

# تحلیل ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش گرگ‌دره - کوه‌میش (گچساران)، در کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس

سید احمد بابازاده<sup>۱</sup>، محمد قوبدل سیوکی<sup>۲</sup> و هدی قصابی<sup>۳\*</sup>

<sup>۱</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، واحد تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد، انستیتو نفت، دانشکده نفت، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، واحد تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۴/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۰/۰۷

## چکیده

سازند آسماری در برش گرگ‌دره واقع در کوه‌میش (کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس) به خوبی رخنمون دارد. ستبرای واقعی سازند آسماری در این ناحیه ۴۸۰ متر است. این سازند از نظر تحلیل ریزرخساره‌ها در برش گرگ‌دره (کوه‌میش) مورد مطالعه و هفت ریزرخساره در این سازند مورد شناسایی قرار گرفت. بر این اساس، ریزرخساره‌ها متعلق به زیرمحیط‌های پهنه‌کشندی، لاگون نیمه‌محصور، لاگون محصور، پشته کربناتی، سراسیمی قاره و دریای باز ژرف هستند. یک رمپ کربناتی برای رسوب‌گذاری سازند آسماری در این ناحیه پیشنهاد می‌شود و نیز، بررسی پراکندگی روزن‌بران سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه به منظور تعیین سن نهشته‌های این سازند، سبب شناسایی ۴۱ جنس و ۴۵ گونه شد. مطالعه برش مورد نظر در مجموع به شناسایی سه مجموعه زیستی زیر منجر شد:

1- *Lepidocyclina* - *Operculina* - *Ditrupa* Assemblage Zone, 2- *Peneroplis evolutus* - *Austrotrillina howchini* Assemblage Zone,

3- *Borelis melocurdica* - *Meandropsina iranica* Assemblage Zone

زیست‌زون‌های تشخیص داده شده برای سازند آسماری، نشانگر سن الیگوسن پسین (شاتین) تا میوسن پیشین (آکی‌تاین - بوردیگالین) هستند.

**کلیدواژه‌ها:** سازند آسماری، کوه‌میش، گرگ‌دره، ریزرخساره، رمپ کربناتی، زیست‌زون.

\*نویسنده مسئول: هدی قصابی

E-mail: hoda.ghasabi@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

سازند آسماری متشکل از سنگ آهک فسیل‌دار، سنگ آهک دولومیتی، سنگ آهک رسی، ماسه‌سنگ و شیل است (James & Wynd, 1965). بر اساس تجمع روزن‌بران کفزی، این سازند به سه زیربخش زیرین، میانی و بالایی تفکیک شده است (Adams & Bourgeois, 1967). مطیعی (۱۳۷۲) پیشنهاد می‌کند سازند آسماری در ناحیه فروافتادگی دزفول دارای حداکثر گسترش بوده و از سمت شمال باختر تا خاک عراق و از جنوب تا عمان تداوم دارد. در این نوشتار مطالعات مبسوطی بر روی ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای و زیست‌چینه‌ای این سازند انجام شده است. در برش مورد مطالعه، سازند آسماری ستبرای ۴۸۰ متر دارد که بیشتر از رسوبات کربناتی و فاقد واحدهای تبخیری کله‌ر و ماسه‌سنگ اهواز است. از دید سنگ‌شناسی این سازند در برش گرگ‌دره (کوه‌میش) شامل دو بخش اصلی آهکی و آهک‌دولومیتی است، به طوری که بخش آهکی در سرتاسر ستون چینه‌شناسی چهار بار تکرار شده و در بین آنها نیز بخش آهک‌دولومیتی سه بار تکرار شده است (قصابی و همکاران، ۱۳۹۲). از نقطه نظر زمانی، سازند آسماری در این برش، داری سن الیگوسن پسین (شاتین) تا میوسن پیشین (آکی‌تاین - بوردیگالین) است.

تهیه شد و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. در این مطالعه، برای نامگذاری سنگ‌های کربناتی از روش (Dunham 1962) و برای تفسیر ریزرخساره‌ها از تقسیم‌بندی (Wilson 1975)، (Flügel 1982 & 2004) و (Buxton & Pedley 1989) و (Geel 2000) استفاده شده است.

## ۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه

برش مورد مطالعه در ۱۰ کیلومتری خاور گچساران، در جنوب باختری ایران واقع است و مختصات جغرافیایی آن طول خاوری ۲۵° ۵۳' ۵۰" و عرض شمالی ۲۴° ۲۲' ۳۰" است.

## ۴- مطالعات پیشین

نام آسماری توسط Busk & Mayo (1919) برای اولین بار به توالی سنگ‌های آهکی به سن کرتاسه تا ائوسن داده شده است. سپس Lees (1933) با بررسی دوباره، سن الیگو- میوسن را برای سازند آسماری در نظر گرفت و (Thomas 1948) اولین تعریف از سازند آسماری را ارائه کرد. مطالعه دقیق سازند توسط (James & Wynd 1965) انجام گرفت و برای نخستین بار خواص زیست‌چینه‌نگاری آسماری را ارائه کردند. در سال‌های اخیر با مطالعه برش‌هایی از رخنمون‌های مختلف این سازند و داده‌های تحت‌الارضی (Seyrafian & Hamedani 1998) و (Seyrafian 2000) چینه‌نگاری زیستی و محیط‌های رسوبی آسماری را در زاگرس مرکزی مورد مطالعه قرار داده‌اند. همچنین محیط رسوبی و سکانس‌های رسوبی این سازند توسط رئیسی و لاسمی (۱۳۷۹) در فروافتادگی دزفول جنوبی و توسط ملکی‌خیمه‌سری (۱۳۷۸) در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول مورد مطالعه قرار گرفته است. چینه‌نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه شماره ۳۰ آغاچاری

## ۲- روش مطالعه

در این نوشتار، سازند آسماری در برش گرگ‌دره واقع در کوه‌میش انتخاب، مطالعه و بررسی شد. در این برش ستبرای سازند آسماری برابر ۴۸۰ متر است که با ناپوستگی فرسایشی روی سازند پایده قرار دارد (لازم به یادآوری است که بخش بالایی سازند آسماری توسط آبرفت پوشیده است و تهیه نمونه برای مطالعه امکان‌پذیر نیست). در این مطالعه فواصل نمونه‌برداری کم (در حدود ۱ تا ۲ متر) بوده به طوری که تعداد ۳۷۶ نمونه برداشت شد (نمونه‌ها معمولاً در جهت عمود بر امتداد طبقات در روی زمین برداشت شدند). از این نمونه‌ها در آزمایشگاه، مقاطع نازک میکروسکوپی

**Borelis melo curdica - Meandropsina iranica**

میکروفسیل‌های همراه این زون تجمعی عبارتند از:

*Borelis* sp., *Dendritina rangi*, *Discorbis* sp., *Bigenerina* sp.

این زیست‌زون منطبق است با زیست‌زون شماره ۶ (Laursen et al., 2009) با این عنوان

**Borelis melo curdica - Meandropsina iranica Assemblage Zone**

مطابقت دارد و مبین سن بوردیگالین است.

بر اساس این زون‌های تجمعی سن سازند آسماری در این برش الیگوسن پسین (شاتین) - میوسن پیشین (آکی تانین - بوردیگالین) در نظر گرفته می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳).

**۵-۲. تحلیل ریزرخساره‌های**

در بررسی ریزرخساره‌ها، هفت ریزرخساره کربناتی شناسایی شد که از سوی خشکی به سوی دریا عبارتند از ۱- گل سنگ کربناتی؛ ۲- میلیولید- روتالیا گرینستون تا پکستون؛ ۳- روزن‌بران پورسلانوز گرینستون تا پکستون؛ ۴- گرینستون مرجان‌دار؛ ۵- بایوکلاست- نومولیتید- لپیدوسیکلینا گرینستون تا پکستون؛ ۶- لپیدوسیکلینا- بایوکلاست پکستون تا وکستون؛ ۷- پلانکتون و کستون (شکل ۳).

**گل سنگ کربناتی (شکل ۴- الف):** این ریزرخساره عمدتاً از میکرایت تشکیل شده و آثاری از آشفستگی زیستی به ندرت در آن دیده می‌شود. در برخی مقاطع دانه‌های کوارتز و آثاری از دولومیتی شدن و همچنین قالب‌های تبخیری دیده می‌شود. این ریزرخساره فاقد هرگونه آلومک است. بر مبنای اطلاعات به دست آمده، این ریزرخساره بیانگر تشکیل آن در بخش‌های بالای پهنه جزرومدی تا محیط سوپراتایدال است و معادل ریزرخساره RMF-22 ارائه شده توسط (Flügel 1982 & 2004) است، که این نوع ریزرخساره را به محیط رسوبی پهنه جزرومدی از رمپ داخلی نسبت داده است. فرایند دیاژنتیکی دیده شده در این ریزرخساره دولومیتی شدن به‌ویژه دولومیت‌های نوع اول (دولومیکریت) است که اندازه بلور این دولومیت‌ها بسیار ریز است. به علت فابریک و اندازه بسیار ریز بلورها، حفظ بافت اولیه و نبود فسیل، در محیط‌های سوپراتایدال تا بخش‌های بالایی اینتراتایدال تشکیل شده است. به اعتقاد آدابی (۱۳۹۰) این دولومیت‌ها در واقع دولومیت‌های ثانویه‌ای هستند که در مراحل اولیه دیاژنز تشکیل شده‌اند. دیگر فرایند دیاژنتیکی دیده شده در این ریزرخساره جان‌شینی به صورت آهن دار شدن است.

**میلیولید- روتالیا پکستون تا گرینستون (شکل ۴ - پ و ت):** اجزای اصلی این ریزرخساره میلیولید و روتالیا (*Rotalia*) است که با مقدار کمی خرده‌های بیروزوا و جلبک‌سبز همراه است. هم‌روزن‌بران هیالین و هم پورسلانوز در این ریزرخساره وجود دارد. در این ریزرخساره اجزای با پوسته هیالین به جز روتالیا شامل نئوروتالیا (*Neorotalia*)، آمفی‌ستژینا (*Amphistegina*) و گاهی نیز اپرکولینا (*Operculina*)، پل‌اوربولینا (*Planorbolina*)، هتروستژینا (*Heterostegina*) و میوزیپسینوئیدس (*Miogypsinoidea*) هستند. از دیگر اجزای با پوسته پورسلانوز بوریس، میندرپسینا و دندریتینا است. اجزای پوسته آگلوتینه با سیمان کلسیتی مانند تکستولاریا (*Textularia*) و والولینید نیز وجود دارند. یافت شدن روزن‌بران کفزی بدون منفذ و منفذدار با یکدیگر، حاکی از رسوب‌گذاری در کولاب کم‌ژرفا و نیمه‌محصور است (Nebelsick et al., 2001; Romero et al., 2002; Vaziri Moghaddam et al., 2006; Corda & Brandano, 2003; Zamagni et al., 2008). این ریزرخساره با توجه به وجود روتالیا، مربوط به یک محیط کم‌ژرفا و پرانرژی و همچنین حضور میوزیپسینوئیدس بیانگر تشکیل این ریزرخساره در ژرفای کمتر از ۵۰ متر با شوری عادی دریایی است (Geel, 2000). به سمت سد، روزن‌بران کفزی بدون منفذ و روزن‌بران منفذدار (نومولیتید و میوزیپسینید عدسی‌شکل و روتالیدها) با یکدیگر دیده می‌شوند (Reiss & Hottinger, 1984).

توسط یزدانی و همکاران (۱۳۸۵) مورد پژوهش قرار گرفته است. مغفوری مقدم و همکاران (۱۳۸۷) چینه‌نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه شماره ۲۵ میدان نفتی گچساران را مورد پژوهش قرار دادند. همچنین طهماسبی و همکاران (۱۳۸۸) برش الگوی سازند آسماری را در تنگ گل‌ترش مورد بازنگری قرار داده و برش چینه‌ای کتولا را به عنوان جایگزینی برای برش الگوی این سازند پیشنهاد کرده‌اند و نیز قصابی و همکاران (۱۳۹۲) سازند آسماری را در برش گرگ‌دره از دید سنگ‌نگاری مورد مطالعه قرار داده‌اند.

**۵- بحث**
**۵-۱. چینه‌نگاری زیستی**

به منظور تعیین سن نهشته‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه ۳۷۶ مقطع نازک به طور دقیق مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس این مطالعات، ضمن شناسایی حدود ۴۵ گونه مربوط به ۴۱ جنس از روزن‌بران، سه زیست‌زون به شرح زیر تشخیص داده شده است:

**زون تجمعی ۱:** این زون تجمعی که ۱۷۳ متر از قاعده سازند آسماری را در برمی‌گیرد و بر اساس حضور جنس‌های زیر مشخص می‌شود.

***Lepidocyclina- Operculina- Ditrupa***

دیگر میکروفسیل‌های موجود در این مجموعه زیستی به قرار زیر است:

*Eulepidina elephantina*, *Eulepidina dilatata*, *Nephrolepidina tourmoueri*, *Operculina complanata*, *Ditrupa* sp., *Euvigerina iranica*, *Rotalia viennotii*, *Asterigerina* sp., *Amphystegina* sp., *Planorbolina* sp., *Heterostegina assilinoidea*, *Heterostegina* sp., *Ditrupa* sp., *Reusella* sp., *Discorbis* sp., *Haplophragmium slingeri*, *Sphaerogypsina globulus*

این زون تجمعی می‌تواند با زیست‌زون شماره ۳ (Laursen et al., 2009)

***Lepidocyclina-Operculina-Ditrupa* Assemblage Zone**

مطابقت می‌کند و مبین سن الیگوسن (روپلین- شاتین) است. به اعتقاد (Racey در نهشته‌های الیگوسن، وجود *Nummulites intermedius-fichteli* و یا *Nummulites vascus*، معرف آشکوب روپلین است. در حالی که وجود جنس‌هایی از خانواده *Lepidocyclinidae* آشکوب شاتین را تأیید می‌کند. همچنین نتایج حاصل از چینه‌نگاری ایزوتوپ استرانسیم (Ehrenberg et al., 2007) آخرین حضور جنس *Nummulites* را یک میلیون سال پیش از پایان آشکوب روپلین نشان می‌دهد. با توجه به عدم حضور *Nummulites* در مجموعه فسیلی یادشده بر پایه نتایج حاصل از چینه‌نگاری ایزوتوپ استرانسیم سن این مجموعه فسیلی شاتین است.

**زون تجمعی ۲:** این زون تجمعی با ستبرای ۲۱۰ متر از ۱۷۳ متری شروع و تا ۳۸۳ متری ادامه داشته و با پیدایش گونه‌های زیر مشخص می‌شود.

***Austrotrillina howchini- Peneroplis evolutus***

میکروفسیل‌های دیگری که در این زون تجمعی وجود دارند عبارتند از:

*Peneroplis farsensis*, *Sphaerogypsina* sp., *Rotalia viennoti*, *Meandropsina* sp., *Amphystegina* sp., *Heterostegina* sp., *Pyrgo* sp., *Elphidium* sp., *Miogypsina* sp., *Pseudolituonella richeli*, *Triloculina trigonula*, *Ammonia* sp., *Borelis pygmaea*, *Peneroplis thomasi*, *Dendritina rangi*, *Schlumbergerina* sp., *Valvulina* sp.

این زون تجمعی با زیست‌زون ۵۹ (Wynd 1965) با عنوان

***Peneroplis evolutus- Austrotrillina howchini* Assemblage Zone**

مطابقت دارد و مبین سن آکی تانین است.

**زون تجمعی ۳:** این زون تجمعی با ستبرای ۹۷ متر از ۳۸۳ متری سازند آسماری شروع و تا انتهای این سازند ادامه دارد و با حضور گونه‌های زیر مشخص می‌شود:

در محیط کم‌ژرفای دریای باز یا نزدیک قاعده امواج در بخش رمپ میانی است (Geel, 2000; Pomar, 2001; Corda & Brandano, 2003). از فرایندهای دیاژنتیکی دیده شده در این ریزرخساره انحلال، سیمانی شدن، دولومیتی شدن و جانشینی می‌باشد که به صورت گلوکونیتی شدن و آهن دار شدن است.

**– لپیدوسیکلینا – بایوکلاست پکستون نا وکستون (شکل ۴-ج):** این ریزرخساره به طور عمده دارای روزن‌بران بزرگ با پوسته هیالین است. اجزای اصلی شامل لپیدوسیکلیناهای پهن و کشیده هستند. اجزای دیگر شامل اپرکولینا و هتروستژینا، جلبک قرمز (Corallinacea)، بریوزوا و اکینویید است. در برخی از مقاطع بافت سنگ تا گرینستون نیز تغییر می‌کند. (Geel (2000) پیشنهاد می‌کند لپیدوسیکلیناها حالت کشیدگی کامل به خود گرفته‌اند زیرا فرم‌های هیالین هم‌زیست با جلبک هستند و کشیدگی و گسترش جانبی حجرات آنها به این علت است که نور بیشتر از صدف عبور کرده و به جلبک هم‌زیست آنها برسد تا عمل فتوسنتز بهتر صورت گیرد. (Hohenegger (1996 ایجاد چنین صدف‌هایی با قطر بزرگ را ناشی از ترشح شدید کربنات در زمان زندگی برای ایجاد دی‌اکسید کربن مورد نیاز زندگی می‌داند. حضور جلبک‌های کورالیناسه آ به همراه روزن‌بران بزرگ با دیواره منفذدار مربوط به بخش میانی رمپ هستند (Vennin et al., 2003; Pedley, 1996; Pomar, 2001). با توجه به حضور روزن‌بران یادشده در مقایسه با پلاتنفرم‌های عهدحاضر این ریزرخساره در بخش پایین منطقه نورانی رسوب کرده است (Hottinger, 1983; Reiss & Hottinger, 1984; Leutenegger, 1984; Hallock, 1999). براساس مدل پیشنهادی (Bassi et al. (2007 با توجه به لپیدوسیکلیناهای با صدف باریک و قطور این ریزرخساره در زون نوردار تختانی قرار می‌گیرد. مشابه چنین ریزرخساره‌ای توسط صدیقی (۱۳۸۷) از سازند قم در برش تاقدیس نواب گزارش شده است. مشابه این ریزرخساره، از ناحیه لالی نیز گزارش شده است (Vaziri Moghaddam et al., 2006). لپیدوسیکلین‌های پهن و بزرگ، که معرف شوری عادی آب‌های اقیانوس هستند، آزادانه روی بستر دریا زندگی می‌کنند یا به اجسام درون ناحیه نوری می‌چسبند (Geel, 2000). از فرایندهای دیاژنتیکی دیده شده در این ریزرخساره میکربیتی شدن، فشرده‌گی به‌ویژه از نوع فشرده‌گی مکانیکی، انحلال و سیمانی شدن است.

**– پلانکتون وکستون (شکل ۴-خ):** در این ریزرخساره نمونه‌های پلانکتون در یک زمینه میکربیتی و به صورت وکستون قرار گرفته‌اند. نمونه‌های بزرگ هم‌زیست‌دار در این ریزرخساره مشاهده نمی‌شود. این ریزرخساره معادل ریزرخساره ۸ (Buxton & Pedley (1989 است و به رمپ بیرونی (Outer ramp) نسبت داده می‌شود. بافت سنگ حاکی از ته‌نشست این ریزرخساره در محیط کم‌انرژی و زیر سطح اساس امواج در شرایط عادی است (Wilson, 1975; Flügel, 2004). رخساره‌های حاوی پلانکتون را که فاقد انواع بزرگ کف‌زی باشند، خاص ژرفای بیش از ۲۰۰ متر می‌داند (Geel, 2000). نبود زیاهای هم‌زیست نمایانگر نهشته شدن رخساره یادشده زیر منطقه نورانی است (Cosovic et al., 2004). از فرایندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در این ریزرخساره میکربیتی شدن است.

## ۶- مدل رسوبی

بر اساس شناسایی و تفکیک ریزرخساره‌های موجود در نهشته‌های البگوسن پسین- میوسن پیشین در ناحیه مورد مطالعه و نیز بر اساس انرژی محیط و فراوانی آلوکم‌های تشکیل‌دهنده ریزرخساره‌ها در بخش‌های مختلف توالی، شش زیر محیط در این محیط کربناتی تفکیک شده‌اند. این زیرمحیط‌ها به ترتیب از مناطق کم‌ژرفا به ژرف عبارتند از پهنه جزرومد، لاگون نیمه‌محصور، لاگون محصور، پشته کربناتی، سراسیمی قاره و دریای باز ژرف است. هفت ریزرخساره رسوبی در این شش زیر محیط رسوبی به ترتیب شامل گل سنگ کربناتی، میلیولید- روتالیا پکستون

(Hottinger, 1997; Geel, 2000; Pomar, 2001; Cosovic et al., 2004). از فرایندهای دیاژنتیکی دیده شده در این ریزرخساره انحلال، دولومیتی شدن و سیمانی شدن است.

**– روزن‌بران پورسلانوز گرینستون نا پکستون (شکل ۴-ب):** اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره را روزن‌برانی با دیواره پورسلانوز مانند میلیولید (Miliolid)، آرکیاس (Archaias)، پنروپلیس (Peneroplis)، آستروتیلینا (Austerotrilina) تشکیل می‌دهند. افزون بر این، در این ریزرخساره والولینید (Valvulinid)، بورلیس (Borelis)، میندروپسینا (Meandropsina)، دندرتینا (Dendritina) نیز با فراوانی کمتر وجود دارند. در برخی از مقاطع نیز پلویید (Peloid) وجود دارد. اساساً سیمان این ریزرخساره اسپاری است که گاه در برخی از لایه‌ها میزان میکربایت بیشتر شده و تا پکستون تغییر می‌یابد. از اجزای فرعی این ریزرخساره می‌توان به بریوزوا (Bryozoa)، اکینویید (Echinoid)، گاستروپد (Gastropoda) و استراکدا (Ostracod) اشاره کرد. بر مبنای وجود روزن‌بران بی‌منفذ فراوان مانند میلیولیدها، بورلیس‌ها و پنروپلیدها، (Geel (2000 این ریزرخساره را به محیط کولاب نسبت می‌دهد. از سوی دیگر، (Geel (2000 روزن‌برانی همچون آستروتیلینا همراه با میلیولید و بورلیس را در محیط‌های نسبتاً پر انرژی آب‌های کم‌ژرفا (کمتر از ۳۰ متر) بخش داخلی پلاتنفرم و حضور روزن‌بران پورسلانوز مانند آرکیاس، پنروپلیس و میلیولید را مشخص‌کننده زون نوردار می‌داند. (Romero et al. (2002 نیز پیشنهاد کرده‌اند که پنروپلیدها چون اپی‌فیت هستند نسبت به ماهیت پی‌لایه بی‌تفاوت بوده و در کولاب‌های فوق‌شور محصور شده زندگی می‌کنند (فراوانی پنروپلیس به همراه میلیولید نشانگر کولاب‌های فوق‌شور محصور شده و کم‌ژرفا است). از فرایندهای دیاژنتیکی دیده شده در این ریزرخساره سیمانی شدن، دولومیتی شدن و انحلال است.

**– گرینستون مرجان‌دار (شکل ۴-ث):** تپ‌های مرجانی در زمینه گرینستونی قرار گرفته‌اند. رشد شبکه‌ای مرجان‌ها باعث به‌وجود آمدن این ریزرخساره شده است. با فراوانی کمتر خرده‌های جلبک قرمز، اکینویید، بریوزوا و میلیولید نیز همراه این ریزرخساره وجود دارند. فضای خالی اسکلت ایجاد شده عمدتاً توسط اسپارایت و به ندرت توسط میکربایت پر شده است. (Buxton & Pedley (1989 این رخساره را ریف کومه‌ای (Patch reef) معرفی کرده‌اند. این ریزرخساره معادل ریزرخساره ۶ (Buxton & Pedley, 1989) است و به رمپ میانی نسبت داده می‌شود. از فرایندهای دیاژنتیکی بارز مشاهده شده در این ریزرخساره سیمانی شدن است. از ساخت‌های رسوبی مشاهده شده چینه‌بندی متقاطع است.

**– بایوکلاست-نومولیتید- لپیدوسیکلینا گرینستون نا پکستون (شکل ۴-ج و ج):** در این ریزرخساره خرده‌های بریوزوا، جلبک قرمز، اکینویید و همچنین هتروستژینا (Hetrostegina)، لپیدوسیکلینا (Lepidocyclina) و اپرکولینا وجود دارند، به مقدار کمتر آمفی‌ستژینا، روتالیا، نئوروتالیا، پلن‌اوربولینا، اکینویید و نیز میلیولید به صورت جزئی‌تر وجود دارد. در برخی مقاطع دولومیتی شدن دیده می‌شود. در مدل پیشنهادی (Bassi et al. (2007 با توجه به نحوه گسترش و پراکندگی روزن‌بران کف‌زی، این ریزرخساره را متعلق به بخش پایین زون نوردار فوقانی می‌دانند. مشابه این ریزرخساره را صدیقی (۱۳۸۷) با توجه به حضور روزن‌بران با دیواره هیالین بیشتر با صدف متورم و عدسی‌شکل مانند هتروستژینا، اپرکولینا و لپیدوسیکلینا که در بخش پایین زون نوردار فوقانی غالب‌اند، از سازند قم در برش تاقدیس نواب گزارش کرده است. روزن‌بران هیالین با پوسته ستر یعنی با نسبت ستر برای به قطر زیاد، در نواحی کم‌ژرفا حضور دارند که این پوسته روزن‌بران را برای تحمل نور و انرژی زیاد محیط سازگار می‌کند، اما عاملی که در ایجاد این پوسته ستر نقش دارد، کاهش فتوسنتز جلبک‌های هم‌زیست در شرایط نامساعد نوری (نور خیلی زیاد و خیلی کم) است (Hottinger & Racey, 2004). به پیشنهاد (Hottinger (1983 پوسته‌های نوع A (Megalospheric) در آب‌های کم‌ژرفا فراوان‌ترند. وجود جلبک قرمز و روزن‌بران بزرگ مانند نئوروتالیا و آمفی‌ستژینا نشانگر رسوب‌گذاری این ریزرخساره

### سیاسگزاری

در اینجا لازم می‌دانیم از جناب آقای دکتر هادی امین‌رسولی، مدیر گروه زمین‌شناسی دانشگاه کردستان که در نمونه‌برداری از برش مورد مطالعه و دیگر مراحل پژوهش مساعدت نموده‌اند و همچنین از جناب آقای دکتر لنکرانی به واسطه راهنمایی‌های ارزشمندشان سپاسگزاری نمایم.

تا گریستون، روزن‌بران پورسلانوز گریستون تا پکستون، گریستون مرجان‌دار، بایوکلاست- نومولیتید- لپیدوسیکلینا گریستون تا پکستون، لپیدوسیکلینا- بایوکلاست پکستون تا وکستون و روزن‌بران پلانکتون و کستون است. شرایط تشکیل هر یک از ریزرخساره‌ها مشخص و تفسیر شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات مقاطع میکروسکوپی و تغییرات تدریجی رخساره‌ها از ساحل به طرف مناطق ژرف حوضه رسوبی و وجود ریف‌های کم‌ارتفاع پراکنده دلایل کافی برای معرفی رمپ کربناتی با ریف کومه‌ای در این منطقه بوده است. از طرفی بر روی سراسیمی قاره (Foreslope) ساختمان ریزشی از نوع رسوبات توربیدیته و دیتریته دیده نشده است و از طرف دیگر نبود ریف واقعی (real reef) در منطقه، ما را به مدل رمپ سوق داده است.

### ۷- نتیجه‌گیری

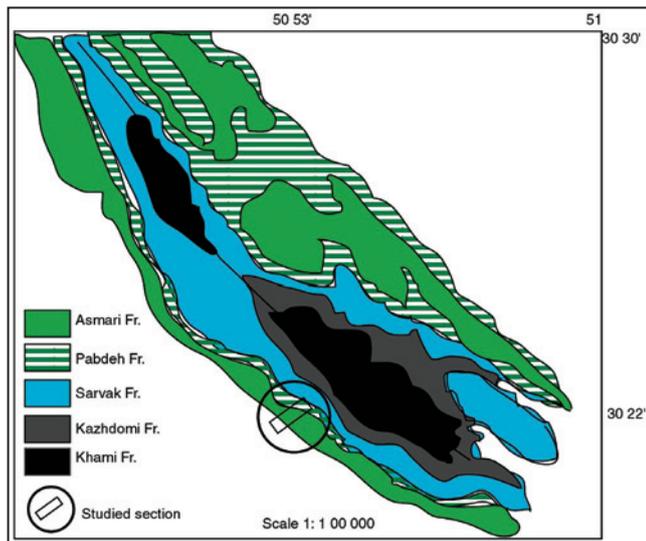
بر اساس مطالعه روزن‌بران کف‌زی سه زون تجمعی شناسایی شد که عبارتند از:

1- *Lepidocyclus - Operculina - Ditrupa* Assemblage Zone

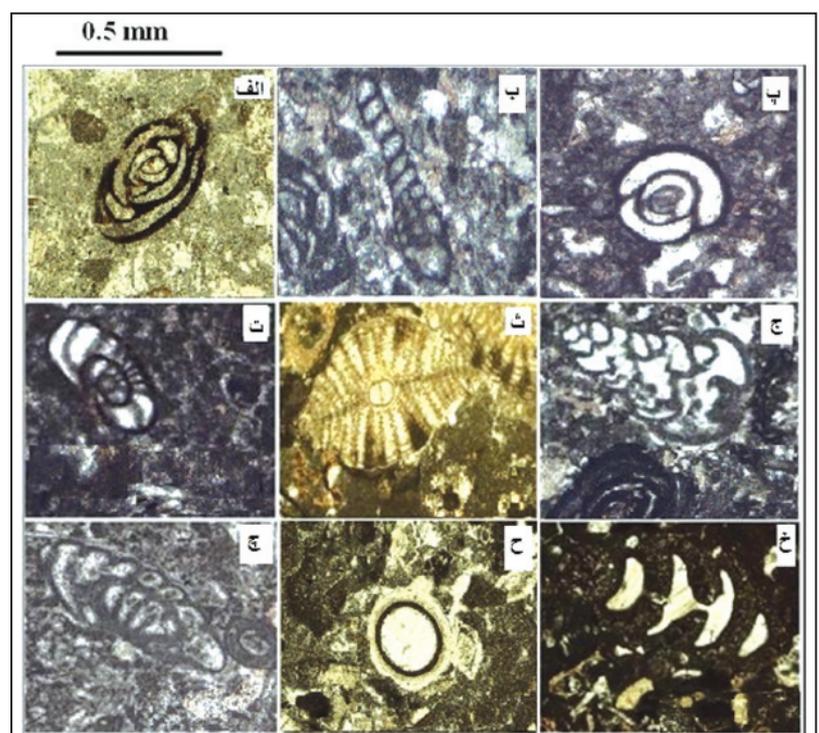
2- *Austrorillina howchini - Peneroplis evolutus* Assemblage Zone

3- *Borealis melo group - Meandropsina iranica* Assemblage Zone

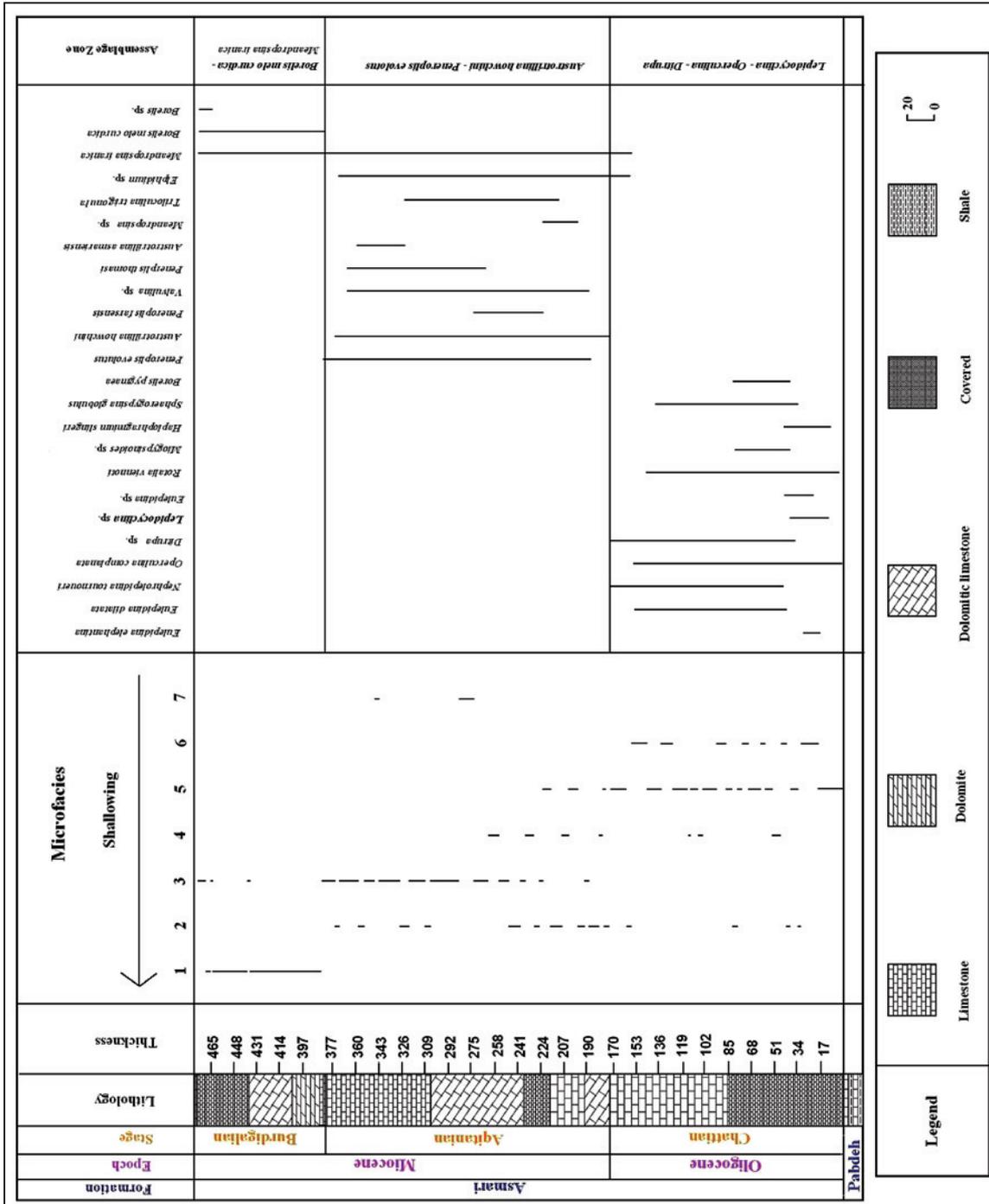
که بر این اساس سن سازند آسماری در این برش الیگوسن پسین (شاتین) تا میوسن پیشین (آکی تاین - پوردیگالین) در نظر گرفته شده است. هفت ریزرخساره کربناتی تشخیص داده شد که شامل ۱- ریزرخساره گل سنگ کربناتی؛ ۲- ریزرخساره میلیولید- روتالیا پکستون تا گریستون؛ ۳- ریزرخساره پورسلانوز فرامینفرا گریستون تا پکستون؛ ۴- ریزرخساره گریستون مرجان‌دار؛ ۵- ریزرخساره بایوکلاست- نومولیتید- لپیدوسیکلینا گریستون تا پکستون؛ ۶- ریزرخساره لپیدوسیکلینا- بایوکلاست پکستون تا وکستون؛ ۷- ریزرخساره پلانکتون و کستون هستند. بر اساس ویژگی‌های این ریزرخساره‌ها می‌توان شش زیرمحیط از جمله پهنه‌کشندی، لاگون نیمه‌محصور، لاگون محصور، پشته‌های کربناتی، سراسیمی قاره و دریای باز ژرف را برای سازند آسماری در برش گرگ‌دره واقع در کوه‌میش پیشنهاد کرد.



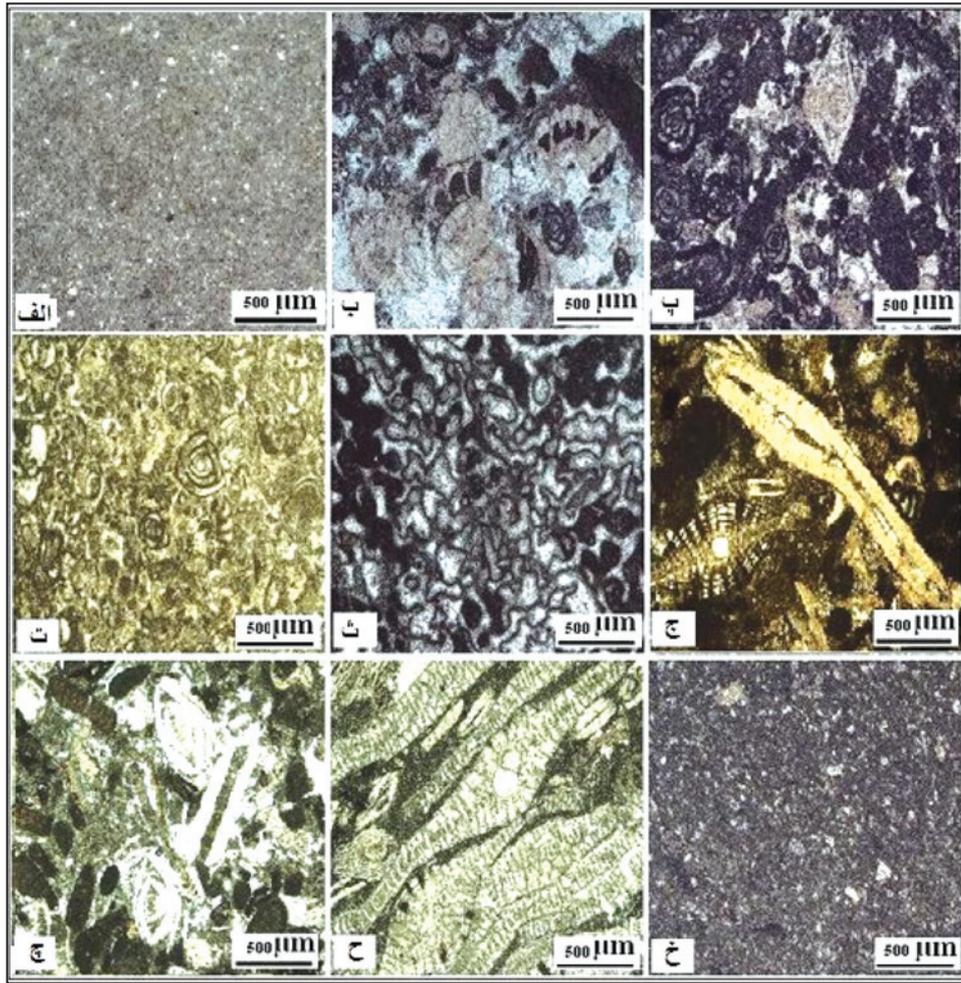
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت ناحیه مطالعه شده.



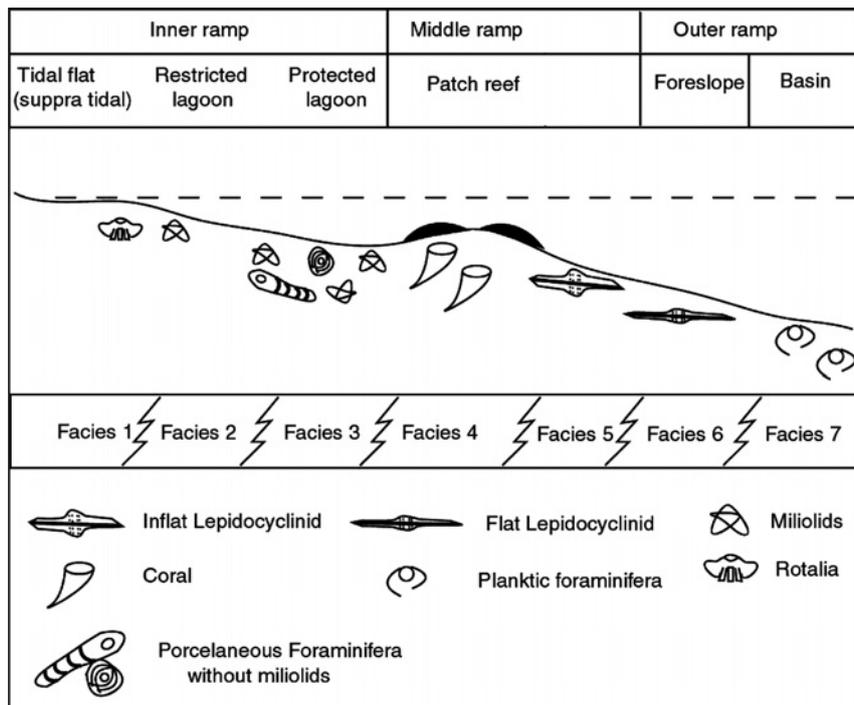
شکل ۲- اشکال میکروسکوپی تعدادی از روزن‌بران موجود در سازند آسماری، برش گرگ‌دره. الف) *Glomospira* sp. مقطع ۲۴۳؛ ب) *Spirolina* sp. مقطع ۲۴۳؛ پ) *Pyrgo* sp. مقطع ۲۴۷؛ ت) *Elphidium* sp. 1 (Montfort, 1808) مقطع ۲۷۶؛ ث) *Nephrolepidina* sp. مقطع ۲۹۴؛ ج) *Valvulinia* sp. مقطع ۲۹۴؛ چ) *Dendritina rangi* (Orbigny, 1826) مقطع ۳۷۲؛ ح) *Ditrupa* sp. مقطع ۵؛ خ) *Haplophragmium slingeri* (Thomas, 1950) مقطع ۸.



شکل ۳- جدول پراکندگی ریزرخساره‌ها به همراه زیست‌زون‌های تعریف شده در برش گرگ‌دره (کوه میش).



شکل ۴ - الف) گل سنگ کربنات (مقطع: ۳۲۶)؛  
 ب) میلیولید- روتالیا پکستون تا گرینستون  
 (مقطع: ۱۵۳)؛ پ) میلیولید- روتالیا پکستون  
 تا گرینستون (مقطع: ۲۴۸)؛ ت) روزن بران  
 پورسلانوز گرینستون تا پکستون (مقطع: ۲۹۹)؛  
 ث) گرینستون مرجان‌دار (مقطع: ۱۴۳)؛  
 ج) بایوکلاست- نومولیتید- لیپیدوسیکلینا  
 گرینستون تا پکستون (مقطع: ۴۹)؛  
 چ) بایوکلاست- نومولیتید- لیپیدوسیکلینا  
 گرینستون تا پکستون (مقطع: ۱۳)؛  
 ح) لیپیدوسیکلینا- بایوکلاست پکستون تا  
 وکستون (مقطع: ۱۴)؛ خ) پلانکتون وکستون  
 (مقطع: ۲۲۹).



شکل ۵- مدل رسوبی نهشته‌های سازند آسماری در زمان رسوب‌گذاری، برش گرگ‌دره (کوه‌میش).

## کتابنگاری

- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۴ صفحه.
- رئیمی، ع. و لاسمی، ی.، ۱۳۷۹- بررسی میکروفاسیس های محیط رسوبی و سکانس های سازند آسماری (الگومیوسن) در فروفادگی دزفول جنوبی، خلاصه مقالات چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۱۷۹ تا ۱۸۱.
- صدیقی، م.، ۱۳۸۷- چینه نگاری زیستی و محیط رسوبی عضو سازند قم در جنوب و جنوب شرق شهرستان قم، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۹۹ صفحه.
- طهماسبی سروسستانی، ع.، قوبیل سیوکی، م.، آدابی، م. و صادقی، ع.، ۱۳۸۸- لیتو استراتیگرافی و بیو استراتیگرافی سازند آسماری در برش چینه ای کتولا، ناحیه ایذه و معرفی آن به عنوان برش مرجع سازند آسماری در حوضه زاگرس، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال سوم، شماره یازدهم، ص ۹۱-۱۰۰.
- قصابی، ه.، بابازاده، ا. و قوبیل سیوکی، م.، ۱۳۹۲- مطالعه لیتو استراتیگرافی سازند آسماری در برش گرگ دره- کوه میش (گچساران)، زاگرس چین خورده، هفتمین همایش ملی تخصصی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، ص ۶۰.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۳۶ صفحه.
- مغفوری مقدم، ا.، اکبری بیرگانی، م. و رحمانی، ع.، ۱۳۸۷- چینه نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه شماره ۲۵ میدان نفتی گچساران، فصلنامه زمین شناسی کاربردی، سال ۴، شماره ۴، ص ۲۸۶-۲۷۷.
- ملکی خیمه سری، س.، ۱۳۷۸- تفسیر محیط رسوبی سازند آسماری در حاشیه شمالی فروفادگی دزفول، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین.
- یزدانی، ا.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع. و امیربختیار، ح.، ۱۳۸۵- چینه نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه شماره ۳۰ آغا جاری، خوزستان، مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، جلد ۲۵، شماره ۳، ص ۴۹ تا ۶۲.

## References

- Adams, T. D. & Bourgeois, F., 1967- Asmari Biostratigraphy. Geological And Exploration Div., IOOC Report, no. 1074, unpublished.
- Bassi, D., Hottinger, L. & Nebelsick, H., 2007- Larger Foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, northeast Italy. *Palaeontology* 50(4): 845-868.
- Beavington-Penney, S. J. & Racey, A., 2004- Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth. Sci. Rev.* 67 (3-4): 219-265.
- Busk, H. G. & Mayo, H. T., 1919- Some notes on the geology of the Persian oil field. *J. Nst. Petrol. Tech.* (5): 5-26.
- Buxton, M. W. N & Pedley, H. M., 1989- Short Paper: A Standardized model for Tethyan Tertiary carbonateramps. *Journal of the Geological Society, London* 146: 746- 748.
- Corda, L. & Brandano, M., 2003- Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sed. Geology.*, 161: 55-70.
- Cosovic, V., Drobne, K. & Moro, A., 2004- Palaeoenvironmental model for Eocene Foraminiferal limestone of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula), *Facies* 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.. AAPG. Mem.1: 108-121.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svana, T. A., Aqrabi, A. A. M., McArthur, J. M. & Thirlwall, M., 2007- Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology* 30(2): 107-128.
- Flügel, E., 1982- *Microfacies analysis of limestone.*, Springer-Verlag, New York 633 pp.
- Flügel, E., 2004- *Microfacies of Carbonate Rocks, analysis interpretation and application*, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg 976 pp.
- 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* 155: 211-238.
- Hallock, P., 1999- Symbiont-bearing foraminifera. In: Sen Gupta BK, editor. *Modern foraminifera*. Dordrecht: Kluwer Academic.
- Hohenegger, J., 1996- Remarks on the distribution of larger foraminifera (Protozoa) from Palau (western Carolines), in: Aoyama, T. (Ed.), *The Progress Report of the 1995 Survey of the Research Project, Man and the environment in Micronesia*. Kagoshima University Research Center for the Pacific Islands, *Occasional Papers* (32): 19-45.
- Hottinger, L., 1983- Process delimiting the distribution of larger foraminifera in space and time. *Micropaleontology Bull.* (30): 239-253.
- Hottinger, L., 1997- Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bull. Soc. Geol. France.* 168: 491-505.
- James, G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 49: 2182-2245.
- 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: Chaged Stratigraphic Allocation and New Biozonation: First International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz, Iran.
- Lees, G. M., 1933- The reservoir rocks of Persian oil fields, *AAPG, Bull.* 17(3): 229-240.

- Leutenegger, S., 1984- Symbiosis in benthic foraminifera, specificity and host adaptation. - J. Foraminiferal Res. (14): 16-35.
- Montfort, P. Denys de., 1808- Conchyliologie systematique et classification Methodique des coquilles: F. Schoell, Paris (1).
- Nebelsick, J. H., Stingl, T. V. & Rasser, M., 2001- Autochthonous facies and allochthonous debris flows compared: Early Oligocene carbonate facies patterns of the lower Inn valley (Tyrol, Austria). *Facies* 44: 31-46.
- Orbigny, d' A., 1826- Tableau methodique de la class des Cephalopodes *Annal. Scie.Natur.* (7): 245-314.
- Pedley, M., 1996- Miocene reef facies of Pelagian region (Central Mediterranean region). In Franseen, E. K., Esteben, M., Ward, Ward, W. C., Rouchy, J. M. (eds.): *Models for carbonate stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean regions. Soc. Econ.Paleontol. Mineral., Concepts in Sedimentology and Paleontology* (5): 247-259.
- Pomar, L., 2001- Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Baleric Islands: *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* (175): 249-272.
- Racey, A., 1994- Biostratigraphy and palaeobiogeographic significance of Tertiary Nummulitids (foraminifera) from northern Oman. In: M. D. Simmons (ed.) *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Chapman & Hall, London. ISBN 0 412427702.*
- Reiss, Z. & Hottinger, L., 1984- *The Gulf of Aqaba: Ecological Micropalaeontology.* Springer, Berlin 354 pp.
- 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* (179): 43-56 .
- Seyrafian, A., 2000- Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, at Dehdaz area (a correlation across central Zagros Basin). *Carb. and Evap.* 15: 22-48.
- Seyrafian, A. & Hamedani, A., 1998- Microfacies and depositional environment of the upper Asmari Formation (Burdigalian), north- central Zagros Basin; Iran. *N. Jb. Geol. Paleont. Abh* 210(2): 129-141.
- Thomas, A. N., 1948- The Asmari Limestone of southwest Iran. AIOC Report, no. 706, unpublished.
- Thomas, A. N., 1950- The Asmari limestone of south-west Iran. Report of the 18<sup>th</sup> International geological Congress (Great Britain), Part 6: 35-44.
- 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* 52: 41-51.
- Vennin, E., Van Buchem, F. S. P., Joseph, P., Gaumet, F., Sonnenfeld, M., Rebelle, M., Fakhfskh - Ben Jemaia, H. & Zijlstra, H., 2003- A 3D outcrop analogue model for Ypresian nummulitic reservoirs, Jebel Qussalat, northern Tunisia, *Petroleum Geoscience* 9: 145-161.
- Wilson, J. L., 1975- *Carbonate Facies in Geological History,* Springer- Verlag, New York 471 pp.
- Wynd, J. G., 1965- Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: IOOC Report, no. 1082, unpublished.
- Zamagni, J., Mutti, M. & Konir, A., 2008- Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene-earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia). *Facies* 54: 25-43.

## Microfacies Analysis of the Asmari Formation at Gorg-Darreh Area, Kuh-e-Mish (in the Zagros Fold-Thrust Belt)

S. A. Babazadeh <sup>1</sup>, M. Ghavidel-Syooki <sup>2</sup> & H. Ghasabi <sup>3\*</sup>

<sup>1</sup> Associate Professor, Department of Geology, Payam Noor University, Tehran Branch, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Professor, Institute of Petroleum Engineering, Technical Faculty, Tehran University, Tehran, Iran

<sup>3</sup> M.Sc. Student, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran Branch, Tehran, Iran

Received: 2013 July 16

Accepted: 2013 December 28

### Abstract

The Asmari Formation is well-exposed at Kuh-e-Mish, locating at Gorg-Darreh area (The Zagros fold-thrust belt). In this area, the true thickness of Asmari Formation is 480m. This formation was studied for its microfacies analysis in Gorg-Darreh area (kuh-e-Mish). In this study, seven microfacies was recognized within this formation. These microfacies belong to the tidal flat, restricted lagoon, protected lagoon, patch reef, foreslope, basin sub-environments. A carbonate ramp is suggested for depositional environments of the Asmari Formation. Likewise, distributions of foraminifers of this formation were studied in order to determine the age relationships of the Asmari Formation. In this study, 45 species belonging to 41 genera were identified. In general, three assemblage biozones were recognized in this formation, consisting of *Lepidocyclina* – *Operculina* - *Ditrupea* Assemblage Zone, *Peneroplis evolutus* - *Austrotrillina howchini* Assemblage Zone and *Borelis melo curdica* – *Meandropsina iranica* Assemblage Zone. Therefore, based on these assemblage biozones, the Asmari Formation is assigned to late Oligocene (Chattian) – early Miocene (Aquitania- Burdigalian).

**Keywords:** Asmari Formation, Kuh-e-Mish, Gorg Darreh, Microfacies, Carbonate Ramp, Biozones.

For Persian Version see pages 31 to 38

\*Corresponding author: H. Ghasabi; E-mail: hoda.ghasabi@yahoo.com