپتین، نزدیکی محتوای استرانسیم به مقادیر اولیهٔ این عنصر را نشان می‌دهد (جدول ۲). محتوای یون منگنز در سنگ‌های کربناتهٔ مطالعه‌شده از سازند داریان نیز به مقادیر این یون در دریاهای آپتین نزدیک است (Ramadan and Zaid 2012). باتوجه‌به اینکه ضریب توزیع منگنز حدود ۱۵ است و در آب‌های متئوریکی تمرکز بسیار زیادی دارد، مقادیر این عنصر با افزایش تأثیر دیاژنز متئوریکی افزایش می‌یابد (Brand and Veizer 1980; Rao 1990)؛ هرچند نزدیکی محتوای منگنز در نهشته‌های مطالعه‌شده و محتوای دریاهایی آپتین دلیلی بر عدم‌تأثیر گستردهٔ فرایندهای دیاژنتیکی متئوریکی روی این سنگ‌های کربناته است؛ البته با این توضیح که وجود بافت گل غالب در رخساره‌های رسوبی سازند داریان عامل بسیار مهمی در جلوگیری از گردش سیال در این نهشته‌ها و تأثیر عوامل دیاژنز متئوریکی است.



شکل ۴- روند تغییرات ایزوتوپی و عنصری در نمونه‌های مطالعه‌شده؛ الف. روند تغییرات عنصر استرانسیم در برابر سدیم که موقعیت نمونه‌های مطالعه‌شده در نزدیکی کربنات‌های معتدلهٔ عهد حاضر قرار دارد، ب. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر کربن که نمونه‌های مطالعه‌شده در محدودهٔ ایزوتوپی کربنات‌های دریایی کرتاسه قرار دارند.

ترسیم مقادیر استرانسیم در برابر سدیم (شکل ۴، الف) به‌عنوان عناصر مربوط به محیط دریایی و حساس به تأثیر فرایندهای متئوریکی، نزدیکی نمونه‌های سازند داریان را به کربنات‌های معتدلهٔ عهد حاضر نشان می‌دهد. ترسیم و بررسی روند تغییرات ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در برابر یکدیگر (شکل ۴، ب) نیز نتایج مشابهی را به همراه دارد. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، محدودهٔ ایزوتوپ اکسیژن به‌دست‌آمده برای نهشته‌های سازند داریان در برش مطالعه‌شده در محدودهٔ به‌دست‌آمده برای کربنات‌های دریایی مربوط به زمان کرتاسه (Kelth and Weber 1964) است. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های مطالعه‌شده از محدودهٔ به‌دست‌آمده برای این سازند در بخش‌های کم‌عمق پلت‌فرم (برش کوه سیاه: Adabi and Abbasi 2010) سبک‌تر و نسبت به نهشته‌های معادل سازند داریان یعنی سازند Shuaiba در کشور عمان (Immenhauser et al. 2007) سنگین‌تر است. چنانچه سبک‌شدن ایزوتوپ اکسیژن را ناشی از فرایندهای دیاژنتیکی در زمان بیرون‌زدگی پلت‌فرم از آب و تأثیر فرایندهای متئوریکی در نظر بگیریم، این سبک‌شدگی باید در بخش‌های کم‌عمق‌تر حوضه (برش کوه سیاه: Adabi and Abbasi 2010) که از آب‌های متئوریکی متأثرند، آثار شدیدتری را نشان دهد؛ ولی این‌گونه نیست. از سویی (Immenhauser et al. 2007) یکنواختی سبک‌شدن نسبت ایزوتوپی اکسیژن را در گسترهٔ وسیعی از نقاط پلت‌فرم عربی ناشی از تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تدفینی می‌داند. بررسی سیستم دیاژنتیکی مؤثر بر سنگ‌های کربناتهٔ سازند داریان از طریق نمودارهای Sr/Ca در برابر Mn (شکل ۵، الف) و ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز (شکل ۵، ب) نشان‌دهندهٔ قرارگیری نمونه‌های مطالعه‌شده در محدودهٔ سیستم دیاژنتیکی بسته است (Brand and Veizer 1980). در شکل ۵، الف نمونه‌های مطالعه‌شده به‌طور مشخص در محدودهٔ کانی‌شناسی اولیهٔ کلسیت با منیزیم کم قرار می‌گیرند و در شکل ۵، ب محدودهٔ قرارگیری نمونه‌های سازند داریان با محدودهٔ مقادیر به‌دست‌آمده از سازند Red Bay در کانادا (CS) همخوانی دارد (Brand and Veizer 1981). ازآنجاکه سیستم دیاژنتیکی برای سنگ‌آهک‌های سازند Red Bay سیستم دیاژنتیکی بسته است، نتیجه گرفته می‌شود سنگ‌آهک‌های سازند داریان نیز تحت‌تأثیر چنین سیستمی قرار داشته‌اند.

اگرچه مقادیر نسبت ایزوتوپ اکسیژن حاصل ترکیبی از از شرایط اولیهٔ محیط و فرایندهای دیاژنتیکی بعدیست و این امر، ارزش استفاده از این شاخص را به‌عنوان دماسنج دیرینه با چالش روبه‌رو می‌کند، این داده‌ها را می‌توان با اطمینان برای استخراج روندهای تغییرات دمایی و دوره‌های سردشدن و گرم‌شدن استفاده کرد (Bottini et al. 2015)؛ زیرا آنچه در استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار اهمیت اساسی دارد، بررسی روندهای تغییرات نسبت ایزوتوپی است (Jenkyns et al. 2012).



شکل ۵- روند تغییرات ایزوتوپی و عنصری برای بررسی محیط دیاژنتیکی نهشته‌های مطالعه‌شده؛ الف. روند تغییرات نسبت عنصری Sr/Ca در برابر Mn؛ موقعیت نمونه‌های مطالعه‌شده در محدودهٔ کربنات‌های دارای منیزیم کم و در سیستم بسته تا نیمه‌بسته قرار دارد، ب. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در برابر منگنز؛ نمونه‌های مطالعه‌شده در محدودهٔ به‌دست‌آمده از داده‌های سازند Red bay در کانادا (CS) قرار دارند.

روند تغییرات دما بر اساس ایزوتوپ اکسیژن

تقسیم‌بندی ده‌گانهٔ ایزوتوپ کربن و روندهای مربوط به آن در مطالعه‌های (Bottini et al. 2015) روی نهشته‌های آپتین Cismon Core و Piobbico Core در شمال‌شرق ایتالیا و DSDP Site 463 در اقیانوس آرام گزارش و به‌منظور بررسی نوسانات دمایی و برای انطباق با روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن استفاده شد؛ همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود نوسانات ایزوتوپ‌های پایدار در واحد پایینی سازند داریان نسبت به واحد بالایی نمود بیشتری دارد؛ به‌طوری‌که این واحد بیشترین نوسان با گردش مثبت را در هر دو ایزوتوپ کربن و اکسیژن ثبت کرده است.

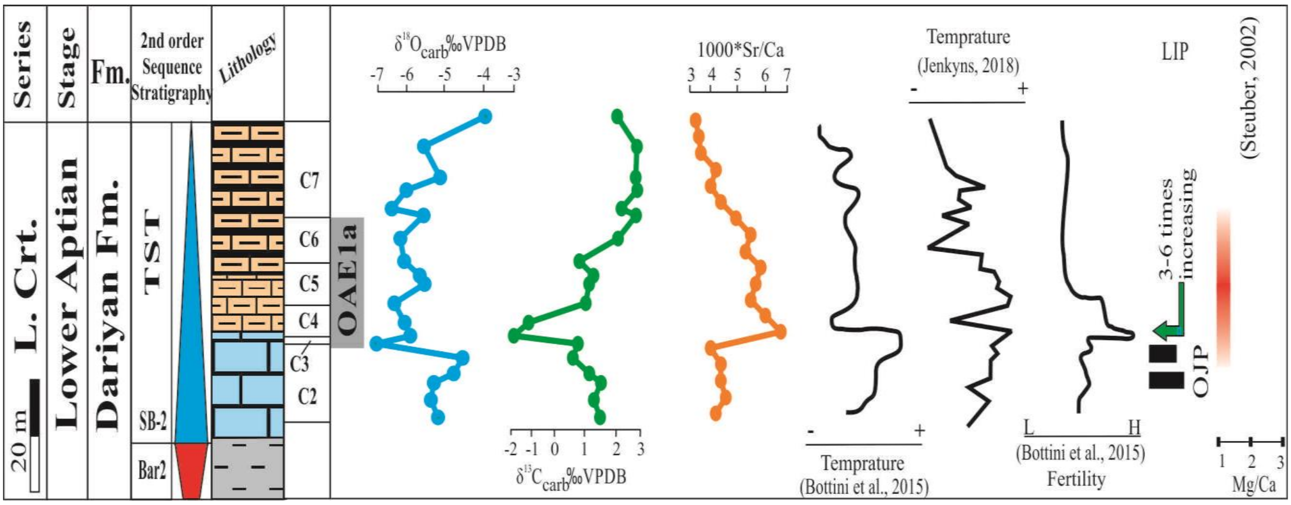
مقایسهٔ روندهای سبک‌شدن و سنگین‌شدن نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن در نهشته‌های سازند داریان (شکل ۶) آشکارا ارتباط این شاخص‌ها را با روندهای تغییر دما نشان می‌دهد؛ به‌طوری‌که روندهای افزایشی دما با سبک‌شدن نسبت ایزوتوپ کربن و روندهای کاهشی دما با سنگین‌شدن این نسبت متناسب است؛ باوجوداین، تغییرات نسبت ایزوتوپ کربن به عوامل بسیاری ازجمله تغییرات مواد آلی و آثار زیستی بستگی دارد و به‌سادگی ایزوتوپ اکسیژن نیست. این روند تغییرات نشان می‌دهد بیشترین دما در انتهای بخش C3 (هم‌زمان با گردش منفی ایزوتوپ کربن) ثبت شده است؛ این افزایش دما را (Dumitrescu et al. 2006) بین ۲۶ تا ۳۴ درجهٔ سانتی‌گراد تخمین زده است. از انتهای بخش C3 تا انتهای بخش C6 (شکل ۶)، میزان سنگین‌شدگی ایزوتوپ اکسیژن معادل دو مرحله (یکی در بخش C4 و دیگری در بخش C6) رخ داده است؛ در این بین نوساناتی نیز وجود دارد، ولی درمجموع روند تغییرات دما به‌طور کلی بیان می‌شود. در انتهای بخش C7، سنگین‌شدن نسبت ایزوتوپ اکسیژن نشان از کاهش شدید دما دارد و Schouten et al. (2003) این کاهش دما را حدود ۲۷/۵ درجهٔ سانتی‌گراد برآورد کرده‌اند.

همان‌طور که گفته شد در بخش C4، سنگین‌شدن ایزوتوپ اکسیژن نشان‌دهندهٔ یک پالس سردشدگی در دمای آب است؛ این سردشدگی در دمای آب در بازهٔ معادل C4 را Lorenzen et al. (2013) از حوضهٔ Vocontian در ایتالیا و Stein et al. (2012) در تتیس گزارش کرده‌اند. روند یادشده در بخش C7 نیز ادامه می‌یابد و درمجموع این سردشدگی به‌عنوان بخش پایانی رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی آپتین پیشین شناخته می‌شود (شکل ۶) (Bottini et al. 2015).

مهم‌ترین عامل کاهش نسبت ایزوتوپی کربن و ایجاد گردش منفی در منحنی آن، ورود ناگهانی و سریع کربن

ایزوتوپی سبک به درون سیستم اقیانوسی- اتمسفری است (Jenkyns 2018). فرایندهای مختلفی برای سبک‌شدن نسبت ایزوتوپی کربن پیشنهاد شده‌اند که دو فرایند خروج CO_2 از طریق فعالیت‌های آتشفشانی (volcanism emission) و تفریق هیدرات‌های گازی نسبت به سایر فرایندها محتمل‌ترند (Erba 2004; Kuhnt et al. 2011). فعالیت‌های آتشفشانی گسترده‌ای در زمان کرتاسهٔ میانی ثبت شده‌اند که با عنوان ایالت‌های بزرگ آذرین (Large Igneous Province, LIP) شناخته می‌شوند و توانسته‌اند به‌شکل منابع مهمی برای ورود حجم زیادی از CO_2 به سیستم اقیانوسی- اتمسفری عمل کنند (Kidder and Worsley 2010)؛ خروجی زیردریایی Ontong-Java Plateau ازجملهٔ این فعالیت‌هاست (Bottini et al. 2015).

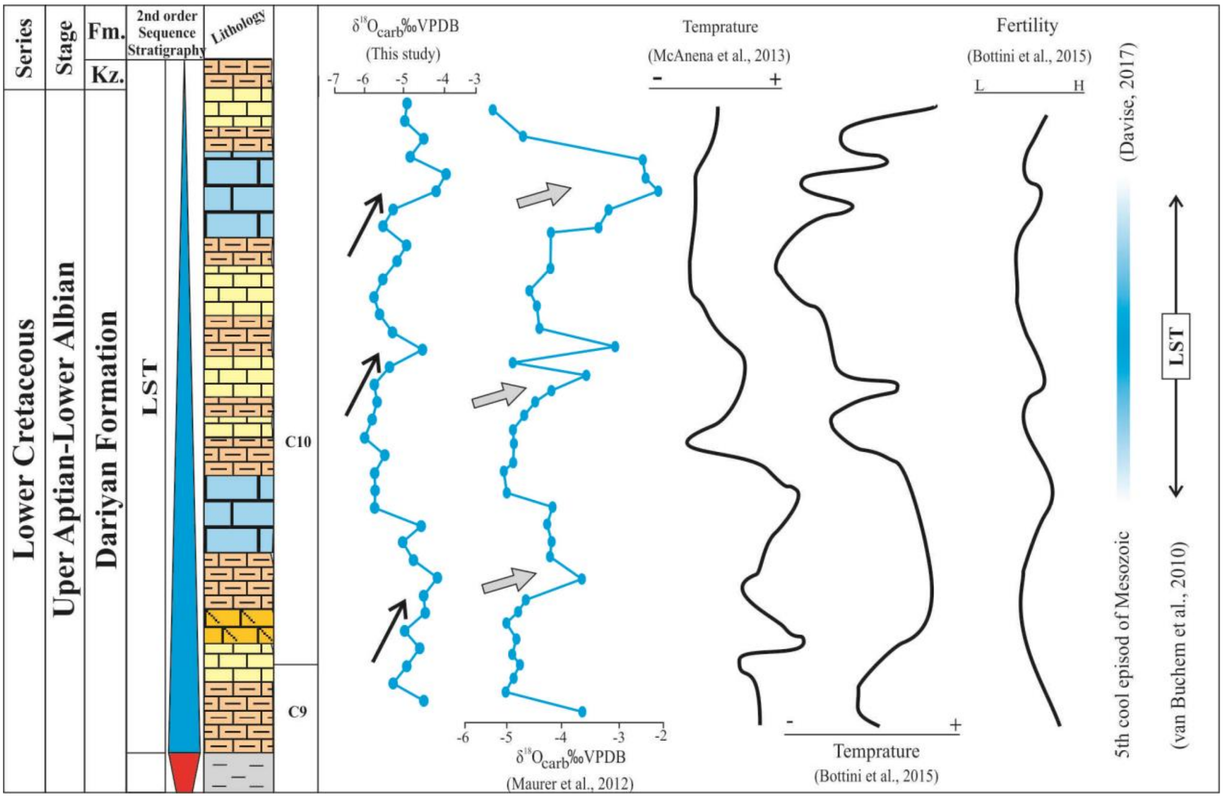
برخی پژوهشگران ازجمله Bottini et al. (2015) این مطلب را مطرح کرده‌اند که سطح بالای یون‌های تغذیه‌ای در اقیانوس‌ها مستقیماً توسط توده‌های آذرین (LIP) زیردریایی به درون محیط القا شده است؛ این افراد با استفاده از نانوفسیل‌های آهکی NI نشان داده‌اند بالاترین سطح تغذیه‌ای محیط در آپتین پیشین، در ابتدای رویداد OAE1a در بخش C3 با سبک‌ترین مقادیر ایزوتوپ کربن، گرم‌ترین دمای محاسبه‌شده برای آب‌های سطحی و زمان خروج توده‌های ماگمایی زیردریایی همخوانی کامل دارد (شکل ۶)؛ بررسی روند تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم در توالی سازند داریان نیز به‌نوعی مؤید این مطلب است. آنچه در روند تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم درخور توجه است، افزایش این نسبت در واحد پایینی سازند است که تقریباً با گردش منفی ایزوتوپ اکسیژن در بخش C3 منطبق است (شکل ۶). باتوجه‌به کلسیتی‌بودن آب دریاهای کرتاسه و کم‌بودن نسبت منیزیم به کلسیم (حدود ۱) در این زمان (شکل ۶) (Hong and Lee 2012)، میزان تولید آراگونیت ناچیز و ترکیب غالب نهشته‌ها کلسیت کم‌منیزیم (Steuber and Veizer 2002) است؛ ازاین‌رو، افزایش استرانسیم در واحد پایینی سازند داریان تابع دما و فراوانی یون استرانسیم در آب دریاست. در بخش دیاژنز گفته شد باتوجه‌به روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن مشخص می‌شود بیشترین دمای آب حوضه در محدودهٔ بخش C3 و گردش منفی ایزوتوپ کربن قرار دارد و از سویی، بیشترین نسبت استرانسیم به کلسیم نیز در همین محدوده واقع است؛ این انطباق نشان می‌دهد افزایش دمای آب ممکن است به‌شکل عامل مثبت سبب تمرکز بیشتر یون استرانسیم در کربنات‌ها و افزایش نسبت استرانسیم به کلسیم شده باشد. دومین عامل افزایش نسبت استرانسیم به کلسیم به فراوانی یون استرانسیم در آب دریاها در ابتدای رویداد OAE1a نسبت داده می‌شود. یکی از تبعات فعالیت ایالت‌های ماگمایی بزرگ (LIP)، افزایش سطح تغذیه‌ای محیط است که داده‌های مربوط به نانوفسیل‌های آهکی NI این مطلب را تأیید می‌کنند (برای نمونه Bottini et al. 2015).



شکل ۶- روند تغییرات نسبت ایزوتوپی و عنصری در واحد پایینی سازند داریان و مقایسهٔ آن با روندهای تغییرات دما و سطح تغذیه‌ای محیط در آپتین پیشین؛ گردش منفی در روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن با افزایش دمای محاسبه‌شده از طریق شاخص TEX_{86} (Bottini et al. 2015; Jenkyns 2018) **همخوانی دارد. افزایش دما با افزایش سطح تغذیهٔ محیط، خروج تودهٔ آذرین** Ontog Java Plateau (Erba et al. 2015) **و افزایش غلظت** CO_2 (Erba and Tremolada 2004) **هم‌زمان است؛ در این زمان، نسبت منیزیم به کلسیم کمترین مقدار را داشته و به ۱ نزدیک بوده است.**

همان‌طور که در منحنی تغییرات نسبت ایزوتوپ اکسیژن مشاهده می‌شود، گردش مثبت کاملاً مشخصی در محدودهٔ بخش C7 در انتهای بازهٔ زمانی آپتین پیشین وجود دارد؛ این مسئله روند کاهش دمای آب حوضهٔ رسوبی را نشان می‌دهد (Ando et al. 2006; Maurer et al. 2012). تجمع و دفن مواد آلی به‌طور فزاینده سبب خروج گاز CO_2 از طریق ذخیرهٔ کربن در نهشته‌ها می‌شود و خروج این گاز، شرایط اقلیمی را از حالت گلخانه خارج می‌کند (Stein et al. 2012)؛ این مسئله به‌نوبهٔ خود به پایان‌یافتن رویداد OAE1a منجر شده است (Bottini et al. 2015).

در بخش‌های C9 و C10 مربوط به آپتین پسین نیز دو روند مثبت در تغییرات ایزوتوپ اکسیژن مشاهده می‌شوند (شکل ۷). مشابه این روند سنگین‌شدن ایزوتوپ اکسیژن را (Maurer et al. 2012) از توالی سازند داریان در کوه بنگستان گزارش کرده است (شکل ۷). این پژوهشگران نشان داده‌اند روند سنگین‌شدگی ایزوتوپ اکسیژن تحت‌تأثیر سردشدن جهانی آب‌وهوا و گسترش پوشش‌های یخی ایجاد شده است؛ همچنین مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی این افراد روی مقاطع لرزه‌ای و بیرون‌زدگی‌ها نشان می‌دهند این سردشدگی با افت شدید سطح آب دریاها و گسترش دسته رخساره‌های تراز پایین آب (LST) روی پلت‌فرم عربی کاملاً همخوانی دارد. روند سردشدگی جهانی یادشده در نقاط مختلف دنیا از طریق ایزوتوپ اکسیژن گزارش شده است (Maurer et al. 2012). شاخص‌های دیگری نیز کاهش دما در آپتین پسین را تأیید کرده‌اند؛ مهاجرت گونه‌های فسیلی آب‌های سرد (Boreal) مانند نانوفسیل‌های *Repagulum parvidentatum* که در ایتالیا شناسایی شده‌اند و به عرض‌های جغرافیایی پایین مربوط هستند (McAnena et al. 2013) مؤید این مطلب است.



شکل ۷- مقایسهٔ روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در زمان آپتین پسین، کوه بانش (مطالعهٔ حاضر) و کوه بنگستان (Maurer et al. 2012) و ارتباط این تغییرات با روندهای تغییرات دما و تغییرات سطح تغذیه‌ای محیط. سه روند سنگین‌شدگی در ایزوتوپ اکسیژن در هر دو نمودار با سه روند کاهش دمای حاصل از شاخص TEX_{86} (McAnena et al. 2013; Bottini et al. 2015) همخوانی دارد. روند کاهش دما با پنجمین دورهٔ سردشدگی مزوزوئیک (Davise 2017) و گسترش دسته رخسارهٔ LST روی پلیت عربی (van Buchem et al. 2010) نیز منطبق است.

گسترش نهشته‌های یخچالی در عرض‌های جغرافیایی بالا و گسترش توالی دسته رخسارهٔ تراز پایین آب دریا (LST) در عرض‌های جغرافیایی پایین (van Buchem et al. 2010)، کاهش دما در این بازهٔ زمانی را در سطح جهانی نشان می‌دهند. بیرون‌زدگی پلت‌فرم کربناتهٔ سازند داریان پس‌از انتهای آپتین پیشین در حاشیهٔ شمالی خلیج فارس و در برش‌هایی مانند کوه گچ و کوه عسلویه به‌شکل گسترش فرایند کارستی‌شدن در سنگ‌های کربناته و تشکیل خاک دیرینه اثبات شده است (van Buchem et al. 2010).

وجود دسته رخسارهٔ تراز پایین آب دریا در بازهٔ زمانی آپتین پسین تنها به پلیت عربی محدود نمی‌شود و از نقاط مختلف دنیا گزارش شده است؛ برای نمونه، افت شدید سطح آب دریا در پلت‌فرم روسیه به فرسایش گستردهٔ نهشته‌های بخش بالایی پلت‌فرم به همراه حضور توالی‌های دره‌های بریده‌شده (Incised valleys) در غرب سیبری منجر شده است (Medvedev et al. 2011)؛ درمجموع، این نهشته‌ها و ویژگی‌های آنها بیان‌کنندهٔ افت سطح آب دریا هستند که سردشدن هوا و گسترش یخچال‌ها محتمل‌ترین سازوکار برای این فرایند در نظر گرفته می‌شود (Van Buchem et al. 2010; Medvedev et al. 2011; Maurer et al. 2012).

خروج CO_2 از سیستم جوی- اقیانوسی یکی از مهم‌ترین عوامل کاهش دما پس‌از رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی بوده است (Jing and Bainian 2018). خروج کربن از طریق دفن حجم زیادی از مواد آلی در رسوبات سازوکار اصلی برای این

پدیده در نظر گرفته شده است (Jenkyns 2018). رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی، شرایط مناسب را برای دفن مواد آلی فراهم کرده‌اند؛ به‌طوری‌که مهم‌ترین شیل‌های سیاه در بازهٔ زمانی OAE1a و OAE2 از حوضه‌های عمیق در غرب تتیس و اقیانوسی آتلانتیک شمالی و زون حداقل اکسیژن در اقیانوس آرام گزارش شده‌اند (Menegatti et al. 1998; Jenkyns 2018). بررسی‌های صحرایی در برش مطالعه‌شده آشکارا فراوانی مواد آلی در شیل‌ها و آهک‌های واحد پایینی و ایجاد رنگ کاملاً سیاه در این توالی رسوبی را نشان می‌دهند (Moosavizadeh et al. 2015). روند سنگین‌شدن ایزوتوپ کربن در بخش انتهایی OAE 1a در بخش‌های C4 تا C6 سازند داریان به همراه گسترش شیل‌های سیاه دلیلی بر این واقعیت است.

سازوکار دیگری که برای خروج گاز CO_2 از سیستم اتمسفر و کاهش دما پیشنهاد شده است، افزایش هوازدگی‌های قاره‌ای و فرسایش و انتقال کربن به حوضه‌های رسوبی و بازگشت‌نیافتن آن به اتمسفر است (Bottini et al. 2015)؛ همچنین Bottini et al. (2015) نشان دادند ولکانیسم‌های زیردریایی مانند Great Ontang Java (GOJ) تأثیر مستقیمی در گرم‌شدن دمای آب دارند، ولی ولکانیسم‌های قاره‌ای چنین ویژگی‌ای را ندارند. بر اساس مطالعهٔ خاک‌های کالکرت (pedogenic calcretes) در کرهٔ جنوبی، Hong and Lee (2012) نشان دادند میزان CO_2 جو در آپتین پسین کاهش یافته و از میزان ۱۰۰۰ به ۵۰۰ پی‌پی‌ام رسیده است. از نظر (Vincent et al. 2010) علت سنگین‌شدن ایزوتوپ کربن در واحد بالایی سازند داریان طی آپتین پسین، تشکیل هم‌زمان شیل‌های غنی از مواد آلی در حوضهٔ اینتراشلفی کژدمی (Kazhdumi) در ایران و حوضهٔ باب (Bab basin) در کشور عمان است و همان‌طور که گفته شد دفن کربن تشکیل‌دهندهٔ مواد آلی در نهشته‌ها یکی از سازوکارهای اصلی خروج CO_2 از جو و کاهش شرایط گلخانه‌ای است. درمجموع، خروج CO_2 از سیستم جوی- اقیانوسی تحت‌تأثیر سازوکارهای مختلف نظیر دفن مواد آلی و یا افزایش هوازدگی قاره‌ای، مهم‌ترین عامل کاهش دما در انتهای آپتین پیشین و آپتین پسین در نظر گرفته می‌شود.

نتیجه

تجزیه‌وتحلیل‌های عنصری و ایزوتوپی در نهشته‌های کربناتهٔ سازند داریان به سن آپتین نشان می‌دهند این توالی رسوبی تحت‌تأثیر دیاژنز دفنی و در محیط دیاژنتیکی بسته تا نیم‌بسته قرار داشته است. بررسی روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن (شاخص حساس به دما) افزایش دمای محیط در ابتدای آپتین پایینی و سپس کاهش دما تا بخش انتهایی این بازه را نشان می‌دهد؛ این تغییرات بر روند تغییرات ایزوتوپ کربن منطبقند؛ به‌شکلی که سبک‌شدن ایزوتوپ کربن با افزایش دما و سنگین‌شدن آن با کاهش دما همراه است. باتوجه‌به اینکه مهم‌ترین منبع تأمین ایزوتوپ سبک کربن در این زمان، افزایش حجم CO_2 بوده است، افزایش و کاهش غلظت CO_2 عاملی برای تغییرات درجه حرارت در نظر گرفته می‌شود. مهم‌ترین سازوکار خارج‌شدن CO_2 از سیستم جوی- اقیانوسی، خروج کربن هنگام دفن مواد آلی و افزایش هوازدگی قاره‌ای و فرسایش مواد آلی به درون حوضه‌های رسوبی است؛ این امر به کاهش دما در سطح جهانی و گسترش یخچال‌ها منجر شده که خود سبب پایین‌رفتن سطح آب دریاها و تشکیل دسته رخسارهٔ تراز پایین سطح آب دریاها شده است. نتایج نشان می‌دهند شرایط گلخانه‌ای در تمام بازهٔ زمانی آپتین و به تبع آن، در دورهٔ کرتاسه غالب نبوده و پیوستگی شرایط گلخانه‌ای توسط دوره‌هایی از سردشدگی و کاهش دما قطع شده است.

References

Adabi M.H. and Abbasi R. 2010. Study of diagenetic history of the Dariyan Formation based on petrography and geochemical study in Kuh-e-Siah (Northeast of Shiraz) ans Sabzpoushan well 1. Journal of Sciences (University of Tehran), 35 (2): 53-57.

Adabi M. H. and Rao C. P. 1991. Petrographic and

D. and Pashenko S.E. 2007. Textural, elemental, and isotopic characteristics of Pleistocene phreatic cave deposits (Jabal Madar, Oman). Journal of Sedimentary Research, 77: 68-88.

James G. A. and Wynd, J. G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of the Iranian Oil Consortium Agreement Area, Am. ASS. Petr., Geol., Bull, 49 (12): 2182-2245.

Jenkyns H. Schouten-Huibers L. Schouten S. and Sinninghe Damsté J. 2012. Warm Middle Jurassic–Early Cretaceous high-latitude sea-surface temperatures from the Southern Ocean. Climate of the Past, 8 (1) : 215-226.

Jenkyns H. C. 2018. Transient cooling episodes during Cretaceous Oceanic Anoxic Events with special reference to OAE 1a (Early Aptian). Philosophical Transactions of the Royal Society, 376: 34-60.

Jing D. and Bainian S. 2018. Early Cretaceous atmospheric CO2 estimates based on stomatal index of Pseudofrenelopsis papillosa (Cheirolepidiaceae) from southeast China. Cretaceous Research, 85: 232-242.

Kidder D. L. and Worsley T.R. 2010. Phanerozoic large igneous provinces (LIPs), (haline euxinic acidic thermal transgression) episodes extinctions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 295 (1) : 162-191.

Kuhnt W. Holbourn A. and Moullade M. 2011. Transient global cooling at the onset of early Aptian oceanic anoxic event (OAE) 1a. Geology, 39 (4) : 323-326.

Lorenzen J. Kuhnt W. Holbourn A. Flögel S. Moullade M. and Tronchetti G. 2013. A new sediment core from the Bedoulian (Lower Aptian) stratotype at Roquefort-La Bédoule, SE France. Cretaceous Research, 39: 6-16.

Malinverno A. Erba E. and Herbert T. 2010. Orbital tuning as an inverse problem: Chronology of the early Aptian oceanic anoxic event 1a (Selli Level) in the Cismon Paleoceanography and Paleoclimatology 25 (2) : 21-37.

Maurer F. van Buchem F. S. Eberli G. P. Pierson B. J. Raven M.J. Larsen M. I. and Vincent B. 2012. Late Aptian long-lived glacio-eustatic lowstand recorded on the Arabian Plate. Terra Nova, 25 (2): 87-94.

McAnena A. Flögel S. Hofmann P. Herrle J. Gries A. Talbot Wallm K. and Wagner T. 2013. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period. Nature Geoscience, 6 (7) : 558-562.

Medvedev A. Lopatin A. Y. and Masalkin Y. V. 2011. geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. Sedimentary Geology, 72 (4): 253-267.

Ando A. Kawahata H. and Kakegawa T. 2006. Sr/Ca ratios as indicators of varying modes of pelagic carbonate diagenesis in the ooze, chalk and limestone realms. Sedimentary Geology, 191 (1): 37-53.

Bottini C. Erba E. Tiraboschi D. Enkyns H. Schouten, S. and Sinninghe Damsté J. 2015. Climate variability and ocean fertility during the Aptian Stage. Climate of the Past, 11 (3): 383-402.

Brand U. and Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 1, Trace elements. Journal of Sedimentary Research, 50 (4): 1219-1236.

Brand, U. and Veizer J. 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 2, Stable isotopes. Journal of Sedimentary Research, 51 (3) : 987-997.

Davis W. J. 2017. The relationship between atmospheric carbon dioxide concentration and global temperature for the last 425 million years. Climate, 5 (4) : 76-111.

Dumitrescu M. Brassell S. C. Schouten S. Hopmans E. C. and Damsté J. S. S. 2006. Instability in tropical Pacific sea-surface temperatures during the early Aptian. Geology, 34 (10) : 833-836.

Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. American Assocciation of Petroleum Geologists Memoir, 1: 108-121.

Embry A. F. and Klovan J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19 (4) : 730-781.

Erba E. 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic events. Marine Micropaleontology, 52 (1), 85-106.

Farzipour-Saein A. Yassaghi A. Sherkati S. and Koyi H. 2009. Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. Journal of Petroleum Geology, 32(1): 5-19.

Heydari E. 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. Tectonophysics, 451: 56-70.

Hong S. K. and Lee Y. I. 2012. Evaluation of atmospheric carbon dioxide concentrations during the Cretaceous. Earth and Planetary Science Letters, 327: 23-28

Immenhauser A. Dublyansky Y.V. Verwer K. Fleitman

Comparative characteristics of the lithological composition of the incised valley filland host sediments of the Vikulovo Formation, Kamenny area, West Siberia. Lithology and Mineral Resources, 46 (4) : 369-381.

Menegatti A. P. Weissert H. Brown R. S. Tyson P. Strasser A. and Caron M. 1998. High-resolution δ13C stratigraphy through the early Aptian "Livello Selli" of the Alpine Tethys. Paleoceanography, 13 (5) : 530-545.

Moosavizadeh M. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. and Kavoosi M. 2014. Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a) in Northeastern Arabian Plate setting: an example from Dariyan Formation in Zagros fold–trust belt, SE Iran. Arabian Journal of Geosciences, 7: 4745-4756.

Moosavizadeh S. M. A. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. Kavoosi M. A. and Schlagintweit F. 2015. Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Plate, Zagros fold-thrust belt, Iran). Bulletin of Geosciences, 90 (1) : 145-172.

Morse J. W. and Mackenzie F. T. 1990. Geochemistry of sedimentary carbonates. Access via Elsevier, 33, 233.

Ramadan F. and Zaid S. M. 2012. Lithofacies, Diagenesis and Geochemical Analysis of the Lower Cretaceous Risan Aneiza Formation at Gabal Manzour, Egypt. Australian Journal of Basic and Applied Sciences, 6 (13): 536-557.

Rao C. P. 1990. Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, 5 (2): 209-222.

Schouten S. Hopmans E. C. Forster A. van Breugel Y., Kuypers M. M. and Damsté J. S. S. 2003. Extremely high sea-surface temperatures at low latitudes during the middle Cretaceous as revealed by archaeal membrane lipids. Geology, 31 (12): 1069-1072.

Schroeder R. van Buchem F. Cherchi A. Baghbani D. Vincent B. Immenhauser A. and Granier B. 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian – Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. GeoArabia Special Publication, 4: 49-96.

Stein M. Westermann S. Adatte T. Matera V. Fleitmann D. Spangenberg J. E. and Föllmi K. B. 2012. Late BarremianeEarly Aptian palaeoenvironmental change: The Cassis-La Bédoule section, southeast France. Cretaceous Research, 37: 209-222.

Steuber T. and Veizer J. 2002. Phanerozoic record of plate tectonic control of seawater chemistry and carbonate sedimentation. Geology, 30 (12): 1123-1126.

van Buchem F. S. P. Baghbani D. Bulot L. G. Caron M. Gaumet F. and Vedrenne V. 2010. Barremian-Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations), Barremian–Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate. GeoArabia Special Publication, 4: 503-548.

Vaziri-Moghaddam H. Kimiagari M. and Taheri A. 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. Facies, 52 (1): 41-51.

Vincent B. van Buchem F. S. Bulot L. G. Immenhauser A., and Huc A. Y. 2010. Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian–Lower Albian successions of southwest Iran Barremian and Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate. GeoArabia, 1: 139-197.

Yousefi T. and Kargar Sh. 1999. Geological map of Sivand 1:100000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.