

ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در تاق‌دیس‌های کوه سیاه و اشگر (زون ایذه)

زهرا ظهرابی^{۱*}، حسین وزیری مقدم^۲، علی صیرفیان^۳، علی رحمانی^۳

۱- کارشناسی ارشد چینه‌شناسی و فسیل، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳- شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۸/۲۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۱۲/۱۰

چکیده

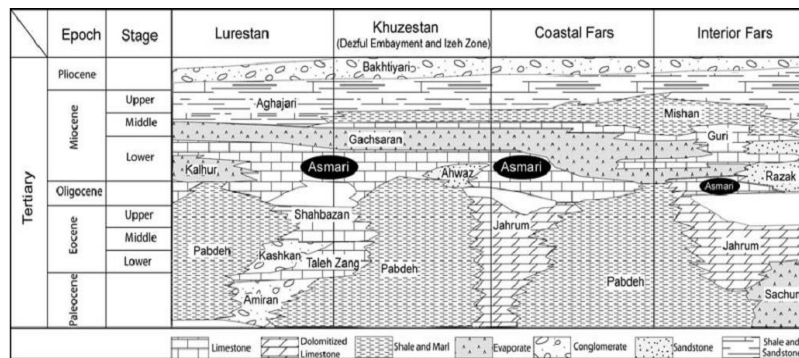
در این تحقیق رسوبات سازند آسماری در تاک‌دیس کوه سیاه (شمال دهدشت) و تاک‌دیس اشگر (شمال غرب نورآباد)، از نظر ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی مورد مطالعه قرار گرفت. از برش‌های برداشت شده تقریباً ۳۳۰ مقطع نازک تهیه شده و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. سن سازند آسماری در برش کوه سیاه روپلین- شاتین تا بوردیگالین و در برش کوه اشگر شاتین تا بوردیگالین می‌باشد. در بخش رخساره‌ها، ۱۳ ریزرخساره شناسایی شد. بررسی ریزرخساره‌های موجود نشان دهنده چهار زیر محیط رسوبی مختلف شامل پهنه جزرومدی، لاگون، پشته و دریای باز در سازند آسماری می‌باشد. رخساره‌های معرفی شده و شواهد صحرائی، نشان می‌دهد که بخش‌های زیرین و بالایی سازند آسماری در برش تاک‌دیس کوه سیاه در دو پلانفرم کربناته (ابتدا در یک شلف باز و سپس در یک رمپ کربناته) نهشته شده ولی در تاک‌دیس اشگر یک شلف باز تشخیص داده شده است. در هر دو برش ۴ سکانس رسوبی درجه ۳ شناسائی گردید.

واژگان کلیدی: الیگوسن- میوسن، تاک‌دیس‌های کوه سیاه و اشگر، چینه‌نگاری سکانسی، ریزرخساره، سازند آسماری، محیط رسوبی.

مقدمه

همکاران، ۲۰۰۹؛ اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۷) علاوه بر این با استفاده از داده‌های ایزوتوپ استرانسیوم ۸ سطح سکansı در بخش جنوب غربی فرو افتادگی دزفول توسط (اهرنبرگ و همکاران) مشخص گردید و (ون بوخم و همکاران) نیز ۳ سکانس رسوبی در رسوبات الیگوسن و ۳ سکانس رسوبی در رسوبات میوسن سازند آسماری در ناحیه فروافتادگی دزفول و زون ساختمانی ایزه معرفی کردند. از دیگر مطالعات چینه نگاری سکansı صورت گرفته بر روی تاقدیس اشگر می‌توان به تشخیص ۴ سکانس رسوبی (شب افروز و همکاران، ۲۰۱۵) اشاره کرد. هدف اصلی این پژوهش عبارت است از: تشخیص و طبقه‌بندی ریزرخساره‌ها به منظور پی بردن به شرایط رسوب‌گذاری و ارایه مدل رسوبی برای تشکیل سازند آسماری و در نهایت معرفی توالی‌های رسوبی درجه سوم در سازند مذکور در برش‌های مورد مطالعه (شکل ۱).

سازند آسماری توالی کربناته‌ای است که به دلیل توان مخزنی بالا به عنوان یکی از مهمترین سازندهای کربناته در ایران شناخته شده است. این سازند برای نخستین بار در تنگ گل ترش واقع در کوه آسماری مورد شناسایی قرار گرفت (ریچاردسون، ۱۹۲۴). برش نمونه سازند آسماری با ۳۱۴ متر ضخامت شامل سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و سنگ آهک رسی می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲؛ آقانباتی، ۱۳۸۵؛ آدامز، ۱۹۶۵). سن سازند آسماری در جای‌جای زاگرس ثابت نبوده و براساس پراکندگی روزن داران بزرگ بنتیک و تعیین سن به روش ایزوتوپ استرانسیوم سن روپلین- میوسن پیشین برای این سازند در نظر گرفته شده است (لیز، ۱۹۳۳؛ توماس، ۱۹۴۸؛ جیمز و واینده، ۱۹۶۵؛ واینده، ۱۹۶۵؛ آدامز و بورژوا، ۱۹۶۷؛ لارسن و

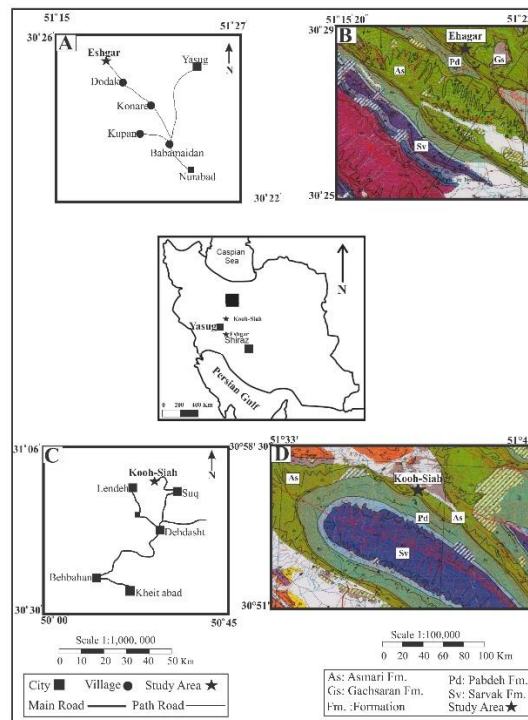


شکل ۱: ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگی سنوزوئیک زاگرس اقتباس از (جیمز و واینده، ۱۹۶۵).

برش تاقدیس اشگر (شمال غرب نورآباد): برش مورد مطالعه در ۳,۵ کیلومتری غرب روستای دودک و تقریباً ۱۰ کیلومتری شمال شرق روستای کناره قرار دارد. مختصات جغرافیایی "۱۵°۱۹'۵۱ شرقی و "۲۷'۵۶°۳۰ شمالی است و نزدیک‌ترین راه دسترسی به آن جاده نورآباد به یاسوج می‌باشد.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دستیابی برش‌های مورد مطالعه

برش تاقدیس کوه سیاه (شمال دهدشت): برش مورد مطالعه در یک کیلومتری شمال روستای کلات با مختصات جغرافیایی "۱۹'۳۶'۵۰ شرقی و "۹۶'۵۶°۳۰ شمالی قرار دارد و نزدیک‌ترین راه دسترسی به آن جاده دهدشت به سوق می‌باشد.



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی تاکدیس اشگر با مقیاس (۱:۱۰۰۰۰۰۰) (شرکت ملی نفت ایران) و (B) موقعیت جغرافیایی و نقشه راه‌های دستیابی به آن ناحیه: با مقیاس (۱:۱۰۰۰۰۰۰) (اطلس راه‌های ایران)، (C) نقشه زمین‌شناسی تاکدیس کوه سیاه با مقیاس (۱:۱۰۰۰۰۰۰) شرکت ملی نفت ایران و (D) موقعیت جغرافیایی و نقشه راه‌های دستیابی به آن ناحیه: با مقیاس (۱:۱۰۰۰۰۰۰) (اطلس راه‌های ایران).

اشگر براساس توزیع فسیل‌ها و مطالعات دیرینه-شناسی چهار زون تجمع‌ی در سازند آسماری شناسایی شد که زون تجمع‌ی شماره ۱ و شماره ۲ سن شاتین، زون تجمع‌ی شماره ۳ سن آکی تانین و در نهایت زون تجمع‌ی شماره ۴ سن بوردیگالین را نشان می‌دهند. در نتیجه سن سازند آسماری در این برش شاتین تا بوردیگالین می‌باشد. در برش تاکدیس کوه سیاه نیز زون تجمع‌ی شماره ۱ به سن روپلین-شاتین، زون تجمع‌ی شماره ۲ به سن آکی تانین و زون تجمع‌ی شماره ۳ به سن بوردیگالین گویای سن روپلین-شاتین تا بوردیگالین برای سازند آسماری در این برش می‌باشند (جدول ۱).

چینه‌شناسی برش‌های تاکدیس اشگر و تاکدیس کوه سیاه

سازند آسماری در دو برش تاکدیس‌های کوه سیاه و اشگر به ترتیب دارای ضخامت ۲۶۲ و ۲۴۲ متر بوده و در هر دو برش به صورت پیوسته و هم‌شیب بر روی سازند پابده و در زیر سازند گچساران قرار دارد (شکل ۱). سازند آسماری در برش تاکدیس کوه سیاه شامل آهک‌های نازک لایه، ضخیم لایه و توده‌ای و میان لایه‌های آهک مارنی می‌باشد و در تاکدیس اشگر شامل آهک‌های توده‌ای، ضخیم و آهک‌های دولومیتی می‌باشد که همراه با میان لایه-های آهک مارنی دیده می‌شود. در برش تاکدیس

جدول ۱: بیوزوناسیون ارائه شده توسط (لارسن و همکاران، ۲۰۰۹) برای سازند آسماری، به همراه بیوزن‌های موجود در برش‌های مورد مطالعه

Stage	No	Assemblage Zone (Laursen et al., 2009)	Eshgar	Koohsia h
Burdigalian	7	<i>Borelis melo curdica</i> - <i>Borelis melo melo</i>	√	√
Aquitanian	6	Indeterminate Zone	√	√
Aquitanian	5	<i>Miogypsina</i> - <i>Elphidium</i> sp. 14- <i>Peneroplis farsensis</i>		
Chattian	4	<i>Archaias asmaricus</i> - <i>Archaias hensoni</i> - <i>Miogypsinoidea</i>		√
Rupelian-Chattian	3	- <i>Lepdocyclina</i> - <i>Operculina</i> - <i>Ditrupa</i>	√	√
Rupelian	2	<i>Nummulitesvascus</i> - <i>N.fichteli</i>		
Eocene-Oligocene	1	<i>Globigerina</i> spp.- <i>Turborotaliacerroazulensis</i> - <i>Hantkenina</i>		

مواد و روش‌ها

محیط‌های از قبیل پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز می‌باشند (شکل ۵ و ۶).

MF1: بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرای وکستون-پکستون: در این ریزرخساره فرامینیفرهای پلانکتون عناصر اصلی را تشکیل می‌دهند که شامل گلوبی ژرینیدا و گلوبوروتالیدا می‌باشند. فرامینیفرهای بنتیک موجود در این ریزرخساره الفیدیوم و میلیولید می‌باشند که از اجزای فرعی این ریزرخساره محسوب می‌گردند. از سایر اجزاء می‌توان به خرده‌های کوارتز، گلوکونیت، پلت، دیتروپا، تکستولاریا و گاستروپود اشاره نمود. در اکثر از مقاطع نازک میکروسکوپی مقدار روزن داران پلانکتون بالا می‌باشد ولی در بعضی از مقاطع نازک میکروسکوپی مقدار روزن داران پلانکتون از قاعده برش به سمت قسمت‌های بالای توالی کاهش یافته و می‌توان شاهد افزایش مقدار آلوکم‌های ریزشی از مناطق کم‌عمق پلت فرم مانند میلیولید

به منظور تشخیص و طبقه‌بندی ریزرخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی و توالی‌های رسوبی درجه سوم ۳۳۰ مقطع نازک میکروسکوپی از هر دو برش تهیه شد که از این تعداد مقاطع نازک میکروسکوپی، ۱۹۰ مقطع نازک به برش تاقدیس کوه سیاه و ۱۴۰ مقطع نازک به برش تاقدیس اشگر تعلق دارد. تفسیر ریزرخساره‌ها عموماً بر مبنای طبقه‌بندی فلوگل (۲۰۱۰) و شناسایی بافت‌ها بر اساس رده-بندی دانه‌ها (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) انجام شده است.

بحث و نتایج

ریزرخساره‌های میکروسکوپی

براساس مطالعاتی از قبیل بافت‌های رسوبی، پتروگرافی و فونای موجود، ۱۳ ریزرخساره در سازند آسماری در برش‌های تاقدیس کوه سیاه و تاقدیس اشگر شناسایی شد. این ریزرخساره‌ها متعلق به

محیط تشکیل این میکروفاسیس حدواسط محیط تشکیل رخساره‌های کفزی بزرگ و پلانکتون است. این ریزرخساره در شرایط متوسط تا کم انرژی دریای باز تشکیل شده است. این محیط زیر سطح اساس امواج در شرایط طوفانی قرار می‌گیرد و معادل کمر بند ۳ ویلسون می‌باشد (ویلسون، ۱۹۷۵). رخساره مشابهی از سازند آسماری در نواحی لالی و شمال غرب حوضه زاگرس (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶؛ وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰)، در ناحیه چمن بلبل (امیرشاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷) و از ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است. این ریز رخساره در هر دو برش قابل مشاهده است (شکل ۳ ب، شکل ۵ الف).

MF3: بایوکلاستیک فرامینیفر (منفذدار) کورالیناسه آ پکستون: لپیدوسیکلینا و قطعات کورالیناسه آ متشکلین اصلی این ریزرخساره می‌باشد. اکینید، تکستولاریا، کورال به همراه آمفیستژینا، هتروستژینا و میلیولید به عنوان محتویات فرعی در این ریزرخساره حضور دارند. در تاقدیس کوه سیاه بریوزوئر نیز در برخی مقاطع وجود دارد (شکل ۴-۳).

تفسیر: حضور هم‌زمان جلبک قرمز و لپیدوسیکلینیده موید بخش پروکسیمال شلف میانی است (باسی و نبلسیک، ۲۰۱۰). فرامینیفرهای بنتیک بزرگ حاکی از نهشته شدن این ریزرخساره در محیط نرمال دریایی و در زون نوری می‌باشد (باسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ کوردا و براندو، ۲۰۰۳). مشابه این ریزرخساره در ناحیه فارس از سازند آسماری گزارش شده است (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰). این ریزرخساره در هر دو برش مشاهده شده است (شکل ۳ پ، شکل ۴ ب).

MF4: بایوکلاستیک کورال فرامینیفر (منفذدار) وکستون - پکستون: در این رخساره تکه‌هایی از کورال، فرامینیفرهای هیالین چون لپیدوسیکلینا و

بود. چنین وضعیتی در مقدار آلوکم‌های مقاطع نازک میکروسکوپی (فرامینیفرهای پلانکتون و میلیولید) به طور متناوب تکرار می‌شود (شکل ۷). تفسیر: حضور پلانکتون‌ها و فقدان گونه‌های بزرگ همزیست‌دار نشانه نهشته شدن رسوبات در محیطی پایین‌تر از زون نوری دریای باز است. وفور روزنداران پلانکتون بخش ژرف‌تر دریای باز را برای تشکیل این میکروفاسیس پیشنهاد می‌کند. این ریزرخساره‌ها در محیط کم‌انرژی دریای باز و زیر سطح اساس امواج در شرایط عادی تشکیل شده است (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۱۹۸۲؛ گیل، ۲۰۰۰). محیط تشکیل این ریزرخساره معادل کمر بندهای MF1 تا MF2 ویلسون می‌باشد (ویلسون، ۱۹۷۵). این ریزرخساره در برش تاقدیس کوه سیاه قابل مشاهده است. 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) و در ناحیه چمن بلبل (امیرشاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷) گزارش شده است (شکل ۳ الف).

MF2: بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر لپیدوسیکلینیده نومولیتیده وکستون پکستون / رودستون: حضور هم‌زمان روزنداران کفزی بزرگ و پلانکتون ویژگی این میکروفاسیس است. روزنداران بزرگ این رخساره شامل: نومولیتیدهای بزرگ (اپرکولینا، هتروستژینا و اسپیروکلپتوس)، لپیدوسیکلینیدهای بزرگ وکشیده (نفرولپیدینا و ائولپیدینا)، آمفیستژینا، نئوروتالیا، الفیدیوم و تکستولاریا می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها مقداری میلیولید نیز حضور دارند. در برش تاقدیس اشگر دانه‌ها در اندازه ریز تا درشت (بیشتر از ۲ میلی‌متر) بوده که در یک زمینه کربناته دانه‌ریز قرار گرفته‌اند. تفسیر: حضور روزنداران کفزی بزرگ هم زیست دار و پلانکتون بخش پایینی محیط سراسیب را مشخص می‌کند. ترکیب زیستی نشان می‌دهد که

پلاتفرم قرار گرفته و جداکننده دریای باز از محیط-های محصور شده می‌باشد. مشابه این ریزرخساره در میدان نفتی رگ سفید (امیرشاه کرمی و همکاران، ۲۰۱۰) و در شمال غرب حوضه زاگرس (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است. این ریزرخساره در تاقدیس کوه سیاه قابل مشاهده است (شکل ۳ ث).

MF6: بایوکلاستیک پکستون - گرینستون: فراوانی خرده‌هایی از قبیل بریوزوآ، خار اکینید و کورالیناسه آ اجزای اصلی این میکروفاسیس است. سایر اجزاء زیستی شامل اپرکولینا و میلیولید هستند.

تفسیر: باتوجه به فراوانی زیاد دانه‌ها نظیر خرده‌های اکینید، کورالیناسه آ و جورشدگی آن‌ها این ریزرخساره در یک محیط پرانرژی سدی یا پشته‌ای نهشته شده است. مشابه این ریزرخساره از ناحیه چمن بلبل توسط امیر شاه کرمی و همکاران (امیرشاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷) و نیز از ناحیه لالی توسط وزیری مقدم و همکاران (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰) از سازند آسماری گزارش شده است. این ریزرخساره در تاقدیس کوه سیاه قابل مشاهده است (شکل ۳ ج).

MF7: کورال باندستون: این ریزرخساره متشکل از کلونی مرجان توده‌ای می‌باشد که منعکس کننده ارگانیس‌های برجا به عنوان یک ریف ارگانیکی (بیوهرم) می‌باشد. مشاهده بافت متصل مرجانی در مقطع میکروسکوپی و عدم همراهی با هیچ نوع بیوتایی، ویژگی مهم این ریزرخساره می‌باشد. به دلیل عدم مشاهده ریف گسترده در صحرا این ریزرخساره ریف واقعی محسوب نمی‌شود و می‌توان به عنوان ساختارهای مرجانی پراکنده‌ای معرفی شود که در بخش کم‌عمق پلاتفرم و در محدوده لاگون می‌زیسته است. حضور این رخساره به همراه رخساره‌های لاگونی در توالی این تفسیر را تایید

آمیستژینا، اجزاء اصلی را تشکیل می‌دهند. زمینه غالباً از نوع میکرایت است. بریوزوآ، اکینید، روتالیا، هتروستژینا، میلیولید و کورالیناسه آ به عنوان عناصر فرعی تشکیل دهنده این رخساره می‌باشد. در برش تاقدیس کوه سیاه بافت فلوئستون-رودستون مشاهده شده است.

تفسیر: این رخساره با توجه به حضور کورال و بایوتای دیگر چون کورالیناسه آ، روتالیا و هتروستژینا در یک محیط دریای باز تحت شرایط شوری نرمال دریایی با چرخش آزاد آب و انرژی هیدرو دینامیکی متوسط ته نشست شده است (امیرشاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۸ و ۲۰۰۷). فراوانی مرجان‌ها و بافت فلوئستون - رودستون مبین تشکیل این ریزرخساره در بخش کم‌عمق دریای باز می‌باشد. حضور کورالیناسه آ و فرام‌های بنتیک بزرگ نشان‌دهنده شرایط الیگوتروفی است (پوما، ۲۰۰۱). ریزرخساره مشابهی توسط (امیرشاه کرمی و همکاران، ۲۰۰۷) از سازند آسماری در ناحیه چمن بلبل ایران و از ناحیه سپید دشت توسط (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است. این ریزرخساره در هر دو برش قابل مشاهده است (شکل ۳ ت، شکل ۴ پ).

MF5: ائید پکستون - گرینستون: دانه‌های ائید مماسی از تشکیل دهنده‌های اصلی این ریزرخساره می‌باشد. برخی از دانه‌های ائید میکرایتی شده‌اند. در بعضی از مقاطع فرامینیفرهایی نظیر میلیولید و دندریتینا به عنوان عناصر فرعی این ریزرخساره می‌باشد. از دیگر اجزاء می‌توان به گاستروپود و جلبک سبز اشاره نمود.

تفسیر: غالب ترکیب این ریزرخساره را ائیدهای میکرایتی (پلوئیدهای باهامیت) تشکیل می‌دهند. تاثیر فرآیند میکریتی، فراوانی بالا و متراکم بودن ائیدها نشانگر رسوب‌گذاری در محیط کم‌عمق و پرانرژی شول ماسه‌ای می‌باشد، که در حاشیه

لاگون نیمه محصور است. میلیولیدها در آبهای بسیار کم عمق، کم شور تا فوق شور با آشفتگی کم و بستر نرم، لاگون یا نواحی غنی از مواد غذایی پشت ریف فراوان می‌باشند (گیل، ۲۰۰۰) و در صورت اتصال با دریای باز، از لاگون کم عمق تا جلوی ریف وجود دارد (اسشلوگر، ۱۹۶۳). حضور همزمان فرامینیفرهای بنتیک بدون منفذ و جلبک قرمز بیانگر رسوب گذاری در یک لاگون (شب افروز و همکاران، ۲۰۱۵)، با چرخش خوب آب و عدم حضور یک سد تاثیرگذار می‌باشد. این ریزرخساره با توجه به وجود فرامینیفرهای بدون منفذ گویای بخش‌های زون نوری بالایی در درون شلف داخلی و در درون محیطی با انرژی زیاد است (باسی و همکاران، ۲۰۰۷). رخساره مشابه توسط (باسی و نبلسیک، ۲۰۱۰) و (فورنیر، ۲۰۰۴) گزارش شده است. این ریزرخساره در هر دو برش قابل مشاهده است (شکل ۳ ح، شکل ۴ ج).

MF10: بایوکلاستیک میلیولید دیسکوربیس/ نئوروتالید وکستون: روزناران کفزی مانند میلیولید، دیسکوربیس و نئوروتالیا اجزاء مهم سازنده این میکروفاسیس هستند. روزناران چون الفیدیوم، دندریتینا، بوریس و میوزپسینا در این ریزرخساره نقش فرعی دارند و سازندگان دیگر زیستی خار اکینید، پوسته دوکفه‌ای و جلبک سبز داسی کلاداسه هستند. گاهی بافت سنگ به مادستون تبدیل می‌شود.

تفسیر: هم‌یافتی فرامینیفرهای بنتیک کوچک با دیواره منفذدار و بدون منفذ، بخش‌های درونی پلاتفرم را نشان می‌دهد. بر طبق حضور خرده‌های اسکلتی دریای باز و نیز براساس جایگاه چینه-شناسی، محیط لاگون نیمه محصور برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود (ژیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). بافت گلی به همراه میلیولید و نئوروتالیا با تنوع کم فرامینیفرها حاکی از تشکیل

می‌کند. این ریزرخساره در تاقدیس اشگر قابل مشاهده است (شکل ۴ ت).

MF8: بایوکلاستیک فرامینیفر (منفذدار و بدون منفذ) پکستون- گرینستون: در این ریزرخساره مخلوط فرامینیفرهای بنتیک با دیواره‌های هیالین و پورسلانوز دیده می‌شود. از فرامینیفرهایی با دیوار پورسلانوز به میلیولید، دندریتینا، بوریس، آستروتیلینا و ماندروپسینا و از فرامینیفرهایی با دیواره هیالین به دیسکوربیس، الفیدیوم وروتالیا می‌توان اشاره نمود. اجزاء فرعی شامل اکینید، پوسته دوکفه‌ای و بریوزوا می‌باشد. بافت سنگ پکستون - گرینستون و از نوع دانه پشتیبان است و زمینه سنگ را گل میکرایتی تشکیل می‌دهد.

تفسیر: فراوانی فونای پورسلانوز و هیالین در کنار یکدیگر حاکی از شرایط محیطی بوده که امکان زیست فرام‌های هیالین و پورسلانوز را با هم میسر می‌کرده است. ریزرخساره مورد نظر مربوط به بخش‌های بالایی زون یوفوتیک می‌باشد لذا با توجه به فونای موجود می‌توان یک لاگون نیمه محصور با انرژی متوسط را محیطی مناسب برای تشکیل این ریزرخساره بیان نمود. (ژیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲) مشابه این ریزرخساره در تاقدیس خويز (رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹) و در ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است. این ریزرخساره در هر دو برش قابل مشاهده است (شکل ۳ چ، شکل ۴ ث).

MF9: بایوکلاستیک کورالیناسه آ فرامینیفر (بدون منفذ) پکستون: فونای غالب این ریزرخساره را میلیولید، کورالیناسه آ، آرکیاس، بوریس و خرده-های اکینید تشکیل می‌دهند. زمینه این ریزرخساره را میکرایت تشکیل داده است.

تفسیر: هم‌یافتی فونای شاخص محیط نسبتاً محصور نظیر میلیولید به همراه کورالیناسه آ و اکینید که شوری نرمال دریا را تحمل می‌کنند حاکی از تشکیل این ریزرخساره در یک محیط

ریز رخساره در تاقدیس کوه سیاه قابل مشاهده است (شکل ۳ د).

MF12: بایوکلاستیک میلیولید ائید و کستون - پکستون: اجزای اصلی این ریز رخساره را دانه‌های ائید (ائیدهای قالبی) و فرامینفر از نوع میلیولید تشکیل می‌دهند. اجزاء فرعی آن شامل پوسته دوکفه‌ای می‌باشد.

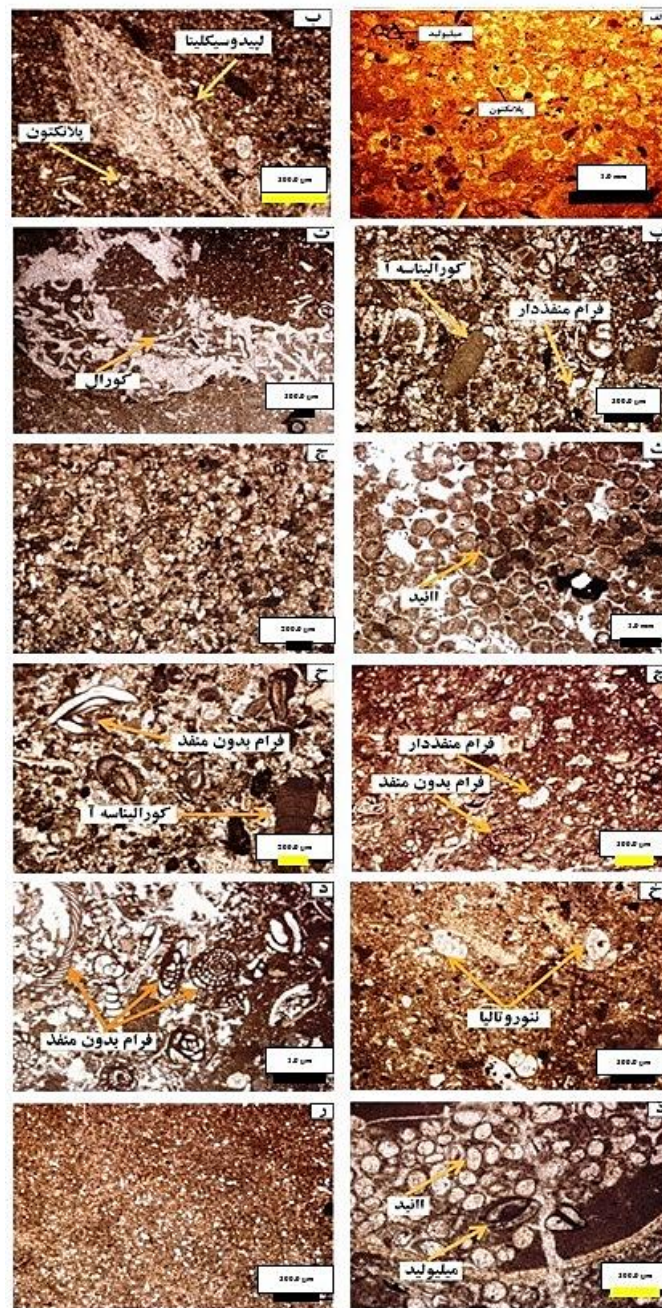
تفسیر: میلیولیدها بی‌منفذهای بدون هم‌زیست هستند که می‌توانند در آب‌های بسیار کم‌عمق از نیمه‌شور تا فوق‌شور زندگی کنند (گیل، ۲۰۰۰). حضور تعداد زیادی از بی‌منفذهای پورسلانوز محیطی تا حد فوق‌شور (لاگون) را نشان می‌دهد (ژیل، ۲۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲). دانه‌های غیراسکلتی مانند ائیدهای سطحی نشان دهنده شوری بالا با انرژی متوسط می‌باشد (ویلسون، ۱۹۷۵). حضور این ائیدها به همراه فرامینفرهای با دیواره‌ی بدون منفذ نشان دهنده این است که محیط تشکیل این ریز رخساره لگون محصور می‌باشد. این ریز رخساره در تاقدیس کوه سیاه قابل مشاهده است (شکل ۳ د).

MF13: مادستون کوارتز دار: این ریز رخساره از گل آهکی با بافت مادستون تشکیل شده است. دانه‌های کربناته و غیر کربناته با درصد کمی وجود دارد. از دانه‌های غیر کربناته می‌توان به کوارتز اشاره نمود. تفسیر: فقدان سطوح خارج از آب، فراوانی گل و ارتباط آن با رخساره تالاب و تنوع کم فونا حاکی از تشکیل این ریز رخساره در بخش‌های کم‌عمق لگون به سمت ساحل است. (محمدی و همکاران، ۱۳۸۸؛ الله کرم پور و همکاران، ۲۰۱۰) رخساره‌های مشابهی را به ترتیب از نهشته‌های سازند قم و سازند آسماری گزارش نموده‌اند. این ریز رخساره در هر برش قابل مشاهده است (شکل ۳ ر).

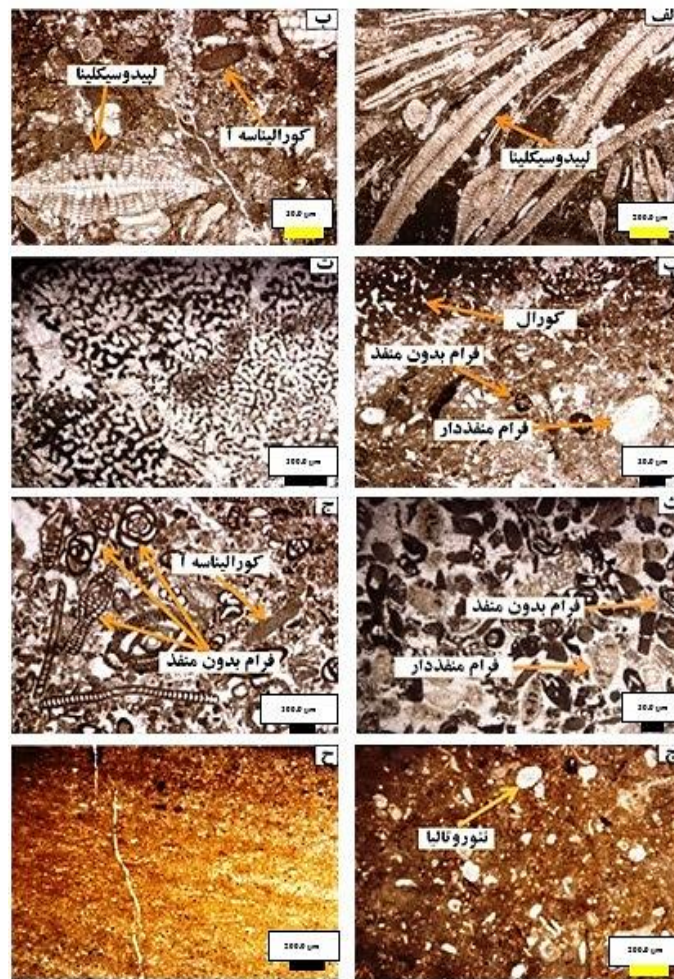
این ریز رخساره در یک پلاتفرم با چرخش آب محدود، یک لاگون خیلی کم‌عمق با انرژی هیدرولیکی کم می‌باشد (ژیل، ۲۰۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴؛ ویلسون، ۱۹۷۵). مشابه این ریز رخساره از سازند آسماری در تاقدیس خویز (رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹) و در شمال غرب حوضه زاگرس (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است. این ریز رخساره در هر دو تا برش قابل مشاهده است (شکل ۳ خ، شکل ۴ چ).

MF11: بایوکلاستیک فرامینفر (بدون منفذ) و کستون - پکستون - گرینستون: میلیولید، دندریتینا، پنروپلیس، آستروتریلینا و بورلیس بخش عمده روزنداران را در این ریز رخساره تشکیل داده‌اند. خرده‌هایی از مآندروپسینا، الفیدیوم، اکینید، بریوزوآ و گاستروپود از اجزاء فرعی می‌باشند.

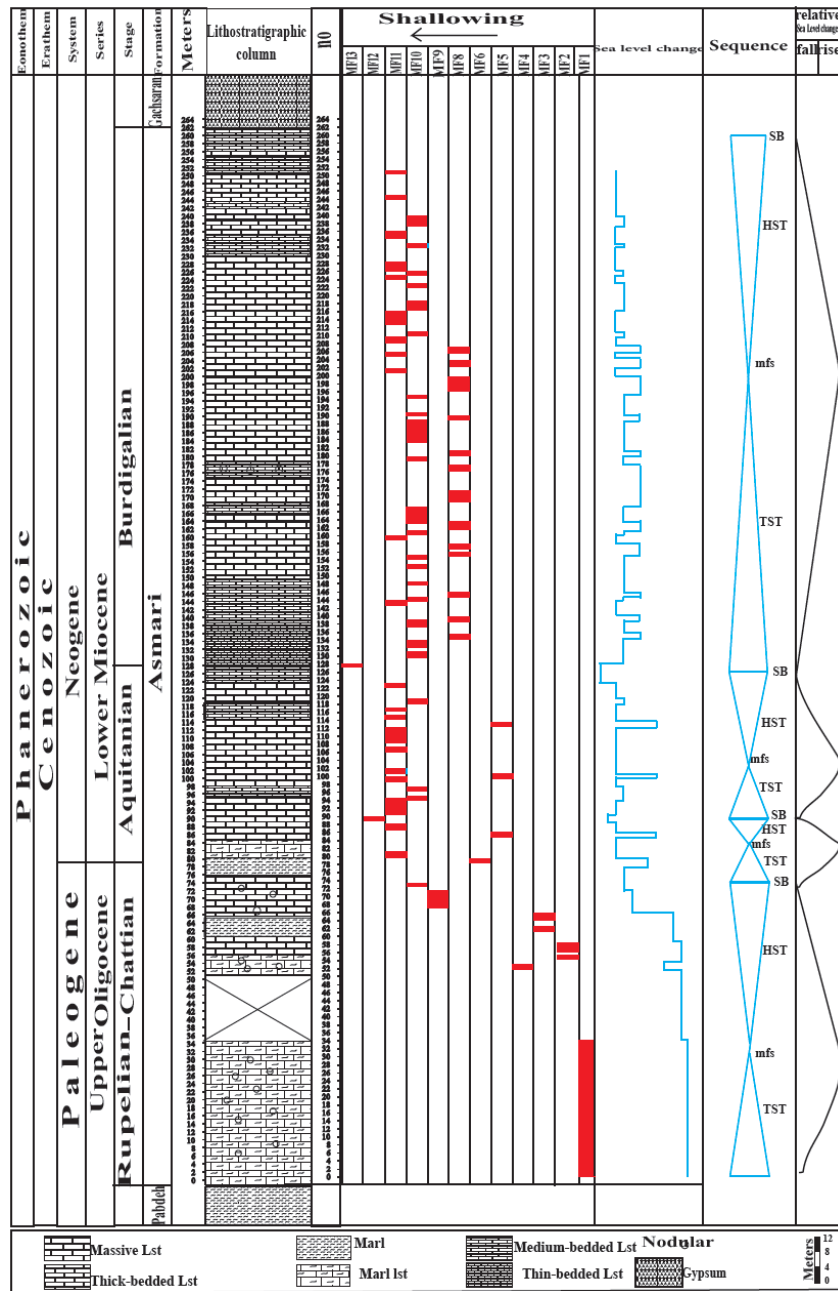
تفسیر: حضور متنوعی از فرامینفرهای بنتیک بدون منفذ و عدم حضور قابل توجهی از فونالی هیالین نشان دهنده یک لاگون نسبتاً محصور می‌باشد. با توجه به حضور کم گل در زمینه سنگ می‌توان بخش پر انرژی‌تر در محیط لاگون را برای تشکیل این ریز رخساره در نظر گرفت (ویلسون، ۱۹۷۵). فرامینفرهای پور سلانوز در بخش بالایی زون نوردار فوقانی زندگی می‌کنند (باسی و همکاران، ۲۰۰۷). در این زون به سبب نفوذ نور زیاد فرامینفرها مجبور هستند برای محافظت خود در برابر اشعه فرابنفش خورشید پوسته غیر شفاف داشته باشند. بافت دانه پشتیبان این ریز رخساره (پکستون - گرینستون) به دلیل غربال‌گری رسوبات تحت‌تاثیر انرژی بالای محیط حاصل شده است (باسی و نبلسیک، ۲۰۱۰). مشابه این ریز رخساره در سازند آسماری در تاقدیس خویز (رحمانی و همکاران، ۲۰۰۹) و در ناحیه فارس (صادقی و همکاران، ۲۰۱۰) گزارش شده است. این



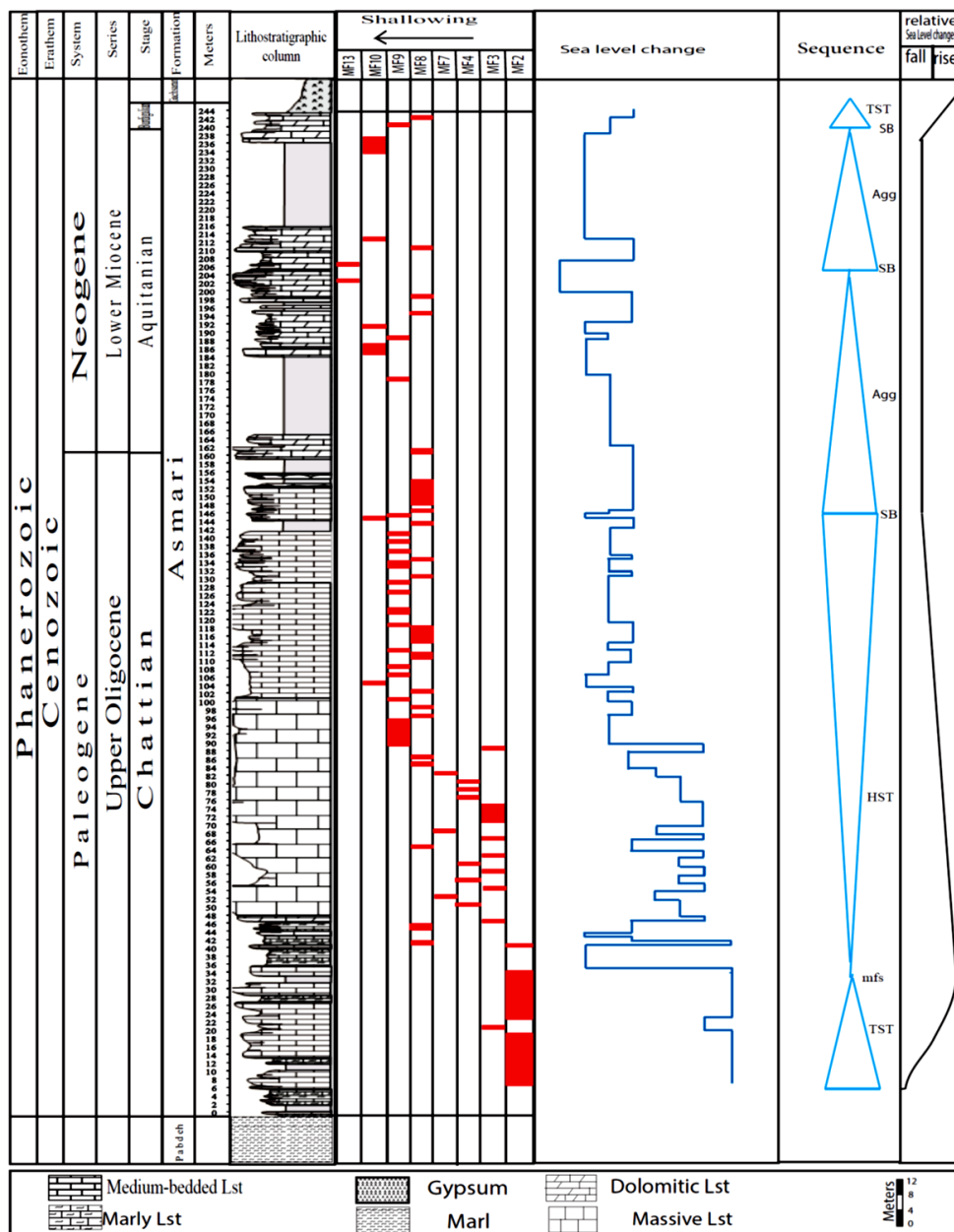
شکل ۳: ریزرخساره‌های تاقدیس کوه سیاه: الف) MF1 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر و کستون-پکستون)، ب) MF2 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر لیپیدوسیکلینیده نومولیتیده و کستون-پکستون / رودستون)، پ) MF3 (بایوکلاستیک فرامینیفر (منفذدار) کورالیناسه آ پکستون)، ت) MF4 (بایوکلاستیک کورال فرامینیفر (منفذدار) و کستون-پکستون)، ث) MF5 (الئید پکستون-گرینستون)، ج) MF6 (بایوکلاستیک پکستون-گرینستون)، چ) MF8 (بایوکلاستیک فرامینیفر (منفذدار و بدون منفذ) پکستون-گرینستون)، ح) MF9 (بایوکلاستیک کورالیناسه آ فرامینیفر (بدون منفذ) پکستون)، خ) MF10 (بایوکلاستیک میلولید دیسکوربیس / نئوروتالید و کستون)، د) MF11 (بایوکلاستیک فرامینیفر (بدون منفذ) و کستون-پکستون-گرینستون)، ذ) MF12 (بایوکلاستیک میلولید الئید پکستون)، ر) MF13 (مادستون کوارتزار).



شکل ۴: ریزرخساره‌های تاکدیس اشگر: الف) MF2 (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر لپیدوسیکلینیده نومولتیده وکستون-پکستون / رودستون)، ب) MF3 (بایوکلاستیک فرامینیفر (منفذدار) کورالیناسه آ پکستون)، پ) MF4 (بایوکلاستیک کورال فرامینیفر (منفذدار) وکستون-پکستون)، ت) MF7 (کورال باندستون)، ث) MF8 (بایوکلاستیک فرامینیفر (منفذدار و بدون منفذ) پکستون-گرینستون)، ج) MF9 (بایوکلاستیک کورالیناسه آ فرا مینیفر (بدون منفذ) پکستون)، چ) MF10 (بایوکلاستیک میلیولید دیسکورپیس / نئوروتالید وکستون)، ح) MF13 (مادستون کوارتزار).



شکل ۵: توزیع ریزرخساره‌ها و چین‌نگاری سکانسی سازند آسماری در برش کوه سیاه (شمال دهدشت).



شکل ۶: توزیع ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در برش اشگر (شمال غرب نورآباد).

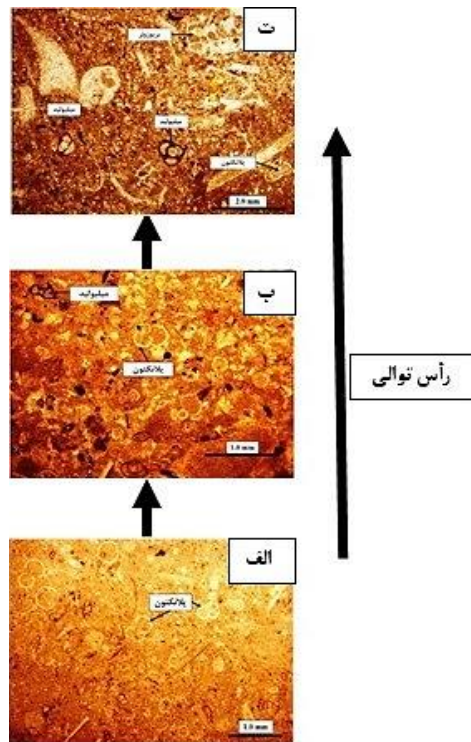
یک پلاتفرم کربناته از نوع شلف باز نهشته شده است. ریز رخساره ۱ در بخش انتهایی شلف بیرونی، ریزرخساره های ۲، ۳، ۴ در شلف میانی و ریزرخساره ۹ در شلف درونی تشکیل شده است. وجود میلیولیدهای فراوان به همراه پلانکتون‌ها در بعضی از مقاطع، تغییر ناگهانی بافت از پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاستیک و کستون به میلیولید بایوکلاستیک و کستون به طوریکه در مقاطع بالا و

تعبیر و تفسیر محیط و مدل رسوبی در تاق‌دیس کوه سیاه (شمال دهدشت)

در بخش زیرین و بالایی سازند آسماری براساس شواهد بدست آمده از پراکندگی رخساره‌ها دو مدل رسوبی شلف باز در بخش پایینی و رمپ در بخش بالایی شناسایی شده است. بخش زیرین سازند آسماری که از ضخامت قاعده برش تا ۷۳ متری شامل ریز رخساره‌های ۱، ۲، ۳، ۴ و ۹ می‌باشد در

پایین میلیولید بایوکلاستیک وکستون، پلانکتون‌ها به همراه میلیولیدها دیده شده ولی در مقطع میلیولید بایوکلاستیک وکستون هیچ پلانکتونی دیده نشده و فقدان سد بایوکلاستی در این بخش از توالی تاییدی بر این تفسیر است. بخش بالایی سازند آسماری از ضخامت ۷۴ تا ۲۶۲ متری شامل ریزرخساره‌های ۵، ۶، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳ می‌باشد. وجود رخساره‌های لاگون، رخساره بار (وجود سدهای بایوکلاستی وائیدی) و تغییرات تدریجی رخساره‌ها در بخش بالایی سازند آسماری حاکی از ته‌نشست رسوبات در رمپ کربناته است (فلوگل، ۲۰۰۴؛ گراف، ۲۰۰۵) (شکل ۹). در مدل رسوبی بخش بالایی سازند آسماری در برش مذکور تنها دو قسمت رمپ داخلی و لبه رمپ میانی بر اساس نوع بیوتاهای سازنده آن‌ها شناسایی شده است. ریزرخساره ۵ (ائید پکستون - گرینستون) محیط حد واسط رمپ میانی به رمپ داخلی را نشان می‌دهد و ریزرخساره‌های ۶ (بایوکلاستیک پکستون - گرینستون)، ۸ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذدار و بدون منفذ) پکستون)، ۱۰ (بایوکلاستیک میلیولید دیسکوربیس / نئوروتالید وکستون)، ۱۱ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) وکستون - پکستون - گرینستون)، ۱۲ (بایوکلاستیک میلیولید ائید وکستون - پکستون) و ۱۳ (مادستون کوارتزاردار) در رمپ داخلی تشکیل شده‌اند. این توالی در ابتدا ریزرخساره‌های لاگون نیمه محصور و سپس لاگون محصور و پهنه جزرومدی را شامل می‌شود (شکل ۱۰). پلت فرم‌های کربناته ممکن است در طی زمان و مکان تکامل یافته و به یکدیگر

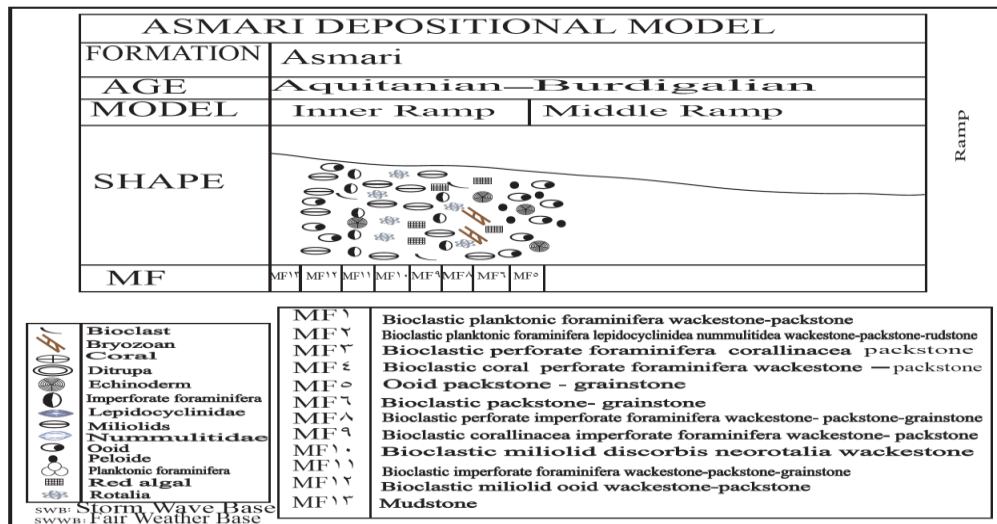
تبدیل شوند. عوامل مختلفی بر تکامل این پلتفرم‌ها مؤثر می‌باشند. این عوامل عبارت‌اند از: نرخ تولید و ضریب انتقال، توپوگرافی و مورفولوژی اولیه حوضه رسوبی، اندازه دانه، تغییرات سطح آب دریا، آب و هوا و شرایط تکتونیکی حاکم بر حوضه رسوبی (ویلیام و همکاران، ۲۰۱۱). نرخ تولید و رسوب-گذاری در بخش‌های داخلی پلت فرم سعی می‌کند شیب توپوگرافی (اختلاف ارتفاع) بین بخش‌های داخلی و خارجی موجود را افزایش دهد و یا ایجاد کند و انتقال رسوبات توسط جریان (امواج طوفانی، جزرومدی و جریانات اقیانوسی) به طرف عمق از این کار جلوگیری می‌کند (ویلیام و همکاران، ۲۰۱۱؛ فلوگل، ۲۰۱۰). در بعضی از مقاطع نازک میکروسکوپی مربوط به ریزرخساره بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا وکستون-پکستون (MF1) مقدار وزن داران پلانکتون از قاعده برش به سمت قسمت‌های بالای توالی کاهش یافته و می‌توان شاهد افزایش مقدار آلوکم‌های ریزشی از مناطق کم‌عمق پلت فرم مانند میلیولید بود. این در حالی است که چنین وضعیتی در مقدار آلوکم‌های مقاطع نازک میکروسکوپی به طور متناوب تکرار می‌شود که نشان دهنده نرخ انتقال بالای آلوکم‌های ریزشی از مناطق کم‌عمق به مناطق عمیق می‌باشد (شکل ۷). افزایش نرخ انتقال و رسوب‌گذاری و حمل رسوبات تولید شده مناطق کم‌عمق تر به آرامی حوضه را پر کرده و می‌تواند یکی از عواملی باشد که شیب موجود در حاشیه پلت فرم را کاهش داده و نهایتاً طی زمان نوع پلت فرم در ناحیه مورد مطالعه تبدیل به پلت فرم نوع رمپ شده باشد.



شکل ۷: الف، ب، ت: افزایش مقدار آلوکوم‌های ریزشی و کاهش مقدار پلانکتون از مناطق کم پلت فرم در بعضی از مقاطع نازک میکروسکوپی ریزرخساره بایوکلستیک پلانکتونیک فرامینیفر و کستون-پکستون

ASMARI DEPOSITIONAL MODEL			
FORMATION	Asmari		
AGE	Rupelian – Chattian		
MODEL	Inner Shelf	Middel Shelf	Outer Shelf
SHAPE			
MF	MF 9	MF 8	MF 7
	MF 6	MF 5	MF 4
	MF 3	MF 2	MF 1
	MF 9 Bioclastic planktonic foraminifera wackestone-packstone MF 8 Bioclastic planktonic foraminifera lepidocyclinidae nummulitidae wackestone-packstone rudstone MF 7 Bioclastic perforate foraminifera corallinacea packstone MF 6 Bioclastic coral perforate foraminifera wackestone - packstone MF 5 Ooid packstone - grainstone MF 4 Bioclastic packstone- grainstone MF 3 Bioclastic perforate imperforate foraminifera wackestone- packstone- grainstone MF 2 Bioclastic corallinacea imperforate foraminifera wackestone- packstone MF 1 Bioclastic miliolid discorbis neorotalia wackestone Bioclastic imperforate foraminifera wackestone-packstone-grainstone MF 1 Bioclastic miliolid ooid wackestone-packstone MF 1 Mudstone		
SWB: Storm Wave Base FWWB: Fair Weather Base			

شکل ۸: مدل رسوبی نوع شلف باز در بخش زیرین سازند آسماری در برش مورد مطالعه

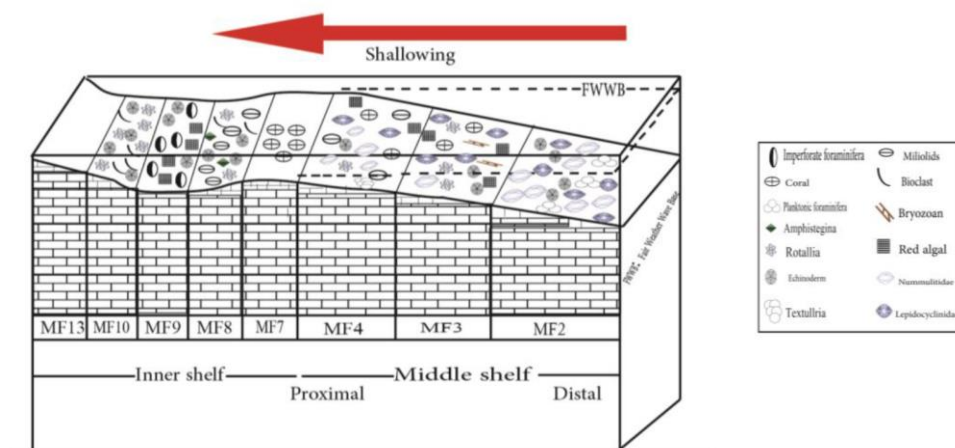


شکل ۹: مدل رسوبی نوع رمپ هموکلینال بخش بالایی سازند آسماری در برش مورد مطالعه

دو محیط رسوبی شلف داخلی و میانی و با زیر محیطهای جزرومدی، لاگون محصور، لاگون نامحصور و دریای باز می باشد. ریزرخساره های ۷ و ۸ و ۹ و ۱۰ و ۱۳ در شلف درونی قرار گرفته اند. ریزرخساره های ۲، ۳، ۴ در شلف میانی قرار دارد. در شلف میانی فراوانی فرامینیفرهای منفذدار بزرگ و کوچک (مانند لپیدوسیکیلینا، اپرکولینا، نئوروتالیا) و جلبک های قرمز و کورال ها به وفور یافت می شود. (شکل ۱۰)

مدل رسوبی سازند آسماری در تاقدیس اشگر (شمال غرب نورآباد)

مدل رسوبی سازند آسماری در برش تاقدیس اشگر منسوب به یک پلاتفرم شلف باز است که با توجه به توزیع ریزرخساره، عدم حضور ریف های واقعی و پیوسته، سد و ساخت های طوفانی تایید شده است. یک شلف بدون لبه به سه بخش شلف داخلی، میانی و خارجی تقسیم می گردد (فلوگل، ۲۰۰۴). ۸ ریزرخساره شناسایی شده در این برش وابسته به



شکل ۱۰: مدل رسوبی سازند آسماری در تاقدیس اشگر.

چینه‌نگاری سکانسی

در چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های یک حوضه رسوبی به سکانس‌های رسوبی که بین ناپیوستگی‌ها یا پیوستگی‌های هم‌ارز آن‌ها قرار دارند، تقسیم می‌شوند. این کار با بررسی عمودی تغییرات رخساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی که مرتبط با تغییرات نسبی سطح آب دریاست انجام می‌گیرد (امبری و مایرز، ۱۹۹۶). مطالعه چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در هر دو برش به شناسایی ۴ سکانس رسوبی درجه ۳ به شرح زیر منجر شده است:

چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در تاق‌دیس کوه سپاه

سکانس ۱: این سکانس با ۴۲ متر ضخامت (نمونه‌های ۳۴ تا ۷۶) و سن شاتین پسین حاوی بسته رسوبی تراز بالا (HST) می‌باشد از نظر سنگ‌شناسی شامل تناوبی از آهک و آهک مارنی حاوی فرامینیفرهای پلانکتون و فرامینیفرهای بنتیک منفذدار می‌باشد. این سکانس با ظهور رخساره ۱ (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر و کستون - پکستون) شروع شده و سپس بسته HST با رخساره‌های ۲ (بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفر / لپیدوسیکلینیده نومولتیدهو کستون - پکستون / رودستون)، ۳ (بایوکلاستیک فرامینیفر (منفذدار) کورالیناسه آ پکستون) و ۴ (بایوکلاستیک کورال فرامینیفر (منفذدار) و کستون - پکستون) مشخص می‌شود. در ضخامت ۷۶ متری مقطع با ظهور رخساره ۱۰ (بایوکلاستیک میلیولید دیسکوربیس / نئوروتالید و کستون)، مرز سکانسی نوع دوم (SB₂) مشخص می‌شود که جداکننده سکانس اول از سکانس دوم است. این سکانس با سکانس ۳ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و با سکانس Ch30 اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) انطباق دارد (شکل ۱۱).

سکانس ۲: سکانس ۲ با ضخامت تقریبی ۱۴ متر (نمونه‌های ۷۷ تا ۹۱) و سن انتهای شاتین - آکی تانین پیشین بر روی سکانس ۱ قرار می‌گیرد و از سنگ آهک‌های متوسط لایه با میان لایه‌هایی از آهک‌های مارنی تشکیل شده است. مرحله TST این سکانس با رخساره ۶ (بایوکلاستیک پکستون - گرینستون) شروع شده و سرانجام با تبدیل رخساره‌ها به هم، حداکثر سطح غرق‌شدگی در ضخامت تقریبی ۸۳ متری مقطع و با حضور رخساره ۵ (ائید پکستون - گرینستون) مشخص می‌شود. با گذر از رخساره ۵ HST سکانس دوم با رخساره ۱۱ (بایوکلاستیک فرامینیفر (بدون منفذ) و کستون - پکستون) شروع می‌شود. و کم‌عمق‌ترین رخساره در ضخامت ۹۱ متری که (SB₂) این سکانس است با رخساره ۱۲ (بایوکلاستیک میلیولید ائید و کستون - پکستون) مشخص می‌شود. این سکانس با سکانس ۴ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و با سکانس Aq10 اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) انطباق دارد (شکل ۱۱).

سکانس ۳: این سکانس با ۳۷ متر ضخامت (نمونه‌های ۹۱ تا ۱۲۸) و به سن آکی تانین پسین می‌باشد. مرز زیرین بر روی سکانس ۲ قرار گرفته است. این سکانس با پیشروی آب دریا با رخساره شماره ۱۱ (بایوکلاستیک فرامینیفر (بدون منفذ) و کستون - پکستون) مشخص می‌شود. حداکثر سطح غرقابی mfs این سکانس با رخساره ۵ (ائید پکستون - گرینستون) مشخص می‌شود و با پرشدن حوضه رسوبی و کم‌عمق شدن حوضه، HST این سکانس با رخساره ۱۱ (بایوکلاستیک فرامینیفر (بدون منفذ) و کستون - پکستون) مشخص می‌شود. (SB₂) این سکانس نیز با کم‌عمق‌تر شدن حوضه با رخساره ۱۳ (مادستون) مشخص می‌شود. این سکانس با

همکاران (۲۰۱۰) و با سکانس Ch30 اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) انطباق دارد (شکل ۱۱).

سکانس ۲: این سکانس از متر ۱۴۶ تا ۲۰۵ متری را شامل می‌شود و ریزرخساره‌های شماره ۸ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذدار و بدون منفذ) و کستون - پکستون)، ریزرخساره شماره ۹ (بایوکلاستیک کورالیناسه آفرا مینیفرا (بدون منفذ) پکستون) و ریزرخساره شماره ۱۰ (بایوکلاستیک میلیولید دیسکوربیس/نئوروتالید و کستون) در این سکانس به طور متناوب تکرار می‌شوند. این ریزرخساره‌ها متعلق به محیط لاگون بوده و تکرار این ریزرخساره هیچگونه روند عمیق شدگی و پیشروی سطح آب دریا را به سمت بالا در توالی مورد مطالعه نشان نمی‌دهد. سن سکانس شماره ۲ انتهای شاتین-آکی تانین پیشین می‌باشد. (SB₂) ۲۰۵ این سکانس با سکانس ۴ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و با سکانس Aq10 اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) انطباق دارد (شکل ۱۱).

سکانس ۳: این سکانس از متر ۲۰۶ تا ۲۴۰ متری را شامل می‌شود و مانند سکانس شماره ۲ شامل ریزرخساره شماره ۸ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذدار و بدون منفذ) و کستون - پکستون)، ریزرخساره شماره ۹ (بایوکلاستیک کورالیناسه آفرا مینیفرا (بدون منفذ) پکستون) و ریزرخساره شماره ۱۰ (بایوکلاستیک میلیولید دیسکوربیس/نئوروتالید و کستون) می‌باشد. در این سکانس نیز تکرار ریزرخساره‌های شماره ۸، ۹ و ۱۰ هیچگونه روند عمیق شدگی و پیشروی سطح آب دریا را به سمت بالا در توالی مورد مطالعه نشان نمی‌دهد. سن سکانس شماره ۳ آکی تانین پسین می‌باشد. (SB₂) ۲۴۰ این سکانس با سکانس ۵ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و با سکانس Aq20/Bu10 اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) انطباق دارد (شکل ۱۱).

سکانس ۵ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و با سکانس Aq20/Bu10 اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) انطباق دارد (شکل ۱۱).

سکانس ۴: این سکانس با ۱۳۳ متر ضخامت (نمونه‌های ۱۲۹ تا ۲۶۲) و به سن بوردیگالین می‌باشد. مرز زیرین این "سکانس" سکانس شماره ۳ می‌باشد. بسته پیشرونده این سکانس (TST) شامل رخساره ۱۰ (بایوکلاستیک میلیولید دیسکوربیس/نئوروتالید و کستون) است و با پیشروی دریا و حداکثر سطح غرقابی این سکانس با رخساره ۸ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذدار و بدون منفذ) و کستون - پکستون) مشخص می‌شود و با پرشدن حوضه از رسوبات HST این سکانس با رخساره ۱۱ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (بدون منفذ) و کستون - پکستون - گرینستون) مشخص می‌شود. مرز فوقانی آن به مرز زیرین سازند گچساران محدود می‌شود. این سکانس با سکانس ۶ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و با سکانس Bu20 اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) انطباق دارد (شکل ۱۱).

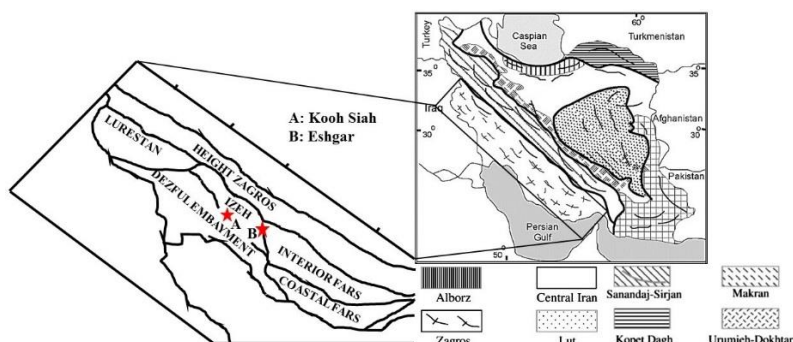
چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در تاق‌دیس اشگر

سکانس ۱: این سکانس از قاعده برش تا متر ۱۴۵ متری است و شامل بخش قاعده سازند آسماری به سن شاتین می‌باشد. بسته رسوبی TST این سکانس شامل ریزرخساره‌های ۲ ((بایوکلاستیک پلانکتونیک فرامینیفرا لپیدوسیکلینیده نومولتیدهوکستون-پکستون / رودستون) و ۳ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذدار) کورالیناسه آ پکستون) است. بسته رسوبی HST در این سکانس با ریزرخساره ۳ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذدار) کورالیناسه آ پکستون) شروع می‌شود. کم‌عمق‌ترین رخساره در ضخامت ۱۴۵ متری که (SB₂) این سکانس است. این سکانس با سکانس ۳ ون بوخم و

وکستون) در برمی‌گیرد. با توجه به این نکته که مرز سازند آسماری با سازند گچساران در این برش پیوسته است، در نتیجه بسته‌های رسوبی HST احتمالاً در سازند گچساران قرار دارد. این سکانس با سکانس ۶ ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و با سکانس Bu20 اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) انطباق دارد (شکل ۱۱).

سکانس ۴: این سکانس از متر ۲۴۰ تا ۲۴۴ متری را شامل می‌شود و به سن بوردیگالین است. این سکانس شامل بسته رسوبی پیشرونده TST می‌باشد که این بسته رسوبی ریزرخساره‌های ۸ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذدار و بدون منفذ) وکستون - پکستون)، ۹ (بایوکلاستیک کورالیناسه آفرا مینیفرا (بدون منفذ) پکستون) و ۱۰ (بایوکلاستیک میلیولید دیسکوربیس / نئوروتالید

Age		Sequences			
Epoch	Stage	Dezful Embayment (van Buchem et al., 2010)	Ehrenberg et al., 2007	Kooh Siah	Eshgar
Miocene	Burdigalian	Surface 7	Base Gachsaran	SB4	
		Surface 6	Bu20 SB	SB3	SB3
	Aqianian	Surface 5	Aq20/Bu10 SB	SB2	SB2
		Surface 4	Intra-Aq10 SB Aq10 SB	SB1	SB1
Oligocene	Chantian	Surface 3	Ch30 SB		
		Surface 2	Ch20 SB		
	Rupelian	Surface 1	Ru30/Ch SB		
			Ru20 SB		
Eoc. Pli.		Surface 1			



شکل ۱۱: تطابق سکانس‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه با سکانس‌های شناسایی شده توسط ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) و اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷).

آسماری در برش تاقدیس کوه سیاه در دو پلاتفرم کربناته (ابتدا در یک شلف باز و سپس در یک رمپ کربناته) نهشته شده ولی در تاقدیس اشگر یک شلف باز تشخیص داده شده است. تغییرات عمودی رخساره‌های میکروسکوپی و منحنی مربوط به

نتیجه‌گیری

براساس مطالعات صحرایی و مقاطع نازک، تعداد ۱۳ رخساره در سازند آسماری شناسایی شد. رخساره‌های معرفی شده و شواهد صحرایی، نشان می‌دهد که بخش‌های زیرین و بالایی سازند

سكانس‌ها در هر دو برش‌تائين تا بورديگالين مي-
باشد.

-مطبيعي، ه.، ۱۳۷۲. زمين‌شناسي ايران، چينه-
شناسي زاگرس، انتشارات سازمان زمين‌شناسي
كشور، ۵۳۶ ص.
-موسسه جغرافيايي و كارتوگرافي گيتاشناسي،
۱۳۸۴. اطلس راه‌هاي ايران: مقياس ۱:۱۰۰۰۰۰۰.
-نقشه زمين‌شناسي ايران (دهدشت)، ۱۹۶۶.
-شرکت ملي نفت ايران، ۲۰۸۳۰، ۱:۱۰۰۰۰۰.

-Adams, T.D., 1969. The Asmari
Formation of Lurestan and Khuzestan
Provinces, Iranian Offshore Oil
Company Report, v. 1154,
(unpublished).
-Adams, T.D. and Bourgeois, F., 1967.
Asmari biostratigraphy: Geological and
Exploration Iranian Offshore Oil
Company Report, v. 1074,
(unpublished).
-Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A.
and Vaziri-Moghaddam, H., 2010. The
Asmari Formation, north of the
Gachsaran (Dill anticline), Southwest
Iran, facies analysis, depositional
environment and sequence stratigraphy,
Carbonates and Evaporites, v. 25(2), p.
145—160.
-Amirshahkarami, M., 2008.
Distribution of Miogypsinoides in the
Zagros Basin, in southwest Iran,
Historical Biology, v. 20, p. 175-184.
-Amirshahkarami, M., Ghabishavi, A.
and Rahmani, A., 2010. Biostratigraphy
and Paleoenvironment of the larger
benthic foraminifera in wells sections of
the Asmari Formation from the Rag- e-
Safid oil field, Zagros Basin, southwest

تغييرات نسبي عمق حاكي از آن است كه سازند
آسماري در برش‌هاي مورد مطالعه از ۴ سكانس
رسوبي درجه ۳ تشكيل شده است. سن اين

منابع

-آقاباتي، ع.، ۱۳۸۵. زمين‌شناسي ايران، سازمان
زمين‌شناسي و اكتشافات معدني، ۵۸۶ ص.
-محمدي، ا.، صفري، ا.، وزيري مقدم، ح. و محمدي-
منفرد، م.، ۱۳۸۸. بررسي ريزرخساره‌ها و محيط
رسوبي سازند قم در ناحيه جزه (جنوب كاشان)،
رخساره‌هاي رسوبي، شماره ۱، ص ۸۱ - ۹۴.

Iran: Stratigraphy and Sedimentology
Researches, v. 40, p. 63-84.
-Amirshahkarami, M., Vaziri-
Moghaddam, H. and Taheri, A., 2007.
Sedimentary facies and sequence
stratigraphy of the Asmari Formation at
the Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran:
Journal of Asian Earth Science, v. 29, p.
947-959.
-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.
-Bassi, D., Hottinger, L. and Nebelsick,
H., 2007. Larger Foraminifera from the
Upper Oligocene of the Venetian area,
northeast Italy: Palaeontology, v. 50(4),
p. 845-868.
-Corda, L. and Brandano, M., 2003.
Aphotic zone carbonate production on a
Miocene ramp, Central Apennines, Italy:
Sedimentary Geology, v. 161, p. 55-70.
-Dunham, R.J., 1962. Classification of
carbonat rocks according to their

- depositional texture: AAPG Memoir, v. 1, p. 108-121.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z. K., Svana, T. A., Aqrawi, A.A.M., McArthur, J.M. and Thirlwall, M. F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene): SW Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 30, p. 107-128.
- Embery, D. and Myers, K. J., 1996. *Sequence Stratigraphy*: Blackwell, Oxford, 297p.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Interpretation and Application*: Berlin, Springer-Verlag, 976 p.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*: Berlin, Springer-Verlag, p. 984.
- Fournier, f., Montaggioni, L. and Borgomano, J., 2004. Paleoenvironments 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*, p. 1-21.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits, empirical models based on microfacies analysis palaeogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography*, v. 155, p. 211-238.
- Grafe, K.U., 2005. Late Cretaceous benthic foraminifera from the Basque-Cantabrian Basin: Northern Spain, *Iberian Geology*, v. 31, p. 277-298.
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *AAPG Bulletin*, v. 49(12), p. 2182-2245.
- Laursen, G. V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A. and Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran, p. 1-5.
- Lees, G.M., 1993. Reservoir rocks of Persian Oil fields: *AAPG Bulletin*, v. 17, p. 224-240.
- Rahmani, A., Vaziri- Mogaddam, H., Taheri, A. and Ghobeishavi, A., 2009. A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene- Miocene carbonate rocks at Khavize Anticline: Zagros Basin, SW Iran: *Historical Biology*, v. 21, p. 215-227.
- Reiss, Z. and Hottinger, L., 1948. The Gulf of Aqaba: *Ecological Micropaleontology, Ecological Studies*, Springer- verlag, Berlin, v. 50, p. 1-354.
- Richardson, R. K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia: *Journal of Petroleum Technology*, v. 10(43), P. 256- 283.
- Romero, J., Caus, E. and Rosell, 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 (NE Spain): *palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, p. 43- 56.
- Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., 2010. Microfacies and Sedimentary environment of Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin: Zagros Mountains, Southwest Iran: *springer-verlag*, v. 57(3), p. 431-446.

- Schlager, W., 1963. Accommodation and supply, a dual control on stratigraphic sequence: *Sedimentology, Geology*, v. 86, p. 111-136.
- Shabafrooz, R. A., Mahboubi, A.A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeisahvi, A. and Moussavi-Harami, A., 2015. Depositional architecture and stratigraphic sequence of the Oligo-Miocene Asmari platform, Southeastern Izeh Zone Zagros Basin, Iran: *Verlah Berlin, Heidelberg*, P. 423-455.
- Thomas, A.N., 1950. The Asmari limestone of southwest Iran, In: 18th International Geological Congress, London, v. 6, p. 34-35.
- vanBuchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pichard, 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-Maghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A. and Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of Zagros Basin, Iran: *Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: Revista Mexicana de CienciaGeologicals*, v. 27, p. 56-71.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Olig-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, v. 52, p. 41-51.
- Wells, A.J., 1967. Lithofacies and Geological history of lower Tertiary sediments in Southwest Iran IOOC Report, v. 1108, (unpublished).
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: *Iranian Offshore Oil Company Report*, v. 1082, 40 plates, 80 p, (unpublished).