

تفسیر تاریخچه رسوبگذاری سازند جهرم در ناحیه بوشهر بر مبنای روزن‌داران کفزی و ایزوتوپ استرانسیم

سید علی معلمی^{۱*}، محمد حسین آدابی^۲ و عباس صادقی^۲

^۱ پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

^۲ دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۲/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۱/۲۸

چکیده

مجموعه روزن‌داران ائوسن پنین در سازند کربناتی جهرم در کوه گیسکان ۱۰ کیلومتری شهرستان برازجان و میادین اطراف مورد مطالعه قرار گرفته و بر اساس گسترش و فراوانی آنها، محیط رسوبی دیرینه بازسازی شده است. با توجه به وجود *Nummulites fabianni* و نیز براساس ایزوتوپ استرانسیم، سن این سازند بین ۳۵ تا ۳۳/۷ میلیون سال برآورد شده و می‌توان سن پریابونین (Priabonian) (ائوسن پنین) را برای آن در نظر گرفت. در ضمن نرخ میانگین رسوبگذاری این سازند حدود ۲ متر در هر ده هزار سال اندازه گیری شده است. این مطالعات نشان می‌دهد که سازند آسماری بعد از یک هیاتوس بیش از ۴ میلیون سال (اشکوب روپیلین) بر روی این سازند نهشته شده است. با توجه به کاهش تدریجی ژرفای آب در مدت رسوبگذاری سازند و گسترش روزن‌داران بزرگ کفزی باعث شد تا ۶ رخساره رسوبی در محیط رمپ درونی-میانی تا خارجی نهشته شود. این رخساره‌ها به ترتیب از بخش ژرف به سمت بخش کم ژرفای حوضه شامل رخساره آهک رسی حاوی روزن‌داران پلاتکتونی است که در محیط همی پلاژیک تا پلاژیک نهشته شده است. این رخساره مربوط به بخش گذر تدریجی بین سازند پابده و جهرم است. رخساره آهکی اپرکولینا و کستون تا پکستون متعلق به بخش خارجی رمپ، رخساره دیسکوسیکلین / نومولیتس و کستون تا پکستون متعلق به بخش میانی تا خارجی رمپ، رخساره نومولیتس و کستون مربوط به محیط میانی رمپ، رخساره نومولیتس / اوریتولیتس و کستون تا پکستون متعلق به محیط میانی تا درونی رمپ و در نهایت رخساره اوریتولیتس / بایوکلاست پکستون مربوط به بخش درونی رمپ هستند.

کلیدواژه‌ها: سازند جهرم، ائوسن، روزن‌داران بزرگ کفزی، محیط رسوبی دیرینه، رمپ

*نویسنده مسئول: سیدعلی معلمی

۱- مقدمه

نام سازند جهرم به سن پالتوسن تا ائوسن از کوه جهرم در جنوب شهرستان جهرم در حدود ۲۰۰ کیلومتری جنوب خاوری شیراز در استان فارس برگرفته شده است (James and Wynd, 1965). برش نمونه این سازند در تنگ آب در پال شمالی کوه جهرم به ستبرای ۴۶۷ متر شامل دولیت و سنگ آهک‌های دولومیتی است. حد پایینی این سازند در برش نمونه بر روی مارن‌های سیلتی و دولویت‌های سازند ساجون به صورت همساز قرار دارد. در ضمن بر اساس مطالعه انجام شده توسط Sadegholvad and Faghhih (2007) سن این سازند در دو برش اطراف شیراز بر مبنای مطالعه سنگواره روزن‌داران، پالتوسن پنین تا ائوسن میانی اعلام شده است. در نقاط دیگر همانند منطقه مورد مطالعه یعنی فارس ساحلی مرز پایینی با سازند پابده به صورت تدریجی بوده و حد پایینی سازند جهرم را بر اساس تفسیر سنگ آهک رسی به سنگ آهک در نظر می‌گیرند. در حال بر اساس بررسی‌های سنگواره‌شناسی این مرز قابل تشخیص است. به طوری که به طور معمول بخشی از سنگ آهک پایینی به دلیل وجود سنگواره‌های شاخص پابده همانند *Hankenina* sp. باید جزء این سازند در نظر گرفته شود. بدین ترتیب مرز سنگ‌شناسی با سنگواره‌شناسی بویژه در برش گیسکان و میدان خشت یکسان نیست.

مرز بالایی سازند جهرم با سازند آسماری ناپوستگی فرسایشی بوده به طوری که در برش نمونه این مرز در زیر سنگ آهک‌های لایه‌بندی نامنظم و کنگلومرای دارای ترکیبات آهن قرار دارد (James and Wynd, 1965)، ولی در منطقه مورد مطالعه دو برش گیسکان این مرز در محل تفسیر سنگ‌شناسی آهک به آهک دولومیتی و دولویت قرار دارد (Pattinson, 1968). از آنجایی که تفکیک این دو سازند در رخنمون‌ها به سختی قابل تشخیص است، بنابراین تفکیک آنها از راه مطالعات سنگواره‌شناسی انجام می‌شود و در نقشه‌های زمین‌شناسی معمولاً به صورت آسماری / جهرم معرفی شده است (Liewellyn and Ahdoot, 1973). در این تحقیق افزون‌بر بررسی سن سازند جهرم، از روش سنگواره‌شناسی و اندازه‌گیری ایزوتوپ

استرانسیم، وضعیت مرز این سازند با سازند آسماری مورد بررسی قرار می‌گیرد.

سازند جهرم در محیط کم ژرفا دریایی نهشته شده است (Nadjafi et al., 2004). روزن‌داران بزرگ کفزی بویژه اپرکولینا، نومولیتس، دیسکوسیکلینا و اوریتولیتس بیشترین آلوکم‌های این سازند را تشکیل می‌دهند. به دلیل یکنواختی بسیار زیاد لایه‌های حاری این آلوکم‌ها که به صورت توالی‌های توده‌ای هستند، باعث شده تا در این سازند تنوع رخسارهای دیده نشود، بنابراین شواهد بسیار کمی برای تغییر سطح آب دریا وجود دارد. همچنین امکان تشخیص ارتباط بین فضای تابش‌نگی به وجود آمده و میزان رسوبات تولید شده وجود ندارد. از آنجایی که رسوبات کم ژرفای کربناتی دریایی به سن ائوسن پنین دارای تنوع بسیار زیاد روزن‌داران بزرگ کفزی بوده و ابزار مناسبی برای بررسی محیط رسوبی دیرینه می‌باشد (Beavington-Pemeyra and Racey 2004)، بنابراین با کمک این مجموعه تفسیر مدل رسوبی سازند جهرم به سن ائوسن پنین در منطقه فارس ساحلی انجام شده و حوضه رسوبی بازسازی شده است.

۲- روش کار

به منظور تعیین محیط رسوبی دیرینه سازند جهرم و همچنین تعیین سن این سازند یک برش سطحی در تقاطع گیسکان اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شد. در مجموع ۱۲۲ نمونه از این سازند، ۸ نمونه از سازند پابده و ۱۲ نمونه از سازند آسماری نیز برداشت و مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. پس از مطالعه مقاطع نازک ۸ نمونه از کل توالی انتخاب و برای اندازه‌گیری ایزوتوپ استرانسیم به آزمایشگاه مرکز تحقیقات دولتی استرالیا (CSIRO) در شهر سیدنی ارسال شد. افزون‌بر این، لاگ‌های سنگواره‌شناسی چاه ۳ میدان بوشهر (خلیلی، ۱۹۷۰)، چاه ۱ میدان کوتاه (طهماسبی، ۱۳۸۵) و چاه ۱ میدان خشت (مدنی و آسمانی، ۱۳۸۳) استفاده شده و رخساره‌ها و محیط‌رسوبی تفسیر شده است (شکل ۱).

۳- چینه‌شناسی سازند جهرم

سازند جهرم در کوه گیسکان به طور تدریجی بر روی سازند پایده قرار دارد. برش گیسکان در تنگه کنج با مختصات نقطه شروع ۵۱ درجه و ۲۲ دقیقه طول جغرافیایی و ۲۹ درجه و ۱۱ دقیقه عرض جغرافیایی قرار دارد (شکل ۲). از نظر سنگ‌شناسی سازند پایده به صورت آهک رسی بوده و به تدریج با میان لایه‌های سنگ‌آهک تبدیل به سازند جهرم می‌شود. بر اساس مطالعات پیشین Patlison (1968) مرز این دو سازند محل تغییر سنگ‌شناسی و تبدیل آهک رسی و شیل به آهک - آهک رسی در نظر گرفته شده است، در صورتی که با مطالعه سنگواره‌شناسی بخشی از سنگ‌آهک پایینی به دلیل وجود سنگواره‌های شاخص مانند *Hanktenina* sp. متعلق به سازند پایده در نظر گرفته می‌شود. ستبرای این سازند در برش مورد مطالعه با احتساب بخش گذر تدریجی ۱۹۱ متر است. مرز بالایی آن با سازند آسماری دارای ناپوستگی فرسایشی است. لایه‌های سنگ‌آهک رسی در برش مورد مطالعه که به طور عمده در مرز پایینی سازند گسترش دارند غنی از روزن‌داران پلاژیک است، در حالی که لایه‌های سنگ‌آهک به طور عمده دارای روزن‌داران بزرگ کفزی هستند. سازند جهرم در منطقه فارس ساحلی دارای پتانسیل مخزنی بوده به طوری که در میدان موند و خشت وجود نفت بسیار سنگین محرز شده و در میدانی مجاور آثار هیدروکربور در این سازند گزارش شده است (Fakoori and Asemanni, 1984) و نیاز به مطالعه این سازند، از جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی و نفتی برای بررسی وضعیت آن و تعیین سامانه نفتی در این منطقه، را ضروری می‌نماید.

۴- بررسی ایزوتوپ استرانسیم $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

یکی از روش‌های مهم در تعیین سن سازندها بویژه در ترشیری، استفاده از ایزوتوپ‌های استرانسیم ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) است. در این مطالعه برای تعیین سن سازند جهرم با انتخاب ۵ نمونه از سنگ‌آهک میکرایتی در کل توالی این سازند دو نمونه از سنگ‌آهک سازند آسماری در برش گیسکان، ایزوتوپ استرانسیم آنها اندازه‌گیری شده است. با بررسی نتایج ایزوتوپ استرانسیم نمونه‌های سازند جهرم، محدوده بین 0.707763 و 0.707808 را نشان می‌دهد (جدول ۱). با مقایسه نتایج با منحنی میزان استرانسیم آب دریا (McArthur et al., 2001)، سن ۳۵ تا ۳۳/۷ میلیون سال یعنی ائوسن بالایی (پریابوتین) تعیین می‌شود (شکل ۳). افزون‌بر آن، با داشتن شیب خط در نمودار ستیرا در برابر سن و محاسبه مدت زمان رسوبگذاری این سازند به طور متوسط نرخ حدود ۲ متر در ده هزار سال محاسبه شده است (McArthur and Wignall, 2007) (شکل ۳). برای تعیین مرز این سازند با سازند آسماری از روش ایزوتوپ استرانسیم، افزون‌بر نمونه‌های انتخاب شده از سازند جهرم، دو نمونه هم از سنگ‌آهک‌های سازند آسماری انتخاب شده است. به دلیل دولیتهی شدن بخش پایینی سازند آسماری در نزدیکی بلافضل با سازند جهرم امکان تجزیه استرانسیم در این قسمت وجود نداشته بنابراین از اولین لایه سنگ‌آهک در این سازند نمونه انتخاب شده است. در هر حال با توجه به شکل ۳ وجود شکستگی نمودار در محدوده دو سازند و تغییر شیب خط رسوبگذاری را می‌توان به خوبی دید. همچنین مدت زمان هیاتوس بین دو سازند بیش از ۴ میلیون سال برآورد می‌شود، به طوری که پس از ائوسن پسین (پریابوتین)، الیگوسن پیشین (روپلین) رسوبگذاری انجام نشده است و سنگ‌آهک آسماری به سن شاتین - آکی تا نین بلافاصله بر روی ائوسن پسین نه‌نشست کرده است. این امر بر اساس بررسی سنگواره‌شناسی از نمونه‌های آسماری و عدم وجود سنگواره‌های شاخص روپلین مانند لیدوسیکلینا، نومولیتس واسکوس و نومولیتس قیشیلی محرز است. با مقایسه این برش با نتایج حاصل از مطالعات سنگواره‌شناسی چاه‌های میدانی بوشهر، کوتاه و خشت (شکل ۴)، عدم رسوبگذاری و هیاتوس بین ائوسن پسین و الیگوسن پیشین قابل تعقیب و شناسایی است. این هیاتوس در مطالعات انجام شده در کشورهای همجوار هم مشخص شده است به طوری که Nolan et al. (1990) بر اساس مطالعه سازند سیب در عمان نبود رسوبگذاری در الیگوسن پیشین و میانی را تعیین کرده‌اند. همچنین Jones and Racey (1994) نبود رسوبگذاری در بخش پیشین و میانی الیگوسن در عربستان، کویت، قطر و جنوب عراق را مشخص کرده‌اند (شکل ۴).

۵- رخساره‌های سازند جهرم

روزن‌داران بزرگ کفزی در شناسایی رسوبات دریایی کم ژرفای بخش تروپیکال عهد حاضر و قدیمی حائز اهمیت هستند. دانش ما نسبت به آنها در طی سی سال اخیر بسیار زیاد شده است. این اطلاعات بویژه در رابطه با گسترش آنها نسبت به ژرفای آب و ریخت‌شناسی آنها است (Beavington-Penney and Racey, 2004). مطالعات جامعی که صورت گرفته است نشانگر این مطلب است که روزن‌داران بزرگ در آب‌های گرم در زون فوتیک وجود دارند. بر اساس نظر Hohenegger et al. (1999) آنها در ژرفای کمتر از ۵۰ متر در ریف مرجانی شمال باختر جزیره مسکو (Sesoko) در ژاپن و همچنین گونه‌های عهد حاضر نومولیتس در ۲۰ تا ۷۰ متری ژرفای آب دیده شده‌اند. در این مطالعه بر اساس گسترش روزن‌داران بزرگ کفزی در رسوبات آهکی سازند جهرم و تعیین فراوانی آنها در توالی رسوبی ۶ رخساره به شرح زیر شناسایی شده است.

۱-۱- رخساره Planktonic Facies

این رخساره متعلق به بخش ژرف حوضه و شامل شیل‌های آهکی تا سنگ‌آهک رسی دارای گونه‌های مختلف روزن‌داران پلانکتونیک و سوزن اسفنج با بافت مادستون تا وکستون است. به دلیل وجود سنگواره‌های شاخص همانند هتکنینا این رخساره متعلق به سازند پایده در نظر گرفته می‌شود (شکل ۵-الف). در رخنمون صحرایی لایه‌های شیل آهکی به طور مشخص هوازده بوده و به طور معمول برجستگی‌های پوشیده‌ای را تشکیل می‌دهند. اگرچه این رخساره دارای روزن‌داران پلانکتونی فراوانی است (شکل ۵-ب) ولی به طور پراکنده و محدود شامل ذرات ریز اکتینودرم، استراکود و روزن‌داران نودوساریا است. وجود پیریت به مقدار زیاد در لایه‌های شیلی همراه با نبود شواهد آشفنگی زمینی از ویژگی این رخساره است.

محیط تشکیل: این رخساره در زیر خط اثر امواج طوفانی و محیط کم انرژی یعنی جایی که رسوبگذاری به طور عمده توسط ته نشست رسوبات ریزدانه (همانند روزن‌داران پلانکتونی، رس‌ها و گل کربناتی) صورت می‌گیرد، دیده می‌شود. به دلیل نبود ارگانسیم‌های فوتیک می‌توان گفت که شیل‌ها و سنگ‌آهک رسی دارای روزن‌داران پلانکتونی مربوط به آب‌های ژرف بوده و در بخش‌های ژرف و دور از ساحل (Distal) سکوی کربناتی نهشته شده‌اند (شکل ۷).

۱-۲- رخساره Opercolina Facies

این رخساره دارای روزن‌داران بزرگ و کشیده اپر کولینا با بافت وکستون تا پکستون است. سنگواره‌های همراه با این رخساره شامل درصد کمی از روزن‌داران پلانکتونی و دیگر روزن‌داران بزرگ کشیده و باریک مانند دیسکوسیکلینا است (شکل ۵-ج). زمینه این رخساره میکرایتی بوده و بافت وکستون تا پکستون را ایجاد نموده است. در روی زمین به صورت ماکروسکوپی رخساره وکستون تا پکستون به رنگ خاکستری تیره تا قهوه‌ای و گاه رسی همراه با روزن‌داران بزرگ کفزی اپر کولینا می‌باشد. همچنین همراه این رخساره روزن‌داران پلانکتونی پراکنده و ذرات اکتینودرم همراه با سوزن‌های آنها و دیتروپا قابل مشاهده است. استراکود و روزن‌داران نودوساریا در مقاطع نازک در این رخساره وجود دارند. در میدان خشت این رخساره بر روی رخساره پلانکتونی قاعده جهرم همراه با سنگواره‌های پلاژیک از قبیل *Eouvierina* گسترش داشته و سپس در بخش‌های بالاتر در دو لایه متناوب به ستبرای ۹ متر و ۲۹ متر دیده شده است (شکل ۶). سنگواره‌های موجود در این رخساره علاوه بر اپر کولینا، به طور فرعی می‌توان خرده‌های اکتینوسلینا و نومولیتس را نام برد.

محیط تشکیل: بر اساس مطالعات انجام شده توسط Sinclair et al. (1998) بر روی رسوبات ائوسن ناحیه آلپ فرانسه، رخساره اپر کولینا مربوط به بخش پایینی رمپ میانی و زیر خط اثر امواج تفسیر شده است. از طرفی بر اساس نظر Gilham and Bristow (1998)، رخساره اپر کولینا ائوسن بالایی سکوی Sierra del Cadi متعلق به محیط پشت سدی تا رمپ خارجی است. بافت زمینه میکرایتی این رخساره بیانگر رسوبگذاری در بخش‌های کم انرژی بوده و در زیر خط نرمال امواج واقع است. به دلیل نفوذ و هجوم دوره‌ای رسوبات درشت‌تر بر اثر امواج طوفانی می‌تواند به فرم بافت پکستون باشد. در برش مورد مطالعه به دلیل موقعیت قرارگیری این رخساره

دیسکوسیکیلینا و یا اپر کولینا شود متعلق به رمپ خارجی است و به تنهایی گسترش آن مربوط به رمپ میانی است. (شکل ۷).

۵-۵. رخساره Nummulites - Orbitolites Facies

در کوه گیسکان ستبرای این رخساره کم بوده و در حدود ۷ متر اندازه گیری شده است. بافت این رخساره پکستون تا گرین استون همراه با نومولیتس، اوریبیتولیتس به طور فراوان و میلیولیده و پریوزوآ به طور جزئی وجود دارند (شکل ۵-۵). در میدان کوتاه رخساره اوریبیتولیتس- نومولیتس وجود ندارد. به طوری که پس از رخساره نومولیتس (شماره ۴)، رخساره ۶ (رخساره اوریبیتولیتس) نهشته شده است و دو روزن دار کفزی نومولیتس و اوریبیتولیتس همراه یکدیگر دیده نمی شود. در میدان پوشهر بالاتری بخش سازند جهرم متعلق به این رخساره بوده و دارای ستبرای حدود ۹۰ متر است. سازند آسماری به طور مستقیم بر روی این رخساره نهشته شده است. در میدان خشت همچنین این رخساره در بخش بالایی سازند جهرم و در دو توالی در مجموع به ستبرای ۶۱ متر نهشته شده است.

محیط تشکیل: برای مجموعه نومولیت های بزرگ و سخت (robust) و اوریبیتولیتس محیط کم ژرفا و محصور پیشنهاد می شود. البته محققان زیادی عقیده دارند که به طور نادر امکان حضور اوریبیتولیتس در بخش های ژرف تر وجود دارد. (Hohenegger et al., 1999; Hohenegger et al., 1999); (Hohenegger, 2000; Langer and Hottinger, 2000) به هر حال وجود میلیولیده و جلبک های سبز می تواند به تفسیر این رخساره کمک نماید و رسوبگذاری آن را مربوط به بخش کم ژرفای دریا دانست. از آنجا که اوریبیتولیتس و نومولیتس در محیط های متفاوت وجود دارند (Hohenegger et al., 1999) بنابراین این رخساره می تواند بیانگر انتقال اوریبیتولیتس از قسمت های کم ژرفا تر به بخش های ژرف تر باشد در نتیجه آن را می توان به محدوده حواسط و تدریجی بین رمپ میانی و درونی مربوط دانست (شکل ۷).

۵-۶. رخساره Orbitolites - Bioclast Facies

این رخساره در کوه گیسکان بالاترین لایه سازند جهرم را تشکیل می دهد و سازند آسماری به طور ناپیوسته بر روی این رخساره نهشته شده است. ستبرای رخساره ۳۱ متر و دارای بافت گرین استون تا پکستون همراه با سنگواره های اوریبیتولیتس، میلیولیده، روتالیا، گاستروپود، جلبک سبز و خرده های دوکفه ای و اکتینودرم است (شکل ۵-۶). در میدان کوتاه این رخساره ۶۸ متر ستبرای دارد و در بخش بالایی سازند جهرم نهشته شده است. در ۳۸ متر پایینی این رخساره بافت و کستون حاوی اوریبیتولیتس، جلبک سرخ، روتالیا، تکستولاریا، میلیولیده و خرده های اکتینودرم است. در ۳۰ متر بالایی میزان میلیولیده بسیار زیاد شده و بخش اصلی رخساره را تشکیل می دهد. در میدان پوشهر این رخساره مشاهده نمی شود و رخساره ۵ (اوریبیتولیتس- نومولیتس) در بخش بالایی سازند جهرم وجود دارد و سازند آسماری بر روی آن نهشته شده است. در میدان خشت هم مانند میدان پوشهر، این رخساره وجود نداشته و بخش بالایی سازند جهرم با رخساره ۵ ختم می شود (شکل ۶).

محیط تشکیل: رخساره اوریبیتولیتس را (Racey (2001), Ghose (1977), Geel (2000) و (Beavington-Penneya et al. (2006) بسیاری از محققان دیگر مربوط به بخش کم ژرفای رمپ درونی، محیط پشت ریفی و محیط های محصور در نظر گرفته اند. بنابراین به دلیل همراهی سنگواره های شاخص لاگونی در این رخساره، می توان آن را به رمپ درونی نسبت داد.

۶-۶. الگوی گسترش رخساره های سازند جهرم در نواحی مورد مطالعه

با توجه به شناسایی ۶ رخساره در بخش های مختلف سازند جهرم می توان نتیجه گرفت که این سازند در نواحی مورد مطالعه (برش سطحی و زیرزمینی منطقه پوشهر) تا حدود زیادی قابل مقایسه با یکدیگر است و شرایط کلی سکوی کربناتی و نحوه رسوبگذاری در این ناحیه همخوانی نسبی نشان می دهد. به طوری که ابتدا رخساره مربوط به بخش ژرف حوضه در منطقه مورد مطالعه تشکیل شده (رخساره ۱) و به تدریج با کاهش ژرفای حوضه رخساره های ۲ الی ۶ در محیط های خارجی، میانی و درونی رمپ کربناتی ته نشست

(در بلافاصل رخساره پلاتکتونی)، وجود روزن داران پلاتکتونی همراه با آن و عدم وجود جلبک قرمز بیانگر رسوبگذاری زیر شرایط نوری و در بخش خارجی رمپ کربناتی است (شکل ۷).

۳-۴. رخساره Discocyclus - Nummulites Facies

این رخساره در کوه گیسکان به ستبرای حدود ۲۸ متر است (شکل ۶). افزون بر دیسکوسیکیلینا و نومولیتس (کشیده) که به صورت اصلی در این رخساره گسترش دارند، سنگواره های اکتینوسلینا، هتروسترینا، خرده های اکتینودرم، گلوبیورینا و به مقدار کم گلوبوروتالیا هم مشاهده می شوند. بافت این رخساره پکستون تا وکستون است. در میدان کوتاه این رخساره به طور مستقیم بر روی رخساره پلاتکتونی نهشته شده و از دو بخش تشکیل می شود (شکل ۶). در بخش پایین شامل دیسکوسیکیلینا همراه با اکتینوسلینا و خرده های اکتینودرم با بافت وکستون تا مادستون است. در بخش بالای این رخساره حاوی نومولیتس به همراه مقدار کم میلیولیده مشاهده می شود. در میدان پوشهر، این رخساره در مجموع دارای ستبرای حدود ۱۸۵ متر است (شکل ۶). البته فقط در ۱۵ متر پایین این رخساره، دیسکوسیکیلینا و نومولیتس به همراه گلوبوروتالیا به فراوانی دیده می شود. ولی در ۱۲۵ متر میانی به دلیل دولومیتی شدن لایه ها امکان تشخیص سنگواره ها وجود نداشته و آثاری از روزن داران کفزی دیده می شود. در ۴۵ متر بالایی، آهکی شده و بنابراین دوباره بافت وکستون تا پکستون حاوی دیسکوسیکیلینا و نومولیتس به همراه گلوبوروتالیا و گلوبیورینا ظاهر می شوند. در میدان خشت این رخساره به طور متناوب با رخساره های ۲ و ۵ وجود دارد. ستبرای کل اندازه گیری شده در این میدان ۳۸ متر است (شکل ۶). شروع این رخساره با گسترش دیسکوسیکیلینا به تنهایی است و در بخش بالایی به ستبرای حدود ۳۱ متر اپر کولینا، اکتینوسلینا و گلوبیورینا با بافت وکستون است.

محیط تشکیل: رخساره دیسکوسیکیلینا توسط محققان زیادی مطالعه شده و نظرات متفاوتی را ارائه نموده اند به طوری که (Geel (2000 این رخساره را متعلق به آب های ژرف تر از رخساره آسلینا ولی کم ژرفا تر از رخساره اپر کولینا دانسته است. همچنین (Loucks et al (1998). عقیده دارند که شکل های بیضوی دیسکوسیکیلینا مربوط به رمپ درونی و بالای خط اثر امواج و شکل های کشیده و مسطح مربوط به رمپ میانی تا خارجی است. در نهایت Racey (1994) و (Beavington-Penneya et al. (2006) با مطالعه این رخساره در سازند سیب (Seeb) به سن ائوسن میانی در عمان (معادل بخشی از سازند جهرم) عقیده دارند که رخساره دیسکوسیکیلینا مربوط به رمپ خارجی است. بنابراین گسترش اصلی این رخساره در منطقه مورد مطالعه با توجه به موقعیت آن در ستون چینه شناسی مربوط به بخش میانی تا خارجی رمپ کربناتی است (شکل ۷).

۴-۴. رخساره Nummulites Facies

در برش گیسکان رخساره نومولیتس دارای ستبرای ۲۵ متر با بافت پکستون تا وکستون است. بخش پایینی این رخساره همراه با اپر کولینا (به طور کم) و خرده های اکتینودرم است. در بخش بالایی نومولیت های بزرگ با مقطع عرضی ستبر به تنهایی گسترش دارند (شکل ۵-۴). در میدان کوتاه، ستبرای این رخساره ۵۰ متر بوده و دارای بافت وکستون تا پکستون همراه با روتالیا، جلبک سرخ به مقدار کم و خرده های اکتینودرم است. در میدان پوشهر همچنین رخساره نومولیتس دارای ستبرای ۶۰ متر بوده و حاوی مقدار محدود گلوبیورینا و گلوبوروتالیا است. در میدان خشت رخساره نومولیتس به تنهایی دیده نمی شود و روزن داران نومولیتس در بخش بالایی سازند جهرم به همراه اوریبیتولیتس و اپر کولینا وجود دارد.

محیط تشکیل: در ارتباط با موقعیت رخساره نومولیتس، محققان زیادی مطالعاتی را انجام داده اند، به طوری که (Racey (1994 با مطالعه سازند سیب (Seeb) به سن ائوسن میانی در عمان انواع مختلف نومولیت ها به همراه آسلینا، دیسکوسیکیلینا و آلوتولینا را مربوط به رمپ میانی در نظر گرفته است. (Bassi (1998 نومولیت ها به همراه آسلینا در نهشته های ائوسن پسین در شمال ایتالیا را مربوط به رمپ میانی و بخش بالایی رمپ خارجی دانسته است. محیط رخساره نومولیتس بستگی به وجود انواع روزن داران دیگر با آن می تواند از بخش بالایی رمپ خارجی تا رمپ میانی تغییر نماید. بنابراین رخساره نومولیتس در صورتی که همراه با

نموده‌اند (شکل ۸).

شواهد موجود نظیر تپه رخنه‌های تخریبی و گسترش وسیع سکوهای کرتانی مابین نواحی مورد مطالعه در محبت و رسوبگذاری سازند جهرم، نشان می‌دهد که بخش فارس ساحلی از حوضه زاگرس در زمان اگوسن میانی تا پسین دارای یک روند رسوبگذاری پایدار (از نقطه نظر فعالیت‌های زمین‌ساختی) بوده است. با مقایسه الگوی رسوبگذاری این سازند با سازندهای مشابه نمود در نواحی جنوبی‌تر سکوی عربی (سازندهای سیب و حمام) (Bankhury et al., 2006) می‌توان نتیجه گرفت که بین نواحی شمالی خلیج فارس کنونی و جنوبی آن (بخش‌های مرکزی سکوی عربی) ارتباط محیط رسوبی گسترده‌ای وجود داشته است (Zagler, 2001). نبود ریزهای سدی، گسترش پهنه‌های کفندی کرتانی، فقدان رسوبات تخریبی در همه نواحی حوضه و بالاخره تغییرهای تدریجی و نامحسوس رسوبات پلاتیک تا عمیق پلاتیک سازند پابده به رسوبات سکوی کرتانی جهرم نشانگر آن است که سکوی کرتانی این سازند در تمام نواحی مورد مطالعه می‌تواند از نوع زمینی بدون گسترش رخنه‌های سدی کرتانی (homoclinial ramp without barrier type) باشد.

۷- نتیجه گیری

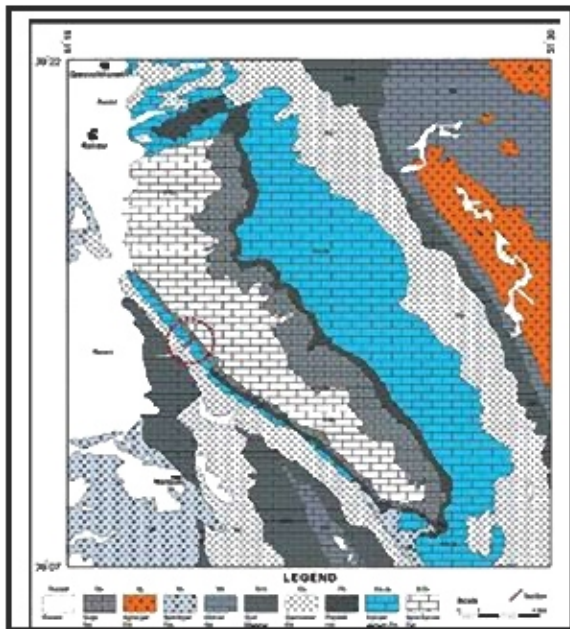
ته نشست‌های کرتانی سازند جهرم به سن اگوسن پسین در برش گیسکان و میادین اطراف آن حاوی ریزودان‌های بزرگ کفزی به مقدار فراوان است. تغییرات تدریجی حوضه رسوبی در توالی عمودی و نرخ رسوبگذاری زیاد و وجود ریزودان‌های مختلف حوضه به بخش‌های متفاوت حوضه باعث شده است تا بتوان رخنه‌های گوناگون بر اساس تنوع ریزودان‌ها و تغییرات ژوفای آب در توالی رسوبی را پیش‌بینی نمود. بر این اساس ۶ رخنه رسوبی شناسایی شده این رخنه‌ها از پشت ژوف که حاوی ریزودان پلانکتونی هستند (رخنه ۱) به طرف بخش کم ژوف به ترتیب شامل رخنه ابرکولت، رخنه دیسکوسیکلیا و تومولیتس (کشیده)، رخنه نومولیتس یا برش حرشی صغیر، رخنه نومولیتس / اورینولیتس و در نهایت رخنه مربوط به بخش دورنی (لاگون) شامل اورینولیتس پیرکلاست با بافت پگمرون است. به این دلیل می‌توان در سازند جهرم یک سیکل بزرگه پس روند را در نظر گرفت که از سازند پابده شروع شده و در مرز سازند آسماری ختم می‌شود. مطالعات ایزوتوپ استراتیگرافی سازند جهرم حاکی از این است که سن این سازند در برش سطحی گیسکان بین ۳۳٫۷ تا ۳۵ میلیون سال یعنی اگوسن پسین (Priabonian) است.

جدول ۱- نتایج اندازه‌گیری ایزوتوپ استراتیگرافی در نمونه‌های سازند جهرم و آسماری در برش گیسکان

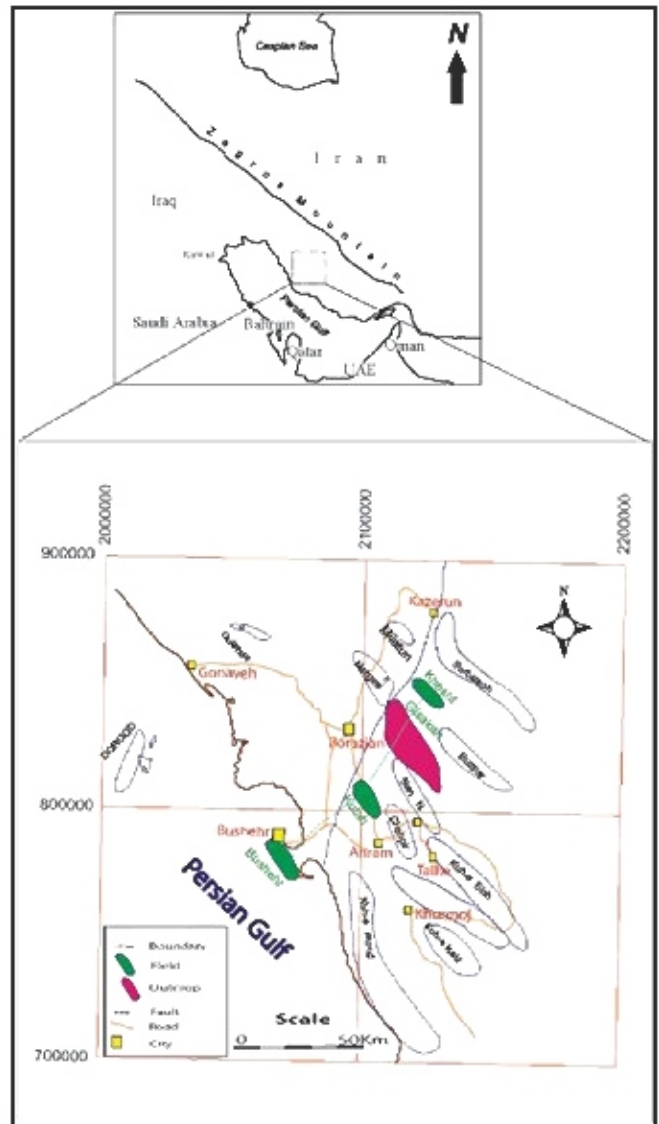
شماره نمونه	سازند	ژوف	$^{87}Sr/^{86}Sr$	سن (میلیون سال)**	سن (میلیون سال)**
GJ-09 - WR	جهرم	۲۸	0.707793	۳۴٫۰	۳۴٫۰
GJ-16 - WR	جهرم	۲۷٫۵	0.707782	۳۳٫۳	۳۳٫۳
GJ-19 - WR	جهرم	۲۷	0.707813	۳۳٫۵	۳۳٫۳
GJ-20 - WR	جهرم	۲۷	0.7077۶۳	۳۵٫۱	۳۵٫۰
GJ-27 - WR	جهرم	۱۸۷	0.707808	۳۳٫۶	۳۳٫۳
GJ-316 - WR	آسماری	۳۱۶	0.708296	۲۳٫۰	۲۲٫۱
GJ-324 - WR	آسماری	۳۲۲	0.708309	۲۲٫۳	۲۱٫۹

$^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio normalized to $^{86}Sr/^{86}Sr = 0.1194$

McArthur et al. (2001, BKSA97) and McArthur & Howarth (2004, GTS94)

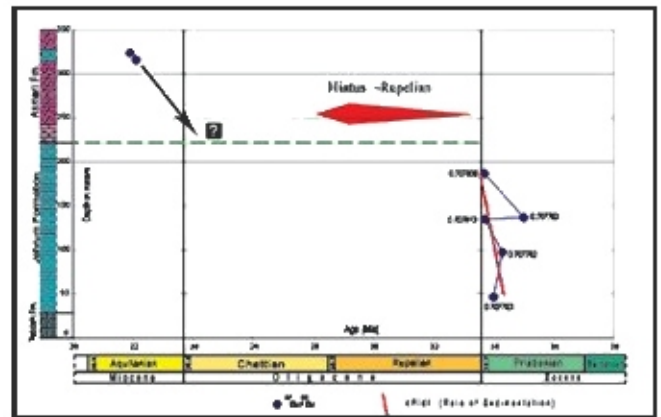


شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی بخشی از کوه گیسکان در خاور شهرستان بوشهر از جبهه شمالی نمونه برداری از سازند جهرم نشان داده شده است (تفسیر از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ برترجان، حرکت ملی نفت Idrjajevy and Alshob, 1973)



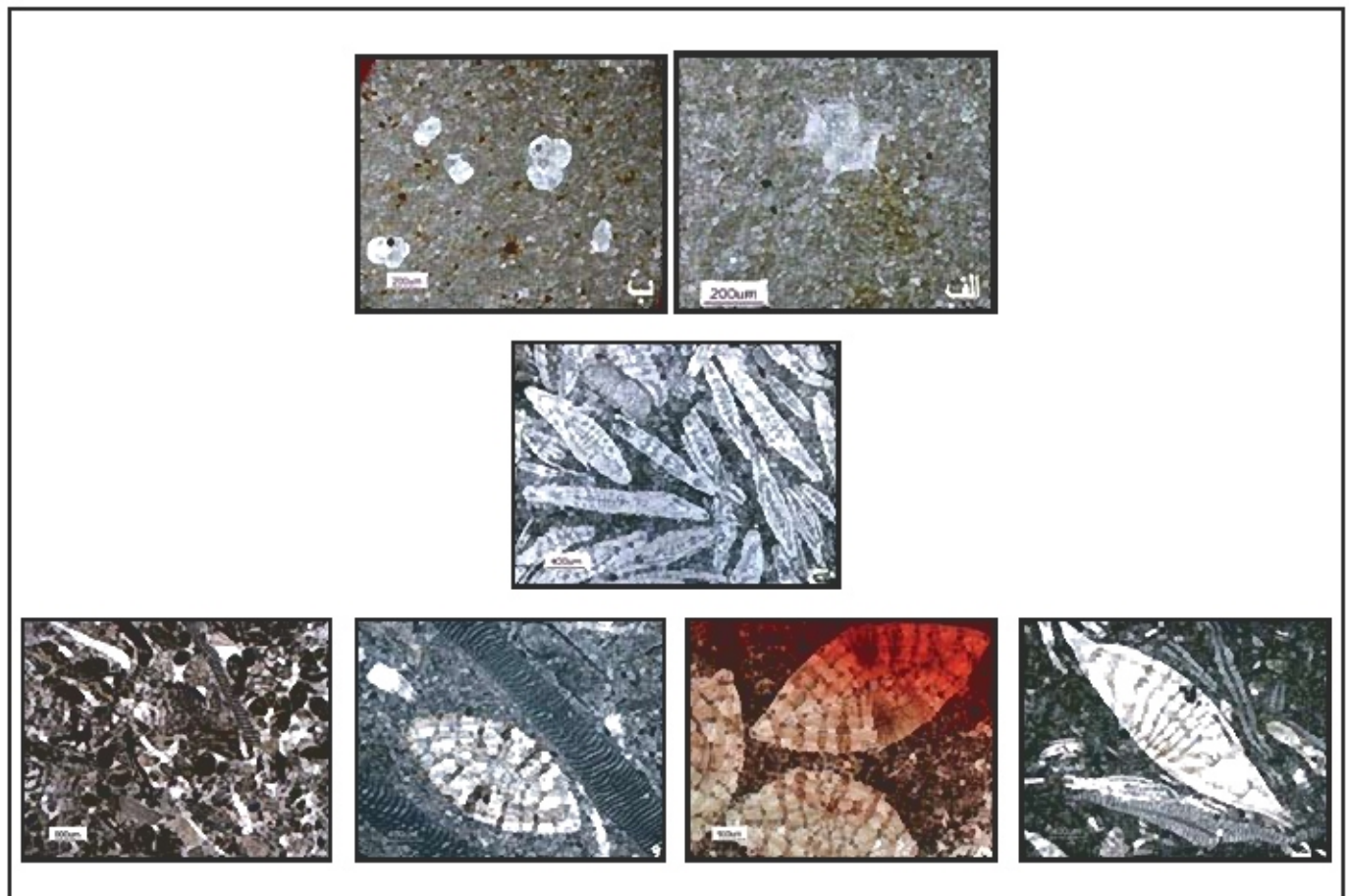
شکل ۱- موقعیت برش گیسکان (دو رنگ سرخ) همراه با میادین بوشهر، کوه تاه و محبت (دو رنگ سبز) نشان داده شده است.

Epochs	Iran (Dafid Embayment) Farver and Wood, 1980	Bushehr Khalil, 1979	Kotah Istanbuli, 1985	Khazal Nadeh and Anvari, 1983	Gisakan This study	Oman Nofari et al., 1990	Saudi Arabia, Qatar, Kuwait and South Iraq Jones and Ross, 1994
Miocene	20.5	Apollonian	Ammal Formation	Ammal Formation	Ammal Formation	Ammal Formation	
Oligocene	23.8	Ammar Formation					
	28		Chettian				
Eocene	33.4	Repelien					
	40	Lake	Jahrom Formation	Jahrom Formation	Jahrom Formation	Jahrom Formation	Dammam Formation
	47	Middle	Pabdek Formation				
	52	Early					Rus Formation

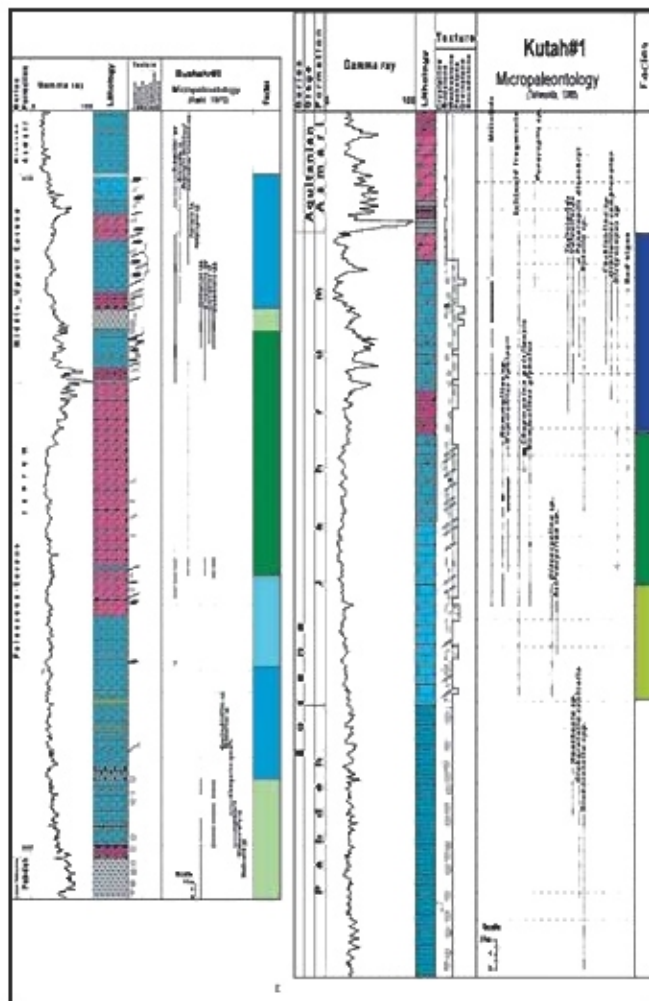


شکل ۳- نمودار تقویمات اپروپ استراتیگم در برابر ژوفا در سازند جهرم در برش گیسکان

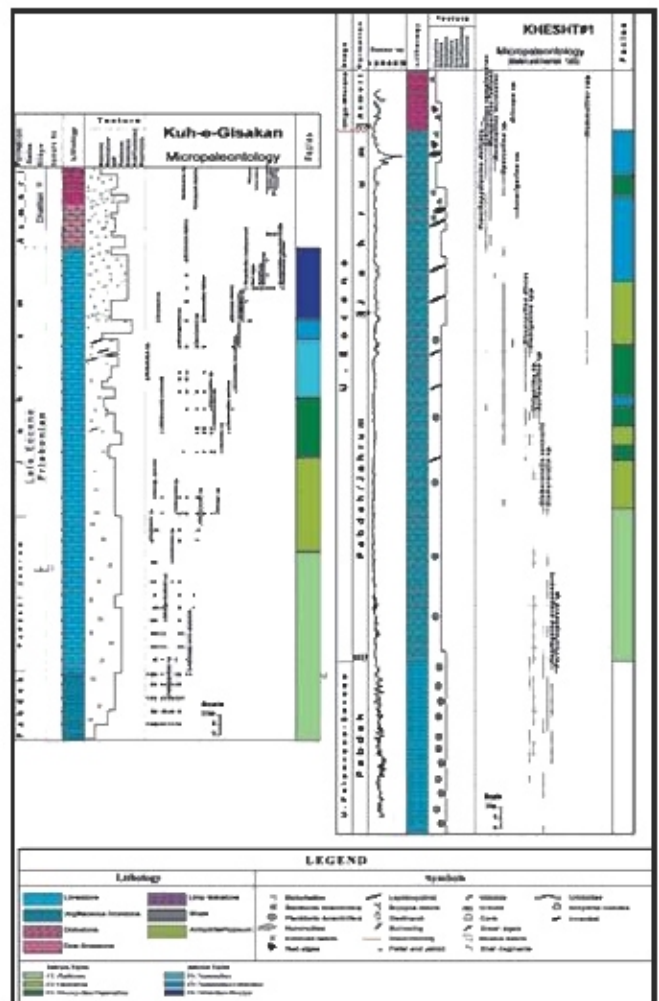
شکل ۴- هم ارزگی مرز بالایی سازند جهرم در منطقه مورد مطالعه با کشورهای همجوار



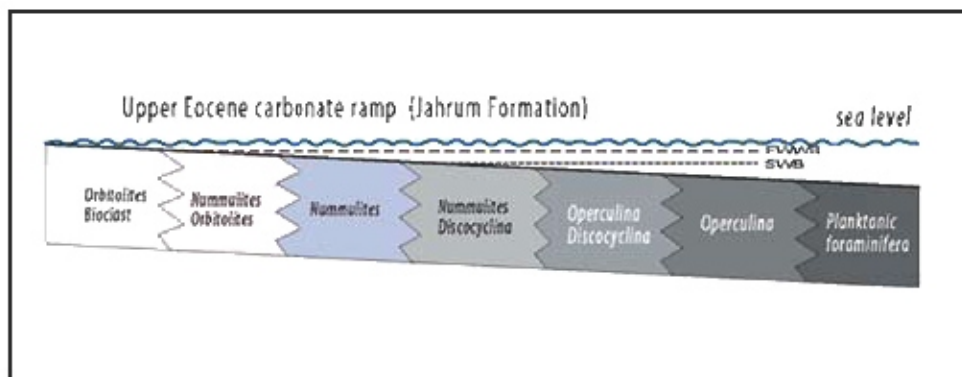
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از رخصاره‌های مختلف سازند جهرم در برش گیسکان: الف) رخصاره پلاتکتونی با بافت مادسوزنی همراه با فسیل متشکلینا، منطقه سازند پاینده و مربوط به پهنای ژوف حوضه ب) رخصاره پلاتکتونی در پهنای پایینی سازند جهرم و در مرز گستر بین این سازند و سازند پاینده ج) رخصاره اپرکرتینا با بافت پکستون د) رخصاره دیسکوسیکلینا- نومولیتس با بافت پکستون، فرولالی دیسکوسیکلینا همراه با نومولیت‌های با دیواره نازک و کشیده و خرده‌های اپرکرتینا در شکل دیده می‌شود، رخصاره نومولیتس با بافت پکستون، نومولیت‌ها به صورت دوکی شکل و دارای دیواره سفید هستند، و رخصاره نومولیتس- اپرکرتینا با بافت وکستون ز) رخصاره اورینولیتس- اپوکلاست پکستون حاوی چلیک سبز، خرده‌های چلیک قرمز و آگنودرم، میلوپایده و دیگر روزندارن لاگونی.



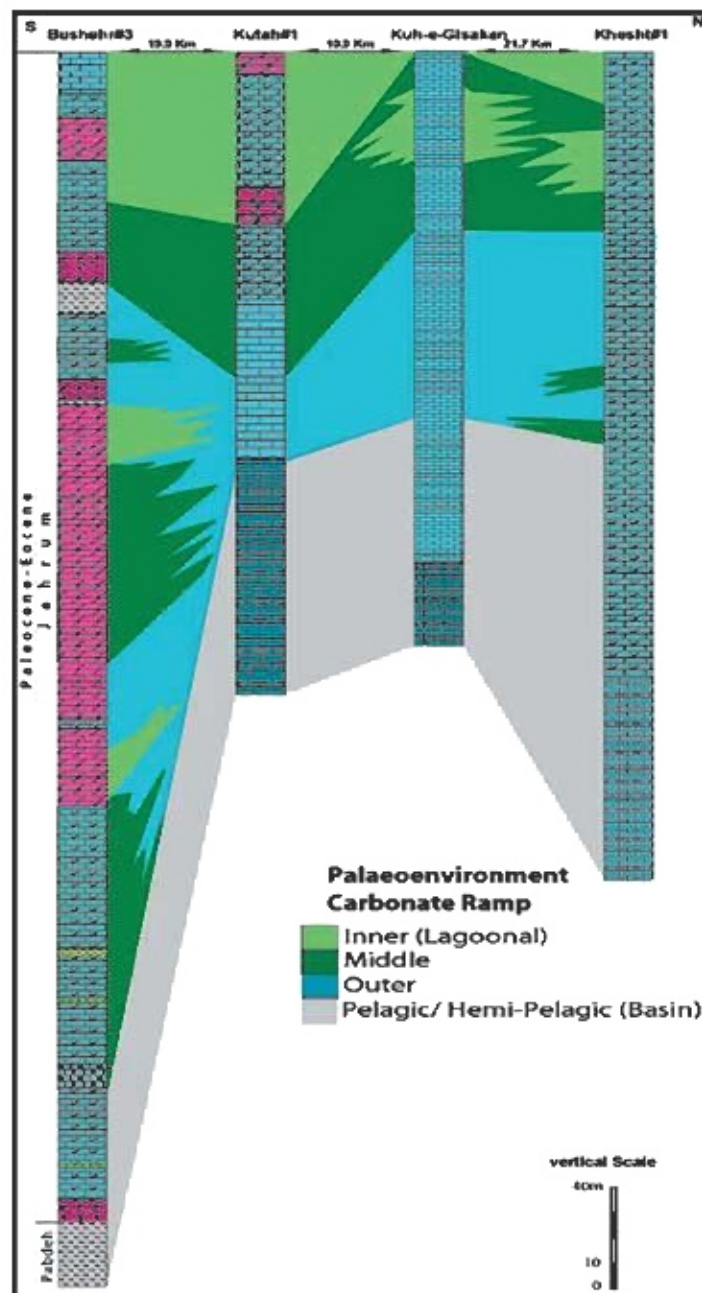
ادامه شکل ۴



شکل ۵- ستون چینه‌شناسی زمینی به همراه تغییرات رصانه‌های سازند جهرم در پرس سطحی گیسکان (الف)، چاه شماره ۱ میدان خشت (ب)، چاه شماره ۱ میدان کرتاد (ج) و چاه شماره ۳ میدان پوشور (د) نشان داده شده است.



شکل ۶- نهرخ محیط رسوبی و گسترش روزن‌تلون سازند جهرم به سن ائوسن بالایی



شکل ۸- هم‌اودی محیط رسوبی مه‌دین پوشهر، کوتاه، خشت و پرش روسطحی گیسگان، بررسی تغییرات رخساره‌های تبیین‌شده در توالی سازند چهارم نمایانگر این است که ابتدا رخساره شیل‌های آهکی تا آهک رسی متعلق به محیط پلاژیک در قسمت‌های زیرین وجود دارد. سپس به ترتیب رخساره‌های شماره ۷ تا ۹ که رخساره‌های کم ژرفاوری هستند گسترش می‌یابند. به این دلیل می‌توان در سازند چهارم یک سیکل بزرگ پس‌رونده را در نظر گرفت که از سازند پلیده شروع شده و در حوز سلزله آسماری پایان می‌یابد.

کتابنگاری

- خلیلی، ۱۹۷۰- پالئولاگیک چاه پوشهر ۳، مدیریت اکتشاف.
 طهماسبی سررستمی، ۱۳۸۵- پالئولاگیک چاه کوتاه ۱، مدیریت اکتشاف.
 مدنی و آسمانی، ۱۳۸۳- پالئولاگیک چاه خشت ۱، مدیریت اکتشاف.

References

- Bassi, D., 1998 -Coralline algal facies and their palaeoenvironments in the late Eocene of northern Italy (Calcare di Nago Trento), *Facies*, vol. 39, pp.179– 202.
- Beavington-Penney, S. J., Wright, V. P., and Racey, A., 2006 -The Middle Eocene Seeb formation of Oman: an investigation of acyclicity, stratigraphic completeness, and accumulation rates in shallow marine carbonate settings,, *Journal of Sedimentary Research*, vol. 76, pp.1137– 1161.
- Beavington-Penney, S. J. and Racey A., 2004 -Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis, *Earth-Science Reviews*, vol. 67, pp. 219–265.
- Boukhary, M., Abdelghany, O., Bahr, S. and Hussein-Kamel, Y. 2006 -Upper Eocene larger foraminifera from the Dammam Formation in the border region of United Arab Emirates and Oman, *Micropaleontology*, vol. 51, no. 6, pp. 487-504.
- Fakoori and Asemani, 1983 - Completion well log of field Kuh-e-mond, well MOND-6, NIOC.
- Geel, T., 2000 - Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 155, pp. 211 –238.
- Ghose, B. K., 1977 -Paleoecology of the Cenozoic reefal foraminifers and algae—a brief review, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 22, pp. 231–256.
- Gilham, R.F. and Bristow, C.S., 1998 -Facies architecture and geometry of a prograding carbonate ramp during the early stages of foreland basin evolution: lower Eocene sequences, Sierra del Cadí, SE Pyrenees, Spain. In: Wright, V.P., Burchette, T.P. (Eds.), *Carbonate Ramps. Geological Society of London Special Publication*, vol. 149, pp. 181–203.
- Hohenegger, J., 2000- Coenoclines of larger foraminifera. *Micropaleontology* 46 (Supplement 1), 127– 151.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., Nakano, Y. and Tatzreiter, F., 1999 -Habitats of larger foraminifera on the reef slope of Sesoko Island, Okinawa, Japan, *Marine Micropaleontology*, vol. 36, pp. 109– 168.
- Hottinger, L., 1983 - Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, vol. 30, pp. 239- 253.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965 -Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *AAPG Bulletin*, vol.49, no.12, pp. 55– 56.
- Jones, R.W. and Racey, A., 1994 -Cenozoic stratigraphy of the arabian peninsula and gulf, In Simmons, M.D., ed., *Micropalaeontology and hydrocarbon exploration in the Middle East: London, Chapman & Hall*, pp. 273–306.
- Langer, M. R., Hottinger, L., 2000- Biogeography of selected “larger” foraminifera. *Micropaleontology* 46 (Supplement 1), 105– 126.
- Liewellyn, P. G. and Ahdoot, H., 1973 -BURAZJAN Geological compilation map 1:100,000 ,Iranian Oil Operating Companies.
- Loucks, R. G., Moody, R.T.J., Bellis, J.K. and Brown, A.A., 1998 -Regional depositional setting and pore network systems of the El Garia Formation (Metlaoui Group, lower Eocene), offshore Tunisia., In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa. Geological Society of London, Special Publication*, vol. 132, pp. 355–374.
- McArthur, J. M. and Wignall, P. B., 2007 -Comment on non-uniqueness and interpretation of the seawater 87Sr/86Sr curve” by Dave Waltham and Darren R. Groöcke (GCA, 70, 2006, 384– 394), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.71, pp. 3382–3386.
- McArthur, J. M. and Howarth, R. J., 2004 - Sr-isotope stratigraphy: the Phanerozoic 87Sr/86Sr-curve and explanatory notes, In: Gradstein, F., Ogg, J. and Smith A.G. (Eds.), 2004- *A Geological Timescale*, .
- McArthur, J. M., Howarth, R. J. and Bailey, T.R., 2001 -Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age, *Journal of Geology*, vol. 109, pp. 155-170.
- Nadjafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Mirzaee R., 2004 -Depositional history and sequence stratigraphy of outcropping Tertiary carbonates in the Jahrum and Asmari formations, Shiraz area (SW Iran), *Journal of Petroleum Geology*, vol.27(2), pp179-190.
- Nolan, S.C., Skelton, P.W., Clissold, B. P. and Smewing, J. D., 1990 -Maastrichtian to early Tertiary stratigraphy and palaeogeography of the central and northern Oman mountains, In Robertson, A.H.F., Searle, M.P., and Ries, A.C., eds., *The geology and tectonics of the Oman region: Geological Society of London, Special Publication*, 49, pp. 495–519.
- Pattinson, R., 1968 -Stratigraphical column Kuh-e Gisakan Tang-e Kanje, Scale 1:1000 , Dezful Dmbayment Boundary Survey.
- Racey, A., 1994 -Biostratigraphy and palaeobiogeographic significance of Tertiary nummulitids (foraminifera) from northern Oman. In: Simmons, M.D. (Ed.), *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Chapman and Hall, London*, pp. 343–370.
- Racey, A., 2001 -A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential, *Journal of Petroleum Geology*, vol. 24, pp. 79– 100
- Sadegholvad, M. J., Faghih, A., 2007 -Age and microfacies of the Jahrum Formation, Zagros mountains, Iran, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9.
- 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., Burchette, T.P. (Eds.), *Carbonate Ramps. Geological Society of London Special Publication*, vol. 149, pp. 205– 227.
- Ziegler, M. A., 2001- Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6, p.445-504.

Depositional History of Jahrum Formation based on Distribution of Benthic Foraminifera and Strontium Isotope Stratigraphy on the Bushehr area

S. A. Mollaei^{*}, M. H. Adabi & A. Saighi[†]

Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran, Iran.

Earth Sciences Faculty, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2009 March 03

Accepted: 2009 February 16

Abstract

In order to determine the depositional environment and age of the carbonaceous Jahrum Formation, benthic foraminiferal assemblage of upper Eocene in the Jahrum Formation carbonates, located in Ghahsan Mountain, 10 km east of the Borazjan city and adjacent fields, were studied. Based on the foraminiferal distribution and abundance, the paleoenvironment were reconstructed. Due to the presence of *Nummulites fabianus* and based on strontium isotopic analysis, the age between 39.7-45Ma (Priabonian) was determined. The mean sedimentation rate of $- 2 \text{ m/10000 yr.}$ was calculated. This study indicated Amari Formation deposited after a hiatus, more than four million years (Eocene stage). Gradual increases of the sea level and hence the distribution of large benthic foraminifera resulted in the deposition of six sedimentary facies along the inner-middle to outer carbonate ramp system. These facies, from deep to shallow parts of the basin, include argillaceous carbonates containing planktonic foraminifera that were deposited in a hemipelagic to pelagic environment (which is the transition zone from the Falsak to Jahrum Formation), carbonate facies of sparocollina wackestone to packstone related to the outer carbonate ramp, discocyclina /nummulites wackestone to packstone facies deposited in the middle to outer ramp, nummulites wackestone facies occurred in the middle ramp, nummulites orbitolites wackestone to packstone belong to the middle to inner ramp, and finally the orbitolites/bioclast packstone deposited in the inner ramp.

Keywords: Jahrum Formation, Eocene, Large benthic Foraminifera, Paleoenvironment, Ramp

For Further Volumes see pages 169 to 176

***Corresponding author: S. A. Mollaei; E-mail: smollaei@ripi.com**