

چینه نگاری توالی های سازند آسماری در چاه زیلایی شماره ۵ جنوب خاوری فرو رفتگی دزفول

ایرج مغفوری مقدم^{*۱}

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۲/۱۹

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۱/۱۲

چکیده:

در این بررسی، چینه نگاری توالیهای سازند آسماری به سن میوسن پیشین (آکیتانین- بوردیگالین) در چاه زیلایی شماره ۵ در جنوب خاوری فروافتادگی دزفول مورد مطالعه قرار گرفت. در چاه زیلای شماره ۵، سازند آسماری ۳۴۶ متر ضخامت داشته و شامل انیدریت، سنگ آهک و میان لایه های نازک ماسه سنگ و دولومیت می باشد. بررسی رخساره های رسوبی و لاگ های ژئوفیزیکی به همراه پراکندگی و گسترش روزنداران، منجر به شنا سایی سه توالی چینه نگاری نوع سوم شد. مرز زیرین و بالایی توالی به غیر از مرز بالایی آخرین توالی از نوع ۱ و مرز بالایی توالی سوم از نوع دوم می باشد.

واژه های کلیدی: سازند آسماری، چینه نگاری توالی ها، چاه زیلایی، آکیتانین، بوردیگالین

مقدمه

چینه نگاری توالیها کاربردهای زیادی در پی جویی های مواد هیدروکربوری دارد. مهمترین این کاربردها پیش بینی شرایط رسوبگذاری مناسب سنگ های منشاء، مخزن و توزیع رخساره های مخزنی و ارتباط آنها با یکدیگر می باشد. مطالعه رخساره های رسوبی، بازسازی محیط های دیرینه رسوبگذاری، تفکیک توالی های رسوبی چرخه دسته سوم و تطابق توالی ها با یکدیگر، گسترش نواحی دارای پتانسیل مخزنی را نشان خواهد داد. با به نقشه درآوردن جغرافیای دیرینه بر اساس مطالعات بالا، علاوه بر شناسایی مکان های مناسبی که دارای رخساره مخزنی می باشند، پیش بینی نواحی مستعد تله های چینه ای احتمالی امکان پذیر خواهد بود.

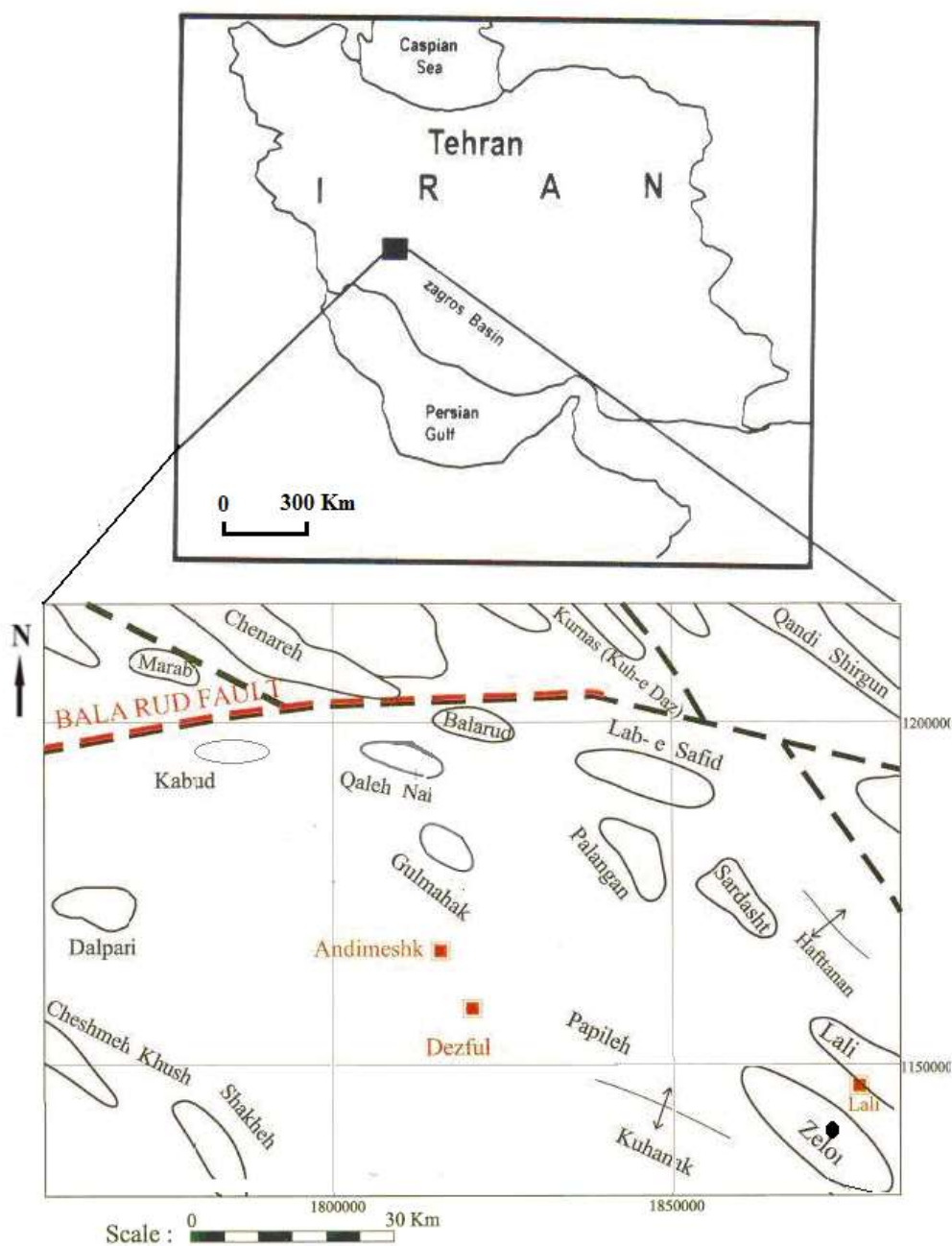
مدل های رسوبی سنگ های کربناتی برای دوره معینی از زمان (مدت زمان رسوبگذاری یک سازند)، بدون در نظر گرفتن تغییرات سطح آب دریاها ارائه می گردد. در حالی که مدل های چینه نگاری توالی ها با توجه به تغییرات نسبی سطح آب دریاها (مدل پویا)، و دسته رخساره ای حاصل از این تغییرات پیشنهاد می گردد. با درک کاملی از چینه نگاری توالیهای واحدهای سنگ چینه ای و شناسایی توالیهای در حد رده سوم می توان، روند بهبود و گسترش رخساره های مخزن و یا گسترش رخساره های سنگ مادر و پوش سنگ را دنبال کرد که این امر کمک زیادی در پیش بینی اهداف اکتشافی به ویژه اکتشاف تله های چینه ای می نماید.

نوشته حاضر کوششی برای تعیین توالی های رسوبی سازند آسماری در چاه زیلایی شماره ۵ می باشد. مطالعات انجام شده برای دستیابی به

اهداف مورد نظر مبتنی بر برشهای نازک تهیه شده (Cutting) و نمودارهای لاگ گاما و صوتی از چاه زیلایی شماره ۵ می باشد. چاه زیلایی در ۴۲ کیلومتری جنوب شرقی دزفول و در یال شمال شرقی تاقدیس اناران قرار دارد (شکل ۱).

پس از یک قرن استخراج نفت از سازند آسماری نه تنها موجب کاهش اهمیت اقتصادی این واحد سنگ چینه نگاری نشده است، بلکه در سالهای اخیر امکان وجود تله های چینه ای نفتی در بخش هائی از این سازند که در محدوده تغییرات شدید سنگ شناسی قرار گرفته است، مورد توجه بسیاری از زمین شناسان واقع شده است (امیر شاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷؛ امیر شاه کرمی و صیرفیان، ۲۰۰۸؛ اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷؛ زاهدی نژاد، ۱۳۶۶، وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۱۰؛ ون بوخم، ۲۰۰۰؛ ون بوخم و آلن، ۲۰۰۶؛ ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰ و وینست و همکاران ۲۰۰۶ و ۲۰۰۷) به طوریکه در دهه اخیر مطالعه محیط رسوبی دیرینه این سازند توسط محققان مختلفی انجام شده است (آدابی، ۱۳۸۷؛ صادقی و همکاران، ۲۰۰۹؛ صیرفیان، ۲۰۰۰؛ صیرفیان و همکاران، ۱۹۹۶؛ صیرفیان و همدانیان، ۱۹۹۸ و ۲۰۰۳ و مغفوری مقدم و همکاران، ۱۳۸۷).

سازند آسماری اساسا یک واحد کربناته است که در بخش وسیعی از زاگرس و حتی مناطق دیگر نئوتتیس جنوبی گسترش یافته است (مطیعی، ۱۳۷۲ و ۱۳۷۴). در این سازند به طور جانبی تغییرات سنگ شناسی مشاهده می شود که منجر به معرفی دو واحد رسمی سنگ چینه نگاری تحت عنوان بخشهای اهواز و کلهر شده است (مطیعی و همکاران، ۱۳۷۷).



شکل ۱: موقعیت چاه ۵ زیلابی مورد مطالعه، چاه مورد مطالعه

از ماسه سنگ های سازند های امیران و کشکان تامین شده است. این نوع ماسه سنگها اغلب در بخش خاوری فرو افتادگی دزفول رخنمون داشته و احتمالاً سنگ منشا آنها افیو لیتهای بخش خاوری زاگرس می باشند. گروه دیگر دارای دانه هائی حاصل از فرسایش، حمل و رسوب گذاری مجدد سنگهای آذرین می باشند. این ماسه سنگها

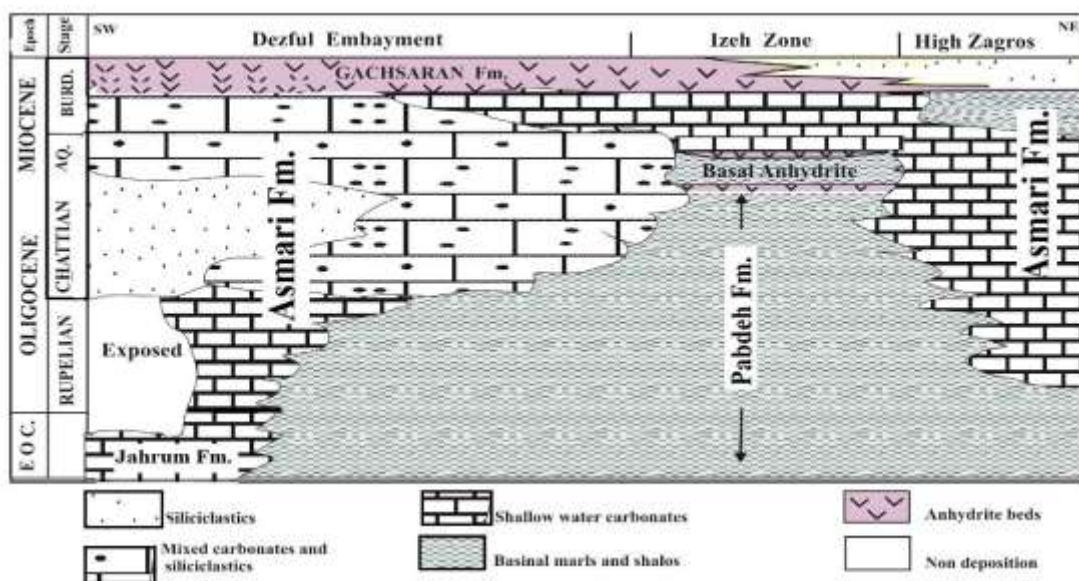
محدوده گسترش جغرافیائی بخش اهواز با سن الیگوسن پیشین تا میوسن پیشین در جنوب و باختر فرو افتادگی دزفول می باشد. این ماسه سنگها دارای دو منشا جدا گانه می باشند (آدابی، ۱۳۸۷). برخی از این ماسه سنگ ها دارای ذراتی حاصل از فرسایش، حمل و رسوب گذاری مجدد سنگهای قلیایی و فوق قلیایی آذرین

جنوب باختر ایران تا اواخر الیگوسن مارنهای عمیق سازند پا بده ته نشین می شد ولی در کناره های حوضه در سمت خاور و به سمت پلت فورم عربستان، ماسه سنگ های بخش اهواز و در سمت باختر و به سوی راندگی زاگرس کربنات های کم عمق سازند آسماری انباشته می شدند. که معادل آسماری زیرین است که توسط توماس (۱۹۴۸)، معرفی شده است. از اواخر الیگوسن تغییرات سطح دریا موجب ایجاد شرایط کم عمقتر و ته نشینی رسوبات کم عمقی مانند انیدرت قاعده ای شده است که سریعاً با افزایش عمق رسوبگذاری مارنهای عمیق پابده ادامه می یابد. ولی در اوایل میوسن با کاهش دوباره عمق آب سنگهای تبخیری به ویژه انیدرت تشکیل شد که معادل قسمتهای تحتانی بخش کلهر در لرستان جنوبی و شمال فرو افتادگی دز فول می باشد.

اغلب در بخش باختری و شمال باختری فرو افتادگی دزفول رخون داشته و احتمالاً سنگ منشا آنها سنگهای آذرین اسیدی سپر عربستان و عراق می باشد (آدابی، ۱۳۸۷).

بخش کلهر متشکل از سنگهای تبخیری و میان لایه های سنگ آهکی و مارنی می باشد که در بخش جنوب باختری حوضه لرستان با روند جنوب خاوری و شمال باختری رخنمون دارد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵ و وایند، ۱۹۶۵).

در بخشهای جنوبی فرو رفتگی دزفول سنگهای تبخیری دیگری وجود دارد که تحت عنوان انیدریت های قاعده ای نامید می شوند (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰). سن این لایه های تبخیری الیگوسن پیشین تا اوایل الیگوسن پسین در نظر گرفته شده است (شکل ۲). همانطور که در شکل ۱ دیده می شود در بخشهای عمیق و مرکز حوضه



شکل ۲: واحدهای سنگ چینه ای الیگوسن-میوسن زونهای زاگرس مرتفع، فرو رفتگی دزفول و ایذه (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰)

سازند آسماری در چاه زیلابی ۵ از عمق ۳۴۴۰ تا عمق ۳۸۱۰ متری و در مجموع به ضخامت ۳۶۰ متر دیده می شود (شکل ۳). در قاعده این سازند در عمق ۳۸۱۰ متری ضخامت کمی از انیدریت و

سنگ چینه نگاری و ریز زیست چینه نگاری سازند آسماری در چاه زیلابی شماره ۵

توالی های رسوبی چاه زیلابی ۵

بررسی رخساره های رسوبی، گسترش روزن داران در توالی عمودی، همراه با لاگ های الکتریکی و مقایسه آن ها با برش های سطحی به شناسایی و جدایش توالی های رسوبی کمک نموده است.

توالی ۱

توالی رسوبی ۱ به سن اکی تانین از دسته های رخساره ای کمینه سطح آب، پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب تشکیل شده است. در این چاه توالی رسوبی ۱ به سن اکی تانین با انیدریت شروع شده است. جدایش لاگ های الکتریکی گاما و چگالی در زیر گچ نشان از تغییرات دیاژنتیکی در مرز توالی دارد (شکل ۴)، دسته رخساره ای پیشروی سطح آب همراه با رخساره حاوی روزندارانی با پوسته هیالین مشخص می شود. مقدار کاهش رس و روند به سمت بالا درشت شونده دانه ها که با لاگ های چگالی و گاما هم خوانی دارد (شکل ۴)، بهترین معیار برای جدا کردن دسته رخساره ای بیشینه سطح آب است. مرز بالایی توالی با یک لایه دولومیت مشخص شده که از نوع مرز سکانسی ۲ است.

توالی ۲

توالی ۲ به سن اکی تانین از انیدرت، مارن، آهک رسی و آهک تشکیل شده است. این توالی از دسته های رخساره ای کمینه سطح آب، پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب تشکیل شده است. دسته رخساره ای کمینه سطح آب با انیدریت های توده ای مشخص شده است. تغییرات تدریجی رخساره ها، پدیدار شدن کربنات ها همراه با لاگ های الکتریکی نشان از افزایش نسبی آب دریا دارد. سطح بیش ترین افزایش

تا عمق ۳۷۰۰ متری تناوبی از لایه های نازک انیدرت و سنگ آهک مارنی و در انتها یک لایه نازک دولومیتی قرار می گیرد. از عمق ۳۷۰۰ تا ۳۶۷۵ انیدرت و روی آن تا عمق ۳۶۲۰ متر تناوب انیدریت و سنگ آهک مارنی و میان لایه نازک ماسه سنگی (در عمق ۳۶۴۵ متری) مشاهده می شود. از عمق ۳۶۲۰ متری تا راس سازند، سنگ آهک با میان لایه های نازک انیدریتی (در اعماق ۳۶۰۰ تا ۲۵۹۵ و ۳۵۶۰) و ماسه سنگی (در اعماق ۳۵۸۰ و ۳۵۱۵) مشاهده می شود.

دو بیوزون در این توالی قابل مشاهده است که براساس بیوزناسیون آدامز و بورژوا (۱۹۶۷) و لارسن و همکاران (۲۰۰۹) سن میوسن پیشین (آکیتانین-بوردیگالین) را نشان می دهد. بخش کربناته و تبخیری زیرین از قاعده سازند آسماری تا عمق ۳۶۱۵ متری معادل بیوزون *Miogypsina sp.* *Eiphidium sp* و به سن آکیتانین می باشد (شکل ۳).

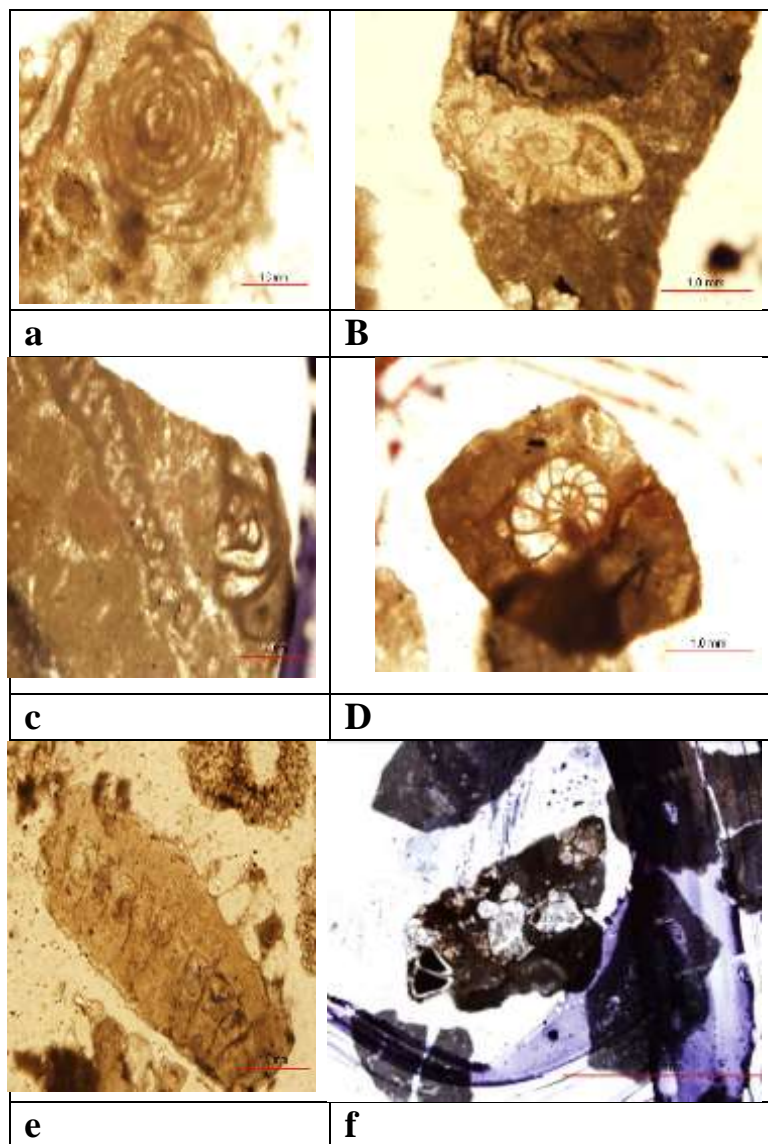
روزن داران زیر در این بیوزون مشاهده شده اند: *Miogypsina sp.*, *Elphidium sp.*, *Amphitegina sp.*, *Rotalia sp.*, *Dicorbis sp.* برخی از فسیلهای غیر روزن دار این بیوزون عبارتند از

Ditrupa sp. (Trace Fossil), *Tubucellaria sp.* (*Bryozoa*).

بیوزون بالایی از ضخامت ۳۶۱۵ متری تا انتهای سازند آسماری به سن بوردیگالین معادل بیوزون *Borelis melo group*, *Meandropsina iranica assemblage zone* می باشد.

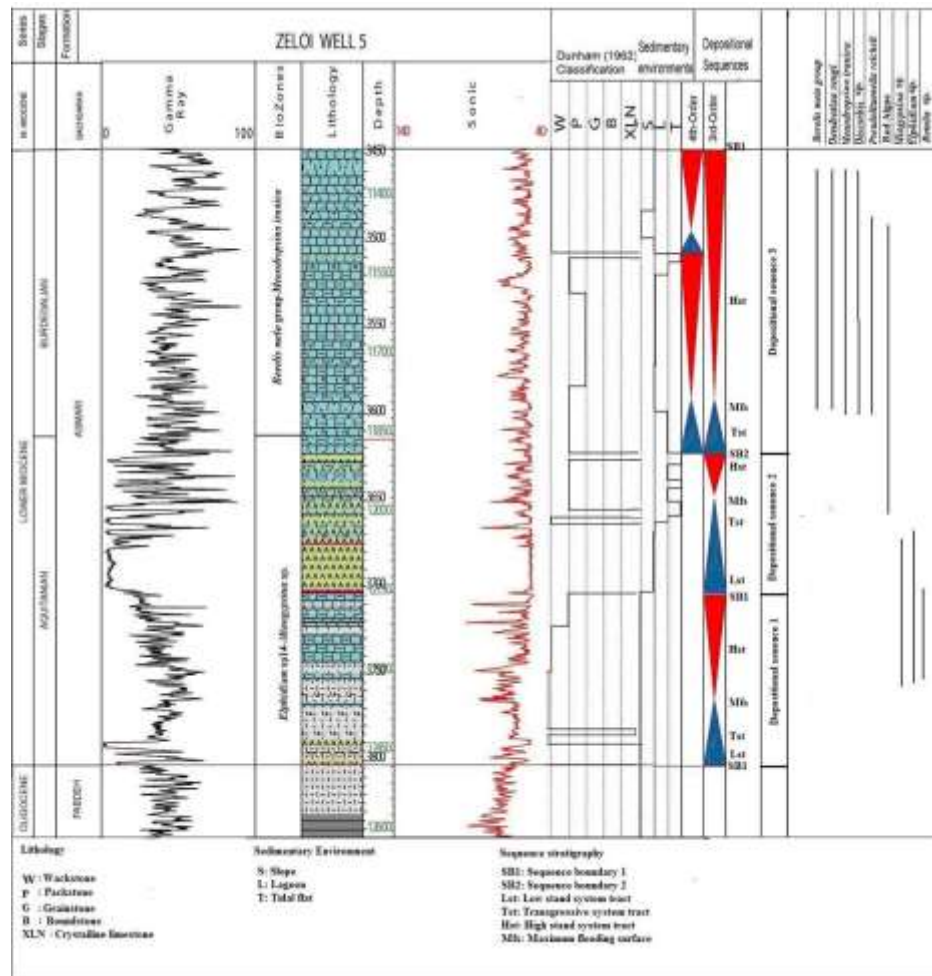
مهمترین روزن داران این بیوزون عبارتند از: *Borelis melocurdica*, *Meandropsina iranica*, *Triloculnia trigonula*, *Peneroplis thomasi*, *P. evolutus*, *Austrotrillina asmariensis*, *Dendretina rengi*, *Pseudolitonella reicheli*.

نسبی آب دریا (Mfs) در لایه آهکی نهشته شده در محیط تالابی گرفته شده است (شکل ۴).



شکل ۴:

a: *Borelis melogroup*, Zeloi well No.5, Asmari Formation, sample No.3757, b: *Discorbis* sp., Zeloi well No.5, Asmari Formation, sample No.3478-80, c: *Meandropsina iranica*, Zeloi well No.5, Asmari Formation, sample No.3510-12, d: *Dendritina rengi*, Zeloi well No.5, Asmari Formation, sample No.3522-24, e : *Miogypsina* sp., Zeloi well No.5, Asmari Formation, sample No.3556-58, f: *Rotalia* sp., Zeloi well No.5, Asmari Formation, sample No.3574 -76.



شکل ۴: نمودار توالی های رسوبی به سن اکی تانین و بوردیگالین (سازند آسماری)، در چاه زیلابی ۵. در این شکل رخساره های رسوبی، محیط های رسوبی همراه با دسته های رخساره ای و مرزتوالی های رسوبی به همراه محدوده زیست چینه نگاری روزن داران کف زی شاخص نشان داده شده است.

توالی ۳ به سن بوردیگالین از دست های رخساره ای پیشروی سطح آب و بیشینه سطح آب تشکیل شده است. دسته رخساره ای پیشروی سطح آب از آهک های نهشته شده در محیط سدی و شیب دامنه تشکیل شده است. مرز بیش ترین افزایش نسبی آب دریا در رخساره های نهشته شده در شیب دامنه گرفته شده است (شکل ۴).

دسته رخساره ای بیشینه سطح آب با چیدمان افزاینده، و نهشته های شیب دامنه مشخص شده است. الگوی چیدمان به الگوی پیش نشته تبدیل شده که نشان از پیشی گرفتن نرخ تولید کربنات

دسته رخساره ای بیشینه سطح آب با غلبه لایه های آهکی و کم شدن و نازک شدن لایه های تبخیری مشخص شده است. وجود لایه های کربناته با رخساره های گل سنگ دولومیتی، و گل سنگ دولومیتی دربردارنده گرهک های تبخیری نشان از ته نشست آن ها در پهنه های جزر و مدی است. مرز زیرین و بالایی این توالی رسوبی از نوع ۲ است.

توالی ۳

نسبت به افزایش نسبی آب دریا و یا ایجاد فضای لازم برای رسوبگذاری دارد. این تغییر همراه با سخت شدن شرایط محیط رسوبی دارد که با رسوبگذاری لایه تبخیری مشخص می شود (مرز یک توالی رده ۴). پیشروی ناگهانی مجدد آب دریا با آهک های نهشته شده در محیط شیب دامنه و حوضه ژرف مشخص شده است. مرز بالایی توالی با قاعده سازند گچساران با محیط رسوبی سدی مشخص می شود (شکل ۴).

بحث و نتیجه گیری

از اواخر کرتاسه، حوضه پیش بوم زاگرس به علت تاثیر فشارهای تکتونیکی به حوضه های کوچکتری مانند لرستان در شمال و فرو افتادگی دزفول در جنوب تفکیک گردید. مرز این حوضه ها منطبق بر خطواره هایی مانند خمش بالا رود (مرز حوضه لرستان و فروافتادگی دزفول، شکل ۲)، می باشد. جدایش این حوضه ها با تغییرات رخساره های مهمی همراه بوده است. به عنوان مثال، رخساره های کرتاسه بالایی در شمال خمش بالا رود عمیق و در جنوب آن کم عمق می باشند. همچنین بخش تبخیری کلهر به سن میوسن پیشین در امتداد جنوبی این خمش گسترش یافته است.

ادامه فشارهای تکتونیکی در سنوزوئیک موجب چین خوردگی و محدود شدن حوضه عمیق پابده در فرو افتادگی دزفول و جایگزینی آن با کرنات های کم عمق تر سازند آسماری شد. چنانکه در مقدمه این نوشته اشاره شد، پیشروی سازند آسماری بر روی سازند پابده از مناطق حاشیه خاوری و باختری شروع و در نهایت در انتهای الیگوسن به کل حوضه رسید. در محل چاه زیلایی شماره ۵ تا اواخر الیگوسن دریای عمیق پابده وجود داشته است که با پسروی سریع آب دریا،

سنگهای تبخیری و غالباً انیدریتی بر روی آنها انباشته شدند. این انیدریت ها که معادل لایه های تحتانی بخش کلهر در جنوب حوضه لرستان و انیدریت های میانی حوضه ایزه (شکل ۲)، می باشند، نشان دهنده کمینه سطح آب دریا در اولین توالی سازند آسماری می باشند. قرار گیری این سنگ های تبخیری بر روی مارن های عمیق سازند پابده و در زیر مارن های حاوی روزن دارانی با پوسته هیالین نشان دهنده ته نشینی آنها در محیط های دریایی و محدود شده ای می باشد (بالت، ۱۹۷۲). برخی محاسبات این کاهش عمق در اواخر الیگوسن را از عمق ۱۰۰ تا ۲۰۰ متری سازند پابده به کمتر از ۳۰ متر در سازند آسماری نشان می دهد (مصدق و همکاران، ۲۰۰۹). این کاهش عمق به غیر از تغییرات جهانی سطح دریاها، متأثر از نیروهای فشاری نیز بوده است چرا که اگر این نیروها وجود نداشتند، با پسروی ساده و کم عمق شدگی سازند پابده، رخساره های کرناته کم عمقی انباشته می شده اند. ولی وجود سنگ های تبخیری نشان دهنده عدم چرخش کامل آب و همچنین افزایش شوری بوده که در دیگر بخش های زاگرس نیز این افزایش شوری در انتهای الیگوسن، گزارش شده است (مصدق و همکاران، ۲۰۰۹).

با پیشروی مجدد آب دریا، ته نشینی مارن ها و سنگ آهک های حاوی روزندازی ما نند میوزیسیسینا نشان دهنده رسوبگذاری در شرایط نورانی و دریای باز می باشد (هوتینگر، ۱۹۹۷). عدم وجود روزندارانی مانند اپرکولینا، آمفیستژینا که نسبت به روزنداران کف زی عمق بیشتری را نشان می دهند (هالوک و همکاران، ۱۹۸۶) و در رخساره های آکیتانین زاگرس گسترش وسیعی دارند، می تواند نشان دهنده عمق کم حوضه در محل چاه زیلای ۵ باشد. همچنین عدم تنوع و

۱۳۸۳) و وجود رخساره های دریایی به همراه انیدریت های میانی که محدود شدن حوضه و عدم چرخش آب و تولید یک محیط احیاء و تخمیر مواد آلی را نشان می دهند و از سوی دیگر این تبخیری ها قابلیت تشکیل سد در برابر مهاجرت جانبی نفت را داشته و می توانند تولید تله چینه ای کنند. توصیه می گردد تغییرات جانبی رخساره ای این لایه های به عنوان اهداف اکتشافی به ویژه در برداست های لرزه ای مورد توجه قرار گیرند.

تشکر و قدردانی

نویسندگان این نوشته بر خود لازم می دانند از مساعدت و همکاری بی دریغ مدیریت محترم پژوهشی شرکت ملی نفت ایران جناب آقای دکتر محمد علی عمادی و ریاست محترم سیاست گذاری و فناوری شرکت ملی نفت ایران جناب آقای مهندس ابراهیم قزوینی تشکر و قدردانی نمایند.

-مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ ص.
-مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین شناسی نفت زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، جلد اول، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۰۹ ص.
-مطیعی، ه.، صادقیان، ع.، پاریزی، م.، و کیوانی، ف.، ۱۳۷۷. گزارش مطالعات زمین شناسی منطقه لرستان، جلد اول، شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، گزارش، ۱۹۰۷، ۹۱ ص.
-مغفوری مقدم، ا.، اکبری بیرگانی، م.، و رحمانی، ع.، ۱۳۸۷. چینه نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه شماره ۲۵ میدان نفتی

فراوانی کم روزندان در میان سازند آسماری در چاه زیلابی شماره ۵، علی رغم پیشروی آب دریا، می تواند نشان دهنده شرایط نسبتا مشکل برای زندگی جانداران تلقی گردند. فراوانی میان لایه های انیدریتی و ماسه سنگی در میان سنگ آهکهای آسماری، شاهدهی بر ناپایداری شرایط زیستی بوده است. به نظر می رسد، محدود شدن حوضه فرو رفتگی دزفول به علت فعالیت گسله های محاط کننده این حوضه، نقش مهمی در این مورد داشته است.

توالی های دوم و سوم سازند آسماری نسبت به توالی اول کم عمق تر می باشند. به طوریکه رخساره کولابی در بخشهای فوقانی توالی های دوم و سوم مشاهده می شوند. با توجه به توالی کربناتها کم عمق و سنگهای تبخیری به نظر می رسد این تبخیرها در مناطق کم عمق و حتی سبخایی انباشته شده اند.

در پایان با توجه به وجود مارنهای عمیق سازند پابده که توان تشکیل نفت را دارند (اشکان،

منابع:

-اشکان، ع.م.، ۱۳۸۳. اصول مطالعات ژئوشیمیائی سنگ های منشاء هیدرو کربوری و نفت ها، با نگرشی ویژه به حوضه رسوبی زاگرس، شرکت ملی نفت ایران، ۳۵۵ ص.
- آدابی، م.ج.، ۱۳۸۷. بررسی گسترش و منشا ماسه سنگهای سازند آسماری در زون ایذه، معاونت پژوهشی شرکت ملی نفت ایران، ۹۱ ص.
-زاهدی نژاد، ج.، ۱۳۶۶. مطالعه زمین شناسی بخش ماسه سنگی اهواز در حاشیه جنوب غربی حوضه رسوبی آسماری، شرکت ملی نفت ایران، گزارش پ-۴۰۲۸، ۱۲۵ ص.

شناسی کاربردی، ص ۲۸۶-۲۷۷.

گچساران، استان خوزستان، فصلنامه زمین

- Adams, T. D., and Bourgeois, F., 1967. Asmari Biostratigraphy, Geological and exploration Div. NIOC. Report, No. 1074, 37 p.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., and Taheri, A., 2007a. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran, Historical Biology, v.19, p. 173-183.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., and Taheri, A., 2007b. Sedimentary Facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at the Chaman-bolbol-Zagros basin, Journal of Asian Earth sciences, v.29, p.47-59.
- Amirshahkarami, M., and Seyrafian, A., 2008. Late Oligocene-Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Asmari Formation, South Yasuj, North-Central Zagros basin, Iran, Carbonate and Evaporate, v.23(1), p. 1-10.
- Blatt, H., 1992. Sedimentary petrology. Freeman and Company Publication, 514 p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: A.A.P.G. Memoir, v. 1, p. 108-121.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svana, T. A. A., Qrawi, A. A. M. A., McArthur, J. M. T., and Hilawal, M. F., 2007. Strontium stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran, Journal of Petroleum Geology, v. 30 (2), p.107-128.
- Hallock, P., Forward, L.B., and Hensen, J., 1986. Influence of environment on the test shape of *Amphistegina*. Journal of Foraminiferal Research, v.16(3), p.224-231.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminifera assemblages a signal for depth of their deposition and their limitation. Bulletin of Geological society, France, v.4, p.491-501.
- James, G.A., and Wynd, J.G., 1965. Nomenclature of Iranian Oil Agreement Area. AAPG, Bulletin, v. 49, (12), p.2182-2245.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allen, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Bouchem, F.S.P. V., Moallemi, A., and Durillion, G., 2009. The Asmari Formation Revisited: Changed stratigraphical allocation and new biozonation, Shiraz, First International Conference and Exhibition, 4-6:5.
- Mossadegh, Z. K., Haig, D.W., Allen, T., Adabi, M.H., and Sadeghi, M.H., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountain, Iran. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 272, p.17-36.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., and Taheri, A., 2009. Biostratigraphy and paleoecology of the Oligo-Miocene succession in Fars and the Khuzestan (Zagros Basin, SW Iran), Historical Biology, v 21, p. 17-31.
- Seyrafian, A., 2000. Microfacies and depositional environment of the Asmari Formation in Deh-Dez area (a correlation across Central Zagros basin), carbonate and evaporate, v.15, p.121-129.
- Seyrafian, A., and Hamedanian, A., 1998. Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari formation (Burdigalian), north-central Zagros basin, Iran, N. Jb Geol. Paleont. Abh, 210, 21_141.
- Seyrafian, A., and Hamedanian, A., 2003. Microfacies and

- paleoenvironmental interpretation of the lower Asmari Formation (Oligocene) North-Central Zagros basin, *Neus jahrbuch fur Geologie Und paleontology, Ab undpaleontology, Abhandlungen*, v.2 (3), p.164-167.
- Seyrafian, A., Vaziri, H., and Torabi, H., 1996. Biostratigraphy of the Asmari Formation, Brujen area, *Journal of Science. Iran*, v.7, p. 31-47.
- Soltanian, N. A., Seyrafian, H., and Vaziri, H., 2011. Biostratigraphy and paleo-ecological implications in the microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars) of the Zagros Basin, Iran, *Carbonate and evaporate*, p.31-46.
- Thomas, A.N., 1948. The Asmari Formation of southwest Iran. *Aloc. Report 706*, Unpublished.
- Van Buchem, F., 2000. The Petroleum System of the Dezful Embayment and Northern Fars (Southwest Iran) with special attention to the Jurassic and Cretaceous carbonate systems. *NIOC, Geological Report No.1947*, Unpublished, 101p.
- Van Buchem, F., and Allen, T., 2006. The evolution of the Oligocene-Early Miocene mixed sedimentary system in the Dezful Embayment (SW Iran). *GeoArabia conference, Abstract, Geoarabia*, v.12(2), p.202.
- Van Buchem, F.S. P., Allan, T. L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V., and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo- Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. In: F.S.P -Vaziri Moghaddam, H., Kimiagari, M., and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran, *Facies*, v. 52, p.41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., and Motiei .M., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: *de Ciencias Geologicas*, v. 27, p.56-71.
- Vincent, B., Allen, T., Gaumet, F., Karimi, Z., Laursen, G., Lotfpour, M., Masse, F. M., Moallemi, P., Monibi, S., Tahmasebi, A., Van Buchem, F. S. P., and Verdrenn, E. V., 2006. Quantitative stratigraphy in the Oligo-Early Miocene carbonates system in the Dezful Embayment (Sw Iran). *Geo Arabia Abstract, Geoarabia*, v.12, p.222.
- Wynd, J., 1965. Biofacies of the Iranian Consortium Agreement Area, Iranian Oil Corporation Companies, Geological and Exploration Division, unpublished, 89 p.