

نقش مؤثر شواهد پتروگرافی (میکروفاسیس)، ژئوشیمی آلی و آثار فسیلی در تعیین محیط رسوبی (یک مثال از سازند پابده، حوضه زاگرس، جنوب غرب ایران)

رضا بهبهانی^۱، سعید خدابخش^{۲*}، حسن محسنی^۱، زهرا آتشمرد^۱، عبدالرضا مقدسی^۲

^۱گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بعلی سینا، همدان، ایران

^۲شرکت ملی نفت ایران (اداره اکتشاف و تولید)، تهران، ایران

*مسئول مکاتبات-آدرس الکترونیکی: skhodabakhsh@yahoo.com

(دریافت: ۸۵/۲/۳۱؛ پذیرش: ۸۷/۴/۱۵)

چکیده

در این پژوهش سازند پابده با سن پالئوسن پسین - الیگومن پیشین در شمال غرب حوضه زاگرس بررسی شده است. هدف از این پژوهش بررسی محیط رسوبی سازند پابده می‌باشد. این پژوهش براساس مشاهدات صحرایی، مطالعات پتروگرافی، آثار فسیلی و مطالعات ژئوشیمی آلی (درصد TOC و نوع کروزن) صورت گرفته است. براساس مطالعات انجام شده ۷ گروه رخساره میکروسکوپی شناسایی گردید. سازند پابده در مناطق مورد مطالعه از تناوب سنگ آهک‌های نازک لایه تا ضخیم لایه و شیل‌های خاکستری روشن تا تیره که غنی از فرامینیفرهای پلانکتونیک هستند، تشکیل شده است. این رخساره‌های سنگی در حوضه زاگرس از مادستون، وکستون، پکستون و شیل تشکیل شده است. براساس مطالعه سیستماتیک ایکنوفسیل‌های این رسوبات، تعداد ۵ ایکنوجنس در دو مجموعه مجزا تشخیص داده شده است. مجموعه اول با تنوع ایکنوفونای نسبتاً زیاد (آرنی کولیتیس، کندریتیس، پلانولیتیس و احتمالاً نوونتیس) در بخش فوقانی سازند پابده حضور دارند. این مجموعه از ایکنوفسیل‌ها نشانگر ایکنوفاسیس کروزیانا بوده که در یک محیط نسبتاً پر انرژی تشکیل شده است. مجموعه دوم با تنوع ایکنوفونای کمتر (زئوفیکوس و کندریتیس) در بخش‌های میانی و تحتانی این سازند وجود دارد و معرف ایکنوفاسیس زئوفیکوس بوده که در یک محیط کم انرژی و عمیق‌تر تشکیل شده است. با توجه به ویژگی رخساره‌های میکروسکوپی مطالعه شده و بررسی تغییرات عمودی رخساره‌های سازند پابده، یک رمپ کربناته پرشیب دور از منشأ به عنوان محیط رسوبگذاری این سازند در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود. بر این اساس، محیط رسوبی سازند پابده از رمپ بیرونی با رخساره‌های پلازیک و توربیدیاتی (میکروفاسیس‌های ۴B و ۴C) و شرایط احیایی تا قبیر از اکسیژن (رخساره‌های حاوی <TOC</۲/۵%) تدریجیاً به یک رمپ میانی تحول یافته است که جریانات دریابی نقش بسزایی در فرایندهای حمل و نقل رسوبات و تهنشینی مجدد آنها ایفا نمودند.

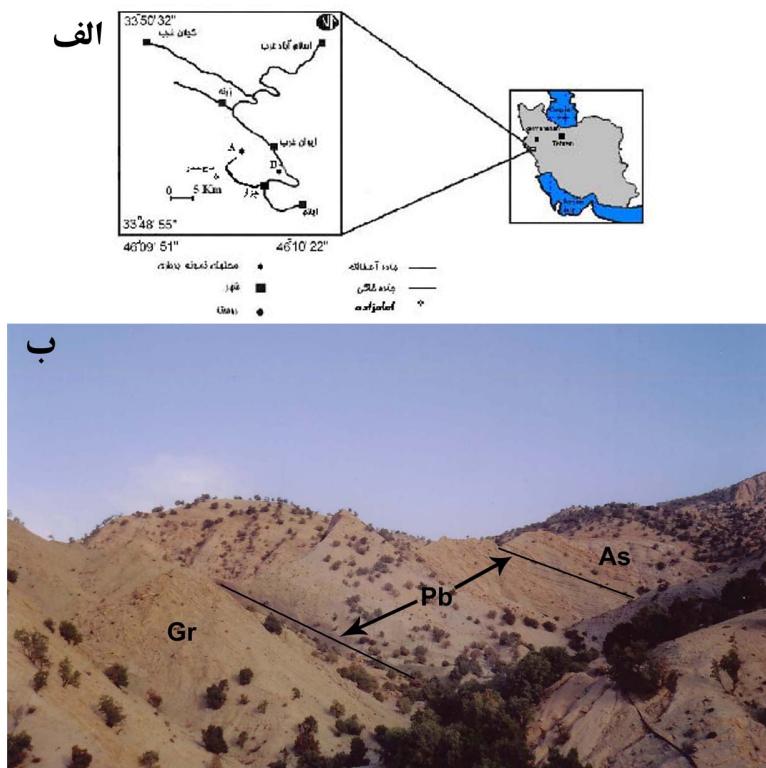
واژه‌های کلیدی: میکروفاسیس، ژئوشیمی آلی، آثار فسیلی، محیط رسوبی، سازند پابده.

مقدمه: 1995) رخساره‌های معادل آن در حوضه زاگرس از قبیل آهک‌های دولومیتی سازندهای جهرم و شهرستان به عنوان سنگ مخزن هیدروکربن به شمار می‌روند. با توجه به این تغییرات جانبی، می‌توان امیدوار بود که پژوهش‌های آتی منجر به کشف نفتگیرهای چینهای در افق‌هایی از این سازند گردد.

اهداف و روش‌ها

در این پژوهش دو برش سطی از رخنمون‌های سازند پابده در شمال غرب شهر ایلام (برش‌های رنو و حاج بختیار) انتخاب و مورد نمونه‌برداری (بیش از ۳۸۰ نمونه)، مطالعات صحرایی، آثار فسیلی، پتروگرافی و ژئوشیمی آلی قرار گرفت (شکل ۱الف). در مطالعات آثار فسیلی ابتدا فراوانی و پراکندگی آثار فسیلی، قطر باروها، تنوع، شاخص آشфтگی زیستی (Taylor & Goldring 1993)، جنس آثار فسیلی ثبت

حوضه زاگرس یکی از مهمترین حوضه‌های نفتی در خاورمیانه است (Murriss 1980). سازند پابده بخشی از حوضه رسوبی زاگرس است که در طی پالئوسن پسین - الیگومن پیشین در حوضه مذکور رسوب کرده است. این سازند از تناوب آهک‌های نازک لایه تا ضخیم لایه و شیل‌های خاکستری روشن تا تیره که غنی از فرامینیفرهای پلانکتونیک هستند، تشکیل شده است (James & Wynd 1965; Mohseni & Al-Aasm 2004). بسیاری از محققین (Ala et al. 1980; Bordenave & Burwood 1990; Bordenave & Huc 1995) سازند پابده به همراه سازند زیرین آن را (سازند گورپی) متشکل از رسوبات دانه‌ریز کربناته و آواری معرفی کرده‌اند و حتی در برخی نقاط حوضه رسوبی زاگرس این دو سازند را به عنوان سنگ منشأ توصیف نموده‌اند. به دلیل تغییرات جانبی رخساره‌ای سازند پابده (Alsharhan & Nairn 1993)



شکل ۱ (الف) - موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه. (ب) - رخساره‌های سنگی سازند پابده (Pb) در محل برش امامزاده حاج بختیار در بین سازند گورپی (Gr) در زیر و آهک‌های صخره‌ساز آسماری (As) در بالا.

عميق‌تر درون شلف در شرایط فقیر از اکسیژن رسوب نموده است. تشکیل حوضه‌های درون شلف در جایگاه زمین‌شناسی حوضه‌های پیش خشکی در مژوزوئیک و سنتزوزوئیک حوضه زاگرس توسط بسیاری از پژوهشگران گزارش گردیده است (Ala et al., 1980; Muris 1980; Ziegler 2001; Bordenave & Burwood 1990; Fattahnejad 2001). وجود افق‌های فسفاته، لایه‌های دارای پیریت و فراوانی فسیل‌های پلانکتونیک در این سازند نشان می‌دهد که اولاً شرایط تولید و حفظ ماده آلی در مقیاس انبوی در حوضه فراهم بوده و ثانیاً جریان‌های بالازدگی آبهای عمیق نیز به تولید ماده آلی کمک کرده است (Mohseni & Al-Aasm 2004).

فاسیس‌ها، ایکنوفاسیس‌ها و محیط رسوی

طی ۵ مرحله مطالعات صحرایی جماعت ۳۸۲ نمونه جهت دار از طبقات آهکی و شیلی سازند پابده جمع‌آوری و از نظر پتروگرافی، انواع رخساره‌های سنگی، میکروسکوپی و محیط رسوبی مطالعه شدند. با توجه به شباهت فراوان بین رخساره‌های ارائه شده توسط Pedley (1998) با رخساره‌های مورد مطالعه برای تعیین محیط رسوبی از این الگو استفاده شده است. براساس آثار فسیلی؛ ایکنوفاسیس و شواهد پتروگرافی این سازند به سه بخش تحتانی، میانی و فوقانی تقسیم شده است. بخش تحتانی از میکروفاسیس ۱ تا ۴B، بخش میانی از میکروفاسیس ۴C تا ۶C و بخش فوقانی از قسمت بالایی میکروفاسیس ۶C تا ۷C تشکیل شده است. بخش‌های تحتانی و میانی با

گردید و سپس ایکنوفاسیس‌ها به منظور پی بردن به محیط تشكیل آنان با استفاده از طبقه‌بندی Seilacher (1967; after Bromley 1990) شناسایی شدند. مطالعات ژئوشیمی آلی شامل محاسبه میزان کربن آلی کل (TOC%) و نوع کروزن) می‌باشد که با استفاده از دستگاه راک - اوال تیپ III موجود در پژوهشگاه صنعت نفت تهران بدست آمده است (جدول ۱). برای تعیین سن و جدا کردن مرز بالایی سازند پایده از اسماری از بیوزون های Wynd (1965) استفاده شده است (سیفان، ۱۳۸۵).

موقعیت زمین‌شناسی و چینه‌شناسی

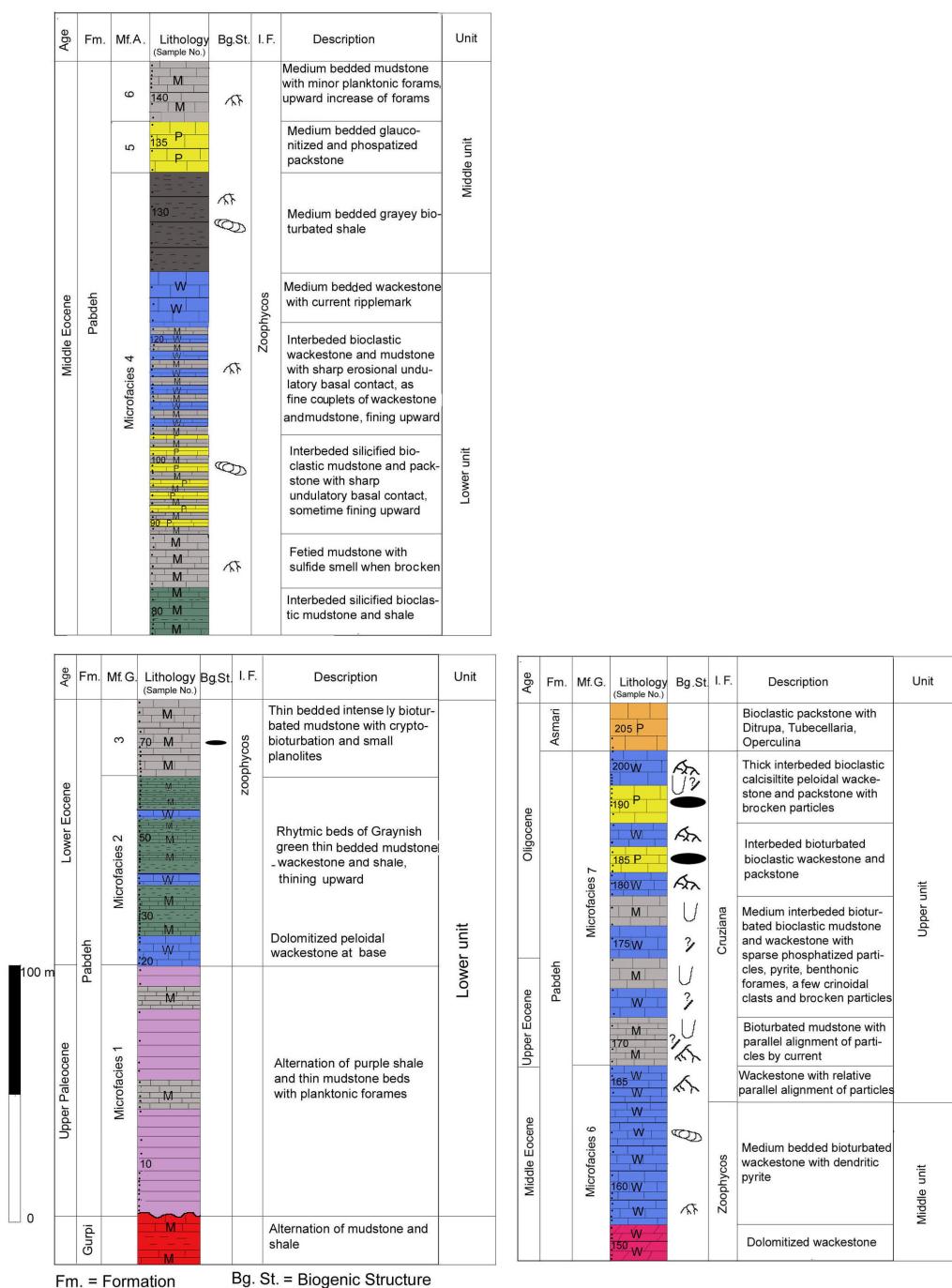
حوضه زاگرس که از دیربار مورد توجه زمین‌شناسان نفتی بوده است،
بخشی از حاشیه جنوبی تیتیس و یکی از مهمترین حوضه‌های نفتی
جهان به شمار می‌رود (Murris 1980; Stoneley 1990; Alavi 1994).
حوضه مزبور عمدتاً از رسوبات کربناته و سیلیس آواری دانه‌ریز انباسته
شده و رسویگذاری آن از پرمین تا میوسن بدون وقفه مهم رسویگذاری،
ادامه داشته است. در اثر عملکرد فاز کوهزاپی کرتاسه پایانی، باریکه
اقیانوسی نئوتیتیس بسته شده و یک حوضه پیش خشکی کشیده و
طویل در امتداد حاشیه غیرفعال کراتون عربی بوجود آمد (Van
Buchem et al., 2000). این نوع جایگاهها برای تشکیل حوضه‌های
درون فلات قاره‌ای وسیع بسیار مناسب هستند و شرایط برای انباسته
ماده آلی در آنها مهیا می‌باشد. سازند پایده در این زمان در بخش‌های

نسبتاً کم (کمتر از ۵/۰ درصد)، رنگ ارغوانی و مقدار کم خرددهای گیاهی (محسنی و العاصم ۲۰۰۴). در این رخساره همگی نشانگر حاکم بودن شرایط اکسیدان برای این واحد است. به نظر می‌رسد با توجه به اجزای تشکیل‌دهنده این واحد (رخساره‌های شیلی و مادستونی) و ویژگی‌های حاکم بر آن (مخصوصاً خرددهای گیاهی و محتوی میکروفسیلی) محیط دلتا (پرودلتا) بعد از نبود رسوبگذاری (پالئوسن پیشین تا میانی در حوضه زاگرس) در طی فاز کوه‌زایی لارامین برای تشکیل این واحد (پالئوسن فوقانی) مناسب باشد.

ایکنوفاسیس زئوفیکوس و بخش بالایی با ایکنوفاسیس کروزیانا متمایز شده است. براساس مطالعات ذکر شده دو گروه رخساره سنگی شیلی و آهکی و هفت گروه رخساره میکروسکوپی شناسایی گردید (شکل‌های ۱ ب و ۲). این رخساره‌های میکروسکوپی و محیط رسوبی تشکیل آنها به طور مختصر در زیر آورده شده است.

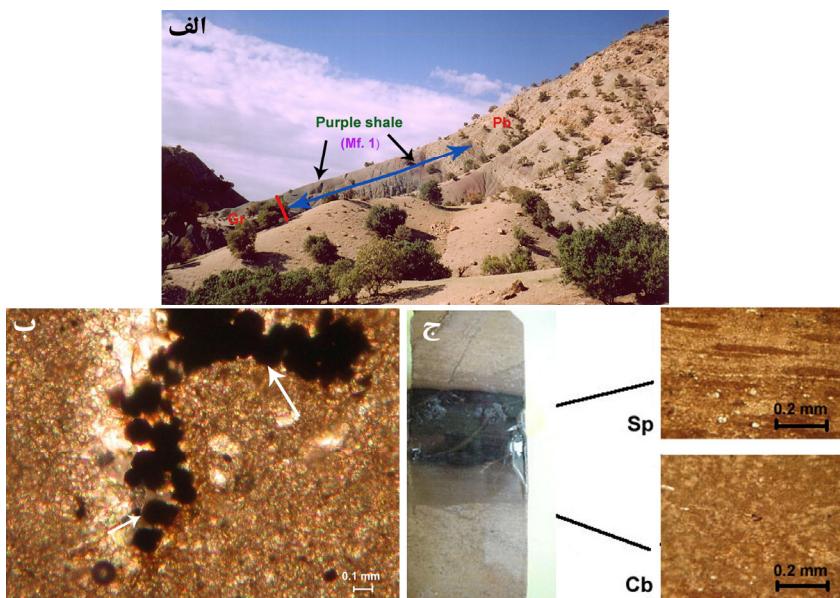
میکروفاسیس ۱

این واحد از تناوب شیل ارغوانی و مادستون‌های نازک لایه تشکیل شده است (شکل ۳ الف). نبود قطعات فسفاته و بلورهای پیریت، TOC



Fm. = Formation Bg. St. = Biogenic Structure
Mf. G. = Microfacies Group I. F. = Ichnofacies

شکل ۲ - ستون چینه‌شناسی و لیتو‌لوزی سازند پابده در برش رنو.



شکل ۳ (الف)- تنابع شیل ارغوانی و مادستون‌های نازک لایه (میکروفاسیس ۱) در قاعده سازند پابده (Pb) در برش حاج بختیار. (ب)- علامت پیکان بیانگر وجود بلورهای یوهدرال پیریت در رخساره مادستونی میکروفاسیس ۲ است، PPL. (ج)- آثار فسیلی موجود در رخساره مادستونی میکروفاسیس ۳، به شدت آشفتگی زیستی توجه شود. SP=Small Planolites (پلانولیتس کوچک)، Cb=Cryptobioturbation (آشفتگی زیستی مخفی).

مادستون (۴A)، پکستون - وکستون - مادستون (۴B) و شیل متوسط لایه با آشفتگی زیستی (۴C) تقسیم کرد.

میکروفاسیس ۴A: این واحد از تنابع لایه‌های شیلی با لایه‌های مادستونی تشکیل شده است. رنگ دانه‌های پیریت، ایکنوجنس‌های کندریتس و زئوفیکوس (ایکنوفاسیس زئوفیکوس)، اندازه کوچک آنها (قطر = ۱ میلی‌متر) و میزان بالای TOC (میانگین ۴٪) همگی مؤید این موضوع است که این واحد در بخش عمیق رمپ خارجی (شرط فقیر از اکسیژن) تشکیل شده است (Bromley 1990; Flugel 2004).

میکروفاسیس ۴B: این واحد که ویژگی‌های آن با رخساره‌های کلسی توربیدیات انطباق دارد، متعلق به رسوبگذاری در رمپ خارجی نزدیک به منشاء (بخش میانی رمپ خارجی) است. این واحد معادل رخساره‌های ۸ و ۹ است. شواهد زیر تشکیل این رخساره توسط جریان‌های توربیدیاتی را تأیید می‌نمایند.

۱- وجود سطوح تحتانی فرسایشی، دانه‌بندی تدریجی نرمال، چیپس‌های گلی و آرایش موازی قطعات بایوکلاستی در اندازه ماسه در رخساره وکستون - پکستون که نشان‌دهنده بخش‌های Ta و Tb و Eberli 1987; Watts (۱۹۸۷)؛ (الف تا ج)؛ (۱۹۸۸).

۲- وجود آرایش موازی قطعات بایوکلاستی در رخساره مادستون (طبقات مسطح انژی پایین) نشان‌دهنده بخش Td سکانس بوما است (Eberli 1987).

۳- ریپل مارک جریانی که نشان‌دهنده بخش Tc سکانس بوما است (شکل ۴ د).

میکروفاسیس ۲

این میکروفاسیس از آهک سبز خاکستری (مادستون و وکستون) و شیل با تنابع ریتمیک تشکیل شده است. وجود پیریت (شکل ۳ ب) قطعات فسفاته، خمیره تیره حاوی مواد آلی، وفور گل، عدم وجود شواهد جابجایی زیاد دانه و میزان TOC نسبتاً زیاد (میانگین ۶٪)، دلایلی هستند که میزان کم انژی و پایین بودن مقدار اکسیژن محیط را نشان می‌دهد (Wilson 1975; Flugel 2004; Carozzi 1989).

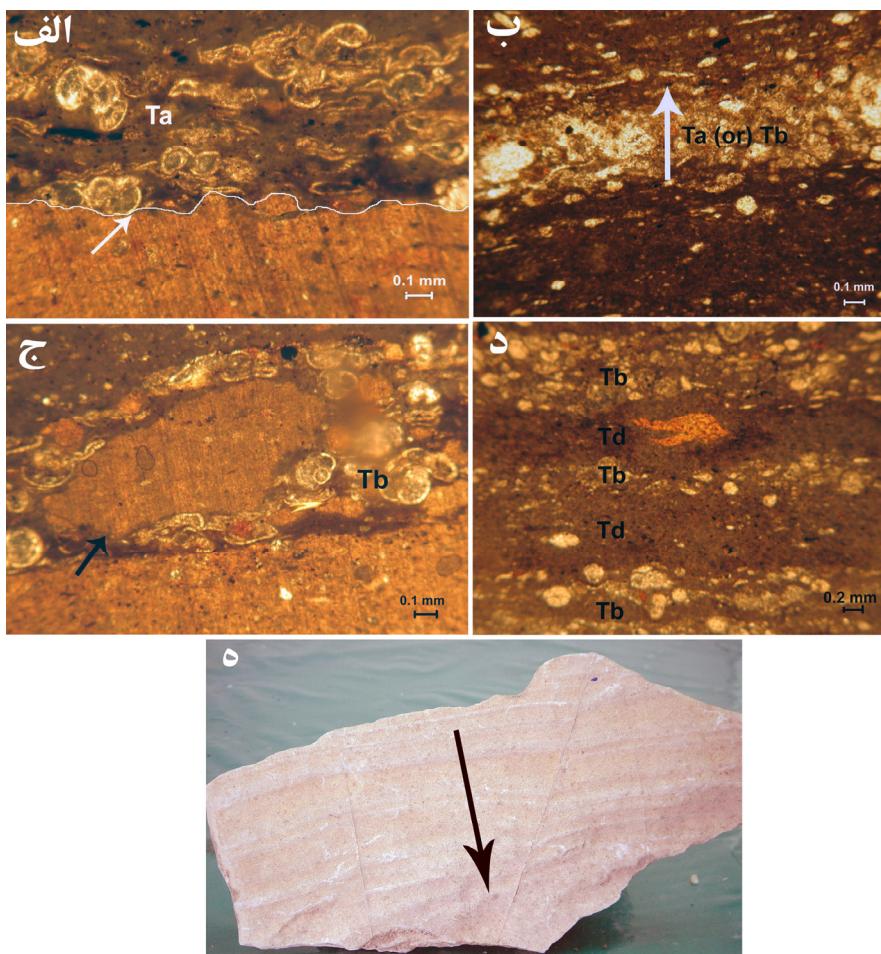
رخساره‌های مادستون، وکستون به همراه شیل حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک سالم بیانگر محیط حوضه‌ای بوده است و در رمپ بیرونی عمیق رسوب می‌نمایند (Elgadi & Brookfield 1999). به نظر می‌رسد که این واحد معادل رخساره ۸ و ۹ (رمپ خارجی فرامینیفرهای پلانکتونیک) است که در بخش عمیق رمپ خارجی رسوب نموده است.

میکروفاسیس ۳

از لحاظ پتروگرافی این واحد از مادستون‌های نازک لایه شدیداً آشفته تشکیل شده است و معادل رخساره Pedley ۹ است. وجود بلورهای پیریت، ایکنوجنس‌های پلانولیتس کوچک و آشفتگی زیستی مخفی (شکل ۳ ج)، کوچک بودن باروها نشان‌دهنده رسوبگذاری در قسمت‌های عمیق در زیر قاعده امواج توفانی (بخش عمیق رمپ خارجی) و فقیر از اکسیژن است (Calvert et al., 1996).

میکروفاسیس ۴

در مجموع میکروفاسیس‌های واحد ۴ را می‌توان به سه گروه شیل -



شکل ۴- رخساره‌های توربیدیاتی میکروفاسیس ۴B با مقیاس میلی‌متری. (الف)- رخساره پکستون بایوکلاستی با قاعده فرسایشی (علامت پیکان) که نشانگر بخش Ta سکانس بوما است. (ب)- رخساره پکستون بایوکلاستی دارای دانه‌بندی تدریجی نرمال (علامت پیکان) که نشان‌دهنده بخش Ta با سکانس بوما است. (ج)- قطعات مادستون (چیپس گلی) در رخساره پکستون (علامت پیکان) که نشان‌دهنده بخش Tb سکانس بوما است. (د)- تناوب پکستون (وکستون) - مادستون‌های با آرایش موازی قطعات فسیلی که به ترتیب نشان‌دهنده بخش Tb و بخش Td سکانس بوما است. (ه)- ریپل مارک جریانی در سطوح فوقانی میکروفاسیس ۴B، علامت پیکان جهت جریان دیرینه را نشان می‌دهد.

میانی رمپ خارجی رسوب نموده است. با توجه به ویژگی‌های فوق این واحد نشان‌دهنده بخش Te سکانس بوما است (Eberli 1987; Watts 1988).

به طور کلی میکروفاسیس ۴ معادل رخساره‌های ۸ و ۹ است که از بخش تحتانی (میکروفاسیس ۴A) به سمت بخش فوقانی (میکروفاسیس ۴C) یک روند نسبی کاهش عمق را نشان می‌دهد. بدین صورت که میکروفاسیس ۴A (بخش عمیق رمپ خارجی) به میکروفاسیس ۴C و ۴B (بخش میانی رمپ خارجی) تحول یافته است.

میکروفاسیس ۵

این واحد از پکستون‌های حاوی بلورهای پیریت، قطعات فسفاته و گلوکونیتی تشکیل شده است (شکل ۵ الف). برای تشکیل گلوکونیت و فسفات دوره‌های عدم رسوبگذاری یا رسوبگذاری اندک، شرایط کمی احیایی و شوری نرمال از شرایط ضروری است که در محیط رمپ

اصولاً آثار فسیلی سکنایی (آرنی کولیتس و تالاسینوئیدس) در توربیدیات‌ها غالب هستند (Ekdale 1988)، اما در مناطق مورد مطالعه این گونه آثار مشاهده نشده است و فقط در برخی نمونه‌ها به صورت پراکنده آثار تغذیه‌ای (کندریتس و زئوفیکوس) دیده می‌شود که در ایکنوفاسیس زئوفیکوس قرار گرفته‌اند. علت این امر به شرایط فقیر از اکسیژن یا بی‌هوایی آبهای بین روزنه‌ای درون رسوبات برمی‌گردد که اجازه تشکیل آثار سکنایی را نمی‌دهد (Bromley 1990; Moghaddam & Paul 2000). ضمناً میزان نسبتاً زیاد TOC (میانگین ۰/۲٪) مؤید این مطلب است.

میکروفاسیس ۴C: این واحد از شیل‌های خاکستری متوسط لایه با آشفتگی زیستی تشکیل شده است. این میکروفاسیس به دلیل تشابه آثار فسیلی آن با واحد ۴B (کندریتس و زئوفیکوس)، رنگ دانه‌های پیریت و قطعات فسفاته پراکنده در زیر قاعده امواج توفانی و در بخش

میکروفاسیس ۶

این میکروفاسیس از سه میکروفاسیس فرعی دیگر تشکیل شده است. **میکروفاسیس ۶A**: این واحد از مادستون‌های متوسط لایه با فرامینیفرهای پلانکتونیک به میزان انداز تشكیل شده است. قطعات پراکنده فسفاته، عدم وجود شواهد جابجایی زیاد دانه‌ها، خمیره تیره، میزان TOC زیاد (میانگین ۳/۷٪)، ایکنوجنس‌های پراکنده زئوفیکوس و کندریتس (ایکنوواسیس زئوفیکوس) و وجود گل همگی نشان دهنده میزان انژی کم و پایین بودن مقدار اکسیژن محیط و رسوبگذاری این واحد در زیر قاعده امواج توفانی و در بخش فوقانی رمپ خارجی است (Wilson 1975; Carozzi 1989; Burchett *et al.*, 1990).

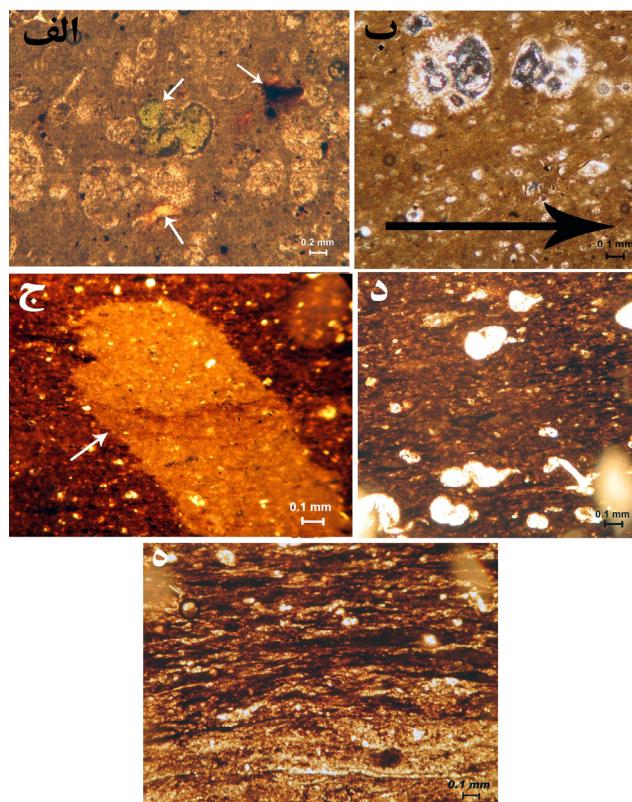
میکروفاسیس ۶B: این میکروفاسیس که از مادستون - وکستون‌های دولومیتیزه تشکیل شده است، حاوی قطعات پراکنده فسفاته، ایکنوجنس کندریتس به طور پراکنده (قطر ۱-۲ میلی‌متر)، رنگ دانه‌های پیریت و میزان TOC نسبتاً بالا (میانگین ۳/۱٪) می‌باشد. این واحد معادل رخساره‌های ۶ و ۷ است و در زیر قاعده امواج توفانی در بخش فوقانی رمپ خارجی رسوب نموده است.

میکروفاسیس ۶C: این واحد از وکستون متوسط لایه با آشفتگی زیستی در قاعده تشکیل شده است که حاوی رنگ دانه‌های پیریت، ایکنوجنس‌های زئوفیکوس و کندریتس (قطر ۱-۲ میلی‌متر، ایکنوواسیس زئوفیکوس) می‌باشد. با توجه به این خصوصیات، طبقات قاعده‌ای واحد ۶C مانند واحدهای ۶A و ۶B در بخش فوقانی رمپ خارجی رسوب نموده است. بخش فوقانی این واحد از وکستون‌های دارای قطعات بایوکلاستی موازی با یکدیگر (فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک نظری *Gyrodina* sp.)، ایکنوجنس کندریتس (قطر ۲/۵-۳ میلی‌متر) و آرنی کولیتس بلورهای یوهدرال پیریت تشکیل شده است (شکل ۵ ب). عمدتاً ایکنوجنس آرنی کولیتس از محیط‌های با انژی Frey 1990; Frey & Howard 1990) با توجه به آرایش موادی اجزای بایوکلاستی که احتمالاً نشان‌دهنده انتقال آنها توسط جریانات دریابی است و نوع و اندازه آثار فسیلی، طبقات فوقانی این واحد احتمالاً در بالای قاعده امواج توفانی (ایکنوواسیس کروزیانا) و بخش پایینی رمپ میانی رسوب نموده‌اند (Pedley 1998; Burchett & Wright 1992). از طرف دیگر وجود بلورهای یوهدرال پیریت، ایکنوجنس کندریتس و میزان نسبتاً زیاد TOC (میانگین ۲/۸٪) نشان‌دهنده ادامه داشتن شرایط فقیر از اکسیژن در بخش ابتدایی قسمت فوقانی سازند پابده (بخش ابتدایی ایکنوواسیس کروزیانا) می‌باشد.

میکروفاسیس ۷

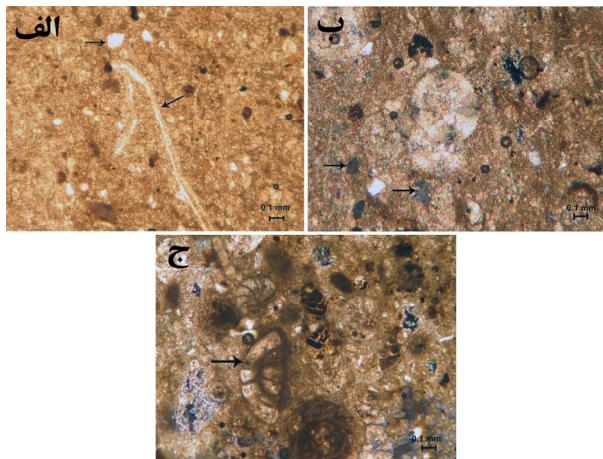
این میکروفاسیس از سه میکروفاسیس فرعی ۷A، ۷B و ۷C تشکیل شده است.

خارجی امکان بوجود آمدن این شرایط میسر است (Pedley 1998). برتری و وفور فرامینیفرهای پلانکتونیک در سازند پابده مبین چرخش آزاد آب و جریانات اقیانوسی است (Elgadi & Brookfield 1999). در چنین شرایطی به راحتی ذرات کربناته در کف دریا فسفاتی می‌شوند (Baturin 1982). پیریت‌های فرم بوئیدال و بقایای کپسول مانند منسوب به باکتری‌ها (Mohseni & Al-Aasm 2004) همراه با ذرات فسفاته و گلوكونیتی، عدم وجود موجودات بنتیک، ایکنوجنس‌های کندریتس و زئوفیکوس (ایکنوواسیس زئوفیکوس) و میزان TOC نسبتاً زیاد (میانگین ۲/۸٪) همگی از شواهد تأیید‌کننده شرایط فقیر از اکسیژن در این رخساره می‌باشند (Connally & Scott 1985; Bromley 1990). این واحد متعلق به رخساره ۸ است که در بخش بالایی رمپ خارجی (منطقه بالای شکستگی شیب) در موقع بالا آمدن سطح آب دریا و رسوبگذاری کم رسوب نموده است.



شکل ۵ (الف)- گلکونیت به صورت پرکننده حجرات فرامینیفرها در میکروفاسیس ۶ به قطعات فسفاته و بلورهای پیریت درون خمیره توجه شود. (ب)- جهت‌یابی ترجیحی قطعات بایوکلاستی توسط جریان در رخساره وکستونی در بخش بالایی میکروفاسیس ۶C، علامت پیکان بیانگر این جهت‌یابی است. (ج)- آشفتگی زیستی مایل در رخساره مادستونی میکروفاسیس ۷A در برش زنو، (د)- آرایش موازی قطعات فسیلی در رخساره مادستونی حاوی افق زغالدار میکروفاسیس ۷A در برش حاج بختیار، (۵)- لامینه‌های مواد آلی در رخساره مادستونی میکروفاسیس ۷A.

عمق نسبت به میکروفاسیس‌های پیشین است. به نظر می‌رسد که این واحد در بخش میانی رمپ میانی رسوب نموده است و معادل رخساره Pedley ۷ است.



شکل ۶ (الف) – علامت پیکان نشانگر قطعه دوکفه‌ای با پوسته نازک در قاعده میکروفاسیس ۷B است. (ب) – بلورهای کوارتز نیمه زاویه‌دار تا زاویه‌دار در حد سیلت در قاعده میکروفاسیس ۷B در پرش حاج بختیار، این بلورها احتمالاً توسط باد انتقال یافته‌اند. (ج) – همراهی فرامینیفرهای بنتیک (علامت پیکان) و پلانکتونیک میکروفاسیس XPL, NC.

مجموعه‌های آثار فسیلی

با بررسی سیستماتیک ایکنوفسیل‌های مطالعه شده تعداد ۵ ایکنوجنس در دو مجموعه مجزا طبقه‌بندی می‌گردند. ایکنوفسیل کندریتس با قطرهای متفاوت، تقریباً در تمام طبقات آشفته شده سازند پابده مشاهده می‌شود. این مجموعه‌ها براساس غالب بودن آثار فسیلی مشخص می‌شود.

مجموعه‌های آرنی کولیتیس – کندریتس

این مجموعه شامل آرنی کولیتیس و کندریتس و به مقدار کمتر دارای ایکنوجنس‌های پلانولیتیس و احتمالاً نئونریتیس است (تنوع ۴-۲). شاخص آشفتگی زیستی در این مجموعه بین ۲ تا ۴ (عمدتاً ۴) می‌باشد (شکل ۷ الف). این مجموعه در طبقات فوقانی سازند پابده (رخساره‌های مادستون، وکستون و پکستون) مشاهده می‌شود. آرنی کولیتیس مانند کندریتس یک بارو باز است و توسط رسوبات فوقانی خود پر می‌شود. ایکنوفسیل آرنی کولیتیس اغلب در سراسر ضخامت لایه نفوذ می‌کند. در این مجموعه عمق نفوذ از ۲ تا ۱۰ سانتی‌متر متفاوت است و حداقل قطر بارو آرنی کولیتیس نیز ۱۰ میلی‌متر است. ایکنوفسیل کندریتس در این مجموعه از نوع کندریتس بزرگ (قطر ۷-۵ میلی‌متر) می‌باشد.

مجموعه زئوفیکوس – کندریتس

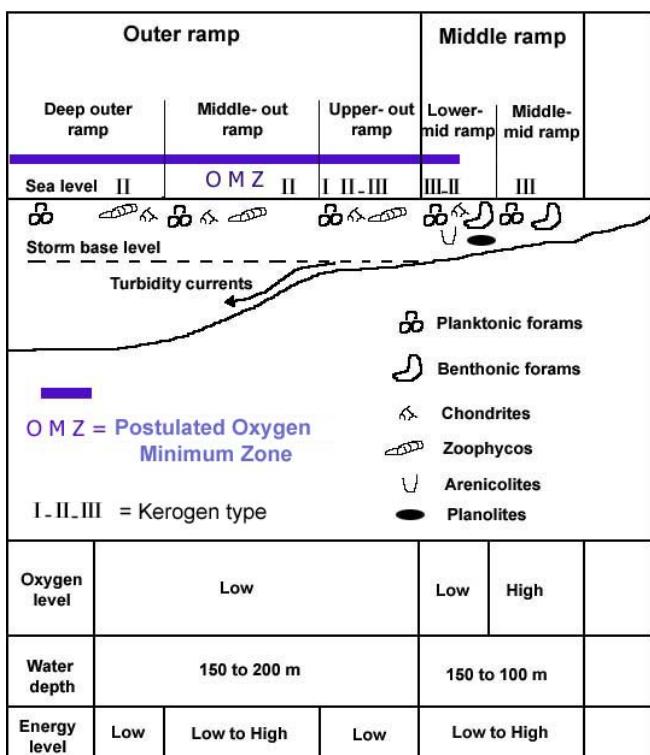
این مجموعه دارای ایکنوجنس‌های زئوفیکوس و کندریتس بوده است

میکروفاسیس ۷A: این واحد از مادستون - پکستون‌های شدیداً آشفته شده با آرایش موازی قطعات بایوکلاستی در قاعده تشکیل شده است و به مادستون‌های حاوی افق‌های زغال‌دار (زغالهای هومیک غنی از ویترینیت تحت تاثیر دریا) (بهبهانی ۱۳۸۵) ختم می‌شود و معادل رخساره ۸ است. ایکنوجنس‌های کندریتس (قطر ۳-۵/۲ میلی‌متر)، آرنی کولیتیس و نئونریتیس؟ (ایکنوفاسیس کروزیانا)، آرایش موازی قطعات بایوکلاستی و لامینه‌های مواد آلی، فراوانی فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک (*Brizalina* sp. *Nodularis*) قطعات فسفاته پراکنده نشان‌دهنده رسوبگذاری در بالای قاعده امواج توفانی و بخش پایینی رمپ میانی است (شکل‌های ۵ ج تا ۵) و تأییدی بر عملکرد جریانات دریابی است. علی‌رغم تأثیر جریانات دریابی در این واحد، وجود افق‌های زغال‌دار (میانگین ضخامت ۱/۲ متر) و میزان TOC نسبتاً بالا (میانگین ۲/۶٪) در طبقات فوقانی این واحد نشان‌دهنده ادامه شرایط فقیر از اکسیژن تا بخش‌های ابتدایی ایکنوفاسیس کروزیانا است. لازم به ذکر است در اکثر منابع در شروع ایکنوفاسیس کروزیانا مخلوطی از فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک گزارش شده است. در منطقه مورد مطالعه با توجه به شواهد فوق به نظر می‌رسد که شرایط حاکم بر ابتدای ایکنوفاسیس کروزیانا در Tier پایین جایی که میزان اکسیژن نسبت به قسمت‌های بالایی ایکنوفاسیس کروزیانا کمتر است، می‌باشد.

میکروفاسیس ۷B: این واحد از تنابوب مادستون - وکستون‌های متوسط لایه تشکیل شده است. همراهی فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک ریز (*Gyrodina* sp., *Brizalina* sp.) و بنتیک بزرگتر (*Haplophragmium Slingery*) (*Lepidocyclus* sp.) وجود قطعات بایوکلاستی سالم و شکسته (مانند قطعات کرینوئید و دو کفهای) (شکل ۶ الف)، وجود ذرات کوارتز آواری نیمه زاویه تا زاویه‌دار در حد سیلت (انتقال یافته توسط باد؟) (شکل ۶ ب)، ایکنوجنس‌های آرنی کولیتیس، کندریتس بزرگ (قطر = ۵ میلی‌متر)، نئونریتیس و پلانولیتیس و میزان نسبتاً پایین TOC (میانگین ۰.۱٪) همگی نشان‌دهنده رسوبگذاری این واحد در بالای قاعده امواج در شرایط توفانی و در بخش میانی رمپ میانی است. این واحد معادل رخساره ۷ Burchett & Wright (رخساره فرامینیفره بنتیک بزرگتر) است (Burchett et al., 1990; 1992).

میکروفاسیس ۷C: این واحد از تنابوب وکستون-پکستون پلوئیدی بایوکلاستی ضخیم لایه تشکیل شده است. وجود قطعات شکسته شده بایوکلاستی در حد سیلت، همراهی فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک (مانند میکروفاسیس B) (شکل ۶ ج)، ایکنوجنس‌های پلانولیتیس، آرنی کولیتیس و کندریتس بزرگ (قطر = ۵-۷ میلی‌متر)، وجود پلوئید و میزان پایین TOC (میانگین ۰.۰٪) نشان‌دهنده کاهش

اکسیژن محلول در آبهای عمیق باید از درصد آشفتگی زیستی کاسته شود، ولی در رسوبات مورد مطالعه عکس این امر دیده می‌شود. با افزایش عمق، تنوع موجودات کاهش می‌یابد و دیگر رقابت شدیدی بین موجودات برای مصرف اکسیژن و ادامه حیات وجود ندارد و این موجودات با وجود کم بودن مقدار اکسیژن به فعالیت خود ادامه می‌دهند و موجب آشفتگی نسبتاً بالای رسوبات می‌شوند. نرخ پایین رسوبگذاری و تجمع آرام رسوبات گلی نیز باعث گسترش اجتماع موجودات می‌شود و در نتیجه باعث افزایش آشفتگی رسوبات می‌گردد.

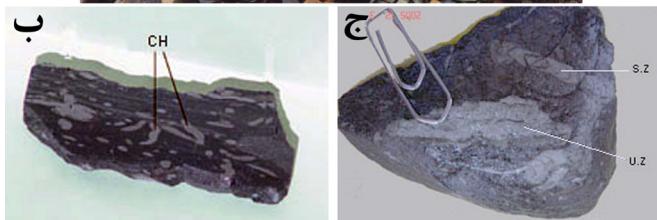
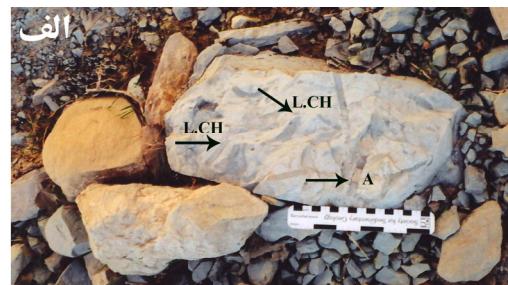


شکل ۸ (الف) - تغییرات قائم ایکنوفاسیس‌ها و ایکنوجنس‌های مشاهده شده در سازند پابده با کاهش عمق. (ب) - مدل فرضی محیط رسوبگذاری رخسارهای سازند پابده در شمال غرب ایلام.

بحث

جایگاه تکتونیکی حوضه زاگرس در طی پالئوژن یک حوضه پیش خشکی بوده است (Alsharhan & Nairn 1995; Berberian 1995). چنین حوضه‌هایی مناسب‌ترین شرایط برای توسعه رمپ‌ها به جای یک پلاتفرم با شبیه تند است (Burchett & Wright 1992; Sinclair *et al.* 1992; Wilson 1975; Gilham & Bristow 1998). به نظر (Gilham & Bristow 1998) در بسیاری از نواحی حوضه تیس، پس از بسته شدن نفوذتیس در سنوزوئیک، رمپ‌ها توسعه یافته‌اند. توالی قائم رخسارهای سازند پابده، آثار فسیلی، میکروفاسیس‌های حاوی قطعات فسیلی بنتیک و پلانکتونیک سالم و شکسته در قسمت‌های فوقانی و رخسارهای

(تنوع ۱-۲). شاخص آشفتگی زیستی بین ۳ تا ۵ (عدمتاً ۴) می‌باشد. این مجموعه در طبقات میانی و تحتانی سازند پابده (رخسارهای وکستون، پکستون، مادستون و شیل) دیده می‌شود. این مجموعه با زئوفیکوس‌های چتری شکل، زئوفیکوس دارای اسپریت (قطر ۴-۸ میلی‌متر) و کندریتس‌های با قطر ۲ میلی‌متر شروع و به زئوفیکوس‌های بی‌شکل (قطر=۳ میلی‌متر) و کندریتس‌های کوچک (قطر=۱ میلی‌متر) ختم می‌شود (شکل‌های ۷ ب و ج).

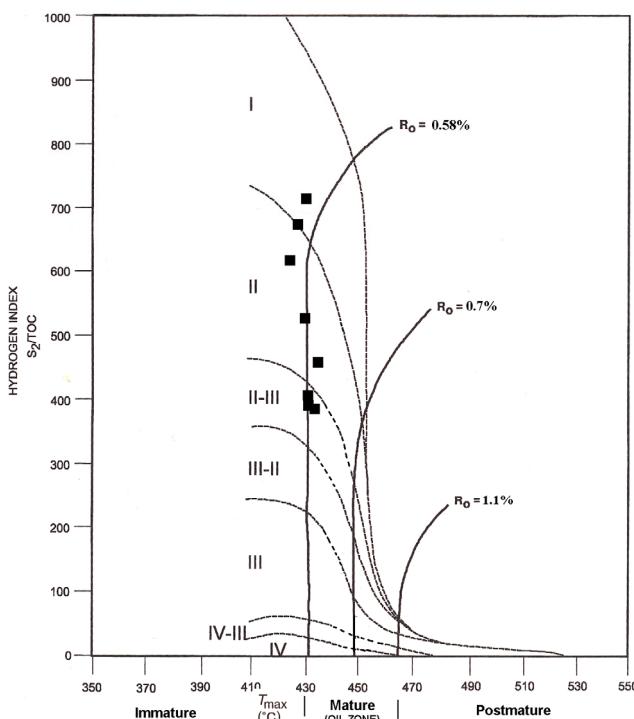


شکل ۷ (الف) - مجموعه آثار فسیلی آرنی کولیتیس - کندریتس در ایکنوفاسیس کروزیانا واقع در بخش فوقانی سازند پابده در برش رنو. A=L.CH = کندریتس، B=کندریتس بزرگ (ب) - ایکنوفسیل کندریتس در ایکنوفاسیس زئوفیکوس در بخش میانی سازند پابده، قطر باروها (۲mm) تقریباً ثابت است. CH=کندریتس. (ج) - ایکنوجنس زئوفیکوس با اشکال چتری و اسپریت دار مربوط به ایکنوفاسیس زئوفیکوس در بخش میانی و تحتانی سازند پابده. S.Z=زئوفیکوس چتری، U.Z=زئوفیکوس اسپریت دار.

تفسیر مجموعه‌های آثار فسیلی

تغییرات قائم این آثار فسیلی نشان می‌دهد که این آثار در اعماق متفاوتی در رسوبات ایجاد شده‌اند. در اعماق کمتر (قسمت فوقانی سازند پابده) پالنولیتیس، آرنی کولیتیس، نئوریتس و کندریتس‌های بزرگ (قطر ۵-۷ میلی‌متر) ایجاد می‌شوند و در نهایت با افزایش عمق زئوفیکوس و کندریتس‌های کوچک (قطر=۱ میلی‌متر) تشکیل می‌گردند (شکل ۸ الف). مجموعه آرنی کولیتیس - کندریتس تحت شرایط آبهای با اکسیژن بیشتر (ایکنوفاسیس کروزیانا) و مجموعه زئوفیکوس - کندریتس (ایکنوفاسیس زئوفیکوس) در آبهای با اکسیژن کمتر ایجاد شده‌اند. با افزایش عمق میزان اکسیژن محلول، اندازه تنوع و عمق نفوذ باروها کمتر می‌شود. (Savrda & Bottjer 1986) بیان کردند که قطر بارو و عمق نفوذ آنها مرتبط با میزان اکسیژن محیط تشکیل آنها می‌باشد. برخلاف انتظار که با افزایش عمق و کاهش غلظت

عمیق‌تر به حوضه درون شلف منتهی شده است (شکل ۸ ب). لازم به ذکر است که انواع کروزن بر اساس نمودار شاخص هیدروژن در برابر T_{max} شناسایی شدند (شکل ۹). بر این اساس ۱۲ درصد از نمونه‌های مطالعه شده (میکروفاسیس ۶A) در محدوده کروزن تیپ I قرار گرفته‌اند (بهمنای ۱۳۸۵) در این محیط رخساره‌های کم عمق‌تر رمپ میانی تدریج‌آ بر روی رخساره‌های عمیق‌تر رمپ بیرونی رسوب نمودند. از این‌رو رخساره‌های رمپ بیرونی بخش‌های تحتانی و میانی سازند پابده در بالا با رخساره‌های رمپ میانی جایگزین گردیده‌اند. در نهایت یک شلف کم‌عمق کربناته (سازند آسماری به صورت یک افق گسترده) روی سازند پابده رسوب نموده است (Murris 1980).



شکل ۹- نمودار HI در مقابل T_{max} رخساره‌های بخش تحتانی و میانی سازند پابده در برش رنو.

در مجموع می‌توان این گونه نتیجه‌گیری نمود که محیط دریایی باز رمپ بیرونی با رخساره‌های پلازیک تدریج‌آ به یک محیط رمپ میانی متأثر از جریان‌های دریایی با رخساره‌های پلازیک - بننیک تحول یافته است. بازسازی موقعیت فضایی رخساره‌های سازند پابده در توالی قائم و قرار دادن آنها در کنار هم منجر به ارائه الگویی برای مدل رسوبگذاری سازند پابده شده است (شکل‌های ۸ ب و ۱۰). همانگونه که در این اشکال پیداست، محیط رسوبی سازند پابده از رمپ بیرونی به رمپ میانی از هفت مجموعه رخساره‌ای تشکیل شده است. میزان انرژی محیط و سطح اکسیژن محلول در آب تا حد ممکن براساس شواهد موجود استنتاج و پیشنهاد شده است.

توربیدیاتی (کلسو توربیدیاتهای میکروفاسیس ۴B و ۴C) شواهدی هستند که به بازسازی محیط رسوبی سازند پابده (رمپ پرشیب دور از منشاء) کمک زیادی نموده است. از طرفی دیگر رخساره‌های ناشی از عملکرد فرایندهای متداول در یک محیط پلاتفرم حاشیه‌دار نیز در این سازند به چشم نمی‌خورند. نبود برش و برش‌های بسیار دانه درشت، همچنین فقدان یک دریایی کم عمق حفاظت شده با حاشیه ریف‌های سدی محصور‌کننده از جمله این دلایل هستند. مقدار شیب این نوع پلاتفرم کربناته (رمپ پرشیب) از نواحی کم عمق به سوی حوضه نسبتاً زیاد (یک تغییر شیب محسوس) و در اکثر موارد بیش از ۲ درجه است (یک جریان‌های ثقلی حمل رسوب از دریایی کم عمق تر به حوضه (رخساره‌های توربیدیاتی) تشکیل می‌شوند، در این سازند مشاهده می‌شود.

در رمپ‌های پرشیب دور از منشاء شکستگی شیب معمولاً در محدوده رمپ میانی یا رمپ خارجی قرار می‌گیرد (Burchett & Wright 1992; Pedley 1998). رسوبات حوضه‌ای مجاور رمپ عمدها شامل رخساره‌های غنی از مواد آلی (میکروفاسیس ۲ و ۴A؛ Droste 1990) یا سیکلهای با آشفتگی زیستی نسبتاً گسترده (میکروفاسیس ۳ می‌باشد (Read 1985; Calvert et al. 1996). بخش‌هایی از رمپ که فروافتادگی بیشتری داشته و در مناطق حداقل اکسیژن واقع شده باشند به تشکیل رخساره‌های احیایی غنی از مواد آلی کمک زیادی می‌کند (میکروفاسیس ۲ تا ۷A)؛ (شکل ۸ ب). این مناطق اصطلاحاً حوضه درون شلف نامیده می‌شوند. (Bordenave & Huc 1995) در مورد رسوبگذاری سازند پابده و گورپی بر وجود چنین وضعی در حوضه زاگرس اعتقاد دارند. به نظر Alsharhn & Nairn (1995) نیز بخش‌هایی از سازند پابده در محیط درون شلف رسوب کرده است. Elmi (1990) با مطالعه رخساره‌های تریاس پسین - ژوراسیک پیشین حوضه ساب آلپین فرانسه، رخساره‌های غنی از مواد آلی را به حوضه‌های درون شلف نسبت داده است. ارتباط مشخصی بین ایکنوفاسیس‌ها، میزان TOC، نوع کروزن و جایگاه رسوبی در مناطق مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۸ ب و جدول ۱). بخش‌های میانی و تحتانی سازند پابده (ایکنوفاسیس زئوفیکوس؛ رمپ خارجی) شامل کروزن‌های تیپ I و II و به مقدار کمتر از نوع III با میزان TOC بالا (بیش از ۲/۵٪) می‌باشد (جز میکروفاسیس ۱ در قاعده سازند پابده که به عنوان رخساره دلتایی با کروزن نوع III مشخص شده است). در بخش فوقانی سازند پابده (رمپ میانی؛ ایکنوفاسیس کروزیانا) کروزن غالب از نوع III با میزان TOC نسبتاً پایین (۰/۰۶-۰/۲۸٪) می‌باشد. با توجه به این مطالعات می‌توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی سازند پابده در منطقه مورد مطالعه یک رمپ پرشیب بوده که به طرف بخش

نتیجه‌گیری

- ۱- سازند پابده براساس آثار فسیلی، ایکنوفاسیس‌ها و شواهد پتروگرافی به سه بخش تحتانی (میکروفاسیس ۱ تا ۴C)، بخش میانی (میکروفاسیس ۴ تا ۶C) و بخش فوقانی (بخش بالایی میکروفاسیس ۶C تا ۷C) تقسیم شده است.
- ۲- بخش تحتانی و میانی با ایکنوفاسیس زئوفیکوس و بخش فوقانی با ایکنوفاسیس کروزیانا تمایز شده‌اند.
- ۳- ساختمان‌های رسوبی نظیر سطوح تحتانی فرسایشی، دانه‌بندی تدریجی و ریپل مارک جریانی همگی نشان‌دهنده رسوبگذاری میکروفاسیس ۴B توسط جریان‌های توربیدیاتی است.
- ۴- با بررسی سیستماتیک ایکنوفاسیل‌های مطالعه شده تعداد ۵ ایکنوجنس (آرنی کولیتیس، پلانولیتیس، کندریتیس، زئوفیکوس و احتمالاً نئونریتیس) در دو مجموعه مجرای شناسایی گردید.
- ۵- مجموعه آرنی کولیتیس - کندریتیس (شاخص آشفتگی زیستی ۴-۲) تحت شرایط آبهای با اکسیژن بیشتر در بخش فوقانی سازند پابده و مجموعه زئوفیکوس - کندریتیس (شاخص آشفتگی زیستی ۵-۳) تحت آبهای با اکسیژن کمتر در بخش‌های میانی - تحتانی مناطق مورد مطالعه مشاهده شده است.
- ۶- با توجه به مطالعات صورت گرفته می‌توان نتیجه گرفت که محیط رسوبی سازند پابده در مناطق مورد مطالعه یک رمپ پرشیب دور از منشاء بوده که به طرف بخش عمیق‌تر به حوضه درون شلف منتهی شده است (میکروفاسیس‌های ۲ تا ۷A) و سبب حفظ مواد آلی در این واحدها شده است.

	Mf. A.	Lithology	I.F.	Facies description	Environmental interpretation
Mf. 7	7C	P W	Cruziana	Bioclastic calcisiltite peiolidal wackestone-packstone	Middle- mid ramp setting above storm base level
	7B	M W M	Cruziana	Medium interbedded mudstone-wackestone with benthanic forams, silt size quartz	Lower- middle- mid ramp setting above storm base level
	7A	P M P	Cruziana	Bioturbated mudstone-packstone with coal seams and parallel alignment of particles	Lower- mid ramp setting above storm base level
Mf. 6	6C	W W	Cruziana	Wackestone with parallel alignment of particles	Lower mid ramp setting above storm base level
	6B	W M	Zoophycos	Bioturbated wackestone	Upper- out ramp setting below storm base level
	6A	M	Zoophycos	Dolomitized mudstone-wackestone	Upper- out ramp setting below storm base level
				Mudstone with minor planktonic forams	Upper- out ramp setting below storm base level

	Mf. A.	Lithology	I.F.	Facies description	Environmental interpretation
Mf. 5		P I P	Zoophycos	Glaconitized and phosphatized packstone	Upper- out ramp setting below storm base level
Mf. 4	4 C		Zoophycos	Medium bedded grayish bioturbated shale	Middle- out ramp setting below storm base level
	4 B	P M W M	Zoophycos	Interbedded bioclastic wackestone-packstone and mudstone with sharp erosional base contact, fining upward	Middle- out ramp setting below storm base level
	4 A	M	Zoophycos	Interbedded silicified bioclastic mudstone and shale	Deep outer ramp setting below storm base level
Mf. 3		M	Zoophycos	thin bedded intensely bioturbated mudstone with cryptobioturbation and small planolites	Deep outer ramp setting below storm base level
Mf. 2		W M W		Rhythmic beds of grayish green thin bedded mudstone-wackestone and shale Dolomitized peloidal wackestone at base	Deep outer ramp setting below storm base level
Mf. 1		M M		Alternation of purple shale and thin mudstone beds with planktonic forams	Onset of ramp setting during transgression on a delta (prodelta) environment

Mf. A. = Microfacies Assemblage

I. F. = Ichnofacies

شکل ۱۰- توالی قائم میکروفاسیس و محیط رسوبی رخساره‌های سازند پابده در شمال غرب ایلام.

منابع:

- بهبهانی ر. ۱۳۸۵: بررسی میکروفاسیس‌ها، زئوشیمی آلی و محیط رسوبی توالی‌های بیتومین‌دار سازند پابده در ایوان غرب. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه Alavi M. 1994: Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*. **229**: 211-238.
 Alla M.A., Kinghorn R.R.F., Rahman M. 1980: Organic geochemistry and source rock characteristics of the Zagros petroleum province, South West Iran. *J.P.G.* **3**: 61-89.
 Alsharhan A.S., Narin A.E.M. 1995: Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle east. *Journal of African Earth Science*. **28**: 76 -771.
 Baturin G.N. 1982: Phosphates on the sea floors, origin, composition and distribution, (Translated by D.B. Vitaliano). Elsevier Scientific Pub. Co. Amesterdam.

- Berberian M. 1995: Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonic and surface morphotectonic. *Tectonophysics*. **241**: 193- 224.
- Bordenave M.L. Burwood R. 1990: Source rock distribution and maturation in the Zagros orogenic belt, Provenance of the Asmari and Bangestan reservoir oil accumulations. *Organic Geochemistry*. **16**: 369-378.
- Bordenave M.L., Huc A.Y. 1995: The Cretaceous source rocks in the Zagros Foothills of Iran. *Revue De Institut Francais Du Petrole*. **50**: 727- 754.
- Bromley R.G. 1990: Trace fossils. Academic Division of Unwin Hyman Ltd.
- Burchett T.P., Wright V.P. 1992: Carbonate ramp depositional system. *Sedimentary Geology*. **79**: 3- 58.
- Burchett T.P., Wright V.P., Faulkner T.J. 1990: Oolitic sand body depositional models and geometries, Mississippian of South west Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sedimentary Geology*. **68**: 87-115.
- Calvert S.E., Bustin R.M., Ingall E.D. 1996: Influence of water column anoxia and sediment supply on the burial and preservation of organic carbon in marine shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **60**: 1577-1593.
- Carozzi A.V. 1989: Carbonate rocks depositional models: A microfacies approach. Prentic- Hall, NewJersey.
- Connally T.C., Scott R.W. 1985: Carbonate sediment- fill of an oceanic shelf, lower Cretaceous, Arabian Peninsula, in: Crevello, P.D Hariss P.M. (eds.) Deep- water carbonates. *SEPM Core workshop*. **6**: 266-302.
- Droste J.B. 1990: Trends in depth and extent of bioturbation in Cambrian carbonate marine environment, Western United States. *Geology*. **16**: 233-246.
- Eberli G.P. 1987: Calcareous Turbidites and their relationship to sea- level fluctuations and tectonism, in: Einsele G. Ricken W. Seilacher A. 1991: Cycles and events in stratigraphy. Springer- Verlag. Pp.340- 359.
- Ekdale A.A. 1988: Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossils assemblages. *Palaios*. **3**: 464-472.
- Elgadi M.S.M., Brookfield M.E. 1999: Open carbonate ramp facies, microfacies paleoenvironments of the Gramme Formation (Maastrichtian), Pernambuco- Paraiba Basin, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **12**: 411-433.
- Elmi S. 1990: Stages in the evolution of the late Triassic and Jurassic carbonate platforms: the western margin of the Subalpine basin (Ardech, Franse). in: Tucker M.E. Wilson J.L. Crevello P.D. Sarg J.R. Read J.F. (eds.) Carbonate platforms. Blackwell Pub. London. Pp. 109- 144.
- Flugel E. 2004: Microfacies analysis of limestones. Translated by K. Christenson. Springer-verlag, Berlin.
- Frey R.W. 1990: Trace fossil and Hummocky Cross Stratification, Upper Cretaceous of Utah. *Palaios*. **5**: 203-218.
- Frey R.W. Howard J.D. 1990: Trace fossils and depositional sequences in a clastic shelf setting, Upper Cretaceous of Utah. *Journal of Paleontology*. **64**: 803- 820.
- Gilham R.F., Bristow C.S. 1998: Facies architecture and geometry of a prograding carbonate ramp during early stage of foreland basin evolution: Lower Eocene sequences, Sierra Del Cadi, SE Pyrenees, Spain. in: Wright V.P. Burchette T.P. (eds.) Carbonate ramp. *Geol. Soc. London. Spes. Pub.* **149**: 181-205.
- James G.A., Wynd J.G. 1965: Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *AAPG, Bulletin*. **49**: 2182- 2245.
- Moghaddam H.V., Paul C. R. 2000: Trace fossils of the Jurassic, Blue Lias, Lyme Regis, Southern England. *Ichnos*. **7**: 283-306.
- Mohseni H., Al-Aasm I.S. 2004: Tempestite deposits on a storm- influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*. **27**: 163-178.
- Murris R.J. 1980: Middle east: stratigraphic evolution and oil habitat. *AAPG Bulletin*. **4**: 597-618.
- Pedley M. 1998: A review of sediment distributions and processes in Oligo- Miocene ramps of Southern Italy and Malta (Mediterranean divide). in: Wright V.P. Burchette T.P. (eds.) Carbonate ramps. *Geol. Soc. London*. **149**: 163- 180.
- Read J.F. 1985: Carbonate platform facies models. *AAPG Bolletin*. **69**: 1- 21.
- Savrda C.E., Bottjer D.J. 1986: Trace fossils model for reconstruction of paleo- oxygenation in bottom waters. *Geology*. **14**: 3-6.
- Sinclair H.D., Sayer Z.R., Tucker M.E. 1998: Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of French Alps. in: Wright V.P. Burchette T.P. (eds.) Carbonate ramps. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* **149**: 205- 228.
- Stoneley R. 1990: The Arabian continental margin in Iran during the late Cretaceous. in: Roberston A.H.F. Searl M.P. Ries A. (eds.) The geology and tectonics of the Oman region. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* **49**: 787-795.
- Taylor A.M., Goldring R. 1993: Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*. **150**: 141-148.
- Van Buchem F.S.P., Razin P., Homewood P.W., Oterdoom W., Handphilip J. 2000: Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of nothern Oman. *AAPG Bulletin*. **87**: 21- 54.
- Watts K.F. 1988: Triassic carbonate submarine fans along the Arabian platform margin. Sumeini Group, Oman. *Sedimentology*. **35**: 43-72.
- Wilson J.L. 1975: Carbonate facies in geologic history. Springer- Verlag. Berlin.
- Wynd J.G. 1965: Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. NIOC, Unpub, Rep. 1082.
- Ziegler M.A. 2001: Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *Geo. Arabia*. **6**: 445-504.