

مقایسه چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در تنگ شیوی (فارس داخلی) با سه برش در نواحی فارس و زون ایذه

الهه ستاری^{۱*}، حسین وزیری مقدم^۲، علی صیرفیان^۳، عزیز الله طاهری^۴

۱- کارشناس ارشد چینه شناسی و فسیل، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۴- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۹/۲۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۱۲/۱۰

چکیده

به منظور بررسی رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در تنگ شیوی، یک برش چینه‌ای مورد مطالعه قرار گرفته است؛ که دارای ضخامت ۳۴۸ متر بوده و به سن روپلین، شاتین و آکیتانین می‌باشد. با مطالعه ۲۶۶ مقطع نازک تهیه شده، بر اساس تغییرات رخساره‌ای و خصوصیات بافتی و سنگ شناختی ۱۶ ریزرخساره‌ی متفاوت تشخیص داده شد که در چهار کمربند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، سد و دریای باز نهشته شده‌اند. بررسی رخساره‌های توالی مطالعه شده، نشان می‌دهد که رخساره‌های سازند آسماری در یک رمپ کربناته نهشته شده‌اند. در بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی برش مذکور ۴ سکانس رسوبی تشخیص داده شد. مقایسه این سکانس‌ها با سه برش در نواحی فارس داخلی (تنگ سرخ) و ساحلی (فیروزآباد) و زون ایذه (برش وزگ)، انجام گردید که بر طبق آن مرز بالایی سکانس ۱ در تنگ شیوی و فیروزآباد و ۲ در تنگ سرخ و برش وزگ قابل انطباق با هم می‌باشند. مرز بالایی سکانس ۲ در تنگ شیوی فیروزآباد و مرز بالایی سکانس ۳ در تنگ سرخ نیز قابل انطباق با هم است.

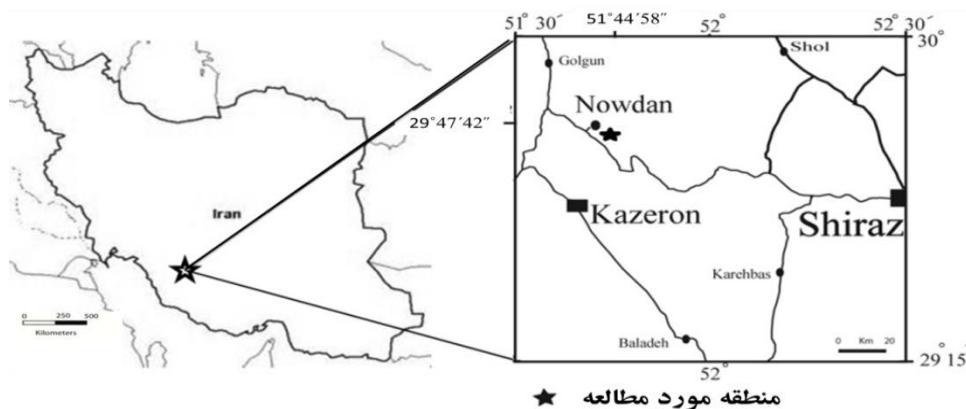
واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، ریزرخساره، تاقدیس نودان، رمپ، چینه‌نگاری سکانسی، محیط رسوبی.

مقدمه

داران مختلف را تخمین زده و محدوده زمانی حضور فسیل‌های شاخص زمانی را مورد مقایسه قرار دادند (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰). ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند مذکور توسط امیر شاه کرمی (۲۰۰۷)، وزیری مقدم و همکاران (۲۰۰۶، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱)، ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، شب افروز و همکاران (۲۰۱۵)، کلنات و همکاران (۱۳۹۳) مورد بررسی قرار گرفته است. هدف از این بررسی تشخیص رخصاره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه است. این مطالعات می‌تواند در اکتشاف و توسعه میدان‌های نفتی و تفسیر جغرافیای دیرینه کمک شایانی نماید.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه: سازند آسماری در تنگ شیوی (پال شمال غربی تاقدیس نودان) در ۲۰ کیلومتری شمال شهر کازرون، واقع شده است (شکل ۱). مختصات جغرافیایی آن $51^{\circ} 44' 58''$ شرقی و $29^{\circ} 47' 42''$ شمالی می‌باشد.

سازند آسماری توالی ضخیمی از سنگ‌های آهکی به سن الیگوسن - میوسن است که بر روی یک پلتفرم کربناته در حوضه رسوبی زاگرس نهشته شده و مهمترین سنگ مخزن نفت را در جنوب غرب ایران تشکیل می‌دهد (آقانباتی، ۱۳۸۵). باسک و مایو سازند آسماری را به ردیفی از سنگ‌های کرتاسه تا اتوسن اطلاق نمودند، سپس با اضافه نمودن یک واحد آهکی توده‌ای دارای نومولیت به آن، رسما سنگ آهک آسماری را به الیگوسن نسبت دادند (باسک و مایو، ۱۹۱۸). برش نمونه این سازند در تنگ گل ترش در جنوب غربی کوه آسماری واقع شده است (ریچاردسون، ۱۹۲۴). وایند برای این سازند بایواستراتیگرافی ارائه کرد و سپس آدامز و بورژوا زیست چینه‌نگاری سازند آسماری را در نواحی لرستان و خوزستان در جنوب غرب ایران با مطالعه ۴۵ برش سطح الارضی و ۹ برش تحت الارضی، مورد بررسی قرار دادند (وایند، ۱۹۶۵؛ آدامز و بورژوا، ۱۹۶۷). ون بوخم و همکاران، با استفاده از ایزوتوپ استرانسیوم سن مطلق گونه‌های روزن



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دستیابی به منطقه‌ی مورد مطالعه (بختیاری، ۱۳۸۴).

مواد و روش ها

(زون نوری آفوتیک - پومار، ۲۰۰۱؛ گیل، ۲۰۰۰) است (شکل ۲). مشابه این ریزرخساره از رسوبات قاعده سازند آسماری مربوط به بخش عمیق دریای باز در شمال و شمال شرقی لالی (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶). در ناحیه چمن بلیل (امیر شاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷)، در تقادیس خویز (رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹)، شمال غرب حوضه زاگرس (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰) و ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است.

O2: بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرآ لپیدوسیکیلینیده پکستون

دانه‌های اسکلتی این ریزرخساره شامل فرامینیفرهای کفزی و شناور، قطعات اکینودرم و بریوزوئر است. روزن داران بزرگ کفزی این ریزرخساره شامل لپیدوسیکیلینیده‌های عدسی شکل و محدب (نفروپیدینا و یولپیدینا) و نومولیتیده (اپرکولینا و هتروسترینا)، نفوروتالیا و تکستولاریا است. در برخی از مقاطع دیتروپا نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳ت). دانه‌ها توسط گل کربناته به یکدیگر متصل شده و بافت سنگ دانه پشتیبان است.

تفسیر: حضور هم زمان روزنداران کفزی با دیواره هیالین و روزنداران شناور حاکی از ته نشست رسوبات در زیرمحیط دامنه بین سطح اساس امواج در شرایط عادی و شرایط طوفانی است. کاهش در اندازه جانداران کفزی بزرگ، به دلیل عمق زیاد و شرایط نامناسب نوری و در نتیجه کاهش فتوسنتز جلبک‌های هم زیست‌دار است که با تولید مثل غیر جنسی روزنداران همراه شده است (بیونگتون-پنی و ریزی، ۲۰۰۴) (شکل ۲). مشابه این ریزرخساره از رسوبات جنوب اسپانیا (گیل، ۲۰۰۰)، در شمال اهواز و شمال شرقی

جهت بررسی تغییرات رخساره‌ای و چینه‌نگاری سکansı سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه به طور سیستماتیک، نمونه‌ها از توالی رسوبی در صحرا برداشت شد. مطالعه ریز رخساره‌ها بر مبنای طبقه‌بندی (فلوگل، ۲۰۱۰) و شناسایی بافت‌ها بر اساس رده‌بندی دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) انجام شده است. چینه‌نگاری سکansı سازند آسماری بر اساس روش‌ها و اصول چینه-نگاری سکansı بررسی شده است (حق و همکاران، ۱۹۸۷؛ امبری، ۲۰۰۱؛ سیمونز و همکاران، ۲۰۰۷).

نتایج و بحث

ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه از سمت دریا به طرف خشکی عبارتند از:

O: ریزرخساره‌های دریای باز شامل:

O1: بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرآ مادستون - وکستون - پکستون

دانه‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره را روزن داران پلانکتون (گلوبیژرینیدا - گلوبوروتالیدا) تشکیل می‌دهند. از اجزای دیگر می‌توان به قطعات اکینودرم و بریوزوئرا اشاره نمود. در برخی از مقاطع، دیتروپا، پلوئید، خرده‌های کورالیناسه آ، بایوکلاستهای میکربیتی، گلوکونیت (شکل ۳ الف) و اینترکلاست نیز حضور دارد (شکل ۳ ب). در برخی نمونه‌ها فعالیت سیانوباکتری، میکروبیال را ایجاد نموده است (شکل ۳ پ).

تفسیر: حضور فراوان روزن داران پلانکتونیک معرف دریای باز و محیطی نسبتاً کم انرژی است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ گیل، ۲۰۰۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). عدم حضور روزن داران بزرگ هم زیست‌دار، نشانه نهشته شدن این ریزرخساره در زیر منطقه نوری

دیسکوریس، اسفائروژپسینا، بورلیس، گاستروپد و خرده‌های مرجان می‌باشد (شکل ۳ ج).

تفسیر: حضور روزن‌دار کفزی با دیواره هیالین و صدف عدسی شکل نشانگر ته‌نشست این ریز رخساره در نواحی کم عمق دریای باز با نور زیاد می‌باشند (گیل، ۲۰۰۰؛ براندانو و کوردا، ۲۰۰۲) (شکل ۲). مشابه این ریزرخساره از تاقدیس خویز (رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹) گزارش شده است.

O5: بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون - گرینستون

اجزاء اصلی این ریزرخساره را نئوروتالیا و نومولیتیده (اپرکولینا، هتروستژینا و اسپیروکلیپئوس) تشکیل می‌دهند.

لپیدوسیکلینیده، آمفی ستژینا، میلیولیدا، بورلیس و خرده‌های بایوکلاستی نظیر دو کفه‌ای، گاستروپد، مرجان، بریوزوئر، اکینودرم و کورالیناسه آ به مقدار کمتری وجود دارند. در برخی از مقاطع پلوئید مشاهده می‌شود (شکل ۳ چ). در برخی از مقاطع میزان کورالیناسه آ در این ریزرخساره افزایش می‌یابد (شکل ۳ ج).

تفسیر: بافت دانه پشتیبان، وجود فرام‌های منفذ-دار با تحدب زیاد، عدم تقارن آمفی ستژینا نشانگر تشکیل این رخساره در بخش‌های کم عمق و پرنرژری دریای باز است - از آنجایی که ترشح کربنات کلسیم توسط جلبک هم‌زیست، ارتباط مستقیمی با شدت نور دارد (بیونگتون-پنی و رسی، ۲۰۰۴)، لذا آمفی ستژینا با صدف محدب و نامتقارن مربوط به بخش‌های کم عمق زون نوری (شدت نور زیاد) است (شکل ۲). ریزرخساره‌های مشابه این ریزرخساره از ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است.

O6: بایوکلاستیک کورالیناسه آ رودستون
اجزای اسکلتی شامل قطعات درشت کورالیناسه آ و به مقدار کمتر کورال، بریوزوئر، گاستروپد،

O3: بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده
فلوتستون - رودستون

اجزاء غالب در این ریزرخساره روزن داران منفذدار کشیده از خانواده نومولیتیده (اپرکولینا، هتروستژینا و نومولیتس) و خانواده‌ی لپیدوسیکلینیده، آمفی ستژینا و اسفائروژپسینا هستند. دیگر اجزاء تشکیل دهنده‌ی آن خرده‌های اکینودرم، بریوزوئر، کورالیناسه آ، پلوئید و دیتروپا می‌باشد. دانه‌ها در اندازه ریز تا درشت (بیش از ده درصد بزرگتر از ۲ میلی متر) هستند. از اجزای اسکلتی فرعی می‌توان به نئوروتالیا، تکستولاریا، میلیولیدا، آرکیاس، میوزپیسینوئیدس، گاستروپد و اشاره نمود (شکل ۳ ث).

تفسیر: عدم حضور فرام‌های شناور، کشیده بودن فون‌های کفزی هیالین دارای همزیست نوری معرف شوری نرمال آب دریا و ته نشست آن در بخش‌های کم‌عمقتر دریای بازو زون الیگوتروفیک است (پدلی، ۱۹۹۶؛ گیل، ۲۰۰۰) (شکل ۲). مشابه این ریزرخساره از تاقدیس خویز (رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹) و از ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است.

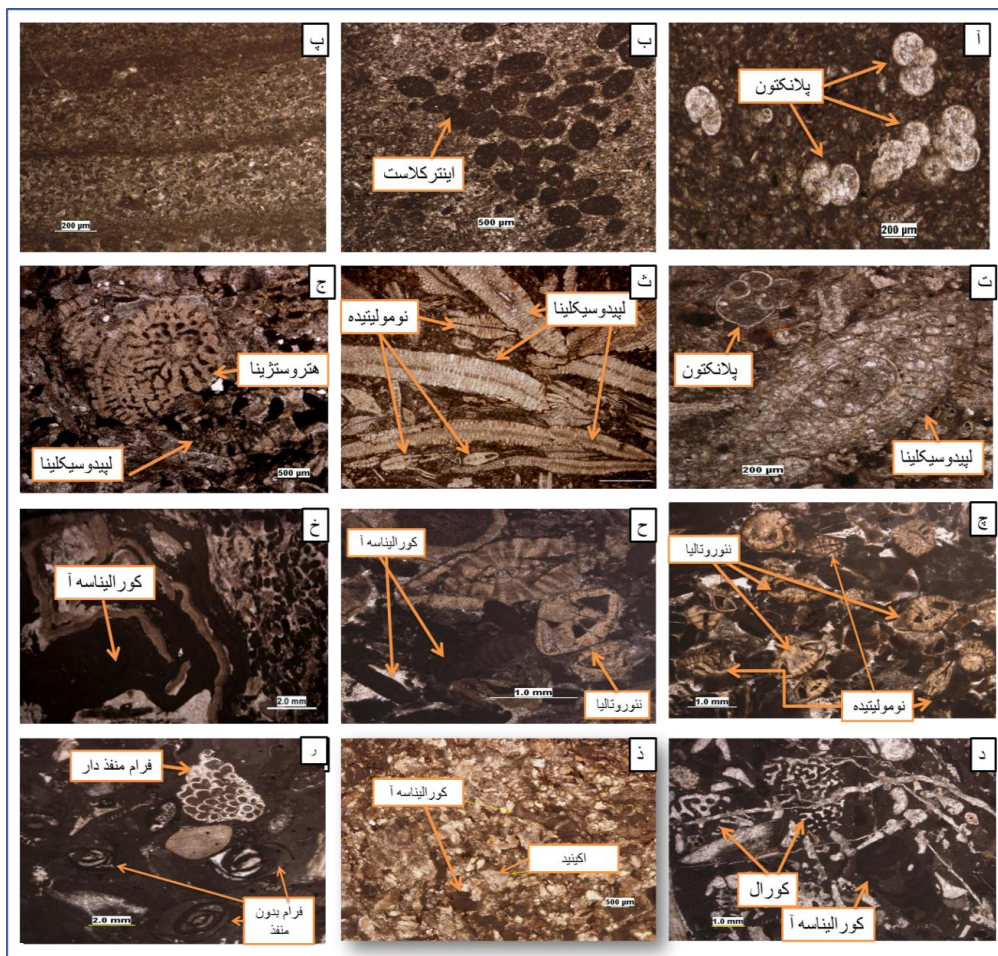
O4: بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده
پکستون - گرینستون

این ریزرخساره دارای بافت دانه پشتیبان بوده و روزن داران منفذدار و هم زیست‌دار بزرگ اجزای اصلی تشکیل دهنده آن هستند؛ این روزن داران بزرگ شامل خانواده لپیدوسیکلینیده (بولپیدینا و نفرولپیدینا)، نومولیتیده (اپرکولینا، هتروستژینا و اسپیروکلیپئوس) و آمفی ستژینا با صدف نامتقارن است. قطعاتی از کورالیناسه آ، بریوزوئر و اکینودرم نیز در این ریزرخساره مشاهده می‌شود. در برخی از مقاطع دیتروپا و پلوئید نیز وجود دارد. اجزای اسکلتی فرعی این ریزرخساره شامل نئوروتالیا، دوکفه‌ای، آرکیاس، میلیولیدا، تکستولاریا،

ریزرخساره در کم عمق ترین بخش دریای باز در مجاورت حاشیه پلاتفرم است (ویلسون، ۱۹۷۵). مشابه این ریزرخساره از ناحیه چمن بلبیل (امیر شاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷) و از ناحیه سپید دشت (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است.

دوکفه‌ای، اکینودرم، نئوروتالیا، میلیولیدا و میوژپسیپسینوئیدس می‌باشد (شکل ۳ خ). در برخی از مقاطع میزان کورال افزایش می‌یابد (شکل ۳ د).

تفسیر: برجا نبودن اجزای اسکلتی موجودات ریف ساز (مرجان و کورالیناسه‌آ)، بافت رودستون و موقعیت چینه‌شناسی نشان دهنده تشکیل این



شکل ۳: ریزرخساره‌های الف: O1 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر پکستون)، ب: O1 (اینترکلاست بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر پکستون)، پ: O1 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر مادستون حاوی میکروبیال)، ت: O2 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر لپیدوسیکلینیده پکستون)، ث: O3 (بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون - رودستون)، ج: O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون)، چ: O5 (بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون)، ح: O5 (بایوکلاستیک کورالیناسه آ نئوروتالیا پکستون)، خ: O6 (بایوکلاستیک کورالیناسه آ رودستون)، د: O6 (کورالیناسه آ کورال رودستون)، ذ: B (کورالیناسه آ اکینید گرینستون)، ز: L1 (بایوکلاستیک فرامینیفر - بدون منفذ و منفذ دار - پکستون).

ریزرخساره ی سد شامل:

B: کورالیناسه آ اکینید پکستون - گرینستون

مقادیر فراوانی خرده‌های اکینودرم اکینودرم و کورالیناسه آ به همراه مقدار کمتری هتروستژینا، والولینید، نئوروتالیا و پلن اربولینا، اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره هستند (شکل ۳ د). بافت سنگ‌دانه پشتیبان است.

تفسیر: جورشدگی متوسط تا خوب، بافت دانه پشتیبان (حضور گل کم)، نشانگر تشکیل این رخصساره در بخش پر انرژی حاشیه پلاتفرم است (فلوگل، ۲۰۱۰). مشابه این ریزرخساره از ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است (شکل ۲).

L: ریزرخساره‌های نهشته شده در محیط لاگون، شامل:

L1: بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ و منفذ-دار) پکستون - گرینستون

روزنداران کفزی با دیواره بدون منفذ (میلیولیدا، آرکیاس، مئاندروپسینا، پنیروپلیس و آستروتربیلینا) و روزنداران کفزی با دیواره هیالین (لپیدوسیکیلینیده، نئوروتالیا، اسفائروژپسینا، هتروستژینا، اپرکولینا، آمفی ستژینا و میوزپسینوئیدس) اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره هستند. خرده‌های کورالیناسه آ، بریوزوئر، اکینودرم، گاستروپد، مرجان و دوکفه‌ای از اجزای فرعی در این ریزرخساره هستند (شکل ۳ ر). در برخی از مقاطع دیتروپا، پلوئید و ساخت ژئوپتال نیز مشاهده می‌شود.

L2: بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون - گرینستون

اجزاء آلی اصلی این ریزرخساره نئوروتالیا و میلیولیدا هستند اجزاء آلی فرعی آن روزن داران کفزی با دیواره هیالین (هتروستژینا، لپیدوسیکیلینا، میوزپسینوئیدس، آمفی ستژینا و

الفیديوم) و روزن دارن کفزی با دیواره پورسلانوز (آستروتربیلینا، آرکیاس و بورلیس) می‌باشند. قطعات کورالیناسه آ، بریوزوئر، اکینودرم و دو کفه-ای نیز وجود دارد (شکل ۴ الف).

تفسیر: پیدایش همزمان روزن داران کفزی با دیواره پورسلانوز و روزن داران کفزی با دیواره هیالین نشانگر ته‌نشست ریزرخساره‌های L1 و L2 در محیط رسوبی لاگون نیمه محصور است (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو، ۲۰۰۲). مشابه این ریزرخساره‌ها از جنوب غربی ایران (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶)، تاقدیس خویز (رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹)، شمال غرب حوضه زاگرس (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰) و در ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است (شکل ۲).

L3: بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) کورال رودستون

اجزاء اصلی این ریزرخساره را قطعات مرجان و فرامینیفراهای بدون منفذ (میلیولیدا، آرکیاس، پنیروپلیس، آستروتربیلینا، مئاندروپسینا و والولینید) و به میزان کمتر نئوروتالیا تشکیل می‌دهند. این ریزرخساره دارای خرده‌های کورالیناسه آ، اکینودرم و بریوزوئر نیز می‌باشد (شکل ۴ ب).

تفسیر: وجود روزنداران کفزی شاخص محیط لاگون و موقعیت چینه‌شناسی آن (همراهی با ریزرخساره‌های لاگون)، محیط ته نشست آن به لاگون نسبت داده می‌شود. خرده‌های مرجان این ریزرخساره حاصل خرد شدن ریف تکه‌ای موجود در محیط رسوبی است (ویلسون، ۱۹۶۵). رخصساره مشابه توسط (فورنیر و همکاران، ۲۰۰۴؛ باسی و نبل سیک، ۲۰۱۰) گزارش شده است (شکل ۲).

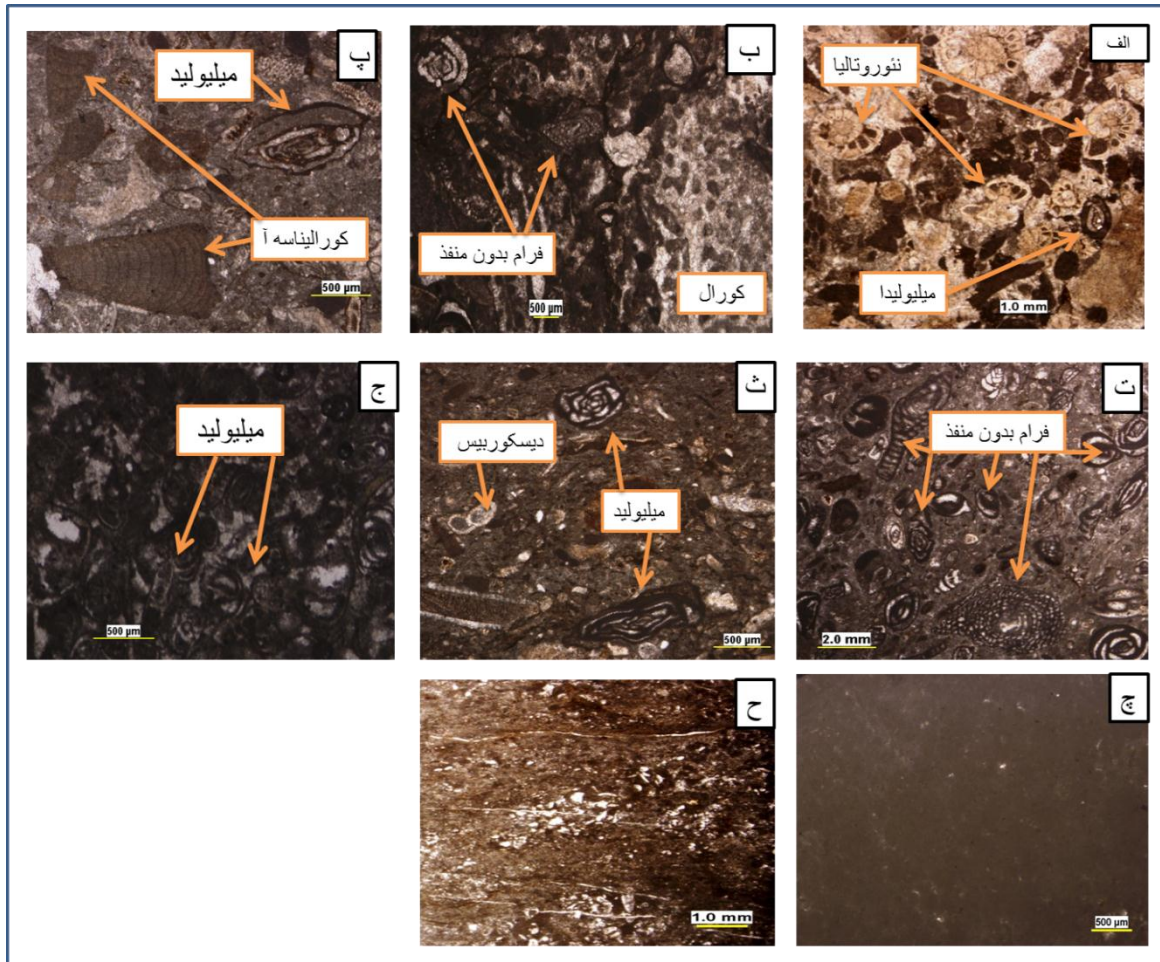
L4: بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون - گرینستون

اجزاء اصلی این ریزرخساره میلیولیدا و کورالیناسه آ است. اجزای فرعی آرکیاس، پنیروپلیس،

این ریزرخساره در محیط لاگون نیمه محصور نهشته شده است (بوکستون و پدلی، ۱۹۸۹). مشابه این ریزرخساره از تاقدیس دیل (الله کرمپور و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است (شکل ۲).

آستروتریلینا، بورلیس، لنتی کولینا، تکستولاریا و والولینید می‌باشند. برخی مقاطع دارای خرده‌های داسی کلاداسه آ، دو کفه‌ای، گاستروپد و پلوئید هستند (شکل ۴ پ).

تفسیر: به دلیل حضور میلیولید و سایر روزن داران شاخص محیط لاگون و حضور کورالیناسه آ،



شکل ۴: ریزرخساره‌های الف: L2 (بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون) ب: L3 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) کورال رودستون)، پ: L4 (بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون)، ت: L5 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون)، ث: L6 (بایوکلاستیک میلیولیدا دیسکوربیس و کستون)، ج: L6 (بایوکلاستیک میلیولیدا پکستون)، چ: T1 (مادستون کوارتز دار و فسیل دار) و ح: T2 (باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده).

دیسکوربیس، دندریتینا، پلن اربولینا، والولینید، الفیدیوم و خرده‌های داسی کلاداسه آ، دوکفه‌ای، بریوزوئر، کورالیناسه آ و گاستروپد می‌باشند. پلوئید در برخی از مقاطع و زیست آشفستگی در

L5: بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) و کستون - پکستون - گرینستون مهمترین اجزای تشکیل دهنده‌ی این ریزرخساره شامل میلیولیدا، آرکیاس، پنروپلیس، آستروتریلینا، مئاندروپسینا و به میزان کمتر

(رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹) گزارش شد (شکل ۲).

T: ریزرخساره‌های نهشته شده در محیط تایدال فلت، شامل:

T1: مادستون کوارتزار و فسیل‌دار از خصوصیات این ریزرخساره وجود درصد کمی از فسیل‌های میکریتی شده (نظیر گاستروپد و میلیولید)، حضور کوارتز و بافت گل پشتیبان است (شکل ۴ چ).

تفسیر: فقدان نشانه‌های خروج از آب، فراوانی گل، ارتباط عمودی با رخصاره‌های لاگون نشان دهنده بخش پائین اینترتایدال است. مشابه این ریزرخساره از ناحیه لالی (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶)، تاقدیس خویز (رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹)، در ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) و تاقدیس دیل (الله کرمپور و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است (شکل ۲).

T2: باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده این ریزرخساره از لامینه‌های استروماتولیت (به صورت یک لایه تیره و یک لایه روشن) تشکیل شده است (شکل ۴ ح).

تفسیر: با توجه به حضور استروماتولیت، این ریزرخساره در رسوبات پهنه جزرومدی تشکیل شده است (فلوگل، ۲۰۱۰). مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در ناحیه دهلران (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰) و در ناحیه چمن بلبل (امیر شاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷) گزارش شده است (شکل ۲).

مدل رسوبی

بر اساس نوع رخصاره‌ها، تغییرات عمودی آن‌ها، نوع اجزاء اسکلتی و مقایسه با محیط‌های قدیمی و امروزی مدل رسوبی سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه بازسازی شده است. به دلیل حضور سد بایوکلاستی، فقدان ریف گسترده و نبود رسوبات

اکثر مقاطع مشاهده می‌گردد (شکل ۴ ت). بافت سنگ در این ریزرخساره متفاوت است.

تفسیر: فراوانی روزن داران کفزی با دیواره بدون منفذ و تعداد بسیار اندک روزن داران با دیواره هیالین، محیط تشکیل این ریزرخساره را می‌توان به محیط لاگون نسبتاً محصورتر نسبت به ریزرخساره L5 داد (ویلسون، ۱۹۷۵؛ گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). مشابه این ریزرخساره از تاقدیس خویز (رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹) و در ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است (شکل ۲).

L6: بایوکلاستیک میلیولیدا دیسکوربیس وکستون بایوکلاست‌های اصلی این ریزرخساره میلیولید و دیسکوربیس بوده و به میزان کمتر الفیدیوم، پلن اربولینا، گاستروپد، آرکیاس، پنروپلیس و خرده‌های دو کفه‌ای، اکینودرم و استراکود می‌باشند (شکل ۴ ث).

تفسیر: بافت گل پشتیبان و تنوع کم فون‌ها، حاکی از تشکیل این ریزرخساره در لاگون محصور و خیلی کم عمق و انرژی هیدرولیکی کم می‌باشد (ویلسون، ۱۹۷۵؛ گیل، ۲۰۰۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). مشابه این ریزرخساره از ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است (شکل ۲).

L7: بایوکلاستیک میلیولیدا پکستون آلوکم اصلی تشکیل دهنده‌ی این ریزرخساره میلیولیدهایی با دیواره بسیار ضخیم است اجزای اسکلتی دیگر آن گاستروپد، استراکود و دندریتینا هستند (شکل ۴ ج).

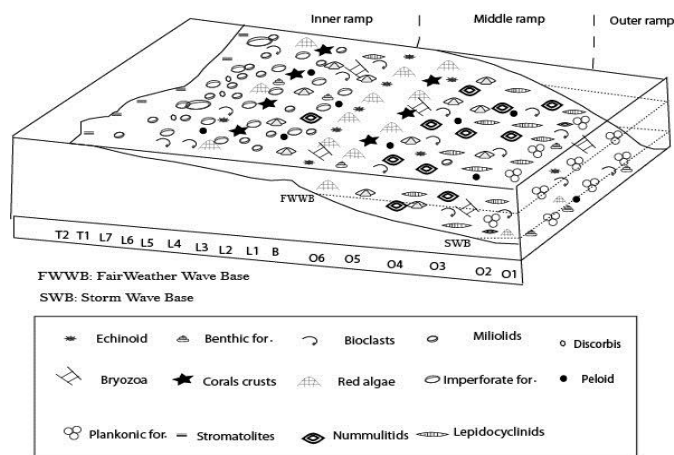
تفسیر: با توجه به تنوع پائین فونا و فراوانی میلیولید محیط تشکیل این ریزرخساره به لاگون محصور نسبت داده می‌شود (گیل، ۲۰۰۰). تنوع کم روزن داران حاکی از شرایط نامناسب زندگی برای موجودات در محیط‌های محصور شده کم عمق است. مشابه این ریزرخساره از تاقدیس خویز

نزدیک ساحل رمپ میانی با فرامینیفرهای منفذ-دار با پوسته ضخیم و عدسی شکل، مشخص می-شود (ریزرخساره‌های O4, O5, O6). در بخش میانی رمپ میانی، روزن داران کفزی منفذدار با پوسته کشیده و اندازه بزرگ وجود دارند (ریزرخساره O3). بخش دورتر رمپ میانی با ریزرخساره‌های حاوی فرامینیفرهایی با پوسته ضخیم و اندازه کوچک مشخص می‌شود (ریزرخساره O2 با بافت پکستون و حاوی روزن داران شناور و روزن داران کفزی هم زیست‌دار با پوسته ضخیم). رخرساره‌های رمپ میانی دارای سن روپلین و شاتین بوده و به طور عمده از آهک تشکیل شده است. نهشته‌های رمپ داخلی با ریزرخساره‌های لاگون (L1, L2, L3, L4, L5, L6, L7) و پهنه جزر و مدی (T1, T2) مشخص شده و به طور عمده شامل فرامینیفرهای بدون منفذ (میلیولیدا، آرکیاس، پنروپلیس، آستروتریلینا، مئاندروپسینا و بورلیس) است رخرساره‌های رمپ داخلی در طی شاتین - آکیتانین نهشته شده است.

ریزشی، مدل رسوبی این سازند یک رمپ کربناته هموکلینال (هم شیب) تشخیص داده شده است. با توجه به مشخصات ریزرخساره‌ها این رمپ کربناته به سه قسمت رمپ داخلی، میانی و خارجی تقسیم شده است (فلوگل، ۲۰۱۰) (شکل ۵).

نهشته‌های رمپ خارجی با ریزرخساره‌ی O1 با فراوانی روزن‌داران شناور، گل فراوان و عدم وجود ساختارهای پر انرژی مشخص می‌گردد (بورچت و رایت، ۱۹۹۲). این بخش دارای سن روپلین است و بخش‌های انتهایی سازند پابده و قاعده سازند آسماری با لیتولوژی آهک‌های متوسط تا نازک در تناوب با مارن را شامل می‌شود.

رسوبات رمپ میانی با حضور فرامینیفرهای منفذ-دار (نومولیتس، هتروستژینا، آمفی ستژینا، اپرکولینا، اسپیروکلیپئوس، میوژیپیسنوئیدس و لپیدوسیکلینا) به همراه سایر فونای شوری نرمال دریایی نظیر قطعات کورالیناسه آ و مرجان مشخص می‌شود (گیل، ۲۰۰۰). رسوبات بخش



شکل ۵: مدل رسوبی سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه.

می‌شوند. این کار با بررسی عمودی تغییرات رخرساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی که مرتبط با تغییرات نسبی سطح آب دریاست انجام می‌گیرد (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۸۵).

سکانس‌های تشخیص داده شده در تنگ شیوی: در چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های یک حوضه رسوبی به سکانس‌های رسوبی که بین ناپیوستگی-ها یا پیوستگی‌های هم ارز آن‌ها قرار دارند، تقسیم

(۲۰۱۰) و Pg40 سکناس شناسایی شده در صفحه عربی شارلند و همکاران (۲۰۰۴) انطباق دارد (شکل ۶).

سکناس شماره ۲: این سکناس از مترای ۱۶۰ تا مترای ۲۵۶ متر را شامل می‌شود (۹۶ متر). سن سکناس شماره ۲ روپلین-اویل شاتین می‌باشد. بسته رسوبی TST شامل ریزرخساره‌های O5 (بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون - گرینستون)، O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون - گرینستون) و O3 (بایوکلاستیک نومولیتیده لپیدوسیکلینیده فلوتستون - رودستون) است. بیشترین پیش روی سطح آب دریا با رخساره شماره O3 مشخص می‌شود. بسته رسوبی HST در این سکناس متشکل از ریزرخساره‌های O4، O5 و L2 (بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون - گرینستون) می‌باشد. حداکثر پایین آمدن سطح آب دریا با ظهور ریزرخساره L5 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون - گرینستون) مشخص می‌گردد. مرز بالایی سکناس شماره ۲ برش مورد مطالعه با مرز سکناسی Surface 3 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و با سکناس Pg50 شناسایی شده در صفحه عربی شارلند و همکاران (۲۰۰۴) انطباق دارد (شکل ۶).

سکناس شماره ۳: این سکناس از مترای ۲۵۶ تا ۴۳۰ را شامل می‌شود (۱۷۴ متر). سن آن شاتین تا بخش ابتدایی آکیتانین می‌باشد. بسته رسوبی پیشرونده TST این سکناس شامل ریزرخساره‌های L4 (بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون - گرینستون)، L2 (بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون - گرینستون) و L1 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ و منفذدار) پکستون - گرینستون) می‌باشد. ریزرخساره O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده

سکناس‌های موجود در سازند آسماری تاکنون توسط افراد بسیاری مورد مطالعه قرار گرفته است. ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، ۳ سکناس رسوبی در طی الیگوسن (روپلین، شاتین آغازی و شاتین پایانی) و ۳ سکناس رسوبی در طی میوسن (آکیتانین آغازی، آکیتانین پایانی و بوردیگالین آغازین) تشخیص داده‌اند. بر اساس مطالعات شارلند و همکاران (۲۰۰۴) بر روی صفحه عربی، ۷ مرز سکناسی در زمان الیگوسن و میوسن زیرین تشخیص داده شده که ۲ مرز سکناس در روپلین، ۱ مرز سکناس در شاتین (منطبق بر مرز روپلین - شاتین)، ۱ مرز سکناس در آکیتانین و ۳ مرز سکناس در بوردیگالین است.

چینه‌نگاری سکناسی سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه به شناسایی ۴ سکناس رسوبی دسته سوم به شرح زیر منجر شده است (شکل ۲):

سکناس شماره ۱: این سکناس از قاعده برش تا مترای ۱۶۰ متری است و شامل بخش انتهایی سازند پابده و بخش قاعده سازند آسماری، به سن روپلین می‌باشد. بسته رسوبی پیشرونده TST و mfs (حداکثر سطح غرق شدگی) متعلق به رسوبات سازند پابده بوده و از ریزرخساره O1 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا مادستون - وکستون - پکستون) تشکیل شده است. بسته رسوبی HST این سکناس شامل ریزرخساره‌های O2 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا لپیدوسیکلینیده پکستون) و O4 (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده نومولیتیده پکستون - گرینستون) می‌باشد. با حداکثر پسروری آب دریا در این سکناس رخساره سد بایوکلاستی B (کورالیناسه آ اکینید پکستون - گرینستون) نهشته شده که معرف مرز SB2 می‌باشد. مرز بالایی سکناس شماره ۱ در برش تنگ شیوی با مرز سکناسی Surface 2 ون بوخم و همکاران

صفحه عربی شارلند و همکاران (۲۰۰۴) تطابق دارد ولی با سکانس‌های شناسایی شده ون بوخم و همکاران تطابق ندارد (شکل ۶).

سکانس ۴: این سکانس از متر ۴۳۰ تا ۴۸۳ متر را شامل می‌شود و به سن آکی تانین است. بسته رسوبی پیشرونده TST این سکانس شامل ریزرخساره‌های T1 (مادستون کوارتزار و فسیل-دار) و L4 (بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون - گرینستون) می‌باشد. بیشترین پیش روی سطح آب دریا با رخساره شماره L4 مشخص می‌شود. بسته رسوبی HST متشکل از ریزرخساره L7 (بایوکلاستیک میلیولیدا پکستون) می‌باشد. مرز بالایی این سکانس با مرز بین سازند گچساران و آسماری مشخص می‌شود. مرز بالایی سکانس شماره ۴ در تنگ شیوی منطبق بر مرز Surface 5 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) است؛ ولی با هیچ مرز سکانسی در صفحه عربی شارلند و همکاران (۲۰۰۴) تطابق ندارد (شکل ۶).

پکستون - گرینستون) معرف بیشترین پیشروی سطح آب دریاست. بسته رسوبی HST شامل ریزرخساره‌های O5 (بایوکلاستیک نئوروتالیا نومولیتیده پکستون-گرینستون)، O6 (بایوکلاستیک کورالیناسه آ رودستون)، B (کورالیناسه آ اکینید پکستون - گرینستون)، L1 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ و منفذدار) پکستون - گرینستون)، L2 (بایوکلاستیک میلیولیدا نئوروتالیا پکستون - گرینستون)، L3 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) کورال رودستون)، L4 (بایوکلاستیک میلیولیدا کورالیناسه آ پکستون - گرینستون)، L5 (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون - گرینستون) و L6 (بایوکلاستیک میلیولیدا دیسکوربیس وکستون) می‌باشد. مرز سکانس با رخساره T2 (باندستون استروماتولیتی دولومیتی شده) به سن آکیتانین مشخص می‌شود. مرز بالایی سکانس شماره ۳ با سکانس Ng10 SB

Age	Epoch	Stage	Tang-e Shivi	Arabian Plate (Sharland et al., 2004)	Dezful Embayment (SW) Iran van Buchem et al., 2010	Age
20	Miocene	Burdigalian		Ng20	Surface7	20
				Ng20 SB		
				Ng10		
					Surface5	
					Surface4	
25	Oligocene	Chattian		Ng10 SB	Surface3	25
				Pg50	Surface2	
				Pg40		
30	Oligocene	Rupelian		Pg30	Surface1	30
				Pg30 SB		
	Eocene	Priabonian				

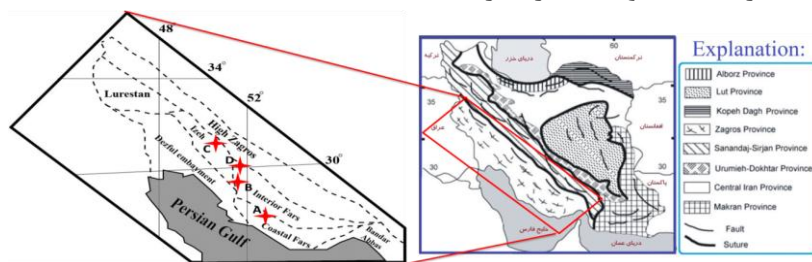
شکل ۶: تطابق سکانس‌های شناسایی شده در تنگ شیوی با سکانس‌های شناسایی شده پلیت عربی شارلند و همکاران (۲۰۰۴) و ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰).

مطالعه: در این قسمت به مقایسه برش‌های فیروزآباد در فارس ساحلی (کلنات و همکاران،

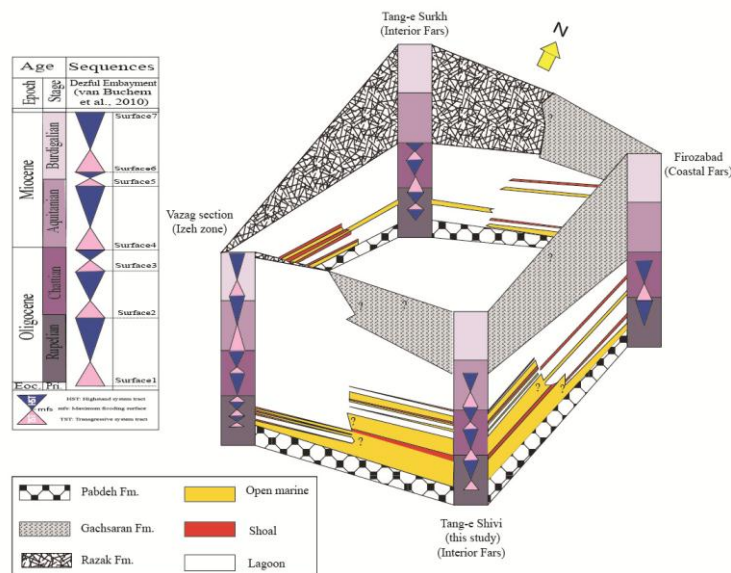
مقایسه چینه نگاری سازند آسماری در برش‌های تنگ سرخ و برش وزگ با برش مورد

پایده می‌باشد. مرز بالایی این سکانس مطابق با سکانس 2 Surface ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و مرز بالایی سکانس ۱ در برش تنگ شیوی است. سکانس ۲ در فیروزآباد به سن روپلین-شاتین است که مرز بالایی آن با سکانس 3 Surface ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و مرز بالایی سکانس ۲ در برش تنگ شیوی مطابقت دارد. محیط ته نشست سازند آسماری در این برش به طور غالب، لاگون می‌باشد (شکل ۸).

(۱۳۹۳)، تنگ شیوی در فارس داخلی (برش مورد مطالعه)، تنگ سرخ در فارس داخلی (ابطحی و صیرفیان، ۱۳۹۳) و برش وزگ در زون ایذه (شب افروز و همکاران، ۲۰۱۵) (شکل ۷) می‌پردازیم. سازند آسماری در برش فیروزآباد به سن روپلین-شاتین، بر روی سازند پایده و در زیر سازند تبخیری گچساران واقع شده است (مانند برش تنگ شیوی)؛ که دارای ۲ سکانس رسوبی می‌باشد. سکانس شماره ۱ آن به سن روپلین، دارای HST در سازند آسماری، TST و mfs در سازند



شکل ۷: زیرپهنه‌های حوضه ساختاری رسوبی زاگرس (حیدری و همکاران، ۲۰۰۳) و موقعیت برش‌های مورد مطالعه بر روی آن، A: برش فیروزآباد (کلنات و همکاران، ۱۳۹۳)، B: برش تنگ شیوی (برش مورد مطالعه)، C: برش وزگ (شب افروز و همکاران، ۲۰۱۵) و D: تنگ سرخ (ابطحی و صیرفیان، ۱۳۹۳).



شکل ۸: مقایسه چین‌نگاری سکانسی و محیط ته نشست ریزرخساره‌ها در برش‌های فیروزآباد در فارس ساحلی (کلنات و همکاران، ۱۳۹۳)، تنگ شیوی در فارس داخلی (برش مورد مطالعه)، تنگ سرخ در فارس داخلی (ابطحی و صیرفیان، ۱۳۹۳) و برش وزگ در زون ایذه (شب افروز و همکاران، ۲۰۱۵).

سازند آسماری در برش تنگ سرخ به سن روپلین-شاتین، بر روی سازند پایده و در زیر

سازند تبخیری رازک قرار دارد؛ که دارای ۴ سکانس رسوبی است. سکانس ۱ در آن به سن

مرز بالایی آن مطابق با مرز شاتین- آکیتانین می- باشد. سکانس شماره ۵ آن به سن آکیتانین- بوردیگالین است این سکانس معادل با سکانس- های ۴ و ۵ و مرز بالایی آن مطابق با سکانس Surface 6 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) می باشد. سکانس ۶ در برش وزگ به سن بوردیگالین است که این سکانس معادل سکانس ۶ و مرز بالایی آن منطبق بر سکانس Surface 7 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) می باشد. محیط ته نشست سازند آسماری در این برش به طور غالب، لاگون می باشد (شکل ۸). بر اساس این مقایسه ها نتایج ذیل حاصل گردید:

با توجه به موقعیت برش های سازند آسماری در نواحی فیروزآباد و تنگ سرخ که از نظر محیط رسوب گذاری در محیط کم عمق تر و نزدیک تر به حاشیه شمالی حوضه رسوبی قرار دارد، رسوب گذاری سازند آسماری زودتر (شاتین) نسبت به دو برش دیگر (تنگ شیوی و برش وزگ) خاتمه یافته است. این در حالی است که در زمان شاتین رسوب گذاری سازند آسماری در دو برش تنگ شیوی و وزگ به ترتیب تا زمان های آکیتانین و بوردیگالین تداوم یافته است. در برش وزگ به دلیل ته نشست سازند آسماری از زمان روپلین تا بخش انتهایی بوردیگالین توالی کاملتری نسبت به سه برش دیگر دارد و نشان از عمیق تر بودن حوضه در این بخش نسبت به سایر برش هاست. مرزهای بالایی سکانس ۱ در تنگ شیوی و فیروزآباد و ۲ در تنگ سرخ و برش وزگ منطبق با سکانس Surface 2 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) می باشد. از دیدگاه رخساره ها و محیط رسوبی کل سکانس ۱ در تنگ شیوی دارای ریزرخساره های دریای باز می باشد و مرز بالایی این سکانس با ریزرخساره شول مشخص می شود. در برش تنگ سرخ سکانس ۲ از رخساره های

روپلین است که بخش HST در سازند آسماری، TST و mfs در سازند پابده می باشد. مرز بالایی این سکانس به طور مستقیم با هیچ یک از مرزهای ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) مطابقت ندارد. سکانس ۲ به سن روپلین است که مرز بالایی این سکانس مطابق با سکانس Surface 2 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، مرز بالایی سکانس ۱ در برش فیروزآباد و برش تنگ شیوی است. سکانس ۳ در برش تنگ سرخ دارای سن روپلین- شاتین است که مرز بالایی آن با سکانس Surface 3 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، مرز بالایی سکانس ۲ در فیروزآباد و برش تنگ شیوی مطابقت دارد. سکانس ۴ در آن به سن شاتین می باشد که مرز بالایی آن مطابق با سکانس Surface 4 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) می باشد. محیط ته نشست سازند آسماری در این برش به طور غالب، لاگون می باشد (شکل ۸).

سازند آسماری در برش وزگ به سن الیگوسن- میوسن بر روی سازند پابده و در زیر سازند تخریبی رازک قرار دارد (مانند برش تنگ سرخ)؛ که دارای ۶ سکانس رسوبی می باشد. سکانس ۱ در آن به سن روپلین می باشد و با سکانس های ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) مطابقت ندارد. سکانس ۲ در این برش به سن روپلین با سکانس Surface 2 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰)، مرز بالایی سکانس ۱ در برش تنگ شیوی و فیروزآباد و سکانس ۲ در برش تنگ سرخ قابل تطبیق است. سکانس شماره ۳ این برش روپلین- شاتین است و معادل بخش پائینی سکانس ۲ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) می باشد (شب افروز و همکاران، ۲۰۱۵). سکانس ۴ در این برش به سن شاتین است که بخشی از آن با قسمت بالایی سکانس شماره ۲ و بخش دیگر با قسمت پائینی سکانس ۳ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) قابل تطابق بوده و

سد، تالاب و پهنه جزرومدی نهشته شده‌اند این رسوبات در یک رمپ کربناته هم‌شیب بر جای گذاشته شده‌اند و شامل زیر محیط‌های رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی است. تغییرات عمودی رخساره‌های میکروسکوپی و منحنی مربوط به تغییرات نسبی عمق حاکی از آن است که توالی سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه از چهار سکانس رسوبی رده سوم (که به ترتیب دارای سن روپلین، روپلین- شاتین، شاتین - آکیتانین و آکیتانین است) تشکیل شده است. مقایسه این سکانس‌ها با سه برش در نواحی فارس داخلی (تنگ سرخ) و ساحلی (فیروزآباد) و زون ایذه (برش وزگ)، انجام گردید که بر طبق آن مرز بالایی سکانس ۱ در تنگ شیوی و فیروزآباد و ۲ در تنگ سرخ و برش وزگ منطبق با هم و مرز بالایی سکانس ۲ در تنگ شیوی و فیروزآباد و ۳ در تنگ سرخ منطبق با هم است؛ انطباق سکانس‌های تشخیص داده شده با سکانس‌های سایر نواحی زاگرس حاکی از آن است که تغییرات جهانی سطح آب دریا در تشکیل آن‌ها نقش اساسی داشته‌اند.

تقدیر و تشکر

بدین وسیله از دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت‌های مالی و در اختیار گذاشتن امکانات لازم برای این تحقیق تشکر می‌شود.

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۶۱ ص.
-بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راه‌های ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۸۸ ص.
-کلنات، ب.، وزیری مقدم، ح. و وحیدی نیا، م.، ۱۳۹۳. مقایسه چینه‌نگاری سکانشی و محیط

لاگون تشکیل شده و حداکثر سطح غرقابی آن با ریزرخساره‌های دریای باز مشخص می‌شود. بخش HST سکانس ۱ در برش فیروزآباد به ترتیب رخساره‌های دریای باز و لاگون و شول مشاهده می‌گردد. در برش وزگ به ترتیب دارای ریزرخساره‌های لاگون، شول و دریای باز در بخش TST، mfs و دریای باز، شول و لاگون در بخش HST می‌باشد. مرزهای بالایی سکانس ۲ تنگ شیوی و فیروزآباد و ۳ تنگ سرخ قابل انطباق با سکانس Surface 3 ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) می‌باشد. اکثر ریزرخساره‌های این سکانس در تنگ شیوی مربوط به دریای باز، و در برش فیروزآباد به لاگون منتسب می‌باشد و در برش فیروزآباد ریزرخساره دریای باز حداکثر سطح غرقابی این سکانس را تشکیل می‌دهد. ریزرخساره‌های سکانس ۳ در تنگ سرخ در محیط لاگون ته نشست شده‌اند. تفاوت همزمانی در نوع ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی در حوضه زاگرس می‌تواند به فعالیت گسل‌ها (حیدری و همکاران، ۲۰۰۳) و همچنین موقعیت جغرافیایی برش‌ها نسبت به یکدیگر در حوضه مربوط گردد.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های کربناته سازند آسماری در برش مورد مطالعه در چهار کمر بند رخساره‌ای دریای باز،

منابع

-ابطحی فروشانی، ز. و صیرفیان، ع.، ۱۳۹۳. ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری در برش تنگ سرخ، جنوب شرقی یاسوج، رخساره‌های رسوبی، مجله رخساره‌های رسوبی، (در دست چاپ).

- وزیرى مقدم، ح.، طاهرى، ع. و کیمیاگرى، م.، ۱۳۸۵. اصول چینه نگارى: انتشارات دانشگاه اصفهان، ۳۲۰ ص.
- Adams, T. D. and Bourgeois, F., 1967. Asmari Biostratigraphy, Report 1074, Tehran, Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division., unpublished.
- Allahkarampour, M., Seyrafian, A. and Vaziri-Moghaddam, H., 2010. The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy: Carbonates and Evaporites, v. 25, p. 145-160.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., 2007a. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, v. 29, p. 947-959.
- Asprion, H., Westphal, H., Nieman, M. and Pomar, L., 2009. Extrapolation of depositional geometries of the Menorcan Miocene carbonate ramp with ground- penetrating radar: Facies, v. 55, p. 37-46.
- Bassi, D. and Nebelsick, J. H., 2010. Components, facies and ramp: Redefining Upper Oligocene shallow Water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 295, p. 258- 280.
- Beavington-Penney, S. J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis: Earth Sciences, v. 67, p. 219-265.
- Brandano, M. and Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy, Terra Nova, v. 14, p. 257-262.
- Burchette, T. P. and Wright, V. P., 1992. Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, v. 79, p. 3-57.
- Busk, H. G. and Mayo, H. T., 1918. Some notes on the geology of the Persian oilfields, Journal Institute Petroleum Technology, v. 17(5), p. 5-26.
- Buxton, M.W.N. and Pedley, H.M., 1989. A standardized model for Thethyan Tertiary carbonate ramps, London. Journal of the Geological Society, v. 146(5), p. 746-748.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonat rocks according to their depositional texture: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 1, p. 108-121.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Laursen, G. V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svånå, T. A., Aqrawi, A. A. M. and Thirlwall, J. M. M. F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran: Journal of Petroleum Geology, v. 30, p. 107-128.
- Embry, D. L., 2001. The six surface of sequence stratiagraphy: A. A. P. G. Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphy and Allostratigraphic Principles and Concepts, Dallas, August 26-29, , p. 26-27.
- Embry, A. F. and Klovan, J. E., 1971. Late Devonian reef tract on northeastern

- Banks Island, Northwest territories: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rock, Analysis, Interpretation and Application: Springer-Verlag, Berlin, 984p.
- Fournier, F., Montaggioni, L. and Borgomano, J., 2004. Palaeoenvironments and high-frequency cyclicity from Cenozoic South-East Asian shallow-water carbonates: a case study from the Oligo-Miocene buildups of Malampaya, Offshore Palawan, Philippines: Marine and Petroleum Geology, v. 21(1), p. 1-21.
- Geel, T., 2000. Recognition of Stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 155, p. 211-238.
- Haq, B., Hardenbol, J. and Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, v. 235, p. 1156-1167.
- Mossadegh, Z. K., Haig, D. W., Allan, T., Adabi, M. H. and Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 272, p. 17-36.
- Pedley, M., 1996. Miocene reef facies of Pelagian region (Central Mediterranean region), in E. K. Franseen, M. Esteben, W. C. Ward, and J. M. Rouchy, eds., Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions: SEPM Concept in Sedimentology Paleontology, v. 5, p. 247-259.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach: Basin Research, v. 13, p. 313-334.
- Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia: Journal Institute Petroleum Technology, v. 10(43), p. 256-283.
- Romero, J., Caus, E. and Rossel, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179, p. 43-56.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., 2010. Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran, Facies, v. 57(3), p. 431-446.
- Shabafrooz, R. A., Mahboubi, A. A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A. and Moussavi-Harami, R., 2015. Depositional architecture and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari platform; Southeastern Izeh Zone, Zagros Basin, Iran: Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, P. 423-455.
- Sharland, P. R., Casey, D. M., Davies, R. B., Simmons, M. D. and Sutcliffe, O. E., 2004. Arabian plate sequence stratigraphy - revisions to SP2. GeoArabia, v. 9, p. 199-214.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A. D. and Simmons, M. D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy: GeoArabia Special Publication 2: Manama, Bahrain, Gulf Petrolink, 372 p.
- Simmons, M. D., Sharland, P. R., Casey, D. M., Davies, R. B. and Sutcliffe, O. E., 2007. Arabian Plate sequence stratigraphy: Potential implications for global chronostratigraphy: GeoArabia, v. 12, p. 101-130.
- Thomas, A. N., 1948. The Asmari limestone of southwest Iran; Anglo-

Iranian Oil Company Report, 706 p, unpublished.

-van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran: Geological Society, London, Special Publications, v. 329, p. 219-263.

-Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A. and Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional

sequence: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 27, p. 56-71.

-Vaziri-Moghaddam, H., Kalanat, B. and Taheri, A., 2011. Sequence stratigraphy and depositional environment of the Oligocene deposits at Firozabad section, southwest of Iran based on microfacies analysis: Geopersia, v.1, p. 71-82.

-Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran: Facies, v. 52, p. 41-51.

-Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geological History: Springer, Berlin, 471 p.