

ثبت جهانی رویداد بی‌هوازی اقیانوسی در کربنات‌های سازند داریان در شمال زاگرس مرتفع، کوه زرگران (گدوان)

مظاهر یابوری^(۱)، مهدی یزدی^۲، هرمز قلاوند^۲ و محمدحسین آدابی^۴

۱. کارشناس ارشد تفسیر اطلاعات لرزه‌ای، شرکت ملی نفت ایران

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳. مدیر نظارت بر تولید نفت و گاز، شرکت ملی نفت ایران

۴. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۱/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۴/۲۵

چکیده

ثبت رویداد بی‌هوازی اقیانوسی a1 و زمان ثبت این رویداد در کربنات‌های کم‌ژرفای سازند داریان در برش کوه زرگران (گدوان) در شرق شیراز، بر اساس ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن، ریزرخساره‌ها و داده‌های فسیلی مورد مطالعه قرار گرفت. در این برش ستبرای سازند داریان ۲۸۷ متر اندازه‌گیری و ۱۹۱ نمونه برداشت شده است. توالی رسوبی سازند داریان بر اساس داده‌های صحرایی در قاعده با آهک‌های خاکستری ضخیم‌لایه تا توده‌ای همراه با اربیتولیناها و رودیست‌ها آغاز می‌شود و در بخش‌های بالاتر شامل آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم‌لایه است و فراوانی فرامینیفراهای بنتیک از جمله اربیتولیناها افزایش می‌یابد. در برش ذکر شده بر پایه مطالعه حجره جنینی اربیتولیناها، سن بخش زیرین این سازند بارمین پسین-آپسین پیشین تعیین شده و آغاز تشکیل نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی است. منحنی‌های ایزوتوپ کربن بین منحنی‌های C3 تا C6 در کربنات‌های قاعده سازند داریان آشفتگی‌هایی را نشان می‌دهد. این تغییرات و هم‌چنین ظهور رخساره Lithocodium-Bacinella در این بخش از سازند وجود رویداد بی‌هوازی اقیانوسی را تایید می‌کند. رویداد بی‌هوازی اقیانوسی بیانگر گرم‌شدگی محیط و شرایط گلخانه‌ای است. در این برش که با تجمع فراوان رودیست‌ها همراه شده می‌تواند تاییدی بر شرایط آب و هوایی این رویداد باشد.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ کربن، رویداد بی‌هوازی اقیانوسی، زرگران (گدوان)، کرتاسه.

مقدمه

کرتاسه است و به‌عنوان نقطه عطفی در شرایط محیط دیرینه اقیانوسی شناخته می‌شود (Leckie et al., 2002). در آپسین پیشین این رویداد با تغییرات شاخصی از ایزوتوپ کربن ۱۳ همراه است و اختلالات مشخصی را در چرخه جهانی کربن در کربنات‌های تولید شده در محیط پلاژیک و هم‌چنین در

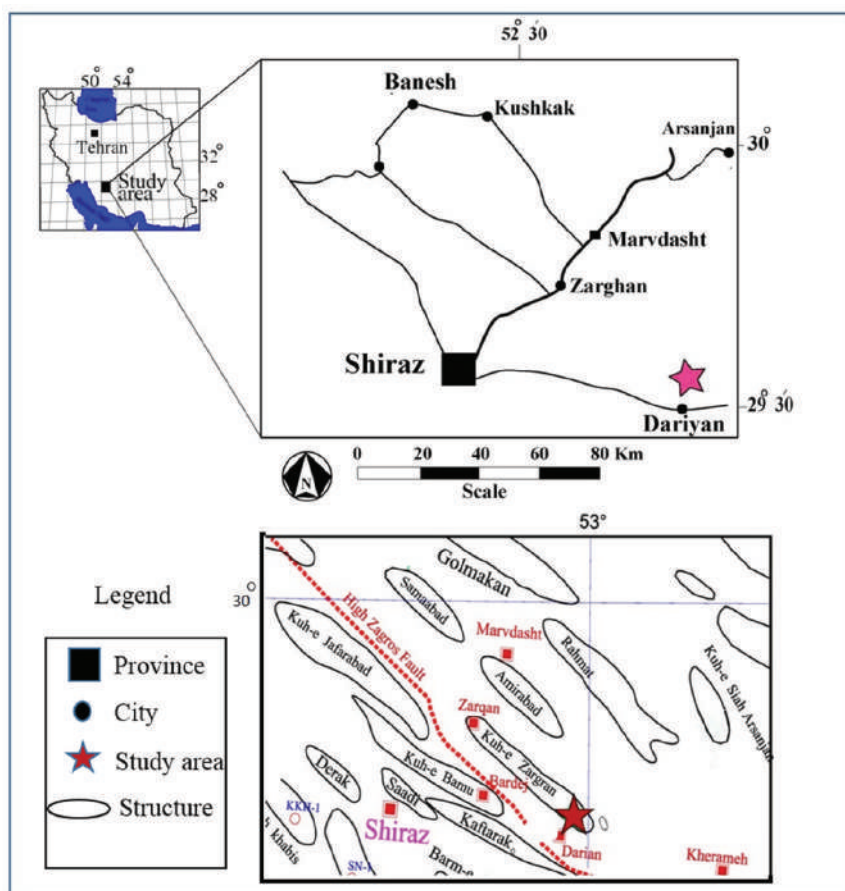
رویدادهای بی‌هوازی اقیانوسی نهشته‌هایی را که دارای نرخ کربن آلی بالا و تغییرات بیولوژیکی قابل ملاحظه است، شامل می‌شود (e.g: Naderi et al., 2016; Leckie et al., 2002; Schlanger and Jenkens, 1976). رویداد بی‌هوازی اقیانوسی^۱ اولین رویداد بی‌هوازی اقیانوسی در

آپسین-آلبین معرفی شد (Kent, Slinger and Tomas, 1951) ولی با پژوهش‌های بعدی این واحد سنگ چینه‌ای سازند داریان نام گرفت. در ناحیه خوزستان تفکیک سازند داریان از واحدهای زیرین امکان‌پذیر نیست و با عنوان گروه خامی نام برده می‌شود (James and Wynd, 1965). هدف از این مطالعه سنجش ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن و بررسی نهشته بی‌هوازی اقیانوسی سازند داریان در شمال گسل زاگرس مرتفع در برش کوه زرگران است (شکل ۱). سنجش ایزوتوپ کربن و اکسیژن وضعیت تغییرات ایزوتوپی را در طول سازند داریان به صورت منحنی‌هایی نشان می‌دهد. منحنی‌های تغییرات ایزوتوپی با داده‌های زیست‌چینه‌نگاری ادغام شده و اطلاعات دقیقی از نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی ناحیه مورد مطالعه می‌دهد. همچنین این ناحیه با نواحی از رسوبات کرتاسه پیشین در حوضه تتیس مقایسه شده است.

محیط کم‌ژرفا نشان می‌دهد، به طوری که یک پیک مشخص منفی و دو پیک مثبت در طی این رویداد دیده می‌شود (van Breugel et al., 2007; Menegatti et al., 1998). بر اساس تقسیم‌بندی منحنی ایزوتوپی، آشفتگی ایزوتوپی در رویدادهای بی‌هوازی بین چرخه‌های C3 و C6 واقع می‌شود. در این رخداد اغلب با افزایش دی‌اکسیدکربن حاصل از آتش‌فشان همراه است که منجر به گرم‌شدگی موقتی کره زمین و افزایش رطوبت گشته است.

یکی از خصوصیات مهم رویداد بی‌هوازی تغییرات گسترده در مجموعه زیستی اعم از فراوانی و شکل آن‌ها می‌باشد همچنین آغاز سریع و پایان کوتاه مدت این رویداد (شاید نیم تا یک میلیون سال) از ویژگی‌های کلیدی آن است. (Ezampannah et al., 2013; Yavari et al., 2015; موسوی‌زاده، ۱۳۹۲؛ Ezampanah et al., 2013; Yavari et al., 2015).

سازند داریان در گذشته با عنوان آهک اربیتولین‌دار

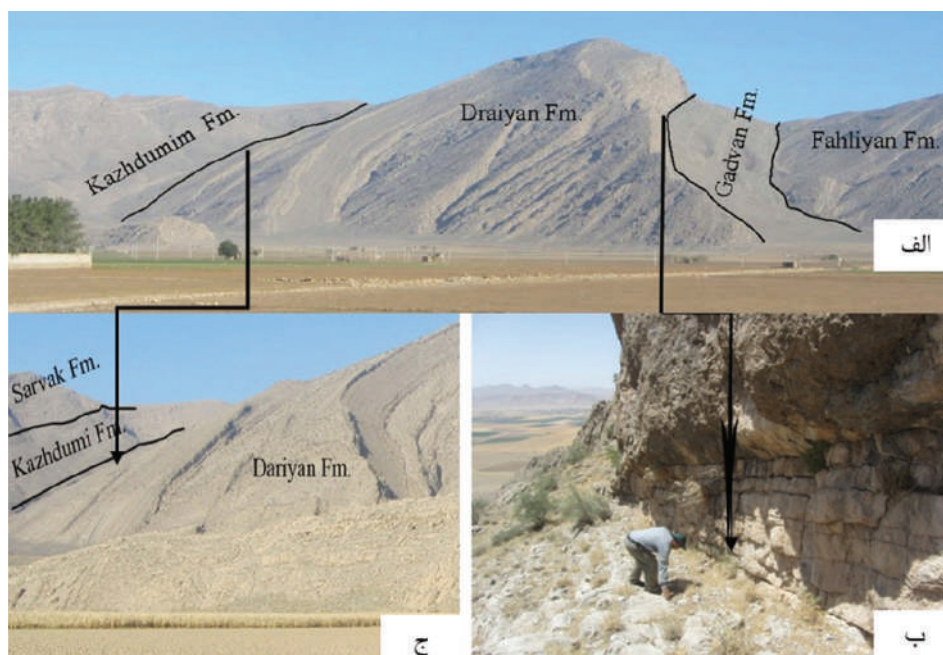


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی (برگرفته از مدیریت اکتشاف نفت، ۱۳۹۷) برش داریان در کوه زرگران (ستاره قرمز)

چینه‌شناسی

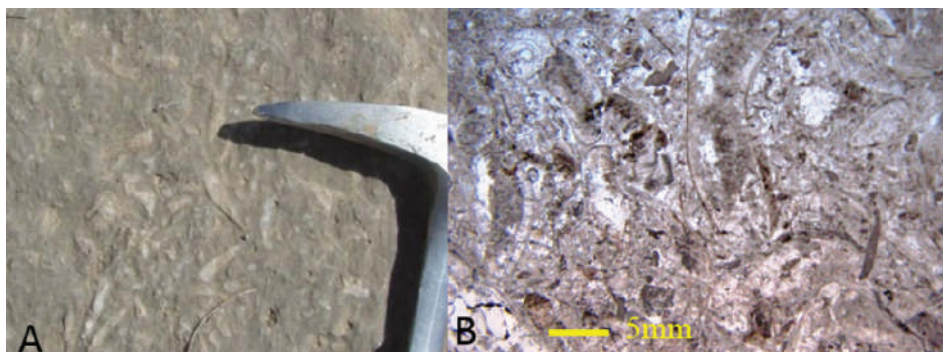
بخش عمده تقسیم می‌شود واحد اول ۸۵ متر است و شامل آهک‌های خاکستری ضخیم لایه تا خیلی ضخیم دارای خرده‌های پوسته گاستروپود، دوکفه‌ای و خارپوست و فرامینیفر بنتیک از جمله اربیتولیناها است. به علت توده‌ای بودن، لایه‌بندی به‌وضوح در آن‌ها قابل تشخیص نیست.

در برش مورد مطالعه ستبرای سازند داریان ۲۸۷ متر تعیین شده است. در برش ذکر شده مرز پایینی سازند داریان با مارن‌ها و سنگ آهک‌های نازک لایه سازند گدوان و مرز بالایی آن با شیل‌های سازند کژدمی هم‌شیب و ناپیوسته است (شکل ۲). توالی رسوبی سازند داریان در برش کوه گدوان بر اساس سنگ‌شناسی و مشاهدات صحرایی به سه



شکل ۲. الف) نمای کلی سازند داریان و ارتباط آن با سازندهای گدوان و کژدمی (دید به سمت شمال غرب)، ب) مرز سازند داریان با سازند گدوان از نمای نزدیک، ج) مرز سازند داریان با سازند کژدمی از نمای نزدیک. در برش کوه گدوان مرز زیرین با سازند گدوان و مرز بالایی با سازند کژدمی هم‌شیب هستند

در همان بخش‌های پایینی سازند داریان، رودیست‌های کوچک در اندازه حدود دو تا پنج سانتی‌متر وجود دارند و جزو رودیست‌های اولیه و ابتدایی محسوب می‌شوند (شکل ۳)، و می‌تواند بیانگر شرایط گرم اقلیمی و محیط رسوبی سدی باشد.



شکل ۳. رودیست‌های بخش پایینی سازند داریان در برش کوه گدوان، (A) رودیست‌ها در لایه، (B) تصویر میکروسکوپی رودیست

ذکر شده طی عملیات صحرایی اندازه‌گیری شده و به‌صورت سیستماتیک (به‌طور متوسط با فواصل ۱/۵ متر) نمونه‌برداری و تعداد ۱۹۱ نمونه برداشت شده است. در آزمایشگاه از هر نمونه یک مقطع نازک تهیه شد. پس از مطالعه، مقاطع نازک نمونه‌هایی که دارای اربیتولین‌های فراوان هستند دوباره از هر نمونه ۲ تا ۴ مقطع در جهات مختلف، به‌منظور مطالعه حجره جنینی تهیه شد. با مطالعه مجموعه فسیلی شامل جلبک‌ها و فرامینفرهای بنتیک، گستره فسیل‌ها، مشخص و با استفاده از مجموعه فسیلی شناسایی شده، سن بخش‌های مختلف سازند داریان در حد اشکوب تعیین شد. علاوه بر پژوهش‌های فسیلی، ریز رخساره‌ها مورد شناسایی قرار گرفت. همچنین نمونه‌هایی که اغلب بافت مدستونی و وکستونی داشته‌اند و کمتر در تاثیر فرایندهای دیاژنتیکی قرار دارند برای آنالیز ایزوتوپی انتخاب و به کشور انگلیس ارسال شد. ۴۱ نمونه برای بررسی تغییرات آشفته‌گی‌های ایزوتوپ کربن انتخاب و مورد آنالیز قرار گرفت. پس از آنالیز نمونه‌ها، نتایج آنها در کنار ستون چینه‌شناسی رسم، و روند تغییرات منحنی ایزوتوپی مشخص شد. با استفاده از انحرافات و مسیرهای شاخص نمودار ایزوتوپی کربن، وجود فسیل‌های معین، تراکم آنها و همچنین سن توالی‌های رسوبی، گستره رویداد بی‌هوازی اقیانوسی تعیین شد.

رخساره‌ها

بررسی رخساره‌ها برای مطالعه رویداد بی‌هوازی روند تغییرات رخساره‌ای و مجموعه‌های زیستی را در توالی نشان

بر روی آهک‌های رودیستی، توالی از آهک‌های توده‌ای با آشفته‌گی زیستی قرار می‌گیرند (شکل ۴) و دارای خرده‌های رودیستی و پلوئیدی می‌باشند. این حالت بیانگر ژرفای کم حوضه در ناحیه است. ضخامت این آهک‌ها ۲۲ متر است. واحد دوم ۱۱۴ متر است و شامل آهک‌های خاکستری متوسط تا ضخیم‌لایه است. فرامینفرهای بنتیک از جمله اربیتولین‌های مخروطی در آن‌ها مشاهده می‌شود. جلبک‌ها نیز در این مجموعه به‌تدریج ظاهر می‌شوند اما فراوانی آن‌ها در لایه‌های مختلف متفاوت است. در برخی از لایه‌های آن خرده‌های فسیلی دوکفه‌ای و گاستروپود وجود دارند و اندازه آن‌ها حدود سه تا چهار میلی‌متر است. در لایه‌های میانی این بخش مقدار اکسید آهن و آشفته‌گی‌های زیستی افزایش می‌یابد. واحد سوم که تناوبی از آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه و مارن‌های آهکی نازک لایه است (شکل ۲) ضخامتی حدود ۸۸ متر دارد. یکی از فراوان‌ترین دانه‌های اسکلتی موجود در این واحد اربیتولین‌ها هستند، به دو صورت مخروطی و کشیده وجود دارند و اندازه آن‌ها حدود دو میلی‌متر است. در بخش‌هایی که مقدار رس زیادتر می‌شود واحدهای سنگی به سمت آهک‌های مارنی و مارن‌های آهکی تغییر کرده و آهک‌های مارنی حالت نودولار پیدا می‌کند.

روش مطالعه

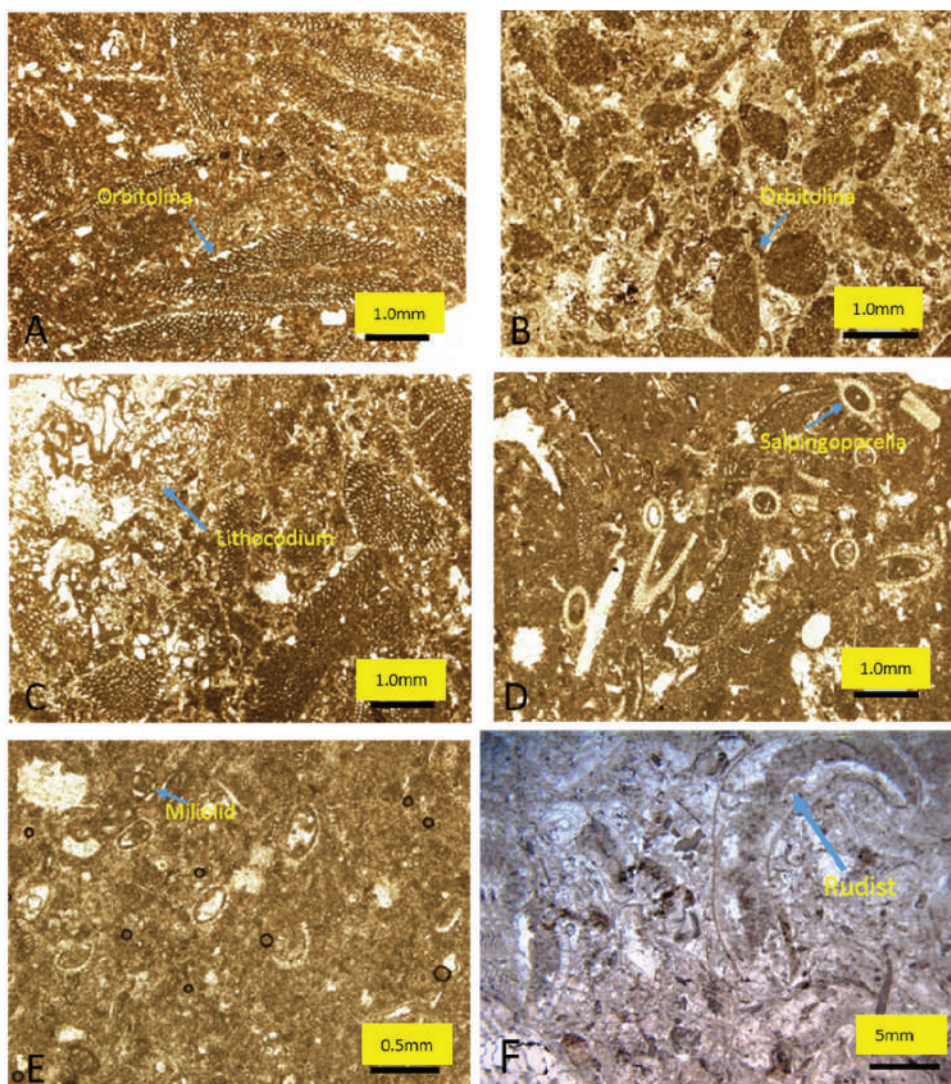
این پژوهش بر اساس داده‌های فسیل‌شناسی، ریزرخساره‌ها و ایزوتوپ کربن و اکسیژن از برش کوه زرگران (گدوان) در حوضه زاگرس مرتفع حاصل شده است. برش



شکل ۴. آشفته‌گی زیستی در بخش پایینی داریان در برش کوه گدوان، الف) نمای دور (دید به سمت غرب)، ب) نمای نزدیک

الف- کمربند رخساره‌ای دریای باز کم‌ژرفا (رمپ میانی)
 - رخساره اربیتولینا پکستون
 عناصر اصلی این رخساره شامل اربیتولیناهای صفحه‌ای شکل و کشیده هستند (شکل A-۵). عناصر فرعی این رخساره شامل خرده‌های دوکفه‌ای می‌باشند. فراوانی این رخساره در سنگ‌آهک‌های بخش بالایی سازند داریان برش کوه گدوان دیده می‌شود. حضور اربیتولین‌های کشیده بیانگر شرایط محیط دریایی باز و شرایط نرمال آب‌های آزاد است (Schroeder et al., 2010). فرامینیفرهای بزرگ و پهن با دیواره صدف نازک، در محیط‌هایی با انرژی پایین، شدت نور و مواد غذایی کمتر حضور دارند (Adabi et al., 2015).

می‌دهد. فرامینیفرهای بنتیک که از اجزاء اسکلتی غالب در رخساره‌های مورد مطالعه هستند، شامل اربیتولین‌های مخروطی، اربیتولین‌های کشیده و پهن و میلیولیدها هستند. در رسوبات مورد مطالعه جلبک‌های سبز دارای بیشترین تنوع در جنس و گونه می‌باشند. جلبک‌های سبز به خاطر ارزش پالئو اکولوژیکی آن‌ها به‌عنوان عناصر کلیدی در تفسیر کربنات‌های دریایی کم‌ژرفا محسوب می‌شوند (Flugel, 2010). بر پایه رخساره‌های موجود سه کمربند رخساره‌ای شناسایی که شامل الف- کمربند رخساره‌ای دریای باز کم‌ژرفا (رمپ میانی) ب- کمربند رخساره‌ای سدی ج- کمربند رخساره‌ای لاگون (رمپ داخلی) است.



شکل ۵. رخساره‌های موجود در برش گدوان، (A) اربیتولینا پکستون که از اربیتولیناهای کشیده تشکیل شده است، (B) اربیتولینا پکستون- گرینستون، (C) لیتوکودیوم اربیتولینا پکستون، (D) سالپینگوپورلا اربیتولینا پکستون، (E) سالپینگوپورلا وکستون، (F) رودیست گرینستون

ب- کمربند رخساره‌ای لاگون (رمپ داخلی)

- رخساره اربیتولینا پکستون-گرینستون

عناصر اصلی این رخساره را به ترتیب اهمیت اربیتولین‌های مخروطی شکل تشکیل می‌دهند (شکل-B, C, D, ۵). اجزای فرعی این رخساره شامل خرده‌های دوکفه‌ای، جلبک سبز (لیتوکودیوم و سالپینگوپورلا) و فرامینیفرهای بنتیک از جمله میلیولید می‌باشد. آلوکم‌ها در زمینه میکرایتی تا میکرو اسپارایتی شناورند. حضور اجزای اسکلتی نظیر اربیتولین‌های مخروطی، جلبک‌های سبز و میلیولید نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در محیط‌های کم‌ژرفا و با چرخش محدود آب است. نوع آلوکم‌های تشکیل‌دهنده این سنگ نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در محیط کم‌ژرفای لاگونی است (Flugel, 2010). در بعضی از رخساره‌ها جلبک‌های سبز از جمله سالپینگوپورلا و لیتوکودیوم حجم زیادی از سنگ را تشکیل دهند و نام سنگ به سالپینگوپورلا اربیتولینا پکستون و لیتوکودیوم اربیتولینا پکستون تغییر می‌کند (شکل‌های C, D, ۵). فراوانی اربیتولین‌های مخروطی شکل توام با جلبک‌های سبز و فرامینیفرهای بنتیک از جمله تکستولاریدها و میلیولیدها را می‌توان دلیلی بر کم‌ژرفا بودن شرایط حوضه دانست (Jamalian and Adabi, 2014; Schroeder et al., 2010).

سالپینگوپورلا و کستون

اجزای اصلی این رخساره را جلبک‌های سبز سالپینگوپورلا تشکیل می‌دهند (شکل E-۵). عناصر فرعی این رخساره خرده‌های دوکفه‌ای و فرامینیفرهای بنتیک (به‌ویژه تکستولاریده و میلیولید) است. زمینه بین عناصر توسط میکرایت پر شده است. محیط تشکیل این رخساره با توجه به نوع آلوکم‌ها و بافت آن محیط کم‌ژرفا لاگونی است (Flugel, 2010). فراوانی بالای جلبک‌های سبز از جمله سالپینگوپورلا در مجموعه رخساره‌ای لاگونی شرایط کم‌ژرفا و چرخش محدود آب را در زمان تشکیل این مجموعه رخساره نشان می‌دهد. (Bachman and Hirsch, 2006)

- رودیست گرینستون

این رخساره از رودیست‌های کوچکی تشکیل شده است

که حدود دو تا پنج سانتی‌متر است و تا حدودی عناصر رودیستی در اثر عوامل دیاژنتیکی کریستالیزه شده‌اند (شکل F-۵). این رخساره در بخش پایینی سازند داریان در برش گدوان دیده می‌شود. این رخساره‌ها معمولاً در بخش سدی تشکیل می‌شوند و بیانگر شرایط دریایی کم‌ژرفا، انرژی بالا و شرایط آب و هوایی گرم است.

فرایندهای دیاژنتیکی

ایزوتوپ اکسیژن و کربن یکی از ابزارهایی است که می‌توان ماهیت و تاریخچه دیاژنتیکی موثر بر کربنات‌ها را بعد از عمل رسوب‌گذاری مشخص کرد (Godet et al., 2016). معمولاً کربنات‌ها در محیط‌های دیاژنتیکی مختلف تشکیل می‌شوند و این محیط‌ها را می‌توان حاصل تغییرات شیمیایی ترکیب آب‌ها دانست. سنگ‌های کربنات‌های که دارای ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن سنگین هستند کمتر در اثر دگرسانی قرار دارند و بیانگر محیط‌های دریایی هستند (آدابی، ۱۳۹۰). در محیط‌های متوریک ایزوتوپ کربن ۱۳ به‌طور قابل ملاحظه‌ای سبک می‌شود (موسوی‌زاده، ۱۳۹۲؛ آدابی، ۱۳۹۰) ولی در دیاژنز تدفینی تغییرات نسبتاً زیادی در مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و تغییرات کمتری در مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ مشاهده می‌شود (Nelson and Smith, 1996). عمده تغییرات ایزوتوپی اکسیژن در برش گدوان بخصوص در بخش‌های پایینی بین ۵/۵- تا ۷/۵- است. روند تغییرات ایزوتوپی اکسیژن بیانگر واکنش آب و سنگ در یک محیط متوریک تدفینی است (Godet et al., 2016).

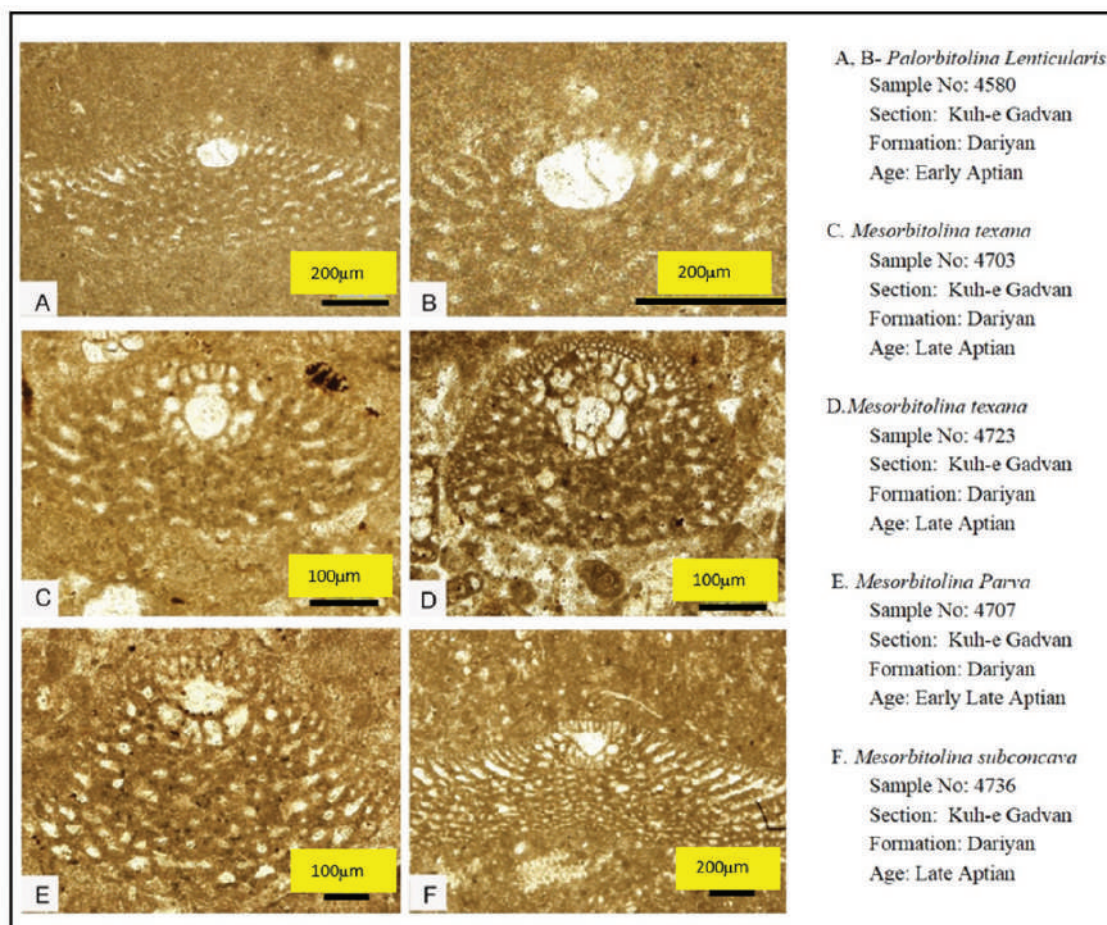
بحث

در بعضی از حوضه‌ها، نهشته‌های رویداد بی‌هوازی اقیانوسی، ارتباط تولید کربنات قطع نمی‌شود و اختلالی در تولید کربنات ایجاد نمی‌شود. پژوهشی که در مصر و عمان بر روی توالی‌های کرتاسه (Immenhauser et al., 2005) و در ایران روی توالی‌های کم‌ژرفای کرتاسه پیشین خلیج فارس انجام شده است (Naderi et al., 2016) هیچ‌گونه قطع‌شدگی در تولید کربنات در این رویداد دیده نمی‌شود. رویداد بی‌هوازی اقیانوسی علاوه بر آنکه در نهشته‌های پلاژیک وجود دارد (e.g: Bralower et al., 1994; Coccioni et al., 1994)

زمانی، کرونولوژی و روندهای تکاملی اربیتولیناها را می‌توان با توجه به مورفولوژی ظاهری و ساختمان داخلی پوسته مشخص کرد (Schroder et al., 2010). روندهای تکاملی که در شکل ظاهری اربیتولیناها در ناحیه مورد مطالعه به ترتیب قابل مشاهده‌اند عبارتند از، بزرگ شدن پوسته و افزایش زاویه راسی، روندهای عمده تکاملی در ساختمان داخلی نیز شامل بزرگ شدن تدریجی مگالوسفریک، جایگزینی حجره جنینی از بخش خارج مرکز به بخش مرکزی در راس پوسته، است (Schroder et al., 2010). در طی تکامل فیلوژنی معمولاً اندازه و شکل بیرونی پوسته‌ها افزایش می‌یابد اما این موضوع به صورت پایدار نیست و می‌تواند در اثر شرایط و فاکتورهای اکولوژیکی نیز قرار بگیرد (Schroder, 1962, 1975). گونه‌های مختلف اربیتولیناها در ناحیه مورد مطالعه در این پژوهش با سیر تکاملی اربیتولیناها (Schroder et al., 2010) مقایسه و شناسایی شد (شکل ۶).

(Jenkeyns, 1980; al., 1987). در نهشته‌های همی‌پلاژیک و یا حتی نهشته‌های کم‌ژرفای دریای باز نیز مشاهده می‌شود (Naderi et al., 2016) و وجود شیل‌های تیره و یا مواد آلی بالا دلیل عمده وجود آن نیست. در توالی‌های کم‌ژرفای پلاتفرمی در یک مرحله پلاتفرم کربناته غرق می‌شود و با بخش اصلی رویداد بی‌هوازی اقیانوسی منطبق می‌شود و تا چهار میلیون سال طول می‌کشد (Follmi et al., 2006) و در شمال و جنوب غرب حاشیه تئیس به اثبات رسیده است. این موارد با آشفتگی‌هایی در چرخه ایزوتوپ کربن ۱۳ همراه است و با پیک‌های مثبت و منفی در منحنی نیز قابل شناسایی است (e.g: Moosavizadeh et al., 2014; Erba, 2004; Menegatti et al., 1998).

در برش کوه زرگران پژوهش‌های آزمایشگاهی شامل مطالعه میکرو فسیل‌ها از جمله حجره جنینی اربیتولیناها، جلبک‌ها و ایزوتوپ کربن و اکسیژن انجام شده است. توالی

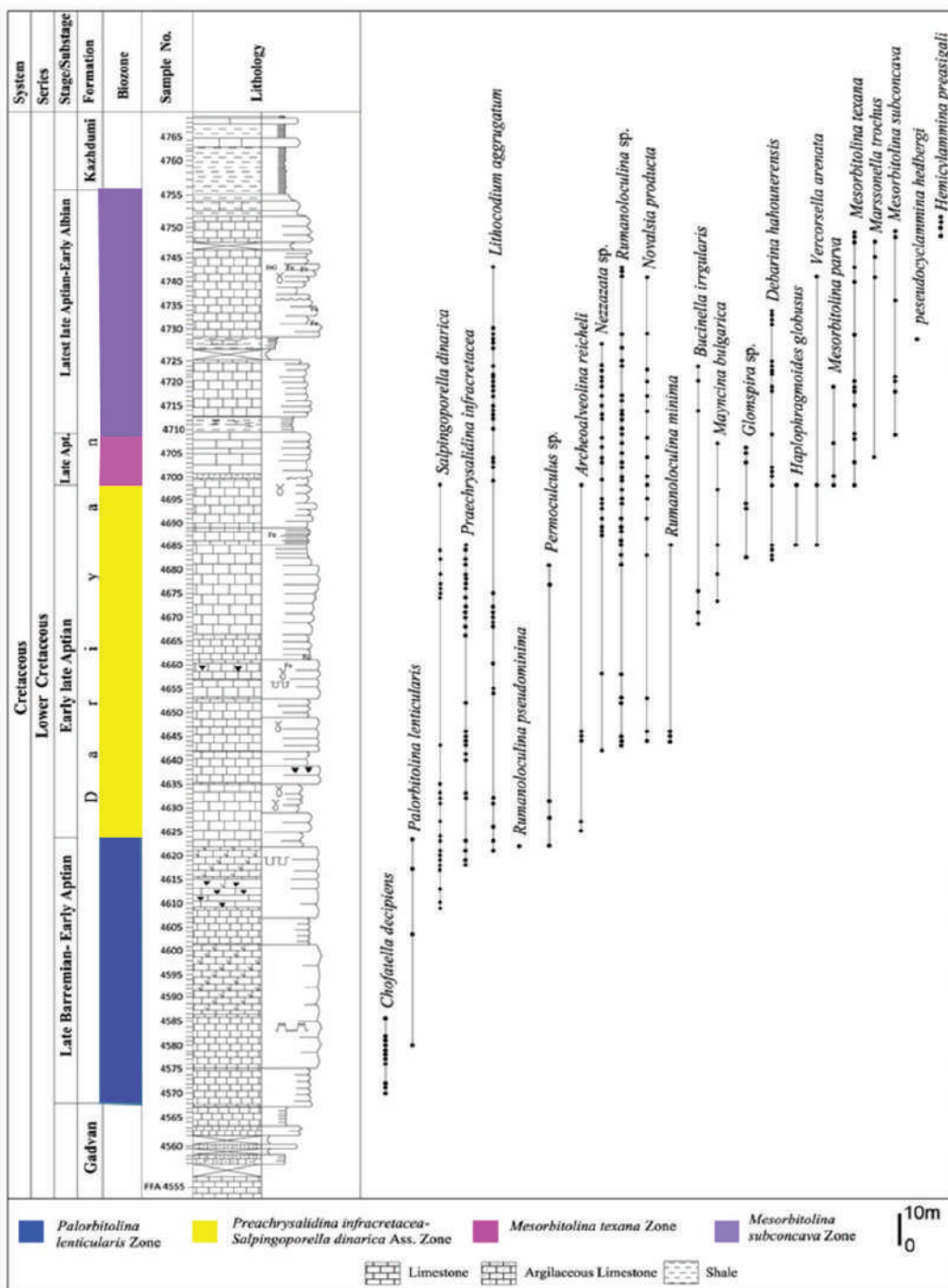


شکل ۶. اربیتولینا‌های موجود در سازند داریان کوه زرگران (گدوان) که بر پایه حجره جنینی نام‌گذاری شده‌اند

ثبت جهانی رویدادی هوازی اقیانوسی در کربنات‌های سازند داریان ...

این لایه‌های آهکی اربیتولینا دار جلبک‌های سبز از جمله سالپینگوپورلا، لیتوکودیوم و باسینلا ظاهر می‌شوند و سپس دوباره گونه‌های دیگری از اربیتولیناها (شکل‌های C, D, E, F-۶) ظاهر می‌شوند و بر اساس آنها بایوزون بندی شده‌اند (شکل ۷).

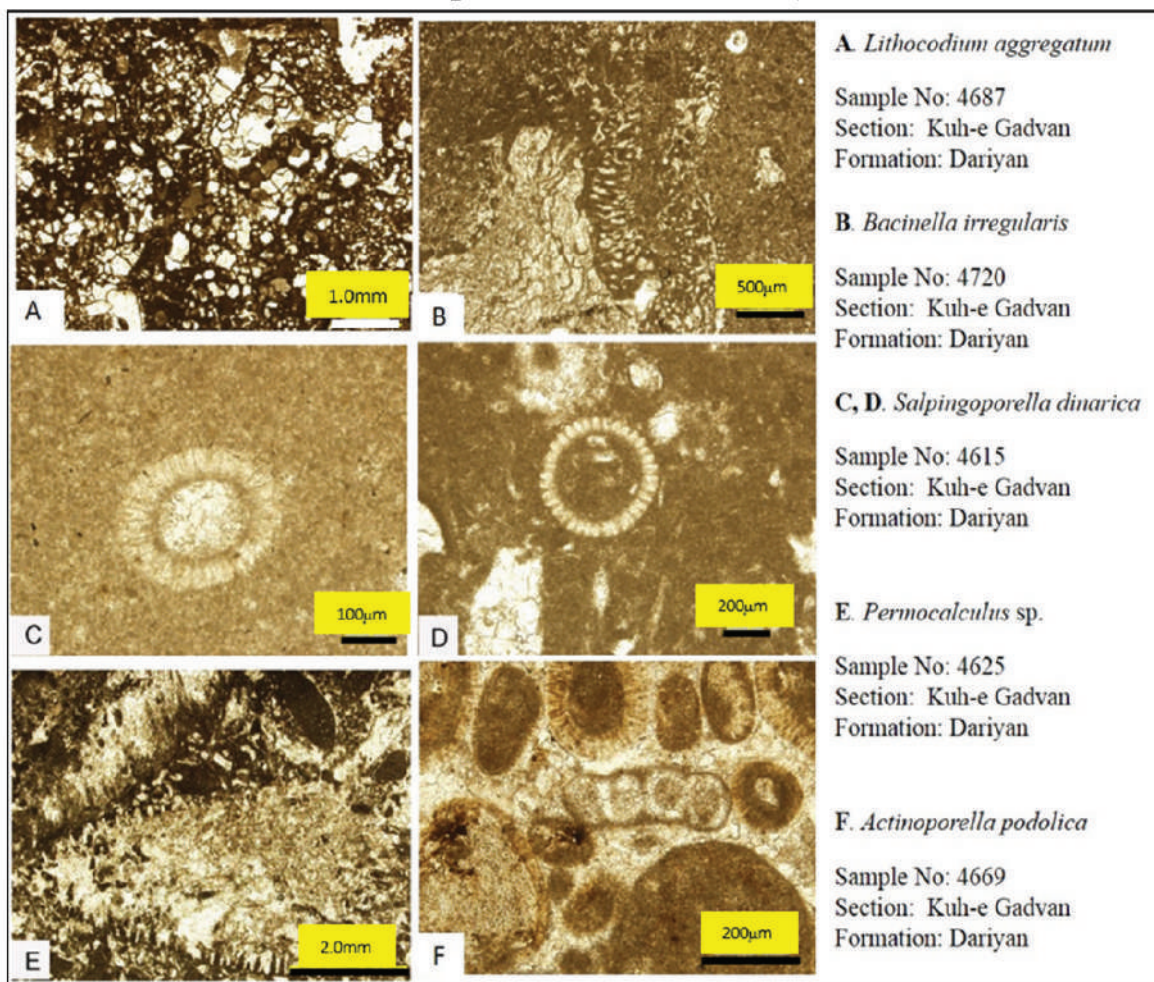
بخش زیرین سازند داریان در ناحیه مورد مطالعه به سبب وجود گونه میکروفسیل *Palorbitolina lenticularis* (شکل‌های A, B-۶)، بایوزون *Palorbitolina lenticularis* taxon range Zone تعیین شده است که سن بارمین پسین-آپسین پیشین را مشخص می‌کند (Velic, 2007; Schroeder et al., 2010). بر روی



شکل ۷. بایوزوناسیون سازند داریان در برش کوه گدوان

بخش‌های بالایی نهشته‌های بی‌هوازی سازند داریان در برش کوه زرگران (گدوان) است. در این رخساره، بیشتر گونه‌های *Lithocodium aggregatum* و *Bacinella irregularis* در مجموعه‌ای از گل شناورند (شکل A-B). در این توالی‌ها جنس‌های دیگری از جلبک‌های سبز از جمله سالپینگوپورلاها (A-C, D)، پرموکالکولوس (شکل E) و اکتینوپورلا (شکل F) مشاهده می‌شود.

تجمع *Palorbitolina lenticularis* و لیتوکودیوم و باسینلا بیانگر شدت اکولوژیکی قابل ملاحظه در پلاتنفرم کربناته است و حداقل ۱/۲ میلیون سال طول می‌کشد (Amodio and Wiessert, 2017). رخساره Lithocodium-Bacinella در توالی‌های کم‌ژرفا کربناته می‌تواند یکی از نشانه‌های شاخص وجود شرایط بی‌هوازی اقیانوسی باشد. رخساره Lithocodium-Bacinella Wackstone-Packstone یکی از رخساره‌های غالب در



شکل ۸. جلبک‌های سبز موجود در نهشته‌های بی‌هوازی سازند داریان در کوه زرگران (گدوان)

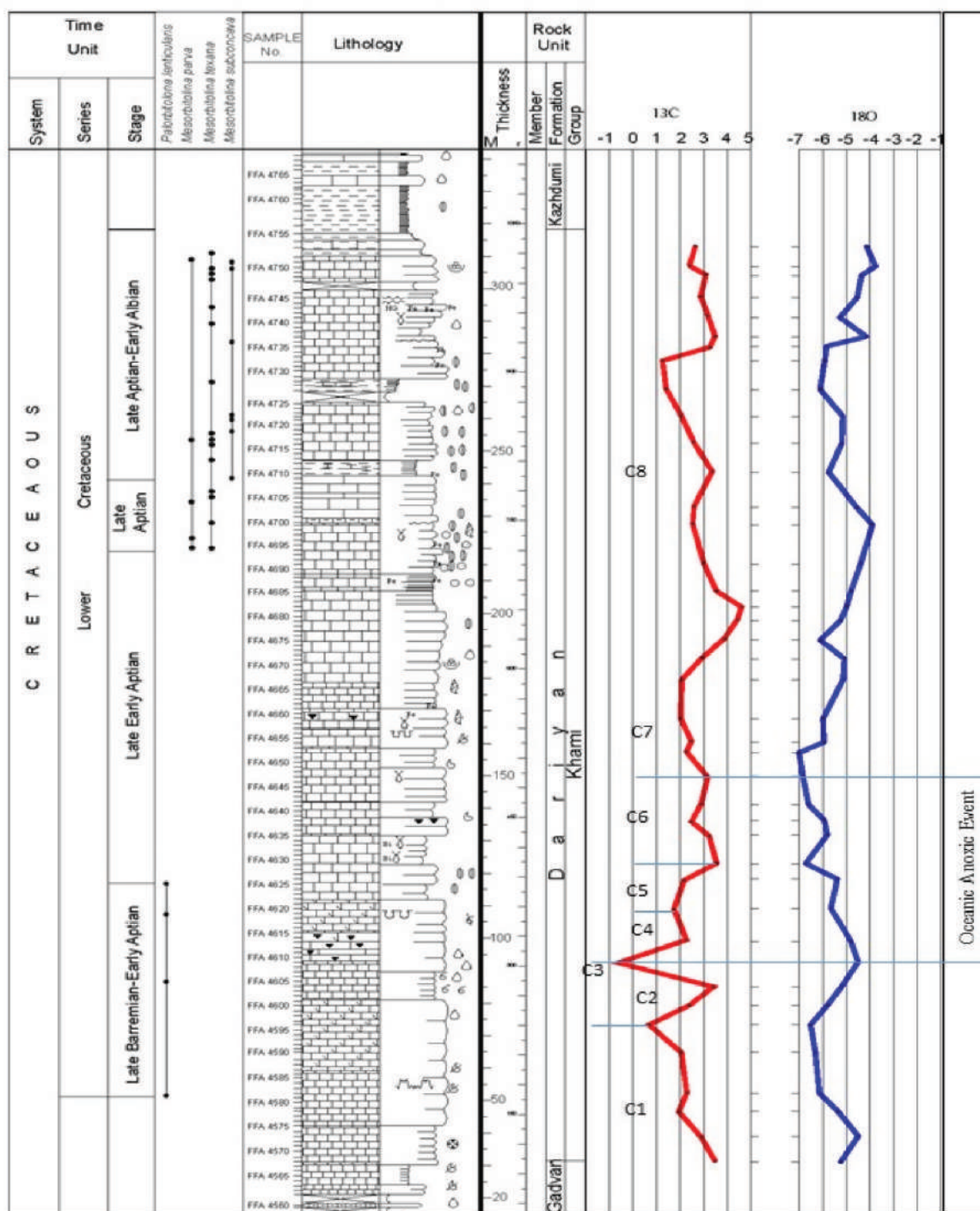
قابل ملاحظه‌ای در عمق و هم‌چنین در شرایط تولید کربناته ایجاد نمی‌شود (Immenhauser et al., 2005; Naderi et al., 2016). وجود رخساره‌های پکستونی L-B همراه با اربیتولیناها بیانگر شرایط لاگونی (Immenhauser et al., 2005; Naderi et al., 2016) است. آشفستگی‌های چرخه

در اکثر نهشته‌های کربناته کم‌ژرفا، رخساره Lithocodium-Bacinella (L-B) که در زمان آپسین پیشین واقع شده شاید منطبق بر زمان تشکیل OAE1 است (Huck et al., 2010; Ramiel et al., 2010). در مناطق پلاتنفرمی معمولاً در نهشته‌های بی‌هوازی تغییرات

ثبت جهانی رویداد بی‌هوازی اقیانوسی در کربنات‌های سازند داریان ...

کربن از C3 تا C6 وجود نهشته‌های بی‌هوازی را در توالی‌ها نشان می‌دهد. بر اساس نمودارهای اکسیژن و کربن (شکل ۹) منحنی C3 سنگین شدن قابل ملاحظه کربن ۱۳ را نشان می‌دهد ولی بعد از آن افزایش کربن و کاهش ناگهانی

Kuh- Zarghan Section



شکل ۹. نهشته بی‌هوازی اقیانوسی و تقسیمات ایزوتوپ کربن و اکسیژن در سازند داریان در کوه زرگران (گدوان)

اکسیژن ۱۶ وارد اقیانوس‌ها می‌شود و مقدار اکسیژن ۱۸ کاهش پیدا می‌کند بنابراین تغییرات ایزوتوپی اکسیژن بیانگر دوره‌های افزایش دما (گرم شدگی) و کاهش دما (سرد شدگی) در مقیاس جهانی در کره زمین است که در نتیجه آن بالاآمدگی یا افت سطح آب دریا را می‌توان با این تغییرات مشخص کرد (Maurer et al., 2010). بررسی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در جدول ۱ و شکل ۹ در برش کوه زرگران (گدوان) نشان می‌دهد بعد از منحنی C3 و تا منحنی C6 مقدار وزنی ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در زمان آپسین پیشین کاهش یافته است. در واقع گرم شدن هوا در آپسین پیشین منجر به ذوب شدن حجم عظیمی از یخچال‌های قطبی شده است و آب‌های حاوی ایزوتوپ اکسیژن ۱۶ وارد حوضه اقیانوسی شده‌اند (Frakes et al., 1992). بنابراین شرایط تشکیل نهشته‌های بی‌هوازی شرایط آب و هوایی گرم و گلخانه‌ای می‌باشد (Najjarro et al., 2011; Erbacher, 1996). سنگین شدن مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در بخش بالایی سازند داریان در برش کوه زرگران (گدوان) بیانگر سردشدگی هوا و گسترش پوشش‌های یخی در زمان تشکیل رسوبات آپسین پسین است. (Maurer et al., 2010).

دمای دیرینه سیال (عمق کم تدفین) بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در زمان رسوب‌گذاری ۲۸/۴۱ درجه سانتی‌گراد و دمای دیاژنتیکی سازند داریان در برش کوه گدوان بر پایه سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸/۴۶ درجه سانتی‌گراد محاسبه می‌شود. با توجه به دمای دیرینه محیط رسوبی به‌دست‌آمده از محاسبه ایزوتوپی (۲۸/۴۱) درجه سانتی‌گراد) بیانگر تشکیل کربنات‌های ناحیه مورد مطالعه در مناطق حاره‌ای و در عرض‌های جغرافیایی صفر تا ۳۰ درجه شمالی می‌باشد (Rao, 1996).

علاوه بر نمودارهای ایزوپی کربن و اکسیژن، فراوانی ناگهانی رودیست‌ها (شکل ۳) در قاعده سازند داریان و نهشته‌های بی‌هوازی بیانگر تغییرات اقلیمی و گرم شدن هوا است (Sanders and Pons, 1999). در اثر این شرایط آب و هوایی فرسایش قاره‌ای انجام شده و جریان‌های بالارونده نیز افزایش یافته و در نتیجه باعث یوتروفیکاسیون محیط‌های

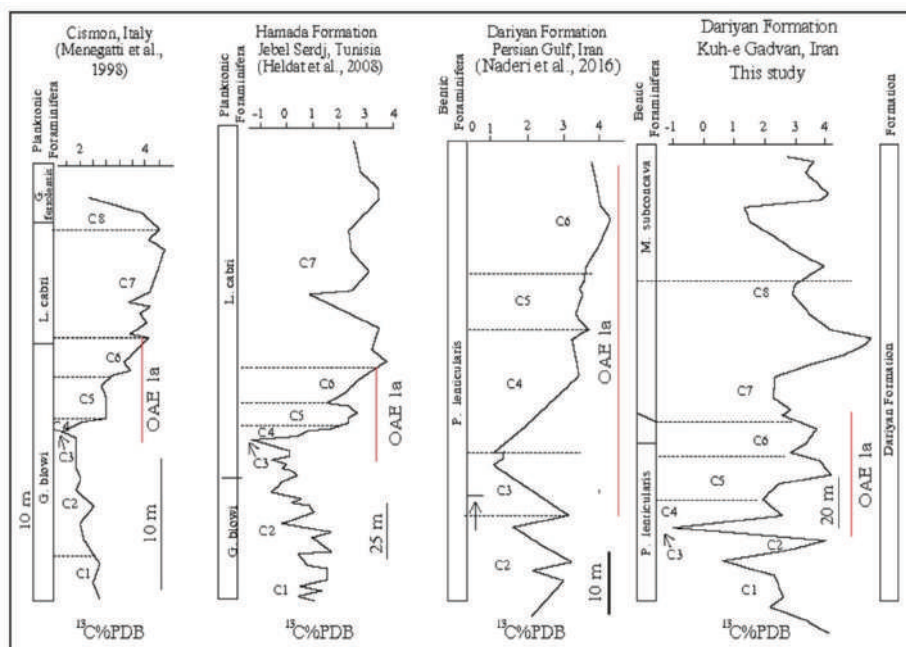
در مناطقی از جمله سازند داریان در خلیج فارس (Naderi et al., 2016) و نهشته‌های حاشیه خلیج فارس در سازند Qishn (Immenhauser et al., 2005) رخساره L-B در بخش‌های انتهایی نهشته‌های بی‌هوازی در بخش‌های C5 و C6 (Menegatti et al., 1998) ایزوتوپ کربن قرار می‌گیرد. در برش کوه زرگران (گدوان) رخساره L-B شاید در بخش‌های انتهایی نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی در بخش C6 واقع می‌شود و شاید از نظر زمانی و مکانی ظهور این رخساره در توالی‌های مورد مطالعه با رخساره‌های سازند داریان در خلیج فارس و حاشیه خلیج فارس قابل انطباق است. رویدادهای زیستی و محیطی که در حوضه تتیس اتفاق افتاده است به‌صورت هم‌زمانی نمی‌باشد. نوع واکنش مجموعه زیستی به آشفتگی‌های چرخه کربن در زمان OAE1a و قبل از آن به عرض‌های جغرافیایی قدیمه، جغرافیای دیرینه، عمق دیرینه و الگوهای آب و هوایی بستگی دارد (Amodio and Weissert, 2017). سبک‌ترین بخش نهشته‌های بی‌هوازی در ناحیه مورد مطالعه حدود ۶۰ متر ولی در بخش مرکزی خلیج فارس بین ۱۷ تا ۲۵ متر تعیین شده است (Naderi et al., 2016).

در بخش پایینی سازند داریان در ناحیه ذکر شده روند سبک شدن ایزوتوپ کربن را نشان می‌دهد به‌طوری‌که بیشترین کاهش مقدار ایزوتوپ کربن در C3 در شکل ۹ در بخش پایینی سازند داریان قابل مشاهده است پس از آن به‌طور نسبی مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳ تا C7 افزایش پیدا می‌کند (شکل ۹). با توجه به پژوهش‌های متعدد در نواحی مختلف دنیا (Moosavizadeh et al., 2014; Heldt et al., 1998; Menegatti et al., 2008) در نهشته‌های بی‌هوازی پیک کمترین مقدار کربن در آپسین پیشین در نمودار ایزوتوپ کربن تحت عنوان C3 نامیده می‌شود (Menegatti et al., 1998) و پس از آن ایزوتوپ کربن تا C7 به‌طور کلی سنگین‌تر می‌شود که این مطلب با نمودار ایزوتوپی در کوه زرگران (گدوان) (شکل ۹) کاملاً هم‌خوانی دارد و قابل مقایسه است.

مقدار ایزوتوپ اکسیژن نسبت به دمای محیط حساس است و در اثر گرم شدن هوا و ذوب شدن یخچال‌ها، ایزوتوپ

جدول ۱. مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ ($\delta^{13}C$) و اکسیژن ۱۸ ($\delta^{18}O$) از نمونه‌های برش کوه زرگران (گدوان)

Number	Sample No.	Thickness(m)	$\delta^{13}C$	SD 13C	$\delta^{18}O$	SD 18O
1	4568	32	3.49	0.018	-5.28	0.019
2	4573	38	2.91	0.013	-4.84	0.013
3	4578	47	1.96	0.011	-5.36	0.017
4	4582	52.5	2.33	0.009	-6.16	0.007
5	4590	65	2.06	0.006	-6.31	0.008
6	4596	73	0.76	0.014	-6.52	0.016
7	4600	79	2.38	0.007	-5.81	0.009
8	4604	85	3.43	0.017	-5.21	0.018
9	4609	93	-0.63	0.008	-4.54	0.011
10	4613	98	2.25	0.009	-4.81	0.005
11	4620	108	1.79	0.005	-5.65	0.014
12	4626	117	2.21	0.011	-5.39	0.015
13	4629	123	3.56	0.018	-6.71	0.019
14	4635	131.5	3.24	0.015	-5.86	0.016
15	4638	136	2.54	0.009	-5.94	0.007
16	4641	141	2.91	0.007	-6.63	0.005
17	4647	149	3.22	0.016	-6.85	0.014
18	4652	157	2.31	0.011	-7.01	0.012
19	4654	160	2.45	0.012	-5.95	0.016
20	4659	167	2.06	0.009	-5.98	0.012
21	4667	179	2.12	0.007	-5.17	0.008
22	4671	186	2.93	0.004	-5.09	0.007
23	4675	193	3.81	0.008	-6.11	0.005
24	4679	198	4.43	0.013	-5.25	0.014
25	4682	202	4.86	0.015	-5.02	0.014
26	4685	207	3.62	0.011	-4.83	0.013
27	4691	215	3.04	0.014	-4.39	0.011
28	4700	227	2.64	0.008	-3.91	0.006
29	4703	233	2.69	0.007	-4.55	0.008
30	4710	243	3.35	0.009	-5.76	0.006
31	4716	252.5	2.63	0.011	-5.22	0.014
32	4722	261	2.11	0.013	-5.17	0.012
33	4726	268	1.41	0.011	-6.12	0.011
34	4732	277	1.32	0.012	-5.93	0.015
35	4735	283	3.31	0.007	-4.85	0.009
36	4737	286	3.56	0.009	-4.15	0.006
37	4741	291.5	3.24	0.006	-5.27	0.008
38	4745	297	2.91	0.014	-4.55	0.013
39	4748	304	3.16	0.014	-4.36	0.012
40	4750	307	2.44	0.009	-3.76	0.007
41	4753	313	2.73	0.012	-4.16	0.011



شکل ۱۰. نهشته بی‌هوازی اقیانوسی در نهشته‌های کم‌زرفای سازند داریان در کوه زرگران (گدوان) (سمت راست) و تقسیمات C3 تا C7 و مقایسه آن‌ها با نهشته‌های بی‌هوازی سایر نقاط حوضه تنیس (از چپ به راست): ایتالیا (Menegatti et al., 1998)، تونس (Heldt et al., 2008) و ایران، خلیج فارس (Naderi et al., 2016)

رویداد بی‌هوازی اقیانوسی a1 را نشان می‌دهد و در گستره C5 و C6 واقع می‌شود. وجود رودیست‌ها و ایزوتوپ‌های سبک اکسیژن در بخش زیرین سازند داریان که در تطابق با توالی نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی است، می‌تواند بیانگر گرم‌شدگی هوا و اثرات گلخانه‌ای باشد. وجود اریبتولین‌های کشیده و جلبک‌ها در بخش‌های بالاتر آن نشان‌دهنده رسوب‌گذاری بخش پایینی سازند داریان در محیط رمپ میانی تا رمپ داخلی است. توده‌ای بودن نهشته‌های سازند داریان و وجود جلبک‌ها، بالان بودن نرخ رسوب‌گذاری کربناته و حجم کم مواد غذایی را نشان می‌دهد.

سپاسگزاری

این پژوهش به همت و کوشش شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف و دانشگاه اصفهان انجام شده است. از آقای دکتر عباس صادقی برای کمک در شناسایی فرامینیفرها تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰، ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آریز زمین، چاپ دوم، ۴۵۱.
- عظام پناه، ی.، ۱۳۹۰، بایواسراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازند گرو در برش سطحی کوزران (شمال غرب کرمانشاه) و چاه نفت-۱ (جنوب کرمانشاه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۶۴.
- موسوی زاده، م. ع.، ۱۳۹۲، تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند داریان (کرتاسه پایینی) در زون ساختاری زاگرس (فارس داخلی)، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه مشهد، ۲۵۱.
- مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۹۷. نقشه رینگ‌های ساختمان‌های زمین‌شناسی زاگرس.
- Adabi, M.H., Kakemem, U. and Sadeghi, A., 2015. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (Sw Iran): Carbonate and Evaporites, v. 31, 69-85.
- Amodio, S. and Weissert, H., 2017. Palaeoenvironment and palaeoecology before and at the onset of Oceanic Anoxic Event (OAE) 1a: Re-

دریابی شده و همچنین اختلالاتی در تولید کربنات ایجاد کرده است (Follmi et al., 2006; Weissert and Erba, 2004; Jones and Jekyns, 2001). در ناحیه مورد مطالعه در بخش‌های بالایی نهشته‌های رودیست‌دار، دولومیت‌ها به‌صورت بین لایه‌ای ظاهر می‌شوند و می‌تواند نشان‌دهنده اختلالاتی در تولید کربنات‌ها باشد.

با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از الگوهای منحنی ثبت شده از ایزوتوپ‌های کربن در ناحیه مورد مطالعه و مقایسه آن با نواحی دارای نهشته‌های بی‌هوازی در حوضه تتیس (شکل ۱۰)، بخش پایینی سازند داریان در کوه زرگران (گدوان) که منطبق بر زمان وقوع رویداد بی‌هوازی اقیانوسی است، شرایط نهشته‌های بی‌هوازی را نشان می‌دهد. در شکل ۶ نهشته بی‌هوازی سازند داریان در برش مورد مطالعه از نظر تغییرات و آشفتگی چرخه ایزوتوپ کربن با بخش‌هایی از رسوبات پلاژیک حوضه تتیس از جمله برش Cismon ایتالیا (Menegatti et al., 1998)، تونس (Heldt et al., 2008) و نهشته‌های کم‌ژرفای پلاتفرمی خلیج فارس (Naderi et al., 2016) مقایسه شد.

نتیجه‌گیری

رویداد جهانی بی‌هوازی اقیانوسی 1a در کربنات‌های کم‌ژرفای پلاتفرمی در حوضه‌های ایران کمتر مطالعه شده است. مطالعه این رویداد در سازند داریان حوضه شمال فارس با بررسی‌های کامل ایزوتوپی و چینه‌شناسی انجام شده است. وجود این پدیده را با توجه به تغییرات آشفتگی ایزوتوپ کربن و تغییرات رخساره‌ها به اثبات می‌رساند. آشفتگی‌های ایزوتوپ کربن در این برش در گستره C3 تا C6 مشاهده شده و با سایر حوضه‌های تتیس از جمله ایران (خلیج فارس) مقایسه شد. فسیل شاخص *Paleorbitonia lenticularis* که سن بارمین پسین و آپسین پیشین را برای بخش پایینی داریان مشخص می‌کند. از نظر چینه‌شناسی مطابق با نهشته‌های بی‌هوازی اقیانوسی 1a می‌باشد. همچنین وجود رخساره *Lithocodium-Bacinella* در بخش‌های بالاتر سازند داریان در برش مورد مطالعه که سن احتمالی آپسین پیشین را مشخص می‌کند آخرین مراحل

constructions from Central Tethyan archives. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 479, 71-89.

- Bachmann, M. and Hirsch F., 2006. Lower Cretaceous platform of the eastern Levant (Galilee and Golan heights), stratigraphy and second order sea level change: *Cretaceous Research*, 27, 487-512.

- Bralower, T. J., Arthur, M. A., Leckie, R.M., Sliter, W. V., Allard, D. and Schlanger, S. O., 1994. Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the late Barremian to early Aptian Palaios, 9, 335-369.

- Coccioni, R., Nesci, O., Tramontana, M., Wezel, F.C. and Moretti, E., 1987. Descrizione di un livello guida "Radiolaritic-bituminoso-ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino Umbro-Marchigiano. *dupr Bollettin Societa Geologia Italia*, 106, 183-192

- Erba, E., 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic anoxic events. *Marine Micropalaeontology*, 52, 85-106.

- Erbacher, J., Thurow, J., and Littke, R., 1996. Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations. A new approach to identify sea level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24, 499-502.

- Ezampanah, Y., Sadeghi, A., Jamali, A.M. and Adabi, M.H., 2013. Biostratigraphy of the Garau Formation (Berriasian?-lower Cenomanian) in central part of Lurestan zone, northwest of Zagros Iran. *Cretaceous Research*, 46, 101-113.

- Flugel, E., 2010. *Microfacies analysis of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*: Springer Verlag, Berlin, 984.

- Godet, A., Durllet, C., Spangenberg, E., Follmi b, B., 2016. Estimating the impact of early diagenesis on isotope records in shallow-marine carbonates: A case study from the Urgonian Platform in western Swiss Jura. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 454, 125-138.

- Heldt, M., Bachman, M., Lehmann J., 2008. Microfacies, biostratigraphy and geochemistry of the hemipelagic Barremian-Aptian in north-central Tunisia, influence of the OAE 1a on the southern Tethyan margin. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 261, 246-260.

- Immenhauser, A., Hillgärtner, H. and Van Bentum, E., 2005. Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to Oceanic Anoxic Event 1a. *Sedimentology*, 52, 77-99.

- Jamalian, M. and Adabi, M.H., 2014. Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of lower Cretaceous carbonates Fahl-iyani Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran): *Carbonate and Evaporites*, 30, 77-98.

- James G. A. and Wynd, J. G., 1965. Stratigraphy nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49, 2182-2245.

- Jenkeyns, H. C., 1980. Cretaceous anoxic events from continents to oceans: *Journal of Geological Society of London*, 137, 171-188.

- Jenkeyns, H., 2018. Transient cooling episodes during Cretaceous Oceanic Anoxic Events with special reference to OAE 1a (Early Aptian). *Philosophical Transactions of the Royal Society A. Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 376. Iss.2130.

- Jenkeyns, H.C., 1999. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate: *Zeology Geology and Palaeontology*, 27, 943-949.

- Jones, C. E. and Jenkeyns, H. C., 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous: *American Journal of Science*, 301, 112-149.

- Kent, Slinger and Thomas, 1951. Stratigraphical exploitation surveys in Southwest Persia:

- Third World Petroleum congress, 1, 141-161.
- Leckie, R. M., Browler, T., J. and Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and planktonic evolution, Biotic response to tectonic forcing during the Mid-Cretaceous: paleoceanography, 17, 13-29.
 - Maurer, F., K. Al-Mehsin, B.J. Pierson, G.P. Eberli, G. Warrlich, D. Drysdale and H.J. Droste, 2010. Facies characteristics and architecture of Upper Aptian Shu'aiba clinoforms in Abu Dhabi. In F.S.P. van Buchem, M.I. Al-Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds.). Barremian - Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate. GeoArabia Special Publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain, 2, 445-468.
 - Menegatti, AP., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A. and Caron, M., 1998. High resolution $\delta^{13}C$ stratigraphy through the early Aptian "Livello Selli" of the Aptian Tethys. Palaeoceanography, 13, 530-545.
 - Moosavizadeh, M. A., Mahboobi, A., Mousavi-Harami, R. and Kavooosi, M.A. 2014. Early Aptian anoxic event (OAE) 1a in northeastern Arabian plate setting, an example from Dariyan Formation in Zagros fold-thrust belt, SE Iran: Arabian Journal of Geosciences, 7, 4745-4756.
 - Naderi, M., Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Tavakoli, V., 2016, A record of global change: OAE 1a in Dariyan shallow-water platform carbonates, southern Tethys, Persian Gulf, Iran: facies, 62, DOI 10.1007/s10347-016-0476-6.
 - Najarro, M., Rosales, I. and Martín-Chivilet, J., 2011. Major palaeoenvironmental perturbation in an early Aptian carbonate platform, prelude of the Oceanic Anoxic Event 1a?. Sedimentary Geology. 235, 50-71.
 - Rao, C. P., 1996. Modern Carbonates. Tropical Temperate and Polar, Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Carbonates, Hobart, 206.
 - Sanders, D. and Pons, J.M., 1999. Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology, and models of development. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 148 (4), 249-284.
 - Schlanger, S. O. and Jenkenys, H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events, causes and consequences: geologie en mijnbouw, 55, 179-184.
 - Schroeder, R., Van Buchem, F.S.P., 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. In F.S.P. Van Buchem, M.I. Al-Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds.), Barremian - Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate: GeoArabia special publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain, 1, 49-96.
 - Sinclair, H.D., Sayer, Z.R. and Tucker, M.E. 1998. Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: The Eocene succession of the French ALPS. In: Wright V.P. and Burchette T.P. (eds), Carbonate ramps: Special Publications, Geological Society of London, 149, 205-227.
 - van Breugel, Y., Schouten, S., Tsikos, H., Erba, E., Price, G.D. and Sinninghe Damsté, S., 2007. Synchronous negative carbon isotope shifts in marine and terrestrial biomarkers at the onset of the early Aptian oceanic anoxic event 1a: Evidence for the release of ^{13}C -depleted carbon into the atmosphere: Palaeoceanography 22, p. 10.1029/2006PA001341.
 - Velic, I., 2007. Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe): Geologia Croatica 60/1. 1-113.

- Weissert, H. and Erba, E., 2004. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of Geological Society, London*, 161, 1-8.

- Yavari, M., Yazdi, M., Gahalavand, H. and Adabi, M.H., 2015. Planktonic foraminifera of the Dariyan Formation and implications of Oceanic Anoxic Event 1a. *Geopersia*. 5(2), 125-137.