

تجزیه ریزرخساره و محیط رسوبی دیرین سنگ‌های رسوبی کربناتی معادل سازند آسماری در منطقه پشت دربند، همدان

سید احمد بابازاده^۱ و محمود رحمتی ایلخچی^۲

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران
^۲ دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۴/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۲/۲۰

چکیده

سنگ‌های رسوبی کربناتی معادل سازند آسماری در برش پشت دربند (همدان) دارای ستبرای ۱۶۰ متر بوده و متشکل از تناوب آهک‌های ستبر لایه تا نازک لایه و آهک‌های توده‌ای است. قاعده این توالی رسوبی روی افق کنگلومرای پیشرونده قرار دارد که قطعات کنگلومرا متشکل از قطعات سنگی آهکی، چرتی و شستی سازندهای دیرین مجاور است. این افق کنگلومرای به‌طور ناپیوسته روی سنگ‌های دگرگونی دیرین تر قرار دارد. مرز بالایی این توالی در منطقه مورد مطالعه با آبرفت‌های کواترنری پوشیده شده است. بر پایه مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی از سازند آسماری، دو کمر بند رخساره اصلی شامل رمپ‌های درونی و میانی شناسایی شده است. رمپ درونی شامل لاگون نیمه‌محصور، شول روتالیدی، لاگون محصور و ریف کومه‌ای و رمپ میانی شامل بخش‌های ابتدایی، میانی و انتهایی است. بر پایه مطالعات میکروسکوپی، ۸ ریزرخساره کربناتی (وکستون بیوکلاست- روزن‌بران بزرگ منفذدار، پکستون / گرینستون بیوکلاست- جلیک سرخ- روزن‌بران منفذ دار، پکستون / گرینستون بیوکلاست- مرجان‌دار، پکستون / گرینستون بیوکلاست- جلیک سرخ- مرجان‌دار، پکستون بیوکلاست- پلوییدال روزن‌بران بدون منفذ، گرینستون روتالیدار، پکستون / گرینستون روزن‌بران بدون منفذ و منفذدار و پکستون اینتراکلاست- بیوکلاست- میلییدار) مربوط به ۷ محیط رسوبی شناسایی شده است. با توجه به ریزرخساره نام برده، این سازند از محیط ساحل کشتی تا رمپ میانی گسترش دارد. بر پایه مجموعه روزن‌بران کف‌زی، سن این توالی رسوبی در منطقه مورد مطالعه معادل شاتین (الیگوسن پسین) است.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌های رسوبی کربناتی (معادل سازند آسماری)، ریزرخساره، محیط رسوبی دیرین، پشت دربند، همدان.

*نویسنده مسئول: سیداحمد بابازاده

E-mail: com.yahoo@seyedbabazadeh

۱- پیش‌نوشتار

سنگ‌های رسوبی پالئوژن و نئوژن پهنه زاگرس را می‌توان به دو چرخه بزرگ تقسیم کرد. چرخه اول از زمان پالئوسن تا الیگوسن ادامه یافته و به آن چرخه جهرم می‌گویند. در این چرخه، رسوبات سازند پاینده در مناطق ژرف و رسوبات سازند جهرم در مناطق کم ژرفا انباشته شده‌اند. چرخه دوم از زمان الیگوسن شروع شده و تا ابتدای میوسن میانی ادامه می‌یابد و به نام چرخه آسماری معروف است. در حقیقت رسوبات سازند آسماری را می‌توان آخرین پیشروی گسترده دریا در زاگرس به شمار آورد. در نواحی جنوب باختری خوزستان در بخش‌های زیرین سازند آسماری، بخش ماسه‌سنگی به نام اهواز وجود دارد که احتمالاً حاصل ورود مواد آواری توسط رودهایی است که از کویت به سوی جنوب باختر ایران جریان داشته‌اند (مطیعی، ۱۳۷۲). برای اولین بار (Busk & Mayo (1918 نام سازند آسماری را به توالی سنگ‌های آهکی کرتاسه تا نئوسن نسبت دادند. سپس Richardson (1924 این سازند را به‌عنوان آهک‌های نومولیت‌دار الیگوسن معرفی کرد. در بررسی دوباره توسط Lees (1933 و Thomas (1948، سن این سازند را الیگومیوسن تعیین کردند. زیست‌چینه‌نگاری این سازند توسط Wynd (1965 مطالعه شده است. Adams & Bourgeois (1967 زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری را بر پایه مطالعات میکروفسیل‌های کف‌زی ارائه کردند. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ریزرخساره این سازند توسط Wells (1967، Kalantary (1986 و Jalili (1987 شرح داده شده است. همچنین ویژگی‌های زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی تشکیل این سازند توسط Seyrafian & Hamedanian (1998)، Seyrafian (2000)، Amirshahkarami et al. (2010) و Vaziri Moghadam et al. (2006 & 2010)، Hakimzadeh & Seyrafian (2008) و Tahmasbi Sarvestani et al. (2010) گزارش شده است. محیط و سکانس رسوبی سازند آسماری در فروفادگی دزفول توسط ریسی و لاسمی (۱۳۷۹) ارزیابی و مطالعه شد. برش الگوی این سازند توسط طهماسبی و سروستانی و همکاران (۱۳۸۸) در تنگ گل‌ترش مورد بازبینی قرار گرفت.

در اولین کنفرانس بین‌المللی نفت در شیراز، (Laursen et al. (2009 سازند آسماری را بازبینی کرده‌اند. برش الگوی این سازند که در کوه آسماری معرفی شده است، دارای سنگ‌شناسی سنگ‌های کربناتی متوسط تا ستبر لایه است. این سازند در نواحی لرستان دارای بخش تبخیری و در فروفادگی دزفول دارای بخش ماسه‌سنگی است (مطیعی، ۱۳۷۲). ولی در برش مورد مطالعه این دو بخش (تبخیری و ماسه‌سنگی) وجود ندارد و بخش عمده توالی از نوع آهک است. توالی رسوبی معادل سازند آسماری در برش پشت دربند (همدان) از برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ تویسرکان (اشراقی، ۱۳۸۲) روی افق کنگلومرای پیشرونده جای گرفته است. قطعات سنگی آن شامل قطعات آهکی، چرتی و شستی سازندهای دیرین همسایه است. افق کنگلومرای به‌طور ناپیوسته در روی سنگ‌های دگرگونی دیرین تر قرار دارد. مرز بالایی توالی رسوبی در منطقه مورد مطالعه با آبرفت پوشیده شده است. هدف از این پژوهش، شناسایی رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی برش مورد مطالعه است.

۲- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه از توابع بخش مرکزی شهرستان همدان است و در دهستان همه‌کسی (برگه تویسرکان) جای دارد. از روستاهای مهم و همسایه منطقه مورد مطالعه می‌توان روستاهای داشی‌بلاغ، شورجیج، قره‌کند و سلطان‌آباد را نام برد. توپوگرافی منطقه مورد نظر تقریباً کوهستانی با ارتفاعات بلند و پرشیب و دره‌های ژرف است که به سوی خاور از ارتفاع منطقه کاسته می‌شود و به تپه ماهور و دشت می‌رسد. برای دسترسی به برش مورد مطالعه می‌توان از جاده همدان- سنندج استفاده کرد. از راه جاده آسفالت حدود ۴۵ کیلومتر به سوی خاور همدان و سپس به مسافت ۵ کیلومتر از راه جاده فرعی که از جاده اصلی منشعب می‌شود به سوی مقطع حرکت

۴-۲. پکستون / گرینستون بیوکلاست - جلبک سرخ - روزن‌بران منفذ دار (نابلو ۱، شکل‌های ۳ و ۴) (Perforate foraminifera-red algal-bioclast packstone/grainstone)

اجزای اصلی سازنده این ریزرخساره شامل جلبک سرخ و روزن‌بران هیالین کوچک‌تر مانند *Rotalia*، *Neorotalia* و *Amphistegina* است. اجزای فرعی این رخساره را روزن‌بران هیالین بزرگ (*Heterostegina*، *Lepidocyclina* و *Miogyopsinoides*) تشکیل می‌دهند که همراه با قطعات دو کفه‌ای و اکتینوید در زمینه میکریتی پراکنده شده‌اند. این رخساره معادل با رخساره‌های شماره ۵ و ۶ برش گرگ‌دره کوه میش (گچساران) است (بابازاده و همکاران، ۱۳۹۴). حضور دانه‌های درشت در حد و اندازه ماسه و همچنین متصل (Grain supported) در بافت میکریتی نشان‌دهنده ریزرخساره پکستون است ولی با افزایش انرژی محیط، ماتریکس میکریتی از بافت سنگ خارج و شرایط برای تشکیل سیمان اسپاریتی مهیا می‌شود و رخساره سنگ از پکستون به گرینستون تغییر می‌یابد. بنابراین سیمان آهکی گرینستون نشان‌دهنده انرژی زیاد نسبت به ریزرخساره پیشین است. حضور جلبک سرخ با روزن‌بران هیالین مانند *Miogyopsinoides* و *Heterostegina* همراه با انواع هیالین کوچک‌تر مانند *Rotalia*، *Neorotalia* و *Amphistegina* نشان‌دهنده محیط الیگوفوتیک در دریای باز و کم ژرفا و در زیر خط اثر امواج ملایم آب (Fair weather wave base) و در بخش میانی رمپ میانی (Middle mid ramp) است (Bassi et al., 2007; Pedley, 1996; Middle et al., 2004). *Miogyopsinoides* و *Neorotalia* به ترتیب در ژرفاهای ۴۰ و ۵۰ متر حضور دارند (Reiss & Hottinger, 1984; Romero et al., 2002). از سوی *Amphistegina* تا ژرفای ۹۰ متر را برای زیست اختیاری می‌کنند؛ البته فرم‌های با پوسته نازک‌تر از آنها تا ژرفای ۱۴۰ متر نیز گزارش شده‌اند.

۴-۳. پکستون / گرینستون بیوکلاست - مرجان‌دار (نابلو ۱، شکل‌های ۵ و ۶) (Coralgal - bioclast packstone/grainstone)

اجزای اصلی در این ریزرخساره شامل قطعات مرجان همراه با بیوکلاست‌هایی مانند بریوزوآ و خار اکتینوید است. عناصر فرعی شامل فسیل‌های روزن‌بران از جنس هیالین مانند *Rotalia*، *Amphistegina* و *Miogyopsinoides* است. این رخساره دارای قطعات بیوکلاست منشأ گرفته از ریف‌های پراکنده و کم ارتفاع (Patch reef) است که در ماتریکس میکریتی به‌طور شناور یا متصل به هم قرار دارند. اندازه قطعات و اجزای اسکلت آلی بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر است که در بافت میکریتی از شناور تا عدم شناور متغیر هستند؛ بنابراین در این رخساره در شرایط محیطی در اثر شدت انرژی، میکریت از محیط خارج می‌شود و سیمان جای آن را می‌گیرد و به رخساره گرینستون تغییر نام می‌یابد. محل تشکیل آن در جلوی برجستگی روی فلات قاره به سوی دریا (ابتدای رمپ میانی) و در زیر سطح اثر امواج آب است. در اینجا نبود رسوبات توریدیتی (توفانی) و دتریتی (آواری) و تشکیل نشدن ریف واقعی نشان‌دهنده یک محیط رمپی با شیب ملایم است. رخساره همانند این رخساره توسط Vaziri-Moghaddam et al. (2010) از رخنمون‌های آسماری در زاگرس گزارش شده است.

۴-۴. پکستون / گرینستون جلبک سرخ - مرجان‌دار (نابلو ۱، شکل‌های ۷ و ۸) (Coral-redalgal packstone/grainstone)

در این رخساره اسکلت مرجان و جلبک سرخ به یک نسبت به‌طور فراوان وجود دارند. فرم‌های شاخه‌ای مرجان به‌طور بخشی توسط رسوبات ریز میکریتی و سیمان آهکی به هم متصل شده‌اند. عناصر فرعی شامل قطعات بریوزوآ و اکتینوید، به‌طور کمیاب و پراکنده در سنگ دیده می‌شوند. قطعات فسیلی در حد ماسه و بزرگ‌تر در بافت دیده می‌شوند. این ریزرخساره همانند ریزرخساره ۶ (Buxton & Pedley, 1989) است. فراوانی فسیل‌های جلبک سرخ و مرجان در برجستگی‌های کوچک و پراکنده (Patch reef) وابسته به نور نشانگر تشکیل این رخساره در نواحی رمپ کم‌ژرفا

کرد (شکل ۱). این محدوده در شمال باختری روستای پشت دربند قرار گرفته و فاصله مقطع تا این روستا برابر ۵۰۰ متر است. مختصات جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۴۸° ۷' طول شمالی و ۳۵° ۳۰' ۳۵" عرض خاوری است و در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نویسرکان جای دارد (شکل ۲). منطقه مورد بررسی دارای روند جنوب خاور- شمال باختر است.

۳- روش مطالعه

بازدیدهای اولیه برای بررسی شرایط موجود مانند راه ارتباطی و تعیین محل مناسب مقطع چینه‌شناسی صورت گرفت و سپس در مطالعات صحرایی مناسب‌ترین و کامل‌ترین برش انتخاب شد. برداشت‌های صحرایی شامل نمونه‌برداری منظم در راستای عمود بر امتداد لایه‌ها به همراه تعیین شیب، امتداد و ستبرای لایه‌ها، توصیف ویژگی‌های ماکروسکوپی واحد رسوبی و تهیه عکس‌های مناسب از مقطع مورد مطالعه انجام شد. برش پشت دربند بر پایه بررسی تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها در قالب ۶۵ مقطع نازک مورد مطالعه قرار گرفته است. در این پژوهش، سنگ‌های کربناتی به روش Dunham (1962) و Embry & Klovan (1971) نام‌گذاری شده‌اند.

برای رده‌بندی رخساره‌ها و تشخیص محیط رسوبی از Flügel (2004 & 2010)، Embry & Klovan (1971) و Buxton & Pedley (1989) استفاده شده است. ادغام مطالعات میکروسکوپی و شواهد روی زمین سبب شناسایی انواع رخساره‌ها و محیط رسوبی شده است.

۴- ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

مطالعه مقاطع نازک به شناسایی ۸ ریزرخساره مربوط به ۷ محیط رسوبی شامل لاگون نیمه‌محصور، شول روتالیدی، لاگون محصور و ریف کومه‌ای در رمپ درونی و بخش‌های ابتدایی، وسطی و انتهای رمپ میانی انجامید.

۴-۱. وکستون بیوکلاست - روزن‌بران بزرگ منفذدار (نابلو ۱، شکل‌های ۱ و ۲) (Large perforate foraminifera-bioclast wackestone)

این رخساره شامل قطعات پراکنده‌ای از خارهای اکتینوید، جلبک‌های سرخ و استراکدا همراه با روزن‌برانی مانند *Rotalia*، *Neorotalia*، *Spherogypsina* و *Amphistegina* است.

اجزای مهم دیگر آن شامل روزن‌بران کف‌زی بزرگ با پوسته هیالین مانند نومولیتیدا (*Heterostegina* and *Spiroclypeous*)، *Lepidocyclina* و *Miogyopsina* است. این ریزرخساره همانند ریزرخساره شماره ۷ (Buxton & Pedley, 1989)، ریزرخساره شماره ۱ تاقدیس دیل گچساران در جنوب باختر ایران (Allahkarampour Dill et al., 2010) و ریزرخساره K در شمال باختر حوضه زاگرس، جنوب و جنوب باختر خرم‌آباد (دهلران، کبیر کوه - دره شهر و سپید دشت) (Vaziri-Moghaddam et al., 2010) است. این ریزرخساره از بافت گلی میکریتی تشکیل شده که اجزای فسیلی بزرگ، پهن و دیسکی شکل در آن پراکنده هستند؛ در واقع نوعی فلوستون است. این رخساره به علت وجود روزن‌برانی با پوسته هیالین بزرگ و پهن در زمینه میکریتی این طور به نظر می‌رسد که سازگار با محیط دریای باز با شوری عادی است. خاستگاه تشکیل این رخساره در محیط به نسبت ژرف دریای باز و در انتهای سرایشی رمپ میانی (Distal middle ramp) با انرژی متوسط تا پایین و در زیر سطح اثر امواج ملایم آب (Fwwb) و بالای سطح اثر امواج توفانی است. با افزایش ژرفای محیط، پوسته روزن‌بران هیالین نازک و ظریف شده و نشان‌دهنده کاهش نفوذ نور در ژرفای زیاد آب است. بنابراین چنین رخساره‌ای در مناطق زیرپهنه فوتیک (الیگوفوتیک) گسترش می‌یابد (Beavington-Penney & Racey, 2004).

است. این ریزرخساره به علت فراوانی میلیولید همراه با روزن‌بران هیالین کوچک مختص به محیط لاگون نیمه‌محصور (Murray, 1991; Flügel, 2004) در رمپ درونی نزدیک به ساحل (near shore lagoonal environment) است (Burchette & Wright, 1992).

این نوع ریزرخساره معادل ریزرخساره سنگ‌های کربناتی زمان ائوسن زیرین ناحیه کبوده در پهنه سوچوری سیستان (خاور ایران) است (Babazadeh, 2008). حضور ماتریکس میکربیتی و نبود عناصر تخریبی همچون کوارتز نشان از محیط به نسبت آرام دارد.

۵- مدل رسوب‌گذاری

بر پایه تجزیه ریزرخساره (سنگ- زیست‌رخساره) و نوع آلوکم‌ها (اجزای فسیلی و غیر فسیلی) موجود در سنگ‌های آهکی و همچنین تغییرات رخساره‌ها بر حسب افزایش ژرفای حوضه رسوبی، ۸ رخساره و ۷ کمربند رخساره‌ای (محیط رسوبی) برای اولین بار در مورد توالی سنگ‌های رسوبی معادل سازند آسماری در این منطقه معرفی شده است (شکل ۳). به گونه‌ای که اصطلاحات علمی مربوط به نوع محیط‌های رسوبی از نوع رمپ بر گرفته از مطالعات پژوهشگرانی چون Burchette & Wright (1992) و Pomar (2001) است. بنابراین نیمرخ مدل رسوبی نوع رمپ با استفاده از تغییرات ژرف و گوناگونی زیستی رسم شده است.

دو کمربند رخساره‌ای اصلی شامل رمپ‌های درونی و میانی شناسایی شده که به ترتیب به کمربند‌های فرعی تقسیم شده است. با توجه به شیب کف حوضه از منطقه کم‌ژرفای دریا تا منطقه ژرف، رمپ درونی شامل لاگون نیمه‌محصور، شول روتالیدی، لاگون محصور و ریف کومه‌ای است و سپس رمپ میانی شامل ابتدای رمپ میانی، وسط رمپ میانی و پایان رمپ میانی است. هیچ رخساره‌ای از رمپ بیرونی شناسایی نشده است.

رخساره‌ها به ترتیب از محیط ژرف به کم‌ژرفا به قرار زیر هستند: ۱) وکستون بیوکلاست- روزن‌بران بزرگ منفذدار؛ ۲) پکستون/گرینستون بیوکلاست- جلبک سرخ - روزن‌بران منفذدار؛ ۳) پکستون / گرینستون بیوکلاست- مرجان‌دار؛ ۴) پکستون / گرینستون جلبک سرخ- مرجان‌دار؛ ۵) پکستون بیوکلاست- پلیولید - روزن‌بران بدون منفذ؛ ۶) گرینستون روتالیدار، ۷) پکستون / گرینستون روزن‌بران بدون منفذ و منفذدار؛ ۸) پکستون اینتراکلاست - بیوکلاست- میلیولیددار.

۶- نتیجه‌گیری

توالی رسوبی سنگ‌های کربناتی معادل سازند آسماری در برش پشت دربند (همدان) از برگه تویسرکان برای اولین بار مورد بررسی قرار گرفته است. بنابراین آن به عنوان معادل سازند آسماری در نظر گرفته شد؛ چرا که صفات سنگ‌شناسی آن بسیار همانند بخش آهکی سازند آسماری است. تفسیر رخساره‌های رسوبی و ارائه مدل رسوبی بر پایه یافته‌های فسیلی و شواهد رسوب‌شناسی استوار است. بنابراین با توجه به پراکندگی فسیلی و نوع بافت سنگ، ۸ ریزرخساره و ۷ محیط رسوبی (کمربند رسوبی) بر حسب افزایش ژرفا از منطقه کم‌ژرفا تا منطقه ژرف شناسایی شده است. ریزرخساره‌ها شامل وکستون بیوکلاست- روزن‌بران بزرگ منفذدار، پکستون/گرینستون بیوکلاست- جلبک سرخ- روزن‌بران منفذدار، پکستون / گرینستون بیوکلاست- مرجان‌دار، پکستون / گرینستون جلبک سرخ- مرجان‌دار، پکستون بیوکلاست- پلیولید روزن‌بران بدون منفذ، گرینستون روتالیدار، پکستون / گرینستون روزن‌بران بدون منفذ و منفذدار و پکستون اینتراکلاست- بیوکلاست- میلیولیددار است که در محیط‌هایی مانند لاگون نیمه‌محصور، شول روتالیدی، لاگون محصور، ریف کومه‌ای و در بخش‌های ابتدایی،

و مرز میان رمپ میانی و درونی است. وجود بخشی سیمان و میکربیت نمایانگر رسوب‌گذاری در محیط با انرژی متوسط در زیر و نزدیک به سطح اثر امواج ملایم آب است.

۴-۵. پکستون بیوکلاست - پلیولید - روزن‌بران بدون منفذ (تابلو ۲، شکل‌های ۱ و ۲) (Imperforate foraminifera-peloid-bioclast packstone)

اجزای اصلی این ریزرخساره شامل روزن‌بران با پوسته بدون منفذ (پورسلانوز)، آلوکم‌هایی مانند پلیولید همراه با قطعات بیوکلاست (جلبک سرخ، بریوزوآ، دوکفه‌ای و اکتینوید) است. انواع روزن‌بران با پوسته پورسلانوز شامل انواع میلیولید (*Triloculina* and *Biloculina*) و *Peneroplis* است. حضور فراوان روزن‌بران با پوسته پورسلانوز نشان‌دهنده یک محیط لاگون محصور در رمپ درونی است. در این محیط، روزن‌بران با شوری عادی وجود ندارند. این محیط بخش بالای منطقه نورانی دریای کم‌ژرفا را اشغال کرده و شدت نور در اینجا زیاد است (Romero et al., 2002). این ریزرخساره توسط پژوهشگران دیگر نیز از سازند آسماری گزارش شده است (Vaziri-Moghaddam et al., 2010).

۴-۶. گرینستون روتالیدار (تابلو ۲، شکل‌های ۳ و ۴) (Rotalia grainstone)

دانه‌های اصلی در این ریزرخساره شامل انواع روتالیدها (*Neorotalia* و *Rotalia*) است که در یک سیمان کلسیتی به هم متصل شده‌اند. دانه‌های فرعی دیگر شامل روزن‌بران از نوع *Amphistegina* و *Miogyopsinoides* و همچنین قطعات کمیاب و پراکنده از گاستروپودها و جلبک سرخ است. دانه‌ها در حد و اندازه ماسه با جورشدگی متوسط تا خوب هستند. با توجه به این که *Miogyopsinoides* در آب‌های کم ژفا با شوری عادی یافت می‌شوند (Geel, 2000) و همچنین *Amphistegina* و *Neorotalia* عهد حاضر نیز در آب‌های کم ژرفا و در منطقه نورانی زندگی می‌کنند (Romero et al., 2002) و از سویی وجود بافت گرینستون، معرف شرایط آشفته با انرژی بالاست؛ بنابراین، این ریزرخساره در یک برجستگی (شول) ماسه‌ای تشکیل می‌شود (Flügel, 2004; Read, 1982). انرژی بالای محیط سبب حذف ماتریکس میکربیتی و جارو کردن دانه‌های ریزتر می‌شود و بنابراین ذرات درشت‌تر با جورشدگی بهتر در محیط باقی می‌ماند.

۴-۷. پکستون / گرینستون روزن‌بران بدون منفذ و منفذدار (تابلو ۲، شکل‌های ۵ و ۶) (Perforate-Imperforate foraminifera packstone/ grainstone)

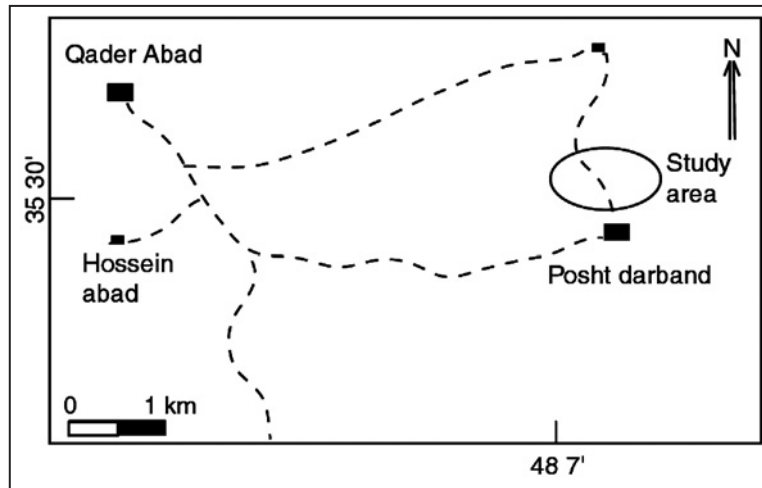
عناصر اصلی در این ریزرخساره شامل انواع روزن‌بران منفذدار (*Miogyopsinoides*، *Neorotalia*، *Rotalia*، *Lepidocyclina*، *Amphistegina* و *Heterostegina*) و بدون منفذ است. عناصر فرعی کمتر شامل جلبک سرخ و خار اکتینوید است. چنین ریزرخساره‌ای برای سازند آسماری در مناطق دیگر زاگرس توسط برخی از پژوهشگران (Vaziri-Moghaddam et al., 2006) گزارش شده است. وجود همزمان دو نوع روزن‌بران با پوسته متفاوت (هیالین و پورسلانوز)، نشان‌دهنده محیط لاگون نیمه‌محصور با انرژی پایین در رمپ درونی است. وجود شول ماسه‌ای در پشت ریف کومه‌ای پراکنده (Patch reef) در تشکیل چنین رخساره‌ای نقش بسزایی دارد. حضور روزن‌بران بدون منفذ (پوسته پورسلانوز) مانند میلیولید (*Austrotrilina* و *Pyrgo*) نشان‌دهنده محیط لاگون نیمه‌محصور است (Hallock & Glenn, 1986; Geel, 2000; Romero et al., 2002).

۴-۸. پکستون اینتراکلاست- بیوکلاست- میلیولیددار (تابلو ۱، شکل ۸) (Miliolid-bioclast-intraclast packstone)

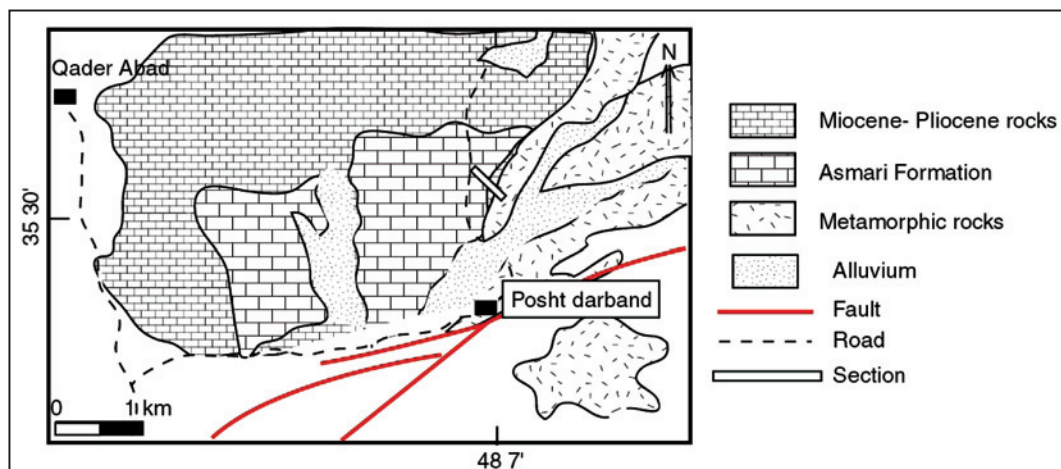
دانه‌های اسکلت اصلی این ریزرخساره متشکل از انواع میلیولید، بیوکلاست‌هایی مانند قطعات دوکفه‌ای، جلبک سرخ و اکتینوید است که همراه با اینتراکلاست هستند. اجزای فرعی شامل روزن‌بران هیالین کوچک مانند *Rotalia* و *Neorotalia*

ریف‌ساز و نبود تشکیل رسوبات توریدیتی، سازند آسماری در این ناحیه در یک سکوی نوع رمپ تشکیل شده است. بر پایه وجود روزن‌بران کف‌زی، سن توالی سنگ‌های رسوبی کربناتی را معادل شاتین (الیگوسن پسین) در نظر گرفته‌اند.

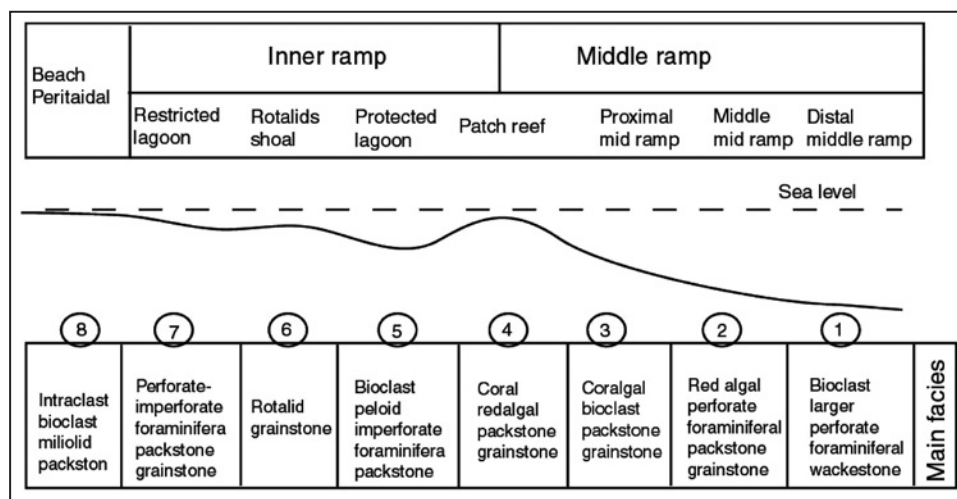
میانی و میانی رمپ میانی تشکیل شده‌اند. بر پایه مطالعه صحرایی (نبود رخساره شبه فلیش) و مطالعات آزمایشگاهی روی مقاطع نازک و همچنین تعیین ریزرخساره‌ها در برش چینه‌شناسی پشت دربند (همدان)، مشخص شد که با توجه به نبود اسکلت آلی



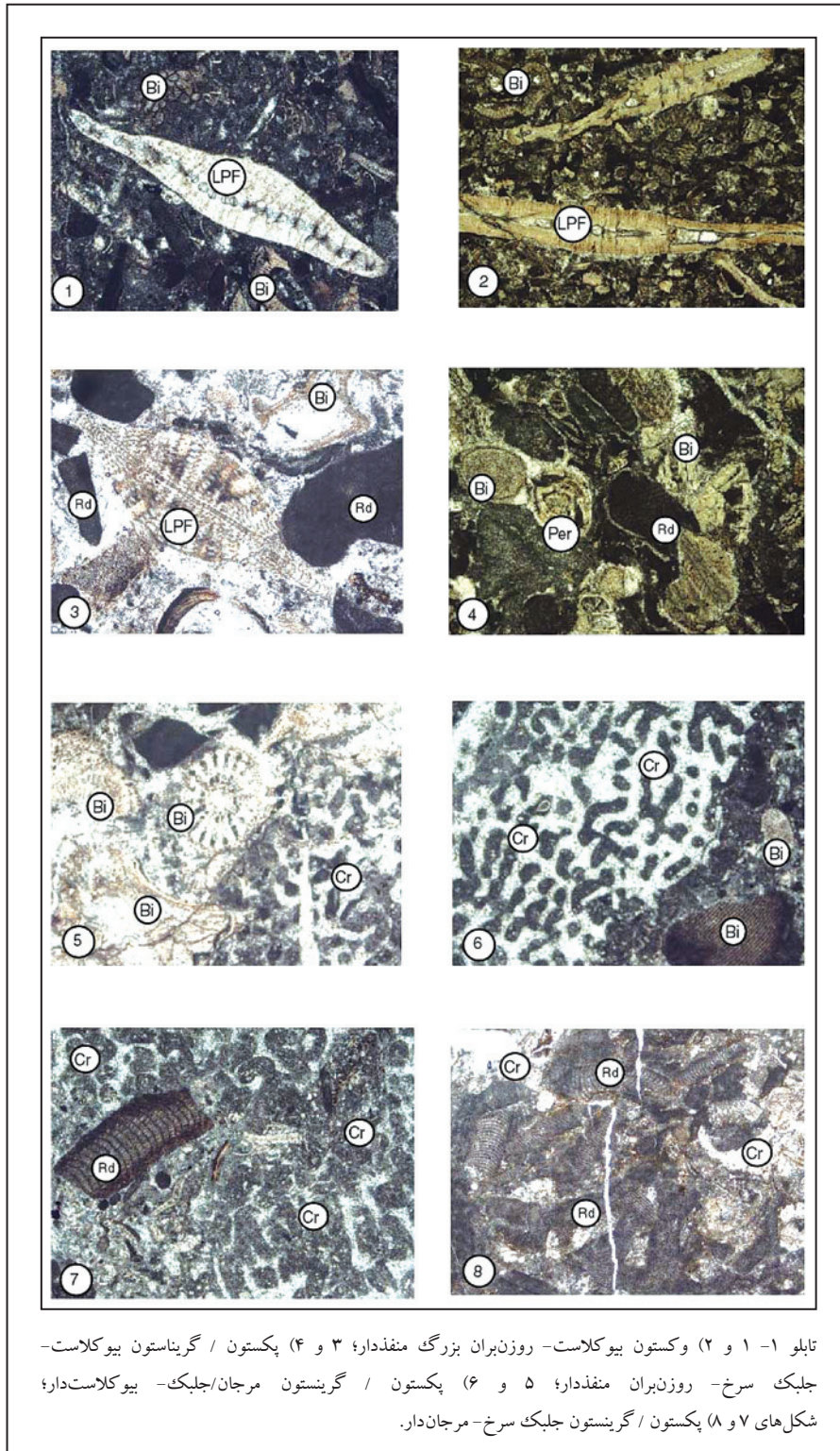
شکل ۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (پشت دربند، همدان) بر پایه نقشه توپوگرافیک (اشرافی، ۱۳۸۲).

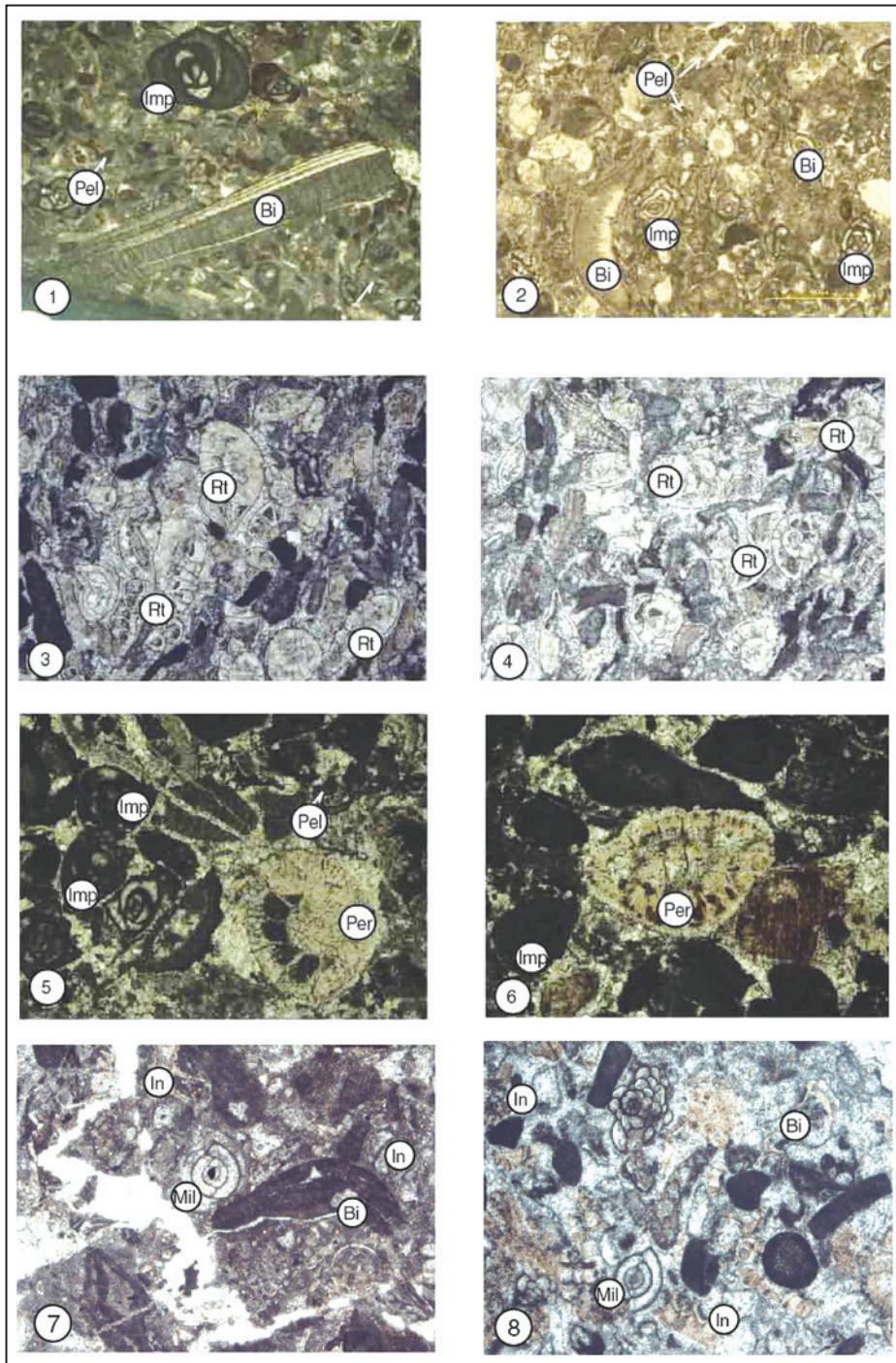


شکل ۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی توپوگرافیک نشان‌دهنده مقطع مورد مطالعه (پشت در بند، همدان؛ اشرافی، ۱۳۸۲).



شکل ۳- مدل محیط رسوبی دیرین از نوع رمپ کربناتی در برش مورد مطالعه (بدون مقیاس).





تابلو ۱-۲ و ۱-۲) پکستون بیو کلاست- پلوئید- روزن بران بدون منفذ؛ ۳ و ۴) گریستون روتالیدار؛ ۵ و ۶) پکستون / گریستون روزن بران بدون منفذ و منفذدار؛ ۷ و ۸) پکستون اینتراکلاست- بیو کلاست- میلیولیدار.

کتابنکاری

اشراقی، ص.ع.، ۱۳۸۲- نقشه زمین‌شناسی تویسرکان، ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بابازاده، س.ا.، قویدل سیوکی، م. و قصابی، ه.، ۱۳۹۴- تحلیل ریز رخساره‌های سازند آسماری در برش گرگ‌دره- کوه میش (گچساران)، در کمربند چین خورده- رانده زاگرس، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۴، شماره ۹۵، صص ۳۱ تا ۳۸.

ریسی، ع. و لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- بررسی میکروفاسیس‌های محیط رسوبی و سکناس‌های سازند آسماری (الیگومیوسن) در فروافتادگی دزفول جنوبی، خلاصه مقالات چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صص ۱۷۹ تا ۱۸۱.

طهماسبی سروستانی، ع.، قویدل سیوکی، م.، آدابی، م. ح. و صادقی، ع.، ۱۳۸۸- لیتوستراتیگرافی و بیوستراتیگرافی سازند آسماری در برش چینه‌ای کنولا، ناحیه ایذه و معرفی آن به عنوان برش مرجع سازند آسماری در حوضه زاگرس، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال سوم، شماره یازدهم، صص ۹۱ تا ۱۰۰.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۳۶ ص.

References

- Adams, T. D. & Bourgeois, F., 1967- Asmari Biostratigraphy, Geological and Exploration Div., Iranian Offshore Oil Company Report , no.1074, unpublished.
- Allahkarampour Dill, M., Seyrafiyan, A. & Vaziri Moghaddam, H., 2010- The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. Carbonates Evaporites, Vol. 25, 145-160.
- Amirshahkarami, M., 2010- Biostratigraphy characterization of the Rupelian-Burdigalian carbonate succession at the Chaman-Bolbol area in the Zagros basin. Stratigraphy and sedimentary researches, Vol. 40, no. 3, 119-136.
- Babazadeh, S. A., 2008- Lower Eocene transgressive successions of Sahlabad province, eastern Iran, implication of biostratigraphy and microfacies analysis. Revue de Paleobiologie, Geneve, Vol. 27, no. 2, 449-459.
- Bassi, D., Hottinger, L. & Nebelsick, J. H., 2007- Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy: Palaeontology, Vol. 50, no. 4, 845-868.
- Beavington-Penney, S. J. & Racey, A., 2004- Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth Sciences Review, Vol. 67, no. 3-4, 219-265.
- Burchette, T. P. & Wright, V. P., 1992- Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology, Vol. 79, no. 1-4, 3-57.
- Busk, H. G. & Mayo, H. T., 1918- Some notes on the geology of the Persian oil field. Journal Institute Petroleum Technology, Vol. 5, 5-26.
- Buxton, M. W. N. & Pedley, H. M., 1989- Short Paper: A Standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps . Journal of the Geological Society, London, Vol. 146, 746- 748.
- Ćosović, V., Drobne, K. & Moro, A., 2004- Palaeoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). Facies, Vol. 50, 61-75.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: Classification of Carbonate Rocks, a Symposium ed. W. Ham. American Association Petroleum Geologists Vol. 1, 108-121.
- Embry, A. F. & Klovan, J. E., 1971- A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. Bulletin Canadian Petroleum Geologists, Vol. 33, 730-781.
- Flügel, E., 2004- Microfacies of Carbonate Rocks, analysis interpretation and application, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 984p.
- Flügel, E., 2010- Microfacies of Carbonate Rocks, analysis interpretation and application, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 976p.
- 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, 211-238.
- Hakimzadeh, S. & Seyrafiyan A., 2008- Late Oligocene-Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Asmari Formation, South Yasuj, North central Zagros basin, Iran. Carbonate and Evaporites, Vol. 23, no. 1, 1-10.
- Hallock, P. & Glenn, E. C., 1986- Larger foraminifera: a tool for palaeoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. Palaios, Vol. 1, no. 1, 55-64.
- Jalili, M. R., 1987- Stratigraphy of Zagros basin, National Iranian Oil Company, Exploration and production division report. no. 1249, 1072p.
- Kalantari, A., 1986- Microfacies of carbonate rocks of Iran, National Iranian Oil Company, Tehran, no. 11, 520p.
- Laursen, G. V., Monibi, S., Allan, T. L., Pickard, N. A. H., Hosseiny, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F. S. P., Moallemi, A. & Druillion, G., 2009- The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation: First International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz, Iran.
- Lees, G. M., 1933- The reservoir rocks of Persian oil fields, American Association Petroleum Geology Bulletin, V. 17, no.3, 229-240.
- Murray, J. W., 1991- Ecology and Paleoecology of benthic foraminifera. Longman scientific and technical. Avon U. K. 397p.
- Pedly, M., 1996- Miocene reef facies of Pelagian region (Central Mediterranean region). In: Franseen E. K, Esteben, M., Ward W. C, Rouchy J. M. (Eds), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef complexes of Mediterranean Regions. SEPM Concept Sediment Paleontology Vol. 5, 147-259.

- Pomar, L., 2001- Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 175, 249-272.
- Read, J. F., 1982- Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. In: A. L. Hales (Editor), *Geodynamics Final Symposium. Tectonophysics*, Vol. 81, 195p.
- Reiss, Z. & Hottinger, L., 1984- The Gulf of Aqaba: Ecological Micropaleontology. Springer, Berlin, 354 p.
- Richardson, R. K., 1924- The geology and oil measures of southwest Persia, *Journal Institute Petroleum Technology*, no. 10, 256-283.
- Romero, J., Caus, E. & Rossel, J., 2002- A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin: *Palaeogeograph, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, no.179, 43 – 56 .
- Seyrafian, A. & Hamedani, A., 1998- Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), north central Zagros basin, *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie*, no. 210, 129-141.
- Seyrafian, A., 2000- Microfacies and depositional environment of the Asmari Formation at the Dehdez area. *Carbonate and evaporates*, vol. 15, 121-130.
- Tahmasbi Sarvestani, A., Ghavidel Syooki, M., Sadeghi, A. & Adabi, M. H., 2010- Biostratigraphy and Palynostratigraphy of Asmari Formation at the Katula Stratigraphic Section (Izeh Zone) in the Zagros Basin. *Jeoloji Muhendisleri Odasi (Turkey)*, Conference paper, GETINFO, 59p.
- Thomas, A. N., 1948- The Asmari limestone of southwest Iran. *Azerbaijan International Oil Company Report*, no. 706, unpublished.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. & Taheri, A., 2006- Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene - Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area. *Facies*, Vol. 52, 41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian A., Taheri, A. & Motiei, H., 2010- Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironmental and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 27, no. 1, 56-71.
- Wells, A. J., 1967- Lithofacies and geological history of the lower Tertiary sediment in southwest. *Iranian Offshore Oil Company Report*, no. 1108.
- Wynd, J. G., 1965- Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: *Iranian Offshore Oil Company Report*, no. 1082, unpublished.

Microfacies Analysis and Paleoenvironment of Carbonate Sedimentary Rocks (Asmari Formation) in Posht-Darband, Hamedan

S. A. Babazadeh ^{1*} & M. Rahmati ²

¹ Associated Professor, Department of Geology, Payamenoor University, Tehran, Iran

² Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2014 June 22

Accepted: 2015 May 10

Abstract

Carbonate sedimentary rocks equivalent to Asmari Formation containing thick and thin bedded and massive limestones with a thickness of 160m studied in Posht-Darband, Hamadan. The base of the sedimentary sequence begun with a transgressive conglomeratic horizon. This horizon is composed of rock fragments such as cherts, schists and fossiliferous limestones which are derived from adjacent old rock units. The lower contact of conglomerate horizon overlains the metamorphic rocks and the upper contact is covered by alluvium. Based on the study of thin sections from Asmari Formation, two main facies belts containing inner and middle ramps are recognized. The inner ramp composes restricted lagoon, rotalid shoal, protected lagoon and patch reef while the middle ramp contains proximal, middle and distal parts respectively. Based on microscopic studies, eight microfacies are presented which consist of; 1-Large perforate foraminifera-bioclast wackestone, 2-Perforate foraminifera-red algal-bioclast packstone/grainstone, 3-Coralgal-bioclast packstone/grainstone, 4-Coral-redalgal packstone/grainstone, 5-Imperforate foraminifera-peloid-bioclast packstone, 6-Rotalia grainstone, 7-Perforate-imperforate foraminifera packstone/grainstone and 8-Miliolid-bioclast-intraclast packstone. They are deposited in seven sedimentary environments. According to microfacies, this formation is distributed from tidal flat to middle ramp. The Chatian (Late Oligocene) age is attributed to these carbonate rocks based on benthic foraminifera recorded.

Keywords: Carbonate sedimentary rocks (Asmari Formation), Microfacies, Paleoenvironment, Posht-e Darband, Hamedan.

For Persian Version see pages 123 to 130

*Corresponding author: S. A. Babazadeh; E-mail: seyedbabazadeh@yahoo.com