

نهشته‌های آهن آئیدی سازند کژدمی در بخش مرکزی خلیج فارس: محیط رسوبی و تغییرات سطح آب دریا

وحید توکلی، استادیار دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، ایران*

مهرانگیز نادری خوجین، دانشجوی دکتری زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ایران

مریم نیک‌نژاد قمصری، کارشناس ارشد زمین‌شناسی شرکت مپصا، تهران، ایران

چکیده

خصوصیات رسوب‌شناسی، محیط رسوبی و تغییرات سطح آب دریا در توالی زیرسطحی نهشته‌های آهن آئیدی کرتاسه میانی در یکی از میداین هیدروکربنی بخش مرکزی خلیج فارس در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی‌های انجام شده شامل پتروگرافی، آنالیز پراش اشعه ایکس و آنالیز اندازه با استفاده از دستگاه دانه‌بندی لیزری است. بررسی مغزه‌های این توالی نشان می‌دهد این نهشته‌های زیرسطحی از پایین به بالا شامل آهک شیلی، شیل آهکی، ماسه‌سنگ با سیمان آهکی، شیل و سپس نهشته‌های آهن آئیدی است. کانی‌شناسی غالب نهشته‌های آهن‌دار در بخش بالایی توالی شامل گوتیت، فسفات، کلسیت، کانی‌های رسی و سیدریت می‌گردد. نتایج حاصل از این آنالیزها نشان داد که آئیدهای مورد مطالعه در یک محیط دریایی کم‌عمق همراه با جریان‌های رفت و برگشتی که به طور متناوب توفانی بوده، تشکیل شده است. عدم وجود آهک‌های باقی‌مانده در ساختمان آئیدها، حضور فسیل‌های دریایی، تبدیل توالی سیدریتی به گوتیتی در طول زمان و تقارن و گردش‌گی اغلب دانه‌ها این محیط رسوبی را تأیید می‌نماید. ته‌نشست مجدد شیل در بخش بالایی این توالی و در نتیجه ایجاد لایه‌های ناتراوی شیل در بالا و پایین نهشته‌های آهن آئیدی، این توالی را از تغییرات ثانویه گسترده محفوظ داشته است. سطح آب دریا از ابتدای این توالی به سمت لایه آهنی کاهش داشته و پس از ته‌نشست این لایه، افزایش یافته است. چنانچه این توالی در سایر بخش‌های خلیج فارس نیز حضور داشته باشد، می‌تواند به عنوان لایه کلیدی در مطالعات چینه‌شناسی دارای اهمیت بوده و در تطابق واحدها در سطح منطقه مؤثر باشد.

کلیدواژه‌ها: نهشته‌های آهن، آهن آئیدی، سازند کژدمی، تغییرات سطح آب دریا، خلیج فارس

مقدمه

زمانی در کل فانروزویک یافت می‌شوند اما در نهشته‌های نئوژن به ندرت دیده شده‌اند (Einsele 2000). این سنگ‌ها اغلب با نهشته‌های فسفا ته و لاتریت‌های آهنی همراه هستند (Salamaa et al. 2012) و همین امر یکی از علت‌های کاهش اهمیت اقتصادی این نهشته‌ها برای بهره‌برداری معدنی است (Song et al. 2013). اگرچه بیشتر نهشته‌ها هیچ ارتباط مستقیمی با آتشفشان‌ها ندارند اما تعدادی از محققان آن را با منشأ ولکانیکی مرتبط دانسته‌اند (Heikoop et al. 1996; Sturesson et al. 1999, 2000; Sturesson 2003) در برخی موارد نیز تمرکز لایه‌های آهن‌دار در اطراف هسته به فعالیت‌های زیستی نسبت داده شده است (محمودی قزایی و همکاران ۱۳۸۸). آلیت‌های آهن‌دار کرتاسه میانی تا بالایی در ناحیه مورد مطالعه، در بخش پایینی سازند کژدمی در میان رسوبات ماسه‌ای-آواری قاعده این سازند با ضخامت نزدیک به یک متر نهشته شده‌اند. این نهشته شامل آئیدهای است که غالباً از کانی آهن‌دار گوتیت تشکیل شده و در توالی سیلورین تا ترشیری حفاری شده در منطقه مورد مطالعه، از لحاظ دارا بودن خصوصیات رسوب‌شناسی منحصر به فرد است و به همین سبب از اهمیت ویژه‌ای در مطالعات محیط رسوبی، تغییرات سطح آب دریا، اقلیم و شیمی آب برخوردار هستند. آلیت‌های آهن‌دار قاعده سازند کژدمی همچنین به دلیل دارا بودن ضخامت کم و گستردگی زیاد به عنوان لایه کلیدی و راهنما در مطالعات چینه‌شناسی این بخش از صفحه عربی فارس ساحلی و قطر (Vincent et al. 2010). گزارش شده‌اند. با توجه به ضخامت کم و عمق زیاد این نهشته‌ها نمی‌توانند به عنوان منبع اقتصادی آهن مطرح باشند. هدف این مطالعه معرفی این نهشته‌ها، تفسیر شرایط رسوب‌گذاری، تشکیل و تغییرات نهشته‌های آلیتی آهن‌دار و بررسی فرایندهای موثر در طی این مراحل و ارتباط این نهشته‌ها با تغییرات سطح آب دریا است.

خلیج فارس غنی‌ترین حوضه جهان از دیدگاه منابع هیدروکربنی است. این حوضه در محل اتصال سپر عربی و بلوک قاره‌ای ایران قرار دارد (Konyuhov and Maleki 2006). در طی فانروزویک، این حوضه در بخش حاشیه غیرفعال گندوانا قرار داشته است. فرونشست ثابت و شرایط آب و هوایی سبب گردید تا در بسیاری از زمان‌ها، توالیهای کربناته-تبخیری در این حوضه تشکیل گردد (Konyuhov and Maleki 2006). هرچند سازندهای آواری نیز در بخش‌هایی از آن نهشته گردیده است. سازند کژدمی از سازندهای آواری-کربناته نهشته شده در این حوضه است. این سازند در خلیج فارس به طور عمده از شیل، شیل آهکی و ماسه تشکیل یافته است. این لیتولوژی در میدان مورد مطالعه با نهشته‌های آهن‌دار همراه است. سنگ‌های آهن‌دار ۱ سنگ‌های غیرچرتی، رسوبی آواری یا آواری-کربناته دانه‌ریز ماسه‌ای با بیشتر از ۱۵ درصد وزنی آهن هستند که معادل با ۲۱/۴ درصد وزنی Fe_2O_3 است (Petranek and van Houten 1997). سنگ‌های آهن‌دار آلیتی^۱ گروهی از سنگ‌های آهن‌دار هستند که از آئیدهایی تشکیل شده‌اند که کانی‌های آهن‌دار مانند ترکیبات هماتیت-شاموزیت و یا گوتیت-برترین به طور هم مرکز و دایره‌ای اطراف هسته آئید را پوشانده‌اند (Yoshida et al. 1998; Tucker 2001; Song et al. 2013). یکی از کانی‌های آهن‌دار موجود در نهشته‌های آهن‌دار آلیتی، گوتیت با فرمول $\alpha-FeOOH$ است. این کانی دارای ترکیب اکسی-هیدروکسید بوده و به طور گسترده در سنگ‌های رسوبی شامل سنگ‌های آهن‌دار، لایه‌های قرمز و همچنین در خاک‌های لاتریتی یافت می‌شود (Gornitz 2008).

آدین (Odin 1988) محیط رسوبی نهشته‌های آهن‌دار را محیط‌های کم عمق پیش از کواترنری می‌داند. این نهشته‌ها دارای گسترش جهانی بوده (Song et al. 2013) و از لحاظ

¹ ironstones

² oolitic ironstone

زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه

بخش میانی خلیج فارس یا بلندی کمان قطر از دیدگاه تکنونیک‌ی بخشی از حوضه پیشانی^۱ خلیج فارس - مزوپوتامین محسوب می‌شود که نتیجه فعالیت گسل کازرون در زمان ژوراسیک تا کرتاسه زیرین است (Alsharhan and Nairn 1997). در اغلب زمان‌های زمین‌شناسی رسوب‌گذاری کربناته در این حوضه غالب بوده است (Konyuhov and Maleki 2006). این رسوب‌گذاری در زمان کرتاسه زیرین تا بالایی سبب تشکیل سازندهای فلهیان، گدوان، داریان، کژدمی و سروک شده است. لیتولوژی غالب سازند کژدمی در خلیج فارس، شیل و آهک‌های شیلی است. بخش قاعده‌ای این سازند از ترکیب رس، سیلت و ماسه سنگ تشکیل شده است. منشأ این رسوبات آواری در شمال و مرکز خلیج فارس و کشورهای کویت و عراق، سپر عربستان معرفی شده است. این رسوبات در قاعده سازند کژدمی، از مرکز سپر عربستان تا سواحل ایران گسترش دارند (Ghazban 2007). این بخش ماسه‌سنگی در کشورهای هم‌جوار با نام‌های عضوهای سافانیا و خافجی^۲ در عربستان، ماسه سنگ بورگان^۳ در کویت و ماسه سنگ نهر عمر در عراق و قطر شناخته می‌شوند (Alsharhan 1994). ضخامت این مخزن ماسه‌سنگی در میدان سروش به ۴۰ متر می‌رسد (Ghazban 2007) و در میدان الشاهین قطر این بخش ماسه‌سنگی با ضخامت ۲ متر یکی از مخازن اصلی تولیدی این کشور محسوب می‌گردد (Al-Siddiqi and Dawe 1999). ۱ موقعیت منطقه و ۲ ستون چینه‌شناسی کرتاسه زیرین را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.

مواد و روش‌ها

جهت بررسی بخش‌های مورد مطالعه به صورت ماکروسکوپی، مغزه‌های موجود به طول ۱۳ متر بررسی و مطالعه شد. از مغزه موجود در یک چاه مقاطع نازک در فاصله‌های ۳۰ سانتی‌متری جهت تعیین دقیق کانی‌شناسی تهیه

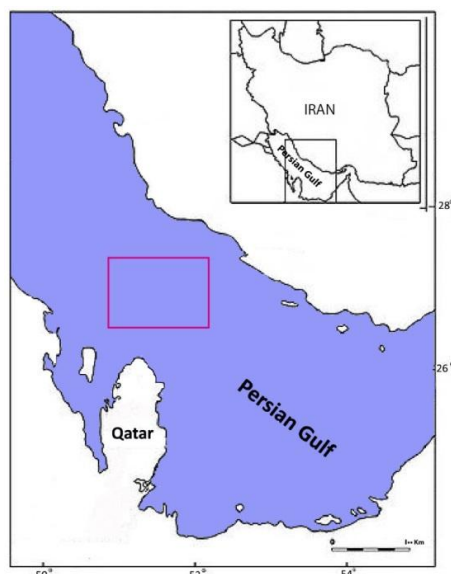
گردید (۴۰ نمونه). نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت و ذرات اصلی به همراه میزان ماتریکس نمونه با استفاده از تخمین چشمی ثبت گردید. محیط‌های رسوبی بر اساس تغییرات رخساره‌ای تعیین گردید. جهت تعیین محیط رسوبی از مدل فلوگل (Flugel 2010) استفاده شد. در ادامه برای تشخیص دقیق نوع کانی آهن‌دار، آنالیز پراش اشعه ایکس^۴ در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود و با دستگاه مدل PW1800 بر روی پنج نمونه در بخش آهن‌دار انجام شد. جهت تعیین دقیق اندازه در کل نمونه، نمونه‌های آواری با توجه به عدم سیمان‌شدگی، با استفاده از دستگاه تعیین اندازه لیزری^۵ هوربیا LA-950 در پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی تعیین اندازه گردید. با توجه به اینکه دانه‌های کربناته ساخته شده به وسیله موجودات اغلب نشان‌دهنده انرژی محیط ته‌نشست نیستند، پیش از اندازه‌گیری اندازه‌ها، کربنات موجود در نمونه با اسید کلریدریک رقیق حذف گردید. تیمار نمونه‌ها با اسید کلریدریک، سیمان بین دانه‌ها را نیز حل نموده و نمونه را جهت دانه‌بندی آماده نمود. در ضمن اغلب نمونه‌ها دارای سیمان اندکی بوده و یا فاقد سیمان بودند. در این مطالعه اندازه آئیدها توسط نرم‌افزار JM MicroVision 1.2.7 در مطالعات پتروگرافی مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج

بخش سنگ آهکی رأس سازند داریان

در انتهای سازند داریان مقادیر اندکی دولومیت قابل مشاهده است. رخساره‌های مربوط به این بخش مادستون آهکی همراه با مقادیر اندک فسیل‌ها هستند. با توجه به ماهیت این رخساره‌ها، این رسوبات در بخش‌های عمیق‌تر حوضه در سمت دریای باز نهبشته شده‌اند. حضور توالی‌های شیلی-آهکی و سپس ماسه‌سنگی کم‌عمق شدن محیط ته‌نشست به سمت بالا را نشان می‌دهد.

⁴ X-ray diffraction (XRD)⁵ Horiba Laser Particle Sizer (LPS)¹ Foreland Basin² Safaniya and Khafji members³ Burgan



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی خلیج فارس که با مربع قرمز رنگ نشان داده شده است.

Period	Epoch	Formation	Member	Lithology
Cretaceous	Middle Cretaceous	Sarvak	Mishrif Eq.	
			Ahmadi Eq.	
			Maddud	
	Early Cretaceous	Kazhdumi		
		Dariyan	U.Dariyan	
			Hawar	
			L.Dariyan	
		Gadvan	U.Gadvan	
			Khalij	
L.Gadvan				

شکل ۲- ستون چینه‌شناسی توالی سازندهای موجود در منطقه مورد مطالعه در زمان کرتاسه پیشین و میانی در چاه مورد مطالعه. اقتباس از Tavakoli 2014، گزارش 12-2014 شرکت ملی نفت ایران (چاپ نشده).

سازند کژدمی

سازند کژدمی در چاه مورد مطالعه با شیل‌های آهکی آغاز می‌گردد (شکل‌های ۳ و ۴). در قاعده شیل‌های آهکی، قطعات فسیلی قابل مشاهده است. این قطعات فسیلی در بخش‌های بالایی و در قاعده آهک آئیدی نیز دیده می‌شود. از فسیل‌های

مشاهده شده در توالی مورد مطالعه می‌توان به قطعات اکتینودرم، استراکد، همی‌سیکلامینا و اوریتولینا اشاره نمود. این روند تا ۱/۵۰ متر بالاتر از قاعده سازند کژدمی ادامه دارد و در این عمق اولین لایه از رسوبات آهن‌دار دیده می‌شود. لایه رسوبی آهن‌دار با ضخامت کمتر از ۴۰ سانتی‌متر به رسوبات

آنها عموماً کانی‌های آهن‌دار (لایه‌های تیره) و کانی‌های کلسیتی و فسفات‌ه (لایه‌های روشن‌تر) است. میزان کرویت در این آئیدها زیاد بوده و عموماً ظاهری گرد دارند. از دیدگاه اندازه نیز دارای اندازه‌های مختلف بوده و جورشدگی کمی دارند. همراه با دانه‌های آئید، خرده‌های فسیلی همراه با کانی پیریت نیز قابل مشاهده است.

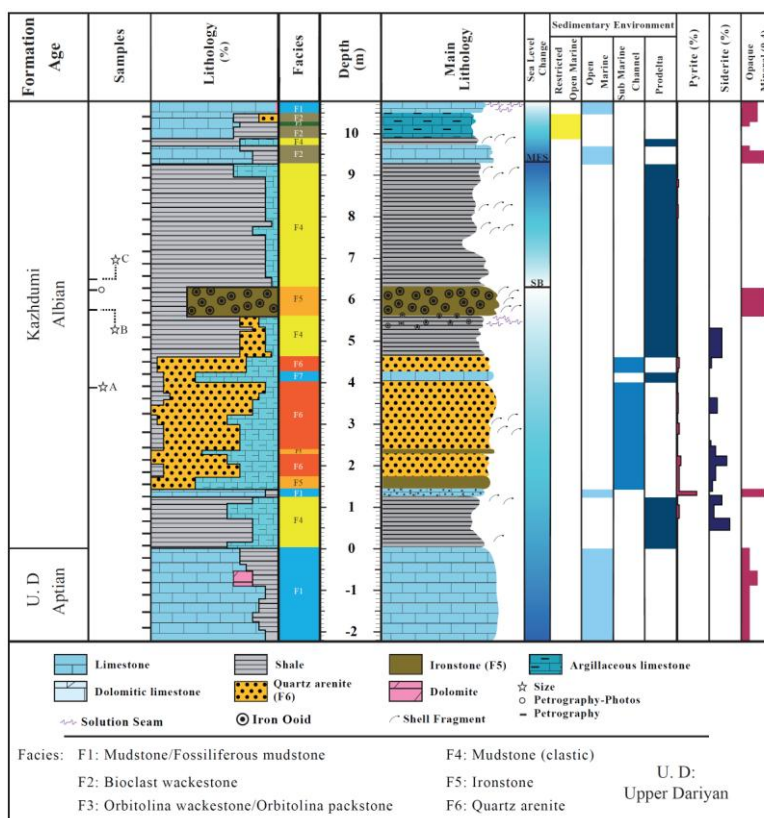
آنالیز اندازه

چنانچه دانه‌ها در محیط ته‌نشست تشکیل شده است، آنالیز اندازه آن‌ها یکی از بهترین ابزارها برای تعیین شرایط حاکم بر محیط ته‌نشست خواهد بود. در این مطالعه ضمن در نظر داشتن تعیین اندازه دانه‌های آواری جهت شناخت انرژی محیط رسوبی، اندازه رسوبات با استفاده از دستگاه دانه‌بندی لیزری جهت شناخت شرایط محیط رسوب‌گذاری مورد بررسی قرار گرفت. محل نمونه‌ها بر روی شکل ۳ مشخص است. نتایج آنالیز اندازه دانه‌ها در محدوده مورد بررسی در شکل ۷ دیده می‌شود. هر دو نمودار فراوانی و تجمعی توزیع اندازه دانه‌ها بر روی شکل‌ها دیده می‌شود. نمونه A مربوط به بخش ماسه‌سنگی است. همان‌گونه که مشاهده می‌گردد این نمونه با کشیدگی^۱ بیشتر، جورشدگی بهتری را نسبت به دو نمونه دیگر نشان می‌دهد (جورشدگی ۱/۱۳). کمترین کشیدگی مربوط به نمونه B است که از بخش نهشته‌های آهن‌دار برداشت شده است و در نتیجه دارای کمترین جورشدگی است (جورشدگی ۱/۵۶). نمونه C از بخش شیلی برداشت شده و اندازه ریزتری را نسبت به دو نمونه دیگر نشان می‌دهد (جورشدگی ۱/۲۳).

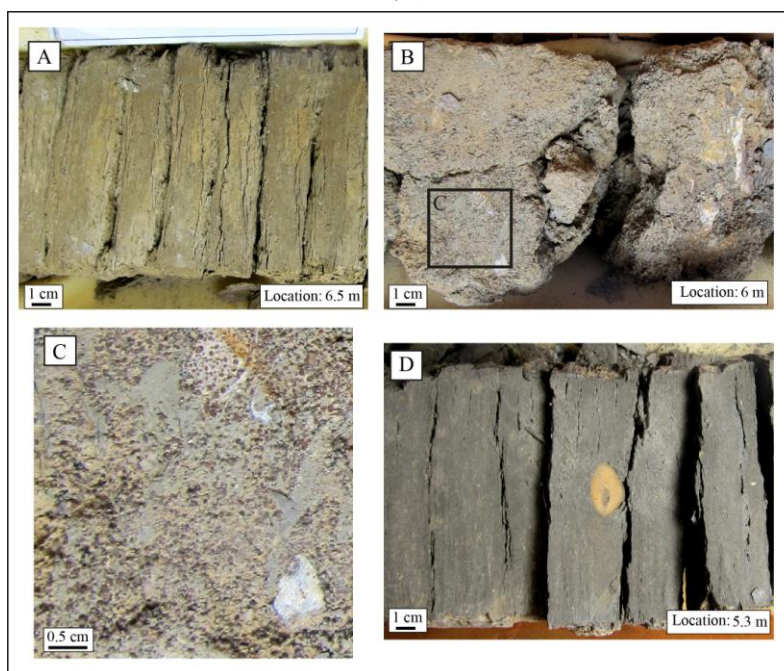
آواری کوارتز آرنایت تبدیل می‌شود. این لایه ماسه‌سنگی دارای جورشدگی و گردشدگی متوسط و همچنین بلوغ بافتی خوب است. با توجه به نهشته‌شدن رسوب ماسه‌ای بر روی رسوبات گلی، توالی به سمت بالا کم‌عمق‌تر می‌گردد. در ادامه تا ۴/۷۰ متر بالاتر از قاعده کژدمی روند یاد شده ادامه دارد تا با ظهور مجدد لایه‌های گل‌سنگ آواری، توالی ماسه‌سنگی به اتمام می‌رسد. توالی‌های یاد شده به سمت بالا ریز شونده ادامه پیدا می‌کند. در قاعده این رسوبات، آئیدهای پراکنده دیده می‌شوند که به سمت بالا مقدار آنان بیشتر شده و اندازه آنان درشت‌تر می‌گردد. در عمق ۵/۶۰ متری لایه اصلی رسوبات آهن‌دار (آئیدهای گوتیتی) که بخش اصلی مورد بررسی در این مطالعه است به همراه مقدار قابل توجهی خرده‌های اسکلتی دیده می‌شود و تا عمق ۶/۳۰ متری ادامه پیدا می‌کند (شکل‌های ۳ و ۴). در قاعده این لایه، استیلولیت‌ها به فراوانی دیده می‌شوند. حضور آئید در این بخش نشان‌دهنده ادامه توالی کم‌عمق‌شونده به سمت بالا است. ذکر این نکته دارای اهمیت است که حجم کانی سیدریت نیز در عمق یاد شده زیاد می‌باشد. بعد از لایه آئیدی آهنی، لایه‌ای از گل‌سنگ آواری با ضخامت ۳ متر نهشته شده است که قطعات فسیلی در بخش بالایی آن قابل مشاهده است. پس از ته‌نشست این لایه، مجدداً رسوبات کربناته نهشته شده است. این رسوبات دارای سنگ‌شناسی کربناته همراه با رس‌های آواری هستند که با فاصله ۱۱ متر از قاعده کژدمی قرار دارند. به علت حضور کانی‌های رسی و یا سیمان‌های آهن‌دار در بخش ماسه‌سنگی مقدار تخلخل قابل رویت در کل محدوده مورد مطالعه بسیار کم است.

فراوانی اندازه آئیدها در شکل ۵ دیده می‌شود. بالاترین مقدار فراوانی مربوط به بازه ۰/۳ تا ۰/۲ میلی‌متر است و در مجموع اندازه کلیه نمونه‌ها کمتر از ۰/۸ میلی‌متر هستند. مطالعات پتروگرافی (شکل ۶) نشان می‌دهد که هسته این آئیدها از قطعات کانی فلورواپاتیت تشکیل شده است که در آزمایشات پراش اشعه ایکس ثبت گردیده است. لایه‌های تشکیل‌دهنده

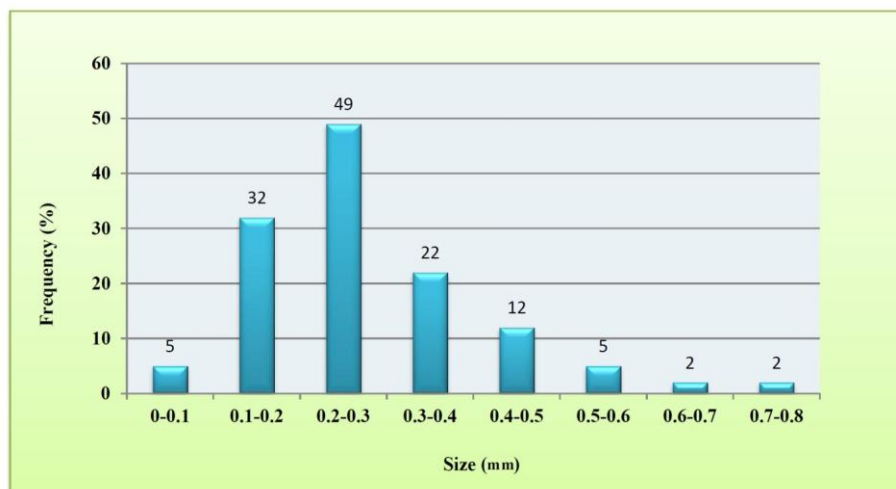
¹ kurtosis



شکل ۳- ستون سنگ‌شناسی، رخساره‌ها، محیط رسوبی و تغییرات سطح آب دریا در چاه مورد مطالعه. محل نمونه‌ها نیز در شکل مشخص است. درصد لیتولوژی بر مبنای ارزیابی چشمی در مطالعات پتروگرافی تعیین شده است. رخساره‌ها اقتباس از Tavakoli 2014، گزارش 12-2014 شرکت ملی نفت ایران (چاپ نشده).



شکل ۴- تصاویر مغزه بخشی از توالی معرفی شده. شیل بالایی (A)، آئیدهای آهنی (B, C) و شیل پایینی (D) در شکل قابل ملاحظه هستند. محل نمونه C بر روی شکل B مشخص است.



شکل ۵- نمودار فراوانی اندازه ائیدها که در ۸ رده اندازه دانه نمایش داده شده است

آنالیز پراش اشعه ایکس

اشعه ایکس با طول موج ۱/۵۴۲ آنگستروم و تحت زوایای صفر تا نود درجه قرار گرفت. کانی‌های شناخته شده در این آزمایش در جدول ۱ ارائه شده است.

جهت آزمایش پراش اشعه ایکس از محدوده مورد نظر ۵ نمونه انتخاب گردید (جدول ۱) و پس از خردشدن در مقابل

جدول ۱- نمایش کانی‌های مشخص شده توسط آزمایشات پراش اشعه ایکس در نمونه‌های ۱ تا ۵

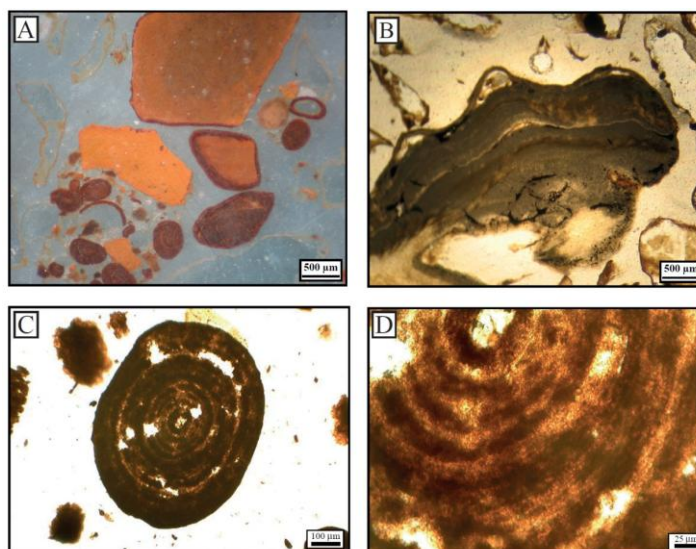
Sample	Major Phase(s)/Formula	Minor Phase(s)/Formula	Trace Phase(s)/Formula
1	Fluorapatite $Ca_5(PO_4)_3F$	Quartz SiO_2	
	Calcite $CaCO_3$	Dolomite $CaMg(CO_3)_2$	
	Goethite $FeO(OH)$		
2	Quartz SiO_2	Illite $(K,H_3O)Al_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$	Halite $NaCl$
	Kaolinite $Al_2Si_2O_5(OH)_4$	Dolomite $CaMg(CO_3)_2$	Siderite $FeCO_3$
		Calcite $CaCO_3$	Orthoclase $KAlSi_3O_8$
		Pyrite FeS_2	
3	Quartz SiO_2	Pyrite FeS_2	Calcite $CaCO_3$
	Siderite $FeCO_3$	Halite $NaCl$	
4	Quartz SiO_2	Pyrite FeS_2	
	Siderite $FeCO_3$	Dolomite $CaMg(CO_3)_2$	
		Calcite $CaCO_3$	
5	Orthoclase $KAlSi_3O_8$		
	Calcite $CaCO_3$		Quartz SiO_2
	Pyrite FeS_2		

۲، ۳ و ۴ کانی کوارتز، سیدریت، کائولینیت، دولومیت و کلسیت، همراه با پیریت، ارتوکلاز، کانی تبخیری هالیت و کانی رسی ایلیت دیده می‌شوند. کانی‌های کلسیت، ارتوکلاز، سیدریت و هالیت به مقدار ناچیز حضور دارند. در نمونه

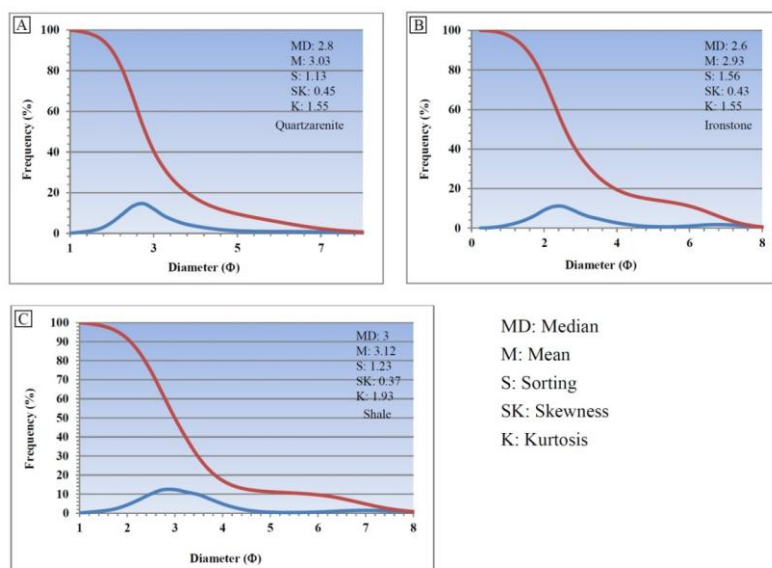
در نمونه شماره ۱ کانی‌های فلورآپاتیت، گوتیت، کلسیت، کوارتز و دولومیت مشاهده می‌شود، این مجموعه از نظر ترکیب کانی‌شناسی منحصر به فرد بوده و در عمق‌های بالاتر و پایین‌تر وجود ندارد (شکل ۸). در نمونه‌های شماره

مورد مطالعه (A)، نمونه آئید آهنی (B, C) و نیز نمونه مغزه شیل بخش پایینی (D) را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در شکل مشخص است، آئیدهای آهنی در نمونه دستی نیز به خوبی قابل مشاهده هستند.

شماره ۵ کانی کربناته کلسیت به همراه پیریت و کوارتز در حد اندک مشاهده می‌شوند. بررسی رنگ، ساخت و بافت نهشته‌های معرفی شده در نمونه‌های دستی (مغزه) به شناخت بیشتر و بهتر توالی معرفی شده کمک زیادی می‌نماید. شکل ۴ نمونه شیلی بالای توالی



شکل ۶- در تصویر A کانی فلورآپاتیت که عمدتاً تشکیل دهنده هسته آئیدها است، به خوبی مشخص است. در تصویر B یک خرده اسکلتی که در برخی بخش‌ها توسط کانی پیریت جانشین شده است، مشخص است. در تصاویر C, D لایه‌های تشکیل دهنده آئیدها که شامل لایه‌های آهن‌دار و کانی‌های کلسیتی و فسفات‌ها در لایه‌های روشن‌تر است به وضوح دیده می‌شود. همه تصاویر در نور طبیعی. نمونه ۶/۲ متر بالای سازند کژدمی را نشان می‌دهد.



شکل ۷- توزیع اندازه در سه نمونه مورد بررسی. محل نمونه‌ها در شکل ۳ مشخص است.

بحث

نهشته‌های آهن آئید دار تا کنون در مطالعات مختلفی مورد بررسی قرار گرفته‌اند (برای مثال Petruk 1977; Odin 1988; Franceschelli et al. 2000; Kholodov and Butuzova 2008; Song et al. 2013). در اغلب این موارد، این نهشته‌ها به عنوان منبعی جهت استخراج آهن مطرح بوده و از این دیدگاه به مطالعه آنان پرداخته شده است. نهشته‌های آهن دار در این مطالعه به سبب ضخامت کم و عمق زیاد نمی‌تواند به عنوان منبعی جهت استخراج آهن مطرح گردد. اهمیت این نهشته‌ها به سبب شرایط خاص تشکیل و توالی نمونه^۱ آنان در منطقه مورد مطالعه است. علاوه بر این گسترش جغرافیایی زیاد آنان با وجود ضخامت کم سبب گردیده که بتوان از این نهشته‌ها به عنوان افق راهنما^۲ استفاده نمود.

هرچند در برخی منابع به منشأ دیاژنزی این نهشته‌ها اشاره شده است (برای مثال Kimberley 1979; Maynard 1983) نهشته‌های آهن آئید آهنی مورد بررسی هیچ‌گونه شهادی از جایگزینی دیاژنزی آهن را نشان نمی‌دهند. چنانچه این آهن‌ها از جایگزینی آهن به جای کلسیت در ساختار آهن‌های آهکی ایجاد شده است، اغلب کلسیت‌های باقی‌مانده باید به طور پراکنده در ساختار آنان قابل مشاهده باشد. مطالعات پتروگرافی این آهن‌ها نشان می‌دهد که آهن‌های باقی‌مانده در ساختمان آنان وجود ندارد و در عوض لایه‌های فسفات-آهکی در آنان قابل مشاهده است. علاوه بر این حضور پوسته جانوران که همچنان ترکیب آهنی خود را حفظ کرده‌اند، شاهد دیگری بر منشأ اولیه این نهشته‌ها است چرا که در صورتی که در مراحل دیاژنزی آهن جایگزین آهنک شده بود، پوسته‌های برخی فسیل‌ها (بر اساس ترکیب کانی‌شناسی اولیه) نیز باید با آهن جایگزین شده باشند. حضور کانی سیدریت در بخش‌های پایین‌تر توالی مورد بررسی و سپس حضور گوتیت به جای آن در بخش‌های بالاتر یکی از دلایل ورود آهن آواری از بیرون حوضه و افزایش تمرکز آن در طول زمان

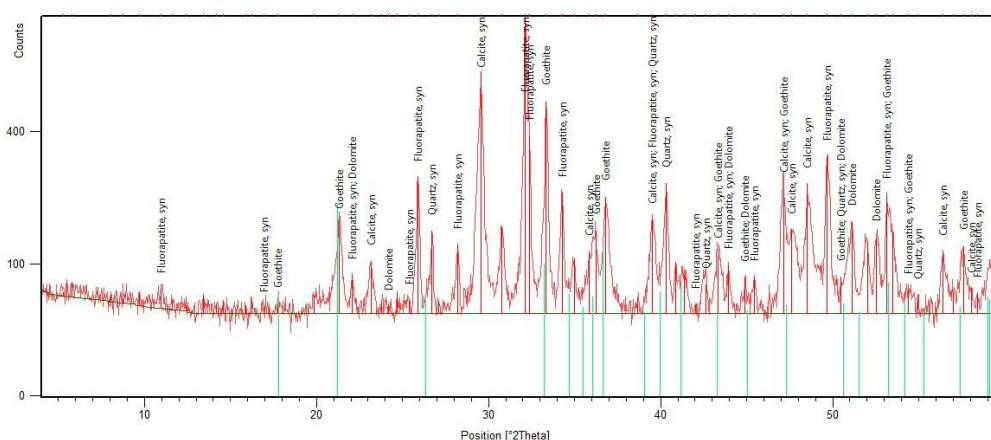
است که سبب تبدیل نوع کانی آهن دار از سیدریت به گوتیت شده است. در ضمن ته‌نشست کانی سیدریت در شرایط قلیایی اتفاق می‌افتد (Heikoop et al. 1996). کم‌عمق شدن حوضه در طول زمان سبب افزایش فعالیت اکسیژن و تشکیل کانی اکسیدی-هیدروکسیدی گوتیت شده است. در ضمن تقارن و گردش‌دگی مناسب اغلب دانه‌ها نشان می‌دهد که این دانه‌ها در محیط رسوبی اولیه تشکیل شده‌اند. عدم مشاهده خردشدگی و رشد مجدد قابل ملاحظه در دانه‌های آهن‌دار نشان می‌دهد که این دانه‌ها منشأ آواری ندارند. بلافاصله پس از ته‌نشست این لایه آهنی دوباره مواد دانه‌ریز آواری همراه با محتوای آلی و تراوایی اندک نهشته شده و از اکسیدشدن مجدد این نهشته‌ها جلوگیری کرده است. حضور اندازه‌های متفاوت آهن‌های آهن دار در بخش مورد مطالعه نشان می‌دهد که جریان‌های معمول جزر و مدی سبب ایجاد همه آهن‌های موجود نبوده است. با توجه به اندازه‌های این دانه‌ها، توفان‌های موجود نقش مهمی در جابجایی این دانه‌ها در محل تشکیل داشته است. چنین شرایطی در سایر مناطق جهان نیز مشاهده و گزارش شده است (برای مثال van Buchem et al. 2006).

محیط رسوبی نهشته‌های آهن‌دار همچنان در بین محققان مختلف مورد بحث قرار دارد (برای مثال Gygi 1981; Maynard 1983; Odin 1988; Schneider and Walter 1988; Young 1989). اما مطالعات اخیر مواردی مانند حضور فسیل‌های دریایی و ساخت‌های رسوبی مناطق کم‌عمق را شهادی برای ته‌نشست این رسوبات در مناطق کم‌عمق دریایی می‌دانند (Einsle 2000; Kholodov and Butuzova 2008). همانند تشکیل سایر آهن‌ها، تشکیل آهن‌های آهن‌دار نیز نیازمند رژیم جریان‌های مناسب به صورت رفت و برگشتی است. همراه بودن نهشته‌های آهن‌دار سازند کژدمی در مرکز خلیج فارس همراه با مقادیر قابل ملاحظه فسیل‌ها که اغلب به طور کامل شکسته شده‌اند، نشان می‌دهد که این آهن‌ها در منطقه کم‌عمق دریایی نهشته شده‌اند. تناوب آهنک، شیل،

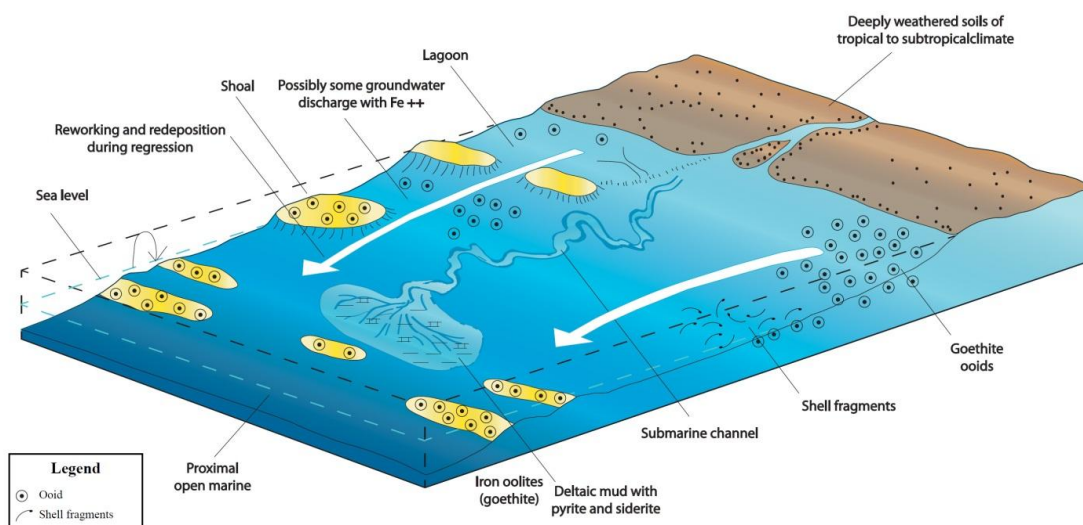
¹ typical² key bed

آب‌های زیرزمینی غنی از آهن است (Einsle 2000). این منشأ نمی‌تواند حجم آهن موجود در این توالی‌ها را تأمین کرده است و در نتیجه آهن موجود و یا حداقل بخش عمده آن به صورت آواری به حوضه وارد شده است. همراه بودن این نهشته‌ها با سایر مواد آواری نیز تأیید دیگری بر این نظریه است. همان‌گونه که ذکر گردید، توالی کربناته داریان بالایی با شروع سازند کژدمی شیلی شده و سپس رخساره‌های کوارتز آرنایت بر روی آن نهشته می‌گردد. این توالی نشان دهنده ورود حجم زیادی از آب‌های جاری توسط رودخانه‌ها به محیط ته‌نشست است که مقادیر قابل ملاحظه آهن را به محیط وارد کرده است. همراه با آهن اغلب فسفات‌ها نیز توسط آب‌های جاری به محیط وارد می‌شوند که در مطالعات پراش اشعه ایکس نیز مشاهده شده است (جدول ۱). حضور فلوروآپاتیت همراه با آئیدهای آهنی نیز در این نهشته‌ها متداول است. این کانی از ورود کلسیم به ساختار فسفات‌ها تشکیل می‌گردد. فلورین نیز از آب دریا تأمین می‌گردد. حضور کانی‌های فسفات بستر مناسب برای ورود کلسیم در ساختار آنان را مهیا نموده و کانی فلوروآپاتیت تشکیل می‌گردد (برای مثال Einsle 2000; Salamaa et al. 2012; Song et al. 2013).

ماسه‌سنگ و حضور مجدد شیل‌های آهکی از بخش بالایی سازند داریان به سمت بخش‌های پایینی سازند کژدمی نیز تأییدی بر محیط دریایی کم‌عمق برای این نهشته‌ها است. لازم به ذکر است که در مطالعات پیشین محیط رسوبی سازند داریان یک رمپ کربناته کم‌عمق معرفی شده است (Vincent et al. 2010). در این محیط، در اثر جریان‌های رفت و برگشتی و حضور بالای آهن همراه با ورود مواد آواری و در نتیجه مرگ موجودات، آئیدهای آهنی تشکیل شده که در اثر تغییرات سطح آب دریا به‌خصوص در زمان پایین رفتن سطح آب، به مناطق عمیق‌تر حمل شده‌اند. در چنین محیطی در محل‌های مناسب از نظر عمق، پشته‌های آئیدهای آهنی تشکیل می‌شده است. شکل ۹ مدل رسوبی پیشنهادی نهشته‌های مورد بررسی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. یک منشأ احتمالی آهن برای چنین نهشته‌هایی ورود آب‌های جوی رودخانه‌ای غنی از آهن بوده است که از خاک‌های به شدت هوازده و غنی از آهن عبور کرده است (Einsle 2000). در این صورت آهن به صورت کلوئیدی یا همراه با کانی‌های رسی به محیط وارد شده است. آهن آواری همچنین ممکن است همراه با مواد آلی به محیط وارد شده باشد. منشأ احتمالی دیگری که می‌تواند آهن وارد به حوضه برای تشکیل آئیدها را به مقدار کمتری تأمین کرده باشد،



شکل ۸- مقایسه داده‌های پراش اشعه ایکس با الگوی کانی گوئیت (خطوط قائم) نشان‌دهنده حضور این کانی در آئیدهای آهنی است



شکل ۹- مدل رسوبی نهشته‌های آهن آئیدی در توالی مورد بررسی.

درد که نشان‌دهنده ادامه بالآمدن سطح آب دریا^۲ در سازند مورد بررسی است. این توالی نمونه کاملی از توالی‌های شناخته شده آهن آئیدی در دنیاست (Einsele 2000; Young 1990; van Houten 1989). مطالعات مختلفی در خصوص تغییرات سطح آب دریا در منطقه مورد مطالعه تا کنون انجام شده است. این مطالعات نشان می‌دهد که در آپتین میانی تا بالای سطح آب دریا در این منطقه حدود ۳۰ تا ۴۰ متر کاهش داشته است (Ibrahim et al. 2000; Sharland et al. 2001; Granier and Busnardo 2013). در آپتین بالایی سطح آب دریا به سرعت افزایش می‌یابد. سازند کزدمی در گستره سیستم ترازپایین^۳ نهشته می‌شود (Sharland et al. 2001). در بخش میانی خلیج فارس رسوبات آواری در این زمان برتری داشته است. عقیده بر آن است که (Ibrahim et al. 2000; Sharland et al. 2001; Alsharhan and Scott 2001; Granier and Busnardo 2013) در آلبین آغازین تا میانی سطح آب دریا مجدداً افزایش یافته و بخش‌های زیادی از جنوب غرب ایران، قطر، عمان و امارات متحده عربی به زیر آب رفته است. نتایج این مطالعه در خصوص تغییرات سطح آب دریا نیز نشان‌دهنده افزایش

نهشته‌های آهنی توالی شاخصی از تغییرات سطح آب دریا را نشان می‌دهند. ته‌نشست ۱،۲ متر شیل آهکی بر روی نهشته‌های آهکی بخش بالایی داریان بالایی نشان‌دهنده پایین آمدن سطح آب دریا در شروع ته‌نشست این شیل‌ها است. بر روی این شیل‌ها در حدود ۳،۲ متر ماسه‌سنگ (کوارتز آرنایت) دیده می‌شود که ادامه افت سطح آب دریا را نشان می‌دهد. پس از ته‌نشست این واحد ماسه‌سنگی، یک لایه شیل همراه با مقداری دانه‌های کوارتز و آهک دیده می‌شود که با لایه ۷۰ سانتی‌متری نهشته‌های آهن آئیدی پوشیده می‌شود. پس از این لایه، حضور مجدد شیل آهکی نشان‌دهنده افزایش مجدد عمق است. با توجه به ماهیت آئیدی نهشته‌های آهن در بخش‌های مورد بررسی، این لایه به عنوان انتهای پسروری^۱ سطح آب دریا در منطقه مورد بررسی در نظر گرفته شده است. با توجه به توالی مورد بحث که به آن اشاره گردید، از بخش آهکی به سمت بالا تا رسیدن به لایه آهنی همواره سطح آب دریا در حال پایین آمدن بوده است. پس از ته‌نشست شیل آهکی، مجدداً آهک شیلی حضور

² transgression

³ Lowstand Systems Tract

¹ regression

و سپس ماسه‌های آهکی، نشان‌دهنده پایین آمدن نسبی سطح آب دریا به سمت نهشته‌های آهن‌دار است. حضور این آئیدهای آهنی در انتهای توالی به سبب تشکیل آنان در محیط کم‌عمق دریایی، پایان این توالی کم‌عمق شونده را نشان می‌دهد و پس از آن توالی شیل آهکی، آهک شیلی و سپس آهک نشان از عمیق‌شدگی مجدد است.

تشکر و قدردانی

نویسنده اول بر خود لازم می‌داند از سرکار خانم زهرا احمدی به سبب رسم بعضی اشکال تشکر نماید.

منابع

محمودی قرائی، م. ح.، ع. عاشوری، م. خانه‌باد و ع. قادری، ۱۳۸۸، مطالعه کورتکس اوویدهای آهن‌دار سازند شیشتو و بررسی نقش فعالیت‌های میکروبی در تشکیل آن‌ها: رخساره‌های رسوبی، ش ۱، ج ۲، ص ۹۵-۱۰۵.

- Alsharhan, A. S., 1994, Geology and hydrocarbon occurrences of the clastic Permo Carboniferous of the central and eastern Arabian basin: *Geologie en Mijnbouw*, v. 73, p. 63-78.
- Alsharhan, A. S. and A. E. M. Nairn, 1997, *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*: Elsevier Science, 878 p.
- Alsharhan, A. S. and R. W. Scott, 2001, *Middle East Models of Jurassic/ Cretaceous Carbonate Systems*: SEPM Special Publication, v. 69, 315 p.
- Al-Siddiqi, A. and R. A. Dawe, 1999, Qatar's oil and gas fields: A review: *Journal of Petroleum Geology*, v. 22, p. 417-436.
- Einsle, G., 2000, *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*: Springer, 2nd edition, 792 p.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*: Springer; 2nd Ed, Berlin, 984 p.
- Franceschelli, M., M. Puxeddu and M. Carta, 2000, *Mineralogy and geochemistry of Late Ordovician phosphate-bearing oolitic*

سطح آب دریا از قاعده سازند کژدمی به سمت بالای آن است. در این خصوص، پایین آمدن سطح آب دریا از قاعده این سازند به سمت لایه آئید نشان‌دهنده تغییر سطح آب دریا در دوره کوتاهتری است که در نهایت به افزایش سطح آب و ته‌نشست کربنات‌های بخش بالایی سازند کژدمی منتهی می‌گردد (۳).

نتیجه

این مطالعه به بررسی خصوصیات رسوب‌شناختی، محیط رسوبی و تغییرات سطح آب دریا در نهشته‌های آهن‌دار آئیدی کرتاسه میانی در مرکز خلیج فارس می‌پردازد. این نهشته‌ها به سبب خصوصیات منحصر به فرد خود اهمیت خاصی در مطالعات محیط رسوبی دیرینه منطقه دارند. نتایج حاصل از بررسی‌های مختلف رسوبی نشان می‌دهد که این توالی در یک محیط دریایی کم‌عمق نهشته شده است. کانی‌شناسی غالب این نهشته‌ها شامل گوتیت، فسفات، کلسیت، کانی‌های رسی و سیدریت می‌گردد.

با وجود آنکه در برخی مطالعات تشکیل این نهشته‌ها به فرآیندهای دیاژنزی نسبت داده می‌شود، نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که در شرایط اولیه رسوبی شرایط مناسب جهت تشکیل این نهشته‌ها وجود داشته و این نهشته‌ها بر اثر جریان‌های رفت و برگشتی که در موارد متناوب همراه با توفان‌ها بوده است، تشکیل شده‌اند. حضور شیل در بخش‌های بالایی و پایینی این نهشته‌ها، شرایط مناسب جهت حفظ این نهشته‌ها را فراهم نموده و سبب گردیده تا آب‌های جوی در طول زمان تأثیر قابل ملاحظه‌ای بر این نهشته‌ها نداشته‌اند. پس از ته‌نشست لایه‌های آئید آهنی، ته‌نشست مجدد شیل سبب گردیده تا این لایه‌ها از اکسیدشدن ثانویه محفوظ بمانند.

تغییر توالی مطالعه شده از آهک‌های شیلی به شیل آهکی

- Persian Gulf, Iran: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 70, p. 57-66.
- Salamaa, W., M. E. Arefa and R. Gaupp, 2012, Mineralogical and geochemical investigations of the Middle Eocene ironstones, El Bahariya Depression, Western Desert, Egypt: *Gondwana Research*, v. 22, p. 717-736.
- Schneider, H. J and H. W. Walter, 1988, Enlagerstitten in Sediments. In: Fiichtbauer H (Ed.) *Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerbart, Stuttgart, p. 569-681.
- Sharland, P. R., R. Archer, D. M. Casey, R. B. Davies, S. H. Hall, A. P. Heward, A. D. Horbury and M. D. Simmons, 2001, Arabian Plate sequence stratigraphy. In: *GeoArabia*, Special Publication, v. 2. Gulf PetroLink, Bahrain, 371 p.
- Song, S., E. F. Campos-Toro, Y. Zhang and A. Lopez-Valdivieso, 2013, Morphological and mineralogical characterizations of oolitic iron ore in the Exi region, China: *International Journal of Minerals, Metallurgy and Materials*, v. 20, p. 113-118.
- Sturesson U., 2003, Lower Paleozoic iron oolites and volcanism from a Baltoscandian perspective: *Sedimentary Geology*, v. 159, p. 241-256.
- Sturesson, U., A. Dronov and T. Saadre, 1999, Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia: *Sedimentary Geology*, v. 123, p. 63-80.
- Sturesson, U., J. M. Heikoop and M. J. Risk, 2000, Modern and Palaeozoic iron ooids: a similar volcanic origin: *Sedimentary Geology*, v. 136, p. 137-146.
- Tavakoli, V., 2014, Core analysis of the x well in central Persian Gulf basin: National Iranian Oil Company, Report 12-2014, 210 p., Unpublished.
- Tucker, M. E., 2001, *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*: Wiley-Blackwell, 3rd edition, 272 p.
- van Buchem, F. S. P., D. Baghbani, L. Bulot, M. Caron, F. Gaumet, A. Hosseini, A. Immenhauser, F. Keyvani, R. Schroeder, V. Vedrenne and B. Vincent, 2006, Aptian organic-rich intra-shelf basin creation in the Dezful Embayment – Kazhdumi and Dariyan formations, southwest Iran: *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention Houston*.
- van Houten, F.B., 1990, Palaeozoic oolitic ironstones on the North American Craton: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*: v. 80, p. 245-254.
- ironstones from NW Sardinia, Italy: *Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 267-293.
- Ghazban, F., 2007, *Petroleum geology of the Persian Gulf*: University of Tehran, Tehran, 707 p.
- Gornitz, V., 2008, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments (Encyclopedia of Earth Sciences Series)*: Springer, Berlin, 1046 p.
- Granier, B. and R. Busnardo, 2013, New stratigraphic data on the Aptian of the Persian Gulf: *Cretaceous Research*, v. 39, p. 170-182.
- Gygi, R. A., 1981, Oolitic iron formations: marine or not marine?: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 74, p. 233-254.
- Heikoop, J. M., C. J. Tsujita, M. J. Risk, T. Tomascik and A. J. Mah, 1996, Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia: *Geology*, v. 24, p. 759-762.
- Ibrahim, M. I. A., H. H. A. Al-Hitmi and S. E. Kholeif, 2000, Albian–Cenomanian palynology, paleoecology and organic thermal maturity of Well DK-B in the Dukhan oil field of Western Qatar: *GeoArabia*, v. 5, p. 483-508.
- Kholodov, V. N. and G. Y. Butuzova, 2008, Siderite Formation and Evolution of Sedimentary Iron Ore Deposition in the Earth's History: *Geology of Ore Deposits*, v. 50, p. 299-319.
- Kimberley, M. M., 1979, Origin of oolitic iron formations: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, 111-132.
- Konyuhov, A. I. and B. Maleki, 2006, The Persian Gulf Basin: geological history, sedimentary formations, and petroleum potential: *Lithology and Mineral Resources*, v. 41, p. 344-361.
- Maynard, J. B., 1983, *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*: Springer, Berlin, 305 p.
- Odin, G. S., 1988, Green Marine Clays: Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Rock Facies - A Comparative Study: Elsevier, Amsterdam, 446 p.
- Petranek, J. and F. B. van Houten, 1997, Phanerozoic ooidal ironstones: *Czech Geological Survey special paper*, v. 7, p. 1-71.
- Petruk, W., 1977, Mineralogical characteristics of an oolitic iron deposit in the Peace River district, Alberta: *Canadian Mineralogist*, v. 15, p. 3-13.
- Rahmani, O., J. Aali, H. Mohseni, H. Rahimpour-Bonab and S. Zalaghaie, 2010, Organic geochemistry of Gadvan and Kazhdumi formations (Cretaceous) in South Pars field,

- timing, and paleoenvironmental implications: *Earth Planets Space*, v. 50, p. 733-744.
- Young, T.P., 1989, Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: facies relationships of the Ordovician open-shelf ironstones of Western Europe. In: Young, T.P. and W.E.G. Taylor (Eds.), *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society of London, Special Publication, v. 46: London, p. 51-64.
- Vincent, B., F. S. P. van Buchem, L.G. Bulot, A. Immenhauser, M. Caron, D. Baghbani and A. Y. Huc, 2010, Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian – Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations): *GeoArabia special publication*, v. 4, p. 139-197.
- Yoshida, M., I. H. Khan and M. N. Ahmad, 1998, Remanent magnetization of oolitic ironstone beds, Hazara area, Lesser Himalayan thrust zone, Northern Pakistan: Its acquisition,