

ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه، شمال دهدشت، زاگرس

مژگان زارع^{۱*}، حسین وزیرمقدم^۱، عزیزاله طاهری^۲ و علی غبیشاوی^۳

۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲ دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود

۳ معاونت زمین‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، شرکت ملی نفت ایران، اهواز

نویسنده مسئول: m.zare201188@yahoo.com

دریافت: ۹۴/۶/۲۳ پذیرش: ۹۴/۱۱/۱۲

چکیده

سازند آسماری در حوضه زاگرس طی الیگوسن میوسن نهشته شده است. در این پژوهش جهت بررسی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی این سازند در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه، (شمال دهدشت) ۱۲۷ نمونه مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند آسماری در برش مورد مطالعه ۲۱۴ متر ضخامت داشته و متشکل از آهک‌های ضخیم، متوسط تا نازک لایه با میان لایه‌هایی از آهک مارنی، آهک دولومیتی و مارن می‌باشد. مطالعات پتروگرافی و آنالیز ریزرخساره‌ای حاکی از آن است که کربنات‌های سازند آسماری متشکل از ۱۱ ریزرخساره در قالب چهار کمریند ریزرخساره‌ای دریای باز، سد، تالاب و پهنه جزرومدی در یک پلانفرم کربناته رمپ نهشته شده است. بر طبق الگوهای عمیق و کم عمق شدگی ریزرخساره‌ها یک بسته رسوبی فرازین به سن شاتین، سه سکانس درجه سه به سن آکیتانین و یک سکانس درجه سه به سن یوردیگالین تشخیص داده شده است.

واژه‌های کلیدی: الیگوسن میوسن، چینه‌نگاری سکانشی، رمپ کربناته، ریزرخساره، سازند آسماری.

مقدمه

از آنجایی که سازند آسماری اولین سنگ مخزن کربناته شناخته شده در جهان و بزرگ‌ترین سنگ مخزن نفت در حوضه رسوبی زاگرس است مطالعات گسترده‌ای روی این سازند انجام گرفته است به عنوان مثال. زیست‌چینه‌نگاری این سازند توسط [۴۲، ۲۱، ۵، ۲۹، ۴۱، ۷، ۴۴ و ۲] مطالعه شده است. هم‌چنین محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی آن توسط [۴۲ و ۴۴] و پالنواکولوژی آن توسط [۲، ۷، ۳۵ و ۳۱] مورد بررسی قرار گرفته است. شناسایی و بررسی دقیق‌تر این سازند بر اساس ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانشی اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و فعالیت‌های اکتشافی در این حوضه به دست خواهد داد. هدف از این مطالعه بررسی دقیق ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانشی بر اساس روزنداران کفزی و سنگ‌شناسی سازند آسماری در یرش یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه می‌باشد. بر اساس پراکندگی روزنداران بزرگ بنتیک سن شاتین پسین-یوردیگالین برای این سازند در این برش در نظر گرفته

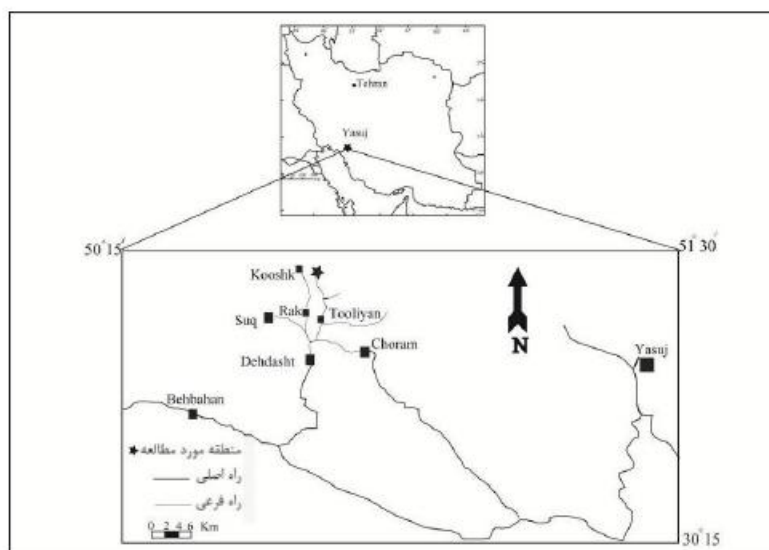
سازند آسماری، توالی ضخیمی از سنگ‌های کربناته به سن الیگوسن-میوسن در جنوب‌غربی ایران می‌باشد که در بخش پیش گودال حوضه فورلند زاگرس رسوب‌گذاری نموده است. در یرش الگو واقع در تنگ گل ترش در دامنه جنوب‌غربی کوه آسماری سازند آسماری ۳۱۴ متر ضخامت داشته و متشکل از سنگ‌آهک‌های کرم تا قهوه‌ای می‌باشد [۳]. در بخش شمال‌غربی حوضه زاگرس، ریزرخساره‌های آهکی این سازند به صورت بین انگشتی به عضو تیخیری کلهر تبدیل می‌شوند و در جنوب‌شرق حوضه، عضو ماسه‌سنگی اهواز جایگزین ریزرخساره‌های آهکی می‌شود [۲۹] آهک‌های کم‌عمق سازند در بخش جنوب‌غربی حوضه زاگرس بر روی سازند پایده نهشته شده، در حالی که در نواحی فارس و لرستان بر روی سازندهای چهرم و شهبازان قرار گرفته‌اند. مرز پالایی آن در فارس داخلی سازند رازک و در فارس ساحلی، خوزستان و لرستان سازند تیخیری گچساران می‌باشد [۳].

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

مورد مطالعه

یرش مورد مطالعه سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه در ۱۶/۵ کیلومتری شمال شهرستان دهدشت در استان کهگیلویه و بویراحمد با مختصات جغرافیایی ۳۰ درجه و ۵۴ دقیقه و ۸/۹۲ ثانیه عرض شمالی و ۵۰ درجه و ۳۵ دقیقه و ۳۴/۳۷ ثانیه طول شرقی واقع شده است. این یرش از طریق جاده دهدشت-طولیان در نزدیکی روستای هیگون قابل دسترسی می‌باشد (شکل ۱).

شده است. سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه به صورت پیوسته و همشیب روی سازند پایده و به صورت پیوسته و همشیب در زیر سازند گچساران قرار گرفته است. این توالی شامل آهک‌های نازک، متوسط و ضخیم لایه با میان لایه‌هایی از آهک مارتی و آهک دولومیتی، مارن می‌باشد. آنالیز چینه‌نگاری سکاتسی منجر به شناسایی پنج سکاتس رده سوم گردید. سکاتس‌های تشخیص داده شده با سکاتس‌های شناسایی شده در سایر نواحی زاگرس همخوانی نسبی دارد.



شکل ۱. نقشه ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه [۴].

واحد ۱: از قاعده تا ضخامت ۴۴ متری که شامل آهک‌های نازک و متوسط لایه به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای روشن با میان لایه‌هایی از مارن‌های زرد رنگ است. لایه‌های آهکی شامل بیوکلاست‌های دوکفه‌ای، شکم‌پا، مرجان، اکینید و فرامینیفرهای بزرگ می‌باشند.

واحد ۲: از ۴۵ متری تا ۱۱۰ متری که شامل آهک‌های ضخیم تا متوسط لایه به رنگ قهوه‌ای یا میان لایه‌هایی از مارن‌های سبز رنگ را شامل شده و حاوی بیوکلاست‌های دوکفه‌ای، مرجان و جلبک قرمز می‌باشد.

واحد ۳: از ۱۱۱ متری تا ۱۳۹ متری که متشکل از لایه‌های آهکی و آهک دولومیتی متوسط لایه می‌باشد.

واحد ۴: از ۱۴۰ متری تا ۱۵۷ متری شامل آهک متوسط و ضخیم لایه قهوه‌ای رنگ یا میان لایه مارن حاوی خرده‌های صدف می‌باشند.

روش مطالعه

در مرحله نخست یرش فوق در صحرا مورد بررسی قرار گرفت و با توجه به ویژگی‌های ریزرخساره‌ای ۱۲۷ نمونه با فاصله تقریبی ۲ متر برداشت و به منظور مطالعات آزمایشگاهی و تشخیص ریزرخساره‌ها و تعیین الگوهای کم عمق شدگی و عمیق شدگی از آن‌ها مقاطع نازک تهیه گردید. تقسیم‌بندی ریزرخساره‌ها بر مبنای طبقه‌بندی [۲۳] و شناسایی یافت‌ها بر اساس رده‌بندی [۲۰ و ۱۸] انجام شده است.

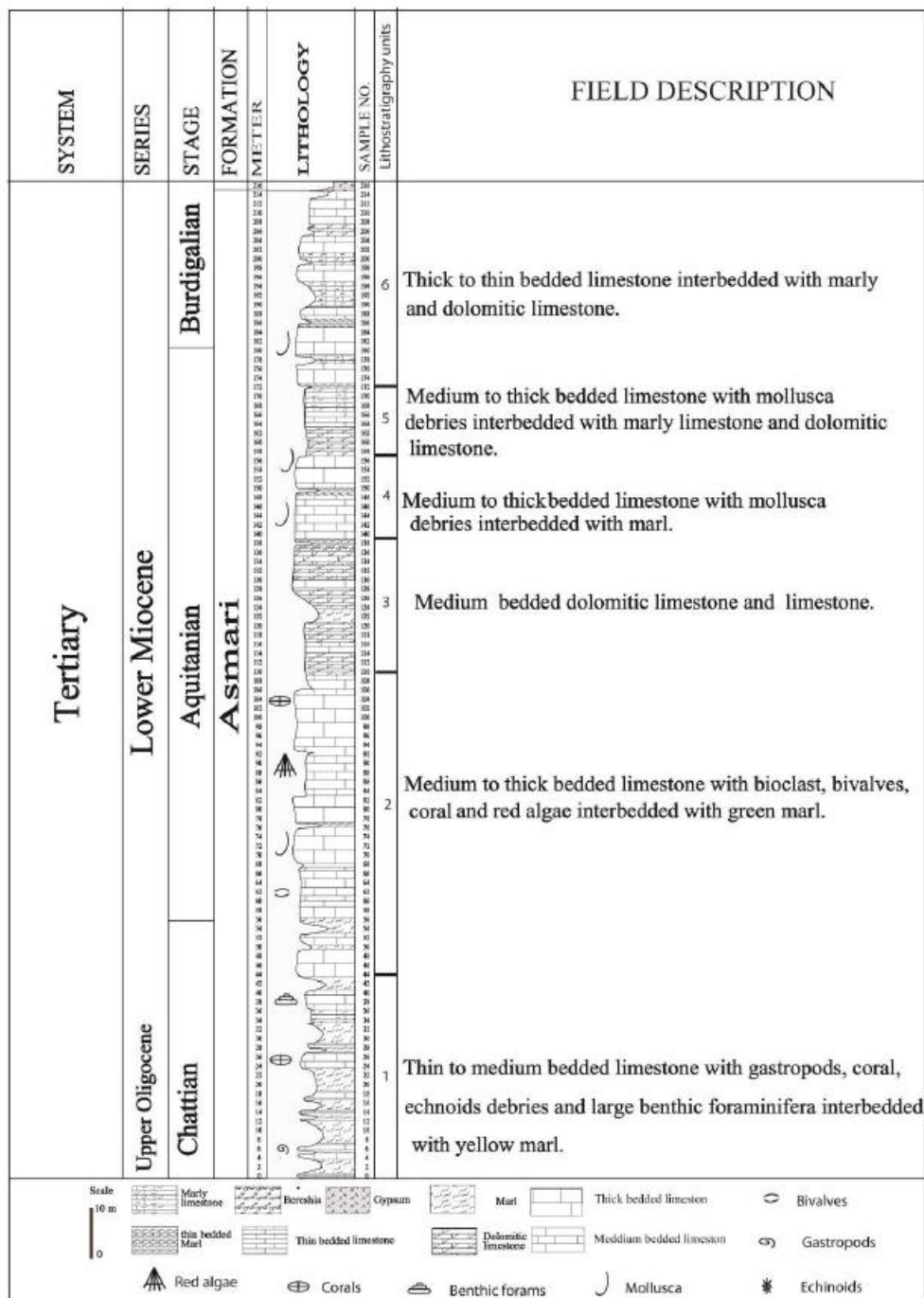
بحث

سنگ‌چینه‌نگاری سازند آسماری در یرش مورد مطالعه

سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه ۲۱۴ متر ضخامت داشته و بر اساس ویژگی‌های صحرایی قابل تقسیم به واحدهای زیر است (شکل ۲).

واحد ۶: از ۱۷۳ متری تا ۲۱۴.۱ متری شامل آهک‌های ضخیم لایه با میان لایه‌هایی از مارن که به سمت بالا آهک‌ها متوسط و نازک لایه می‌شوند.

واحد ۵: از ۱۵۸ متری تا ۱۷۲ متری شامل آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه قهوه‌ای رنگ حاوی بیوکلاست دوکفه‌ای و آهک دولومیتی و آهک مارنی متوسط لایه می‌باشد.



شکل ۲. ستون سنگ‌چینه‌نگاری سازند آسماری در یال جنوبی ناقدیس کوه سیاه

تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها

بر اساس تجزیه و تحلیل پتروگرافی در توالی مورد مطالعه ۱۱ ریزرخساره تشخیص داده شده است (جدول ۱، شکل‌های ۳ و ۴).

ریزرخساره ۱: پلانکتونیک فرامینیفرایابوکلاستیک

وکستون

دانه‌های اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل روزن‌داران پلانکتون (*Globigerina, Globorotalia*) (۵-۱۰ درصد) و یابوکلاست‌ها شامل دیتروپا، خرده‌های اکینید، یریزوئر و نرمتان (۲۰-۳۰ درصد) می‌باشد. یافت این ریزرخساره گل‌پشتیان و از نوع وکستون است (شکل ۳-۱). یابوکلاست‌های اصلی درشت و شکسته شده و در زمینه‌ای از یابوکلاست‌های ریز و خرد شده قرار گرفته‌اند. حضور روزن‌داران پلانکتون و نبود روزن‌داران کفزی هم زیست‌دار نظیر (*Lepidocyclina* و *Nummulitidae*) بیانگر جایگاه این ریزرخساره در زیر زون نوری می‌باشد [۱۹]. حضور روزن‌داران پلانکتون، یافت ریز دانه و عدم ساخت رسوبی گویای این است که این ریزرخساره در محیط آب‌های آرام و عمیق و در شوری عادی دریایی نهشته شده است [۲۳، ۱۵ و ۴۵]. مشابه این ریزرخساره از رسوبات قاعده سازند آسماری مربوط به بخش عمیق دریای یاز در شمال و شمال‌شرقی لالی [۴۳]، در ناحیه چمن پلایل [۹]، در شمال‌غرب حوضه زاگرس [۴۴] و در طاق‌دیس خویز [۳۵] گزارش شده است.

ریزرخساره ۲: پلانکتونیک فرامینیفرایابوکلاستیک

نومولیتیده یابوکلاستیک وکستون/یکستون

دانه‌های اصلی شامل روزن‌داران پلانکتون (۵ درصد)، اپروکلینا (*Operculina*) (۸ درصد) اسپیروکلیپوس (*Spiroclipeus*) (۱۵ درصد)، پلوئید (۸ درصد) و یابوکلاست‌ها شامل خرده‌های اکینید، یریزوئر و نرمتان (۲۵-۳۰ درصد) می‌باشد. متن این ریزرخساره میکرایت و یافت آن از گل‌پشتیان تا دانه‌پشتیان متغیر است (شکل ۲-۳). روزن‌داران کفزی هم‌زیست‌دار یا صدقی بزرگ در زمینه‌ای از یابوکلاست‌های خرد شده قرار گرفته‌اند. حضور هم‌زمان روزن‌داران پلانکتون و روزن‌داران کفزی هم‌زیست‌دار بیانگر آخرین بخش زون نوری، شرایط نوری الیگوفوتیک می‌باشد. در این شرایط به علت

کاهش نور روزن‌داران برای افزایش جذب نور سطح خود را گسترش می‌دهند [۲۵]. روزن‌داران بزرگ کفزی دارای هم‌زیست چلیکی سازگار به شرایط الیگوفوتوفی می‌باشند [۱۲]. مشابه این ریزرخساره از شمال اهواز و شمال شرقی لالی [۴۳] ناحیه چمن پلایل [۹] و ناحیه شمال غرب حوضه زاگرس [۴۴] از سازند آسماری گزارش شده است.

ریزرخساره ۳: یابوکلاستیک رودولیت/مرجان

لپیدوسیکلینا فلوئستون - رودستون

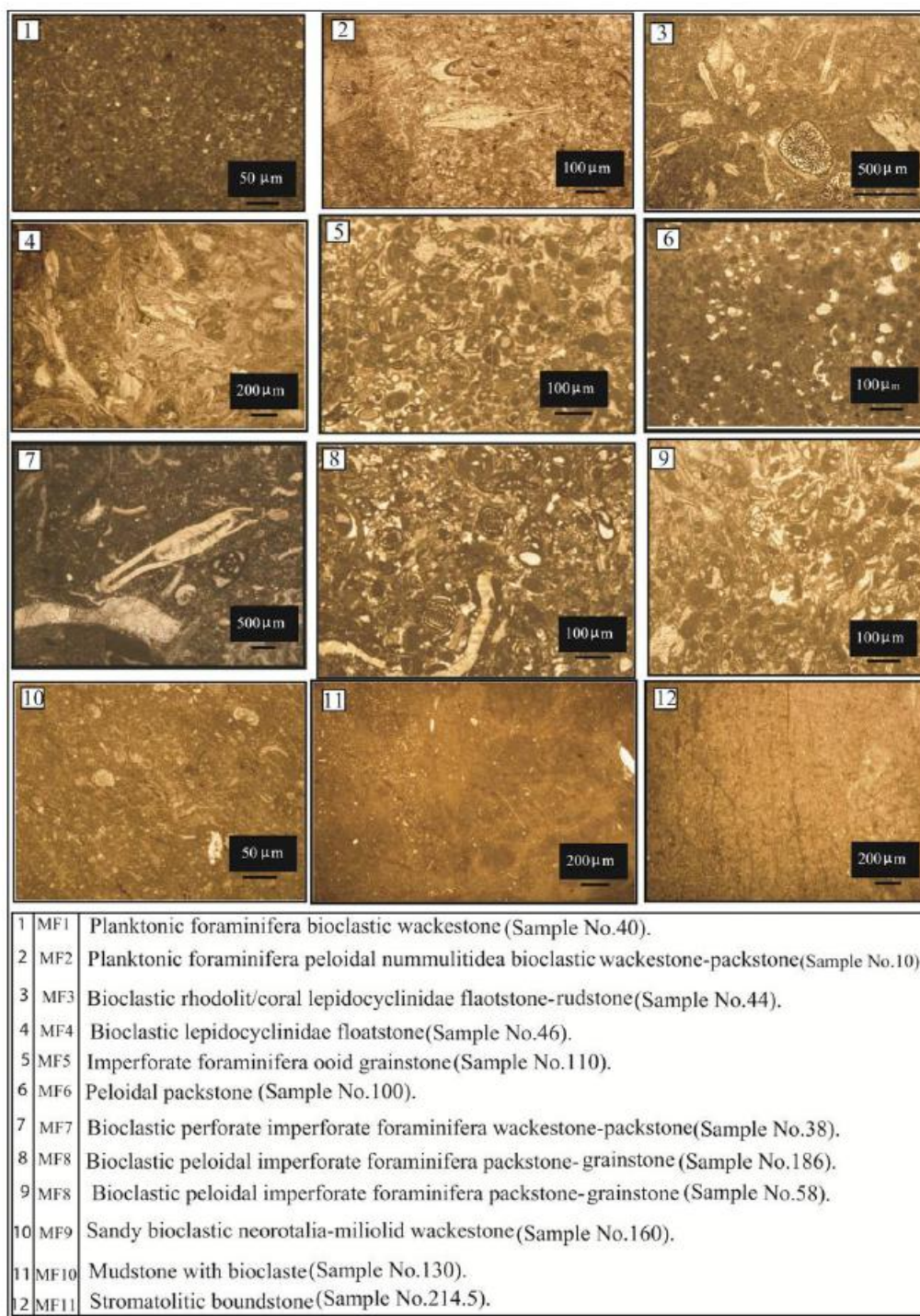
دانه‌های اصلی شامل مرجان (۱۰ درصد)، لپیدوسیکلینا (*Lepidocyclina*) (۲۵ درصد)، چلیک قرمز (۱۰ درصد) و یابوکلاست‌ها شامل خرده‌های دوکفه‌ای، اکینید و یریزوئر (۱۰-۱۵ درصد) می‌باشد. (شکل ۳-۳) دانه‌ها در متن میکرایتی یا یافت گل‌پشتیان تا دانه‌پشتیان بوده و بیش از ۵۰ درصد دانه‌ها بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر می‌باشند. مرجان‌ها به صورت پراکنده و چلیک‌های قرمز هم‌عموماً به صورت ردولیت که مرجان‌ها را احاطه کرده‌اند دیده می‌شوند. لپیدوسیکلیناها نسبت به ریزرخساره قبلی کمی عدسی‌تر و کوچک‌تر شده‌اند و محیط کم عمق‌تری را نشان می‌دهند [۱۱ و ۱۲].

فراوانی چلیک قرمز کورالیناسه آ، روزن‌داران کفزی عدسی شکل و همراهی آن‌ها یا مرجان‌ها بیانگر رسوب‌گذاری ریزرخساره در زون نوری الیگوفوتیک یا مزوفوتیک [۳۳] می‌باشد. مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در ناحیه فارس گزارش شده است [۳۸].

ریزرخساره ۴: یابوکلاستیک لپیدوسیکلینا

رودستون

دانه‌های اصلی شامل خرده‌های نرمتان (۲۰-۳۰ درصد) و لپیدوسیکلینا (*Lepidocyclina*) (۳۰-۴۰ درصد) می‌باشد (شکل ۳-۴). وجود لپیدوسیکلینیده‌های تخم مرغی شکل نشان دهنده عمق کمتری نسبت به ریزرخساره‌های قبلی و هم‌چنین گویای انرژی هیدرودینامیکی بیش‌تری در محیط می‌باشد [۱۰]. این ریزرخساره بیانگر بخش کم عمق حوضه است. مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در ناحیه فارس گزارش شده است [۳۸].



شکل ۳. ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش تاق‌دیس گوه سیاه

۴۵) می‌باشد (شکل ۳-۵). دانه‌های ائید از تشکیل دهنده‌گان اصلی این ریزرخساره است. ائیدها از نوع مماسی بوده و از گردش‌دگی نسبتاً خوبی برخوردار هستند. هسته بعضی ائیدها میلیولید می‌باشد و برخی از ائیدها هم میکریتی شده‌اند. حضور ائیدها نشان‌دهنده محیط پر

ریزرخساره ۵: فرامینی‌فرا (بدون منفذ) ائید
گرینستون
دانه‌های اصلی شامل روزن‌داران (بدون منفذ)
(پنروپلیس (Peneroplis)، دندریتینا (Dendritina)،
اسپیرولیتا (Spirolina) (۳۵ درصد)) و دانه‌های ائید (۴۰-

مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در طاق‌دیس خويز [۳۵] و ناحیه فارس [۳۸] گزارش شده است.

ریزرخساره ۹: بایوکلاست نئوروتالیا میلیولید و کستون ماسه‌ای

دانه‌های اصلی شامل نئوروتالیا (Neorotalia) (۱۰ درصد)، میلیولید (Miliolid) (۷ درصد) و بایوکلاست‌ها (۵ درصد) شامل خرده‌های اکینید، دیس‌کوربیس (Discorbis)، الفیديوم (Elphidium) و خرده‌های ترمستان می‌باشد (شکل ۳-۱۰). یافت سنگ، موقعیت چینه‌نگاری و تنوع کم فرامینی‌فرا حاکمی از تشکیل این ریزرخساره در محیط لاگون یا چرخش محدود آب محدود می‌باشد [۴۵، ۲۴ و ۲۳] مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در طاق‌دیس خويز [۳۵] و شمال‌غرب حوضه زاگرس [۴۴] گزارش شده است.

ریزرخساره ۱۰: مادستون به همراه خرده‌های بایوکلاست

این ریزرخساره آهک گلی است که فونای محدودی (۵-۸ درصد) شامل میلیولید (Miliolid)، الفیديوم (Elphidium) و نئوروتالیا (Neorotalia) به صورت پراکنده در آن دیده می‌شود (شکل ۳-۱۱). تنوع و فراوانی کم فونا نشانگر ته‌نشست این ریزرخساره در لاگون نسبتاً محصور (به سمت پهنا جزر و مدی) می‌باشد [۴۵ و ۳۶] مشابه این ریزرخساره از تاک‌دیس خويز [۳۵] و تاک‌دیس دیل [۸] گزارش شده است.

ریزرخساره ۱۱: استروماتولیت باندستون

این ریزرخساره از لامینه‌های استروماتولیتی (۱۰۰ درصد) تشکیل شده که به صورت لایه‌های تیره و روشن می‌باشد (شکل ۳-۱۲). این ریزرخساره در پهنا جزر و مدی ته‌نشین شده است [۲۳]. عدم وضوح لایه‌های تیره و روشن به دلیل تشکیل این ریزرخساره در کمربند ۸ و زیست‌آشفته‌گی ناشی از حضور گاستروپودها می‌باشد. مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در ناحیه دهلران [۴۴] و ناحیه چمن لیل [۹] گزارش شده است.

انرژی است [۱۳]. با توجه به نبود گل‌آهکی و فراوانی زیاد دانه‌ها، نظیر الئید این ریزرخساره در یک محیط پر انرژی سدی یا پشته‌ای نهشته شده است [۴۵ و ۲۳]. مشابه این ریزرخساره از میدان نفتی رگ سفید [۱۰] و شمال‌غرب حوضه زاگرس [۴۴] گزارش شده است.

ریزرخساره ۶: پلوئید بگستون

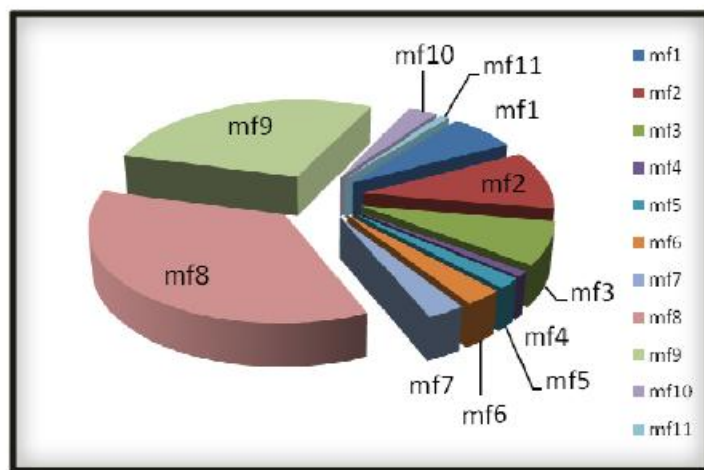
دانه‌های اصلی شامل الئیدهایی تا حدودی میکرایتی شده و پلوئیدهای باهامیت می‌باشد (شکل ۳-۶). حضور فراوان پلوئیدهایی از نوع باهامیت حاکی از تشکیل آن‌ها در شلف لاگون می‌باشد [۲۳].

ریزرخساره ۷: بایوکلاستیک فرامینی‌فرا (منفذدار و بدون منفذ) و کستون-بگستون

دانه‌های اصلی شامل روزن‌داران بدون منفذ مانند آستروتریلینا (Austrotrillina)، پیرگو (Pyrgo) (۱۵-۲۰) روزن‌داران منفذدار (Lepidocyclina و Nummulitidae) (۱۵-۲۰) و بایوکلاست‌ها شامل خرده‌های مرجان، اکینید، ترمستان و به مقدار کمی پلت (۱۵ درصد) است (شکل ۳-۷). یافت این ریزرخساره از گل‌پشتیان تا دانه‌پشتیان متغیر است. حضور هم‌زمان روزن‌داران بنتیک منفذدار و بدون منفذ به همراه مرجان و اکینید بیانگر لاگون باز [۴۰] و عدم وجود سد پیوسته می‌باشد. مشابه این ریزرخساره از تاک‌دیس خويز [۳۵] و ناحیه فارس [۳۸] گزارش شده است.

ریزرخساره ۸: بایوکلاستیک پلوئیدال فرامینی‌فرا

(بدون منفذ) بگستون-گرینستون اینتراکلاست‌دار (بدون منفذ) اصلی شامل روزن‌داران بدون منفذ (Peneroplis و Miliolid, Borelis, Dendritina) (۳۰ درصد)، پلت (۷ درصد)، اینتراکلاست (۳۵ درصد) و بایوکلاست‌ها شامل خرده‌های اکینید (۵ درصد) می‌باشد (شکل ۳-۸ و ۹). یافت این ریزرخساره بگستون تا گرینستون یا تنوع بالای روزن‌داران بدون منفذ می‌باشد. ریزرخساره‌های سکوی داخلی یا حضور فراوان روزن‌داران بدون منفذ کفزی مانند میلیولید، یورلیس، پنروپلیس مشخص می‌شود. ریزرخساره‌های مشابه از شلف لاگون نیز گزارش شده است [۳۲، ۱۸، ۴۳].



شکل ۴. نمودار فراوانی نسبی ریزرخساره‌ها در تاق‌دیس کوه سیاه

تفسیر ریزرخساره‌ها

مطالعه ریزرخساره‌ها در بازسازی شرایط محیط قدیمه و تحلیل سکاتس‌های رسوبی نقش موثری دارد.

بررسی مجموعه ریزرخساره‌های سازند آسماری در یال جنوبی تاق‌دیس کوه سیاه و مقایسه این مجموعه با کمربندهای ریزرخساره‌ای [۱۵] نشان می‌دهد که این ریزرخساره‌ها در پنج گروه محیطی ته‌نشست شده‌اند که به ترتیب از ساحل به طرف حوضه عبارتند از:

گروه ۱- ریزرخساره پهنه جزر و مدی

ریزرخساره (۱۱) استروماتولیت پاندستون معرف محیط پهنه جزر و مدی می‌باشد. این ریزرخساره به صورت تناوب لایه‌های تیره و روشن دیده می‌شود که لایه‌های تیره حاکی از فعالیت سیانوباکتری‌ها است. شواهد موجود در این ریزرخساره و تطابق آن‌ها با ریزرخساره‌های استاندارد کمربند ریزرخساره‌ای شماره ۹ ویلسون و فلوگل بیانگر ته‌نشست این ریزرخساره در محیط پهنه جزر و مدی است [۶، ۲۷، ۳۹، ۳۰ و ۲۶].

گروه ۲- مجموعه ریزرخساره‌های تالاب

این مجموعه شامل ریزرخساره ۶ (پلوئید پکستون)، ریزرخساره ۷ (پایوکلاستیک فرامینیفرا (منقذدار و بدون منقذ) و کستون-پکستون)، ریزرخساره ۸ (پایوکلاستیک پلوئیدال فرامینیفرا (بدون منقذ) پکستون-گرینستون اینتراکلاست‌دار)، ریزرخساره ۹ (پایوکلاست نئوروتالیا میلیولید و کستون ماسه‌ای) و ریزرخساره ۱۰ (مادستون په

همراه خرده‌های بیوکلاست) است. اجزاء تشکیل‌دهنده این ریزرخساره‌ها در متنی میکرایتی و یا گاهی سیمان اسپاریتی قرار گرفته‌اند. اجزاء آلی اصلی این ریزرخساره‌ها شامل روزن‌داران کفزی یا دیواره بدون منقذ نظیر (*Peneroplis*, *Dendritina*, *Borelis*, *Miliolids*, *Austrotrillina*)، روزن‌داران کفزی یا دیواره منقذدار مانند (*Neorotalia* و *Lepidocyclina*, *Nummulitidae*) می‌باشند. از اجزاء غیر آلی، پلوئیدها و اینتراکلاست در ریزرخساره ۸ و ۶ وجود دارند. پلوئیدها در ریزرخساره ۶ فراوان‌ترین دانه تشکیل‌دهنده می‌باشند. بیش‌تر آن‌ها دارای اندازه یکسانی هستند. شواهد موجود در این ریزرخساره‌ها از جمله زمینه میکرایتی، فراوانی روزن‌داران کفزی خاص محیط تالاب نظیر (*Dendritina*, *Miliolid*)، (*Borelis*)، ریزرخساره‌های همراه و تطابق آن‌ها با ریزرخساره‌های کمربند ریزرخساره‌ای شماره ۲ [۱۵]، بیانگر ته‌نشست این ریزرخساره‌ها در محیط تالاب می‌باشد [۲۳، ۲۴ و ۴۵].

اجزای ریزرخساره ۷ به ریزرخساره ۸ شبیه بوده اما تجمعات اسکلتی آن نسبت به ریزرخساره ۸ متنوع‌تر و فراوان‌تر می‌باشد. تنوع روزن‌داران زی از تالاب باز به تالاب محدود شده کاهش پیدا می‌کند. یا توجه به پیدایش همزمان روزن‌داران کفزی یا دیواره بدون منقذ و روزن‌داران منقذدار ریزرخساره ۷ در بخش تالاب نزدیک سد نهشته شده است [۳۳، ۳۴، ۳۳، ۲۴، ۳۸، ۲۸ و ۱۹].

شواهد موجود در ریزرخساره مادستون بیوکلاست‌دار (ریزرخساره ۱۰) یعنی درصد کم پایوکلاست، وجود

به فراوانی دانه‌هایی یا قطر بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر یافت سنگ فلوئستون-رودستون می‌باشد. وجود غالب جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و روزن‌داران کفزی عدسی شکل و همراهی آن‌ها با مرجان‌ها در این ریزرخساره بیانگر رسوب‌گذاری آن در زون توری الیگو فوئیک یا مزوفوئیک می‌باشد [۱۴، ۱۲، ۱۸، ۱۳، ۳۴ و ۳۳].

گروه ۵- ریزرخساره‌های دریای باز (رمپ خارجی)
ریزرخساره ۱ (پلاتکتونیک فرامینی‌فرا پایوکلاستیک و کستون) معرف ژرف‌ترین بخش دریای باز است. وجود شواهدی از قبیل فراوانی روزن‌داران شناور (*Globigerina* و *Globorotalia*) و وجود زمینه میکرایتی تیره رنگ بیانگر ته‌نشست این ریزرخساره‌ها در زیر سطح اساس امواج در شرایط طوفانی است. فقدان فوتای هم‌زیست نشانگر نهشته شدن ریزرخساره فوق در زیر منطقه نورانی است [۱۹].
اتطابق این ریزرخساره‌ها با ریزرخساره‌های کمربند ریزرخساره‌ای شماره ۸ [۱۵] نشان‌دهنده ته‌نشست آن‌ها در شرایط محیطی رمپ خارجی است.

مدل رسوبی

بررسی مجموعه ریزرخساره‌های سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه و مقایسه این مجموعه با کمربند‌های ریزرخساره‌ای [۱۵] نشان می‌دهد که این ریزرخساره‌ها در پنج گروه محیطی و تحت شرایط رمپ کریناته ته‌نشست شده‌اند [۱۴ و ۲۳] این مدل شامل یک دریای باز و تالاب کم عمق است که توسط سد پایوکلاستی از یکدیگر جدا شده‌اند. ریزرخساره پلاتکتونیک فرامینی‌فرا پایوکلاستیک و کستون ژرف‌ترین ریزرخساره موجود در سازند آسماری را تشکیل می‌دهد. بخش‌های کم‌عمق‌تر دریای باز با ریزرخساره‌های پایوکلاستیک رودولیت/اکورال لپیدوسیکلینیده فلوئستون-رودستون و پایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده رودستون مشخص می‌گردد. این ریزرخساره‌ها در زیر سطح اساس امواج نهشته شده‌اند. ریزرخساره فرامینی‌فرا (بدون‌منقذ) الئید گرینستون در محدوده سطح اساس امواج نهشته شده و سد سازند آسماری را در ناحیه مورد مطالعه تشکیل می‌دهد. وجود سیمان حاکی از آن است که گل کریناته در اثر افزایش انرژی از محیط شسته شده و فضای خالی توسط سیمان پر شده است. فراوانی روزن‌داران بدون‌منقذ نشانگر

میکریت، فقدان شواهد خروج از آب و موقعیت چینه‌نگاری حاکی از ته‌نشست این ریزرخساره در تالاب به سمت ساحل است.

گروه ۳- ریزرخساره سد یا بار

ریزرخساره ۵ (فرامینی‌فرا (بدون‌منقذدار) الئید گرینستون) نشانگر محیط سد می‌باشد. اجزاء اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره الئید و روزن‌داران بدون‌منقذ (*Spirolina* و *Dendritina.Peneroplis*) می‌باشند. الئیدها از نوع مماسی است. هسته بعضی الئیدها میلیولید می‌باشد و برخی از الئیدها میکرایتی شده‌اند. اندازه الئیدها ۱۵ تا ۵ میلی‌متر متغیر است.

شواهدی از قبیل یافت سنگ (گرینستون)، جورشدگی خوب و گسترش سیمان نشانگر یا بودن انرژی محیط در زمان تشکیل این ریزرخساره است. مقایسه این ریزرخساره با ریزرخساره‌های کمربند ریزرخساره‌ای شماره ۳ [۱۵] نشانگر ته‌نشست ریزرخساره فوق در محیط سد یا بار است [۲۳ و ۴۵].

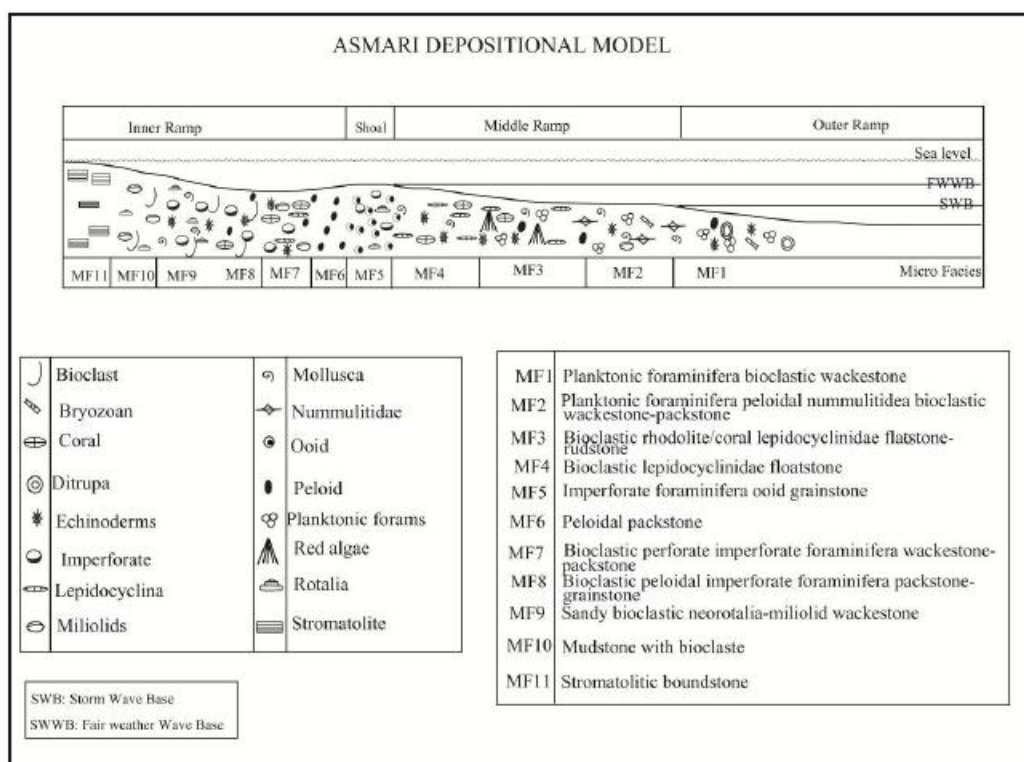
گروه ۴- مجموعه ریزرخساره‌های دریای باز (رمپ میانی):

این مجموعه شامل ریزرخساره ۲ (پلاتکتونیک فرامینی‌فرا پلونی‌دال نومولیت پایوکلاستیک و کستون/بکستون)، ریزرخساره ۳ (پایوکلاستیک رودولیت/اکورال لپیدوسیکلینا فلوئستون-رودستون) و ریزرخساره ۴ (پایوکلاستیک لپیدوسیکلینا رودستون) می‌باشد. اجزاء اصلی این ریزرخساره‌ها را خرده‌های اسکلتی اکینید، بریوزوئر، کورالیناسه‌آ و روزن‌داران کفزی با دیواره منقذدار نظیر (*Lepidocyclina* و *Nummulitidae*) تشکیل می‌دهند. شواهد موجود در این گروه ریزرخساره‌ها از قبیل مشخصات فوتی و علاوه بر این تطابق با ریزرخساره‌های کمربند‌های ریزرخساره‌ای شماره ۵ و ۶ [۱۵]، بیانگر ته‌نشست این ریزرخساره‌ها در محیط دریای باز و در محدوده بالای سطح اساس امواج طوفانی و زیر سطح اساس امواج عادی است که به رمپ میانی تسببت داده می‌شود. ریزرخساره ۲ با مخلوط روزن‌داران کفزی با دیواره منقذدار و روزن‌داران شناور حاکی از ته‌نشست رسوبات در زیر محیط دامنه بین سطح اساس امواج در شرایط عادی و شرایط طوفانی است و معرف عمیق‌ترین بخش انتهایی رمپ میانی است. در ریزرخساره ۳ با توجه

رمپ میانی و داخلی متغییر بوده است. ولی بیش‌تر شرایط رمپ داخلی در این منطقه حکمفرما بوده است. در طی الیگوسن در این منطقه شرایط رمپ خارجی حکمفرما بوده است که طی آن آسماری تحتانی ته‌نشست پیدا کرده است. به تدریج با کم عمق شدن حوضه در طی میوسن رسوبات یخش داخلی که گاهی به رمپ میانی تغییر می‌کرده تشکیل شده‌اند. در نهایت در اواخر بوردیگالین با خارج شدن دائمی این رمپ کریناته از زیر آب رسوب‌گذاری سازند آسماری به پایان می‌رسد و رسوب‌گذاری نهشته‌های تیخیری سازند گچساران آغاز می‌گردد (شکل ۵).

رسوب‌گذاری در محیط تالاب است. بر اساس نوع تجمعات اسکلتی تالاب قابل تقسیم به تالاب محصور و نیمه محصور است. تالاب نیمه محصور یا پیدایش همزمان روزن‌داران کفزی منقذدار و بدون منقذ مشخص می‌گردد. مشخصات فونا حاکی از رسوب‌گذاری در آب‌های کم‌عمق، یوفوتیک و شرایط کم انرژی است [۱۴].

تالاب محصور با تنوع کم روزن‌داران کفزی و فراوانی روزن‌داران کفزی بدون منقذ مشخص می‌شود. استروماتولیت باندستون معرف ریزرخساره پهنه جزرومدی است. در زمان ته‌نشست این ریزرخساره‌ها یعنی الیگوسن تا میوسن شرایط محیطی از رمپ خارجی تا



شکل ۵. مدل رسوبی سازند آسماری در برش مورد مطالعه

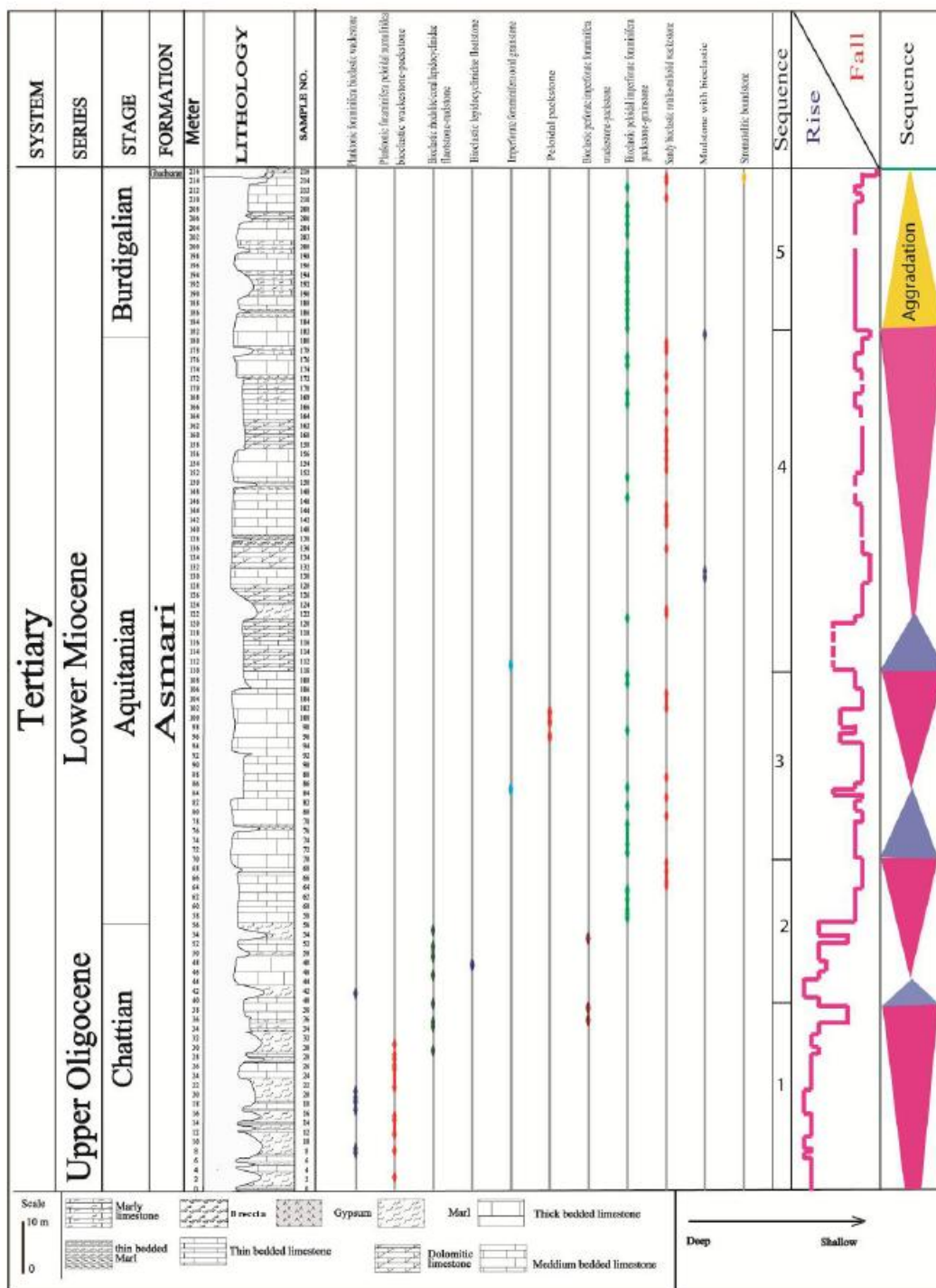
ناپیوستگی‌ها و یا پیوستگی‌های قابل تطابق با ناپیوستگی‌ها توصیف می‌شوند [۱۶] رسوبات حفظ شده بین مرزهای سکانتی نشانگر الگوهایی از پیشروی، انباشتگی و پیش نشینی بوده و بازتابی از تغییرات سطح آب دریا هستند [۱۷].

بر اساس تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها، چرخه‌های رسوبی و الگوی انباشتگی ریزرخساره‌ها، به ۵ سکانتس رسوبی تقسیم شده است (شکل ۶).

چینه‌نگاری سکانتی

چینه‌نگاری سکانتی علمی است که به تشخیص و تطابق سطوح چینه‌ای که تغییرات روند رسوب‌گذاری سنگ‌های رسوبی را نشان می‌دهد، می‌پردازد که این تغییرات ناشی از تاثیر رسوب‌گذاری، فرسایش و تغییرات سطح آب جهانی است [۱۶]. مرزهای سکانتی (SB^۱) کلیدی برای تعیین سکانتس‌های رسوبی درجه سوم هستند و به صورت

^۱ Sequence Boundaries



شکل ۶. ریزخساره‌ها، تغییرات سطح آب و سکناس رسوبی سازند آسماری در یال جنوبی ناندیس کوه سیاه

این سکناس شامل رسوبات مارتی سازند پایده و سنگ آهک‌های آسماری تحتانی است. با پیشروی و بالا آمدن سطح آب دریا در الیگوسن، شیل‌های پلاژیک سازند پایده، حاوی روزن‌داران شناور نظیر گلوبیژرینا و گلوبوروتالیا نهشته گردیده‌اند، این بخش از توالی به دسته

سکناس رسوبی اول

این سکناس درون بیوزون *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupe* قرار دارد که بر اساس مطالعات ون یوخم و همکاران (۲۰۱۰) سن شاتین را نشان می‌دهد.

پکستون - گرینستون) نهشته شده و معرف دسته رسوبی (HST) می‌باشند. ریزرخساره ۹ (بایوکلاستیک نئوروتالیا - میلیولیدا و کستون ماسه‌ای) که بخش پایانی سکانس دوم را تشکیل می‌دهد بیانگر پائین افتادن سطح نسبی آب دریا و مرز سکانس نوع دوم (SB₂) است.

سکانس رسوبی سوم

این سکانس نیز در طی اکتانین درون بیوزون *Peneroplis farsensis*, *Miogypsina* sp., *Elphidium* sp.14 شده است.

رسوبات پیشرونده این سکانس از ریزرخساره تالاب، ریزرخساره ۸ (بایوکلاستیک پلونییدال فرامینیفرا (بدون منفذ) پکستون - گرینستون) تشکیل شده است. بیش‌ترین پیشروی سطح آب دریا (mfs) یا ریزرخساره ۵ (فرامینی‌فرا (بدون منفذ) آلوئید گرینستون) مشخص می‌گردد. ریزرخساره‌های بخش پایداری سطح آب دریا (HST) از ریزرخساره‌های رمپ داخلی، ریزرخساره‌های ۶ (پلونییدال پکستون) و ۸ (بایوکلاستیک فرامینی‌فرا (بدون منفذ) پکستون - گرینستون) تشکیل شده است. ریزرخساره ۹ (بایوکلاستیک نئوروتالیا - میلیولیدا و کستون ماسه‌ای) بخش پایانی سکانس سوم را تشکیل داده و بیانگر پایین افتادن سطح نسبی آب دریا و مرز سکانسی نوع دوم (SB₂) است.

سکانس رسوبی چهارم

این سکانس در فاصله ۱۰۹ تا ۱۸۰/۵ متری په ضخامت ۷۱/۵ متر می‌باشد. بر اساس بیوزون *Peneroplis farsensis*, *Miogypsina* sp., *Elphidium* sp.14 اکتانین است. دسته رسوبی پیشرونده این سکانس (TST) شامل ریزرخساره ۸ (بایوکلاستیک پلونییدال فرامینی‌فرا (بدون منفذ) پکستون - گرینستون) است. ریزرخساره ۵ (فرامینی‌فرا (بدون منفذ) آلوئید گرینستون) معرف سطح حداکثر پیشروی سطح آب دریا می‌باشد. با پر شدن حوضه از رسوبات و کم شدن فضای قابل رسوب‌گذاری دسته رسوبی (HST) این سکانس متشکل از ریزرخساره‌های ۸ (بایوکلاستیک پلونییدال فرامینی‌فرا (بدون منفذ) پکستون - گرینستون) و ریزرخساره ۹ (بایوکلاستیک نئوروتالیا میلیولیدا و کستون ماسه‌ای) نهشته گردید. ریزرخساره

ریزرخساره‌ای (TST^۱) نسبت داده شده‌اند. ریزرخساره‌های بخش پایداری سطح آب دریا (HST^۲) به عنوان دومین فاز رسوبی بر روی سطح حداکثر طغیان آب دریا (mfs^۳) قرار می‌گیرد. سطح حداکثر طغیان آب دریا یا مارن‌ها و آهک‌های مارتی بخش انتهایی پاینده، حاوی روزن‌داران شناور مشخص می‌گردد. ریزرخساره ۲ (پلانکتونیک فرامینیفرا پلونییدال نومولیتیده بایوکلاستیک و کستون - پکستون) و ریزرخساره ۳ (بایوکلاستیک رودولیت / کورال لپیدو سیکلینیده فلوتستون / رودستون) معرف فاز رسوبی سکون نسبی آب دریا (HST) می‌باشند. یا حداکثر پسروی آب دریا و کاهش فضای رسوب‌گذاری در این سکانس ریزرخساره ۷ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذ دار و بدون منفذ) و کستون - پکستون) نهشته شده و معرف مرز سکانسی نوع ۲ می‌باشد.

سکانس رسوبی دوم

این سکانس درون بیوزون *Peneroplis farsensis*, *Miogypsina* sp., *Elphidium* sp.14 اساس مطالعات ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) سن اکتانین را نشان می‌دهد. ضخامت این سکانس ۳۰ متر می‌باشد. رسوبات این سکانس یا پیشروی مجدد دریا و ته‌نشست کریئات‌های دریای یاز، ریزرخساره ۳ (بایوکلاستیک رودولیت / کورال لپیدوسیکلینیده فلوتستون - رودستون) شروع شده و مجموعه ریزرخساره‌ای پیشرونده (TST) را تشکیل می‌دهد. بیش‌ترین پیشروی سطح آب دریا (mfs) یا ریزرخساره ۱ (پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاستیک و کستون) مشخص می‌گردد. پس از این مرحله و بعد از حداکثر پیشروی، آهنگ بالا آمدن سطح آب کند می‌شود و رسوبات آهکی در بخش‌های ابتدایی رمپ میانی و رمپ داخلی نهشته شده‌اند. با پر شدن تدریجی حوضه از رسوبات و کم شدن فضای قابل رسوب‌گذاری ریزرخساره‌های کم عمق‌شونده متشکل از ریزرخساره‌های ۳ (بایوکلاستیک رودولیت / کورال لپیدوسیکلینیده فلوتستون - رودستون)، ریزرخساره ۴ (بایوکلاستیک لپیدو سیکلینیده فلوتستون)، ریزرخساره ۷ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذ دار و بدون منفذ) و کستون پکستون) و ریزرخساره ۸ (بایوکلاستیک پلونییدال فرامینیفرا (منفذ دار)

¹Transgressive System Tract

²Highstand System Trac

³Maximum flooding surfaces

تنگ بی بی نرجس، تنگ بند، تنگ نایاب، چاه ۱۹ پارسی و تنگ بولفارس [۱] شکل (۷) با سکناس‌های [۴۲] و [۲۱] مقایسه شده و نتایج زیر به دست آمده است (شکل ۸).

سکناس ۱ به سن شاتین یا سکناس III [۴۲] و سکناس Ch30 SB [۲۱] قابل تطابق می‌باشد. این سکناس در همه یرش‌ها دیده می‌شود. مرز فوقانی این سکناس در یرش‌های نایاب، بولفارس و پارسی ۱۹ با اندریت قاعده سازند آسماری و در تنگ بی بی نرجس یا استروماتولیت، در تنگ بند یا سطح فرسایشی [۱] و در تاق‌دیس کوه سیاه یا ریزرخساره ۷ (پایوکلاست فرامینیفرا) (منقذدار و بدون منقذ) (وکستون - پکستون) مشخص می‌شود. توالی این سکناس در تنگ بی بی نرجس در رمپ میانی و داخلی نهشته شده است. این سکناس در یرش تاق‌دیس کوه سیاه دسته رسوبی (HST) را شامل شده و رسوب‌گذاری آن در شلف خارجی، میانی و داخلی صورت گرفته است. ضخامت این سکناس از سمت جنوب شرق به سمت شمال غرب کاهش پیدا می‌کند.

مادستون پایوکلاست‌دار نشانگر پائین آمدن ناگهانی سطح نسبی آب دریا و تشکیل مرز سکناس نوع دوم (SB₂) است.

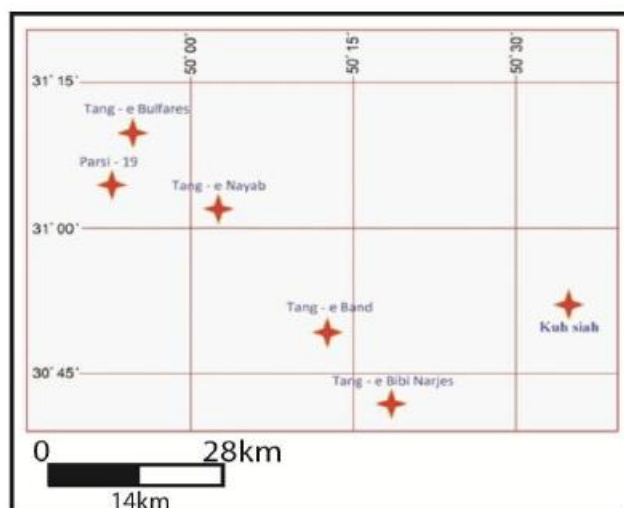
سکناس رسوبی پنجم

این سکناس درون بیوزون *Borelis melocurdica* و *Meandropsina iranica* قرار دارد که بر اساس مطالعات ون یوخم و همکاران (۲۰۱۰) سن یوردیگالین را نشان می‌دهد. ضخامت این سکناس ۳۲/۱ متر در است.

سکناس فوق یا پیشروی مجدد دریا و انباشتگی عمودی ریزرخساره‌های لاگون مشخص می‌گردد. شواهد سنگ‌شناسی و ریزرخساره‌ای مشخصی که نشانگر عمیق‌شدگی یا کم عمق‌شدگی به سمت بالا باشد، در این سکناس مشاهده نمی‌شود. بنابراین نمی‌توان ریزرخساره‌های متعلق به (TST) و (HST) را از یکدیگر تفکیک نمود.

تطابق سکناس‌ها

در این بخش سکناس‌های تشخیص داده شده در یرش مورد مطالعه (یال جنوبی تاق‌دیس کوه سیاه) و یرش‌های



Kuh-e Siah	30° 54' 8/92"N, 50° 35' 34/37"E
Tang-eBibi Narges	30° 42' 14"N, 50° 18' 04"E
Tang-eBand	30° 50' 27"N, 50° 13' 32"E
Tang-eNayab	31° 03' 27"N, 50° 02' 40"E
Parsi 19	31° 05' 00"N, 49° 54' 48"E
Tang-eBulfares	31° 10' 44"N, 49° 56' 03"E

شکل ۷. موقعیت مکانی تطابق داده شده سازند آسماری در یرش کوه سیاه در زون ایذه، تنگ بی بی نرجس، تنگ بند، تنگ نایاب، تنگ بولفارس در زون ایذه و چاه پارسی ۱۹ در فروافتادگی دزفول [۱].

این سکانس در همه یرش‌ها دیده شده است و مرز زیرین آن اندکی پیش از ظهور *Borealis melocurdica* می‌باشد و مرز فوقانی آن با انیدریت سازند گچساران مشخص می‌شود. در تمامی یرش‌ها در زمان ته‌نشست این سکانس شرایط رسوب‌گذاری یکسانی وجود داشته و متشکل از ریزرخساره‌های تالاب می‌باشد. ضخامت این سکانس از جهت جنوب‌شرق به سمت شمال‌شرق افزوده گردیده به طوری که در تنگ بی بی نرجس کم‌ترین ضخامت و در تنگ بولفارس بیش‌ترین ضخامت را دارد.

این روند با مطالعات [۴۲] مطابقت دارد. بر اساس نتایج آن‌ها در زمان یوردیگالین در اثر پدیده کج‌شدگی (Tilting) حوضه رسوبی آسماری به سمت شمال حوضه (نواحی ایزه و کتولا) عمیق و به سمت جنوب (کوه میش و خامی) کم عمق شده است.

نتیجه‌گیری

بررسی ریزرخساره‌ها حاکی از آن است توالی سازند آسماری در یرش مورد مطالعه در یک پلاتفرم کریناته از نوع رمپ و در چهار کمربند ریزرخساره‌ای پهنه جزرومدی، تالاب، سد و دریای باز تهشته شده است. بر اساس الگوی عمیق‌شدگی، کم عمق‌شدگی و پخش و گسترش روزن‌داران پنج سکانس رسوبی رده سوم تشخیص داده شده است. این سکانس‌ها با سکانس‌های تشخیص داده شده در سایر نواحی زاگرس مطابقت نسبی دارد.

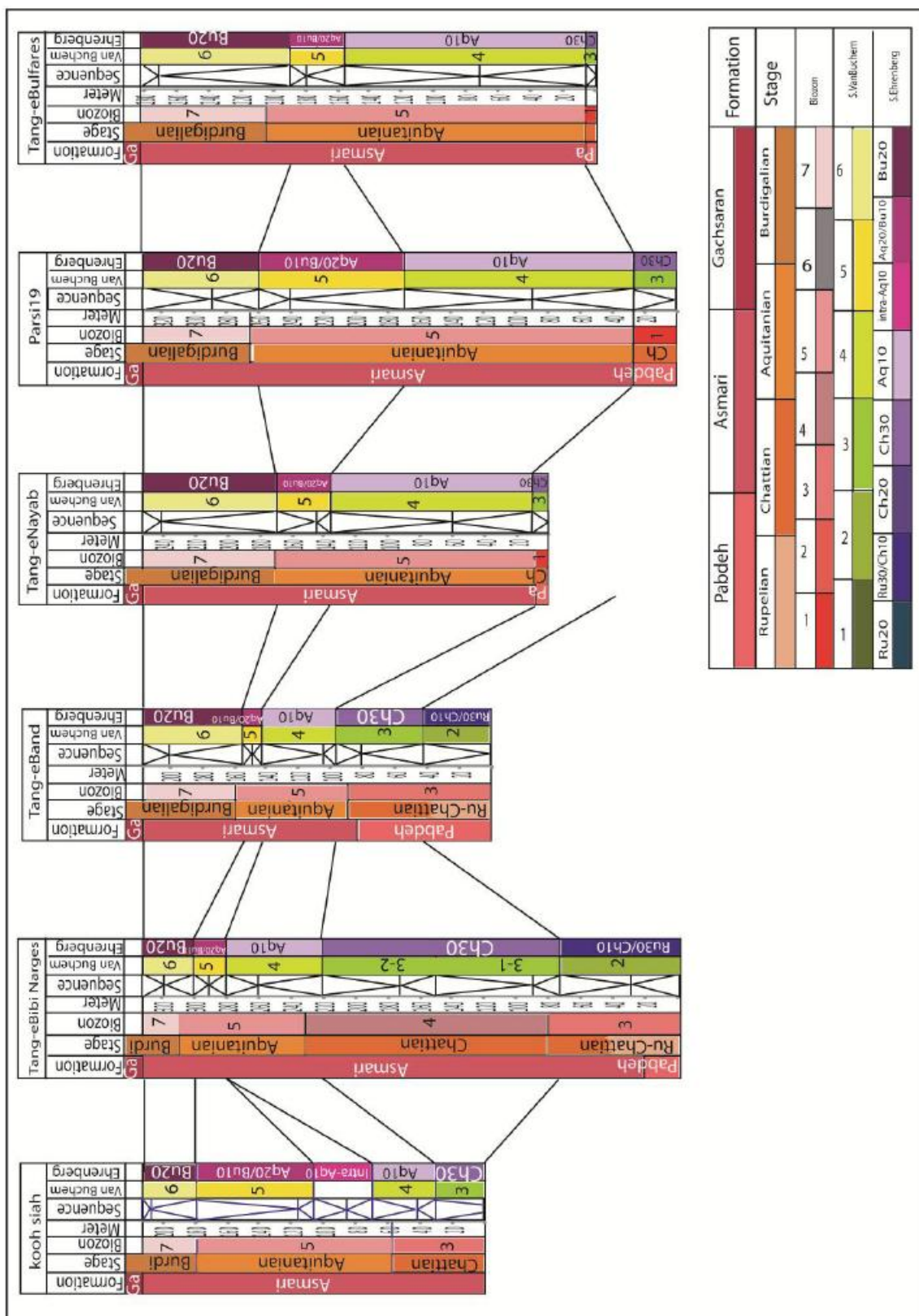
سکانس ۲ به سن اکتاتین یا سکانس IV [۴۲] و سکانس Aq 10 SB [۲۱] مطابقت دارد. این سکانس در هر ۶ یرش دیده شده است. مرز پایینی این سکانس در یرش‌های تایاب، پارسی ۱۹ و بولفارس انیدریت قاعده آسماری، در تنگ بی بی نرجس استرماتولیت، در تنگ بند سطح فرسایشی [۱] و در تاقدیس کوه سیاه یا ریزرخساره ۷ از شلف درونی مشخص می‌شود. بیش‌ترین بالا آمدگی نسبی سطح آب دریا (mfs) این سکانس در تنگ تایاب، بولفارس، ۱۹ پارسی و تاقدیس کوه سیاه یا گسترش فرامینی‌فرهای پلاتکتونیک، در تنگ بند یا ریزرخساره گرینستون فاورینا و در تنگ بی بی نرجس یا ریزرخساره پکستون - گرینستون انیدی مشخص می‌شود.

مرز بالایی این سکانس در یرش‌های تنگ بی بی نرجس، بند و تایاب یا سطح یرشی و در تنگ بولفارس یا مادستون لامینه‌دار و در چاه پارسی ۱۹ یا ریزرخساره مادستون [۱] و در تاقدیس کوه سیاه یا ریزرخساره کم عمق بایوکلستیک نئوروتالیا میلولیدا و کستون ماسه‌ای از شلف درونی (ریزرخساره ۹) مشخص می‌شود.

سکانس ۳ یا سکانس Intra-Aq10 [۲۱] به سن اکتاتین قابل تطابق بوده و معادلی یا سکانس‌های [۴۲] ندارد. این سکانس تنها در یرش تاقدیس کوه سیاه دیده شده است.

سکانس ۴ معادل یا سکانس V [۴۲] و سکانس Aq20/Bu10SB [۲۱] به سن اکتاتین پسین می‌باشد. مرز زیرین این سکانس در یرش‌های تنگ بی بی نرجس، بند و تایاب یا سطح یرشی، در تنگ بولفارس یا مادستون لامینه‌دار، در چاه پارسی ۱۹ یا ریزرخساره مادستون [۱] و در تاقدیس کوه سیاه یا ریزرخساره کم عمق (بایوکلستیک نئوروتالیا میلولیدا و کستون ماسه‌ای) مشخص می‌شود. مرز فوقانی این سکانس در تاقدیس کوه سیاه یا ریزرخساره کم عمق (مادستون به همراه خرده‌های بایوکلست) و در دیگر یرش‌ها با روند کم عمق‌شدگی ریزرخساره‌ها که به ریزرخساره مادستونی ختم می‌شود شناسایی شده است. با مقایسه این سکانس در هم‌همی یرش‌ها مشخص می‌شود که در زمان اکتاتین پسین شرایط رسوب‌گذاری یکسانی در نواحی مختلف وجود داشته است. ریزرخساره‌های تشکیل‌دهنده این سکانس در همه یرش‌ها از ریزرخساره‌های تالاب تشکیل شده‌اند.

سکانس ۵ یا سکانس VI [۴۲] و سکانس Bu2o SB [۲۱] به سن یوردیگالین قابل تطابق می‌باشد.



شکل ۸. تطابق عرضی سکاتس‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه با برش‌های تنگ بی بی ترچس، تنگ بند، تنگ تایاب، چاه پارسی

۱۹ و تنگ بولفارس [۱]

جدول ۱. ریزرخساره‌های شناسایی شده در سازند آسماری در پرش مورد مطالعه

ردیف	اسامی ریزرخساره	محیط تشکیل
۱	پلانکتونیک فرامینیفرایابوکلاستیکوکستون	رمپ خارجی
۲	پلانکتونیک فرامینیفرایابوکلاستیک و کستون/یکستون	محیط دور رمپ میانی
۳	بابوکلاستیک رودولیت/مرجان لپیدوسیکلینا فلوتستون رودستون	محیط میانی رمپ میانی
۴	بابوکلاستیک لپیدوسیکلینا رودستون	محیط نزدیک رمپ میانی
۵	فرامینیفرای (بدون منفذ) الئید گرینستون	محیط سد
۶	پلوتید پکستون	لاگون باز
۷	بابوکلاستیک فرامینیفرای (منفذ دار و بدون منفذ) و کستون پکستون	لاگون نیمه محصور
۸	بابوکلاستیک پلوتیدال فرامینیفرای (بدون منفذ) پکستون گرینستون اینتراکلاست دار	لاگون محصور
۹	بابوکلاست نئوروتالیا میلیولید و کستون ماسه ای	بخش انتهایی لاکون محصور
۱۰	: مادستون به همراه خرده‌های بیوکلاست	محیط داخلی پلت فرم نزدیک ساحل
۱۱	استروماتولیت باندستون	پهنه جزر و مدی

منابع

- [۱] رحمانی، ع (۱۳۹۰) چینه‌شناسی سازند آسماری در تاق‌دیس‌های بنگستان و خویز و میدان نفتی پارس، رساله‌ی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ۲۱۰ص.
- [۲] کلنات، ب.، وزیرمقدم، ح.، طاهری، ع (۱۳۸۹) زیست چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند آسماری در جنوب غرب فیروزآباد. ریزرخساره‌های رسوبی، جلد ۳، صفحه ۷۱-۸۴.
- [۳] مطیعی، ه (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ص.
- [۴] مؤسسه‌ی جغرافیایی، کارتوگرافی گیتاشناسی (۱۳۸۴) اطلس راه‌های ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- [5] Adams, T.D., Bourgeois, F (1967) Asmari biostratigraphy, Geological and Exploration, Iranian Offshore Oil Company Report. no. 1074, (unpublished).
- [6] Aguilera-Franco, N., Hernández-Romano, U (2004) Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico, *Sedimentary Geology*, v. 170 p. 135-162.
- [7] Allahkarampour Dill, 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.
- [8] Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A. and Vaziri-Moghaddam, H (2012) Palaeoecology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill Anticline, Zagros Basin, Iran, *Neues Jahrbuch für geology und paläontologie*. V. 263 p. 167-184.
- [9] 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.
- [10] Amirshahkarami, M., Ghabishavi, A. and Rahmani, A (2010) Biostratigraphy and Palaeoenvironment of the larger benthic foraminifera in wells section of the Asmari Formation from Rag-e-Safid oil field, Zagros Basin, southwest Iran, *Stratigraphy and Sedimentology Researches*, v. 40 p. 63-84.
- [11] Barattolo, F., Bassi, D. and Romero, R (2007) Upper Eocene larger foraminiferal-coraline algal facies from the Klokova Mountain, south continental Greece. *Facies*, 53, 361-375.
- [12] Beavington-Penney, S.J. and Racey, A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67, 219-265.
- [13] Brandano, M., 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.
- [14] Burchette, T.P. Wright, V.P (1992) Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*, v. 79 p. 3-57.
- [15] Buxton, M.W.N., Pedley, H.M (1989) A standardized model for Thethyan Tertiary carbonate ramps, London, *Journal of the Geological Society*, v. 146 p. 746-748.
- [16] Catuneanu, O., Abreu, V. Bhattacharya, J.P. Blum, M.D. Dalrymple, R.W. Eriksson, P.G. Fielding, C.R. Fisher, W.L. Galloway, W.E. Gibling, M.R. Giles, K.A. Holbrook, J.M. Jordan, R. Kendall, C.G.S.C. Macurda, B. Martinsen, O.J. Miall, A.D. Neal, J.E.

- Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos platform, southern Mexico, United Kingdom, University of Reading, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, Ph.D, Thesis, 322p.
- [28] Hottinger, L (1997) Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations, *Geology France*.v. 168 p. 491-505.
- [29] James, G.A. Wynd, J.G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *AAPG Bulletin*.v. 49 p. 2182-2245.
- [30] Lasemi, Y (1995) Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the KopehDagh Basin, NE Iran-facies, palaeoenvironments and sequences, *Sedimentary Geology*. v. 99 p. 151-164.
- [31] 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.
- [32] Nebelsick, J.H., Rasse, M. and Bassi, D (2005) Facies dynamic in Eocene to Oligocene Circumalpine carbonates, *Facies*. v. 51 p. 197-216.
- [33] Pomar, L (2001a) Types of carbonate platforms: a genetic approach, *Basin Research*. v.13 p. 313-334.
- [34] Pomar, L (2001b) Ecological control of sedimentary accommodation, evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 175 p. 249-272.
- [35] Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. and Ghabeishavi, A (2009) A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran, *Historical Biology*. V. 21 p. 215-227.
- [36] Rasser, M., Scheibner, C. and Mutti, M (2005) A paleoenvironmental standard section for Early Eocene tropical carbonate factories, (Corbieres, France; Pyrenees, Spain): *Facies*. v. 51 p. 218-232.
- [37] Reiss, Z. Hottinger, L (1948) *The Gulf of Aqaba: ecological micropaleontology*, Springer, Berlin Heidelberg New York, 345p.
- [38] 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, *Springer-Verlag*. v. 57 p. 431-446.
- [39] Steinhauff, D.M., and Walker, K.R (1996) Sequence stratigraphy of an apparently non-Nummedal, D. Pomar, L. Posamentier, H.W. Pratt, B.R. Sarg, J.F. Shanley, K.W. Steel, R.J. Strasser, A. Tucker, M.E. and Winker, C (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy, *Earth-Science Reviews*.v. 92p. 1-33.
- [17] Catuneanu, O., Bhattacharya, J.P. Blum, M.D. Dalrymple, R.W. Eriksson, P.G. Fielding, C.R. Fisher, W.L. Galloway, W.E. Gianolla, P. Gibling, M.R. Giles, K.A. Holbrook, J.M. Jordan, R. Kendall, C.G.S.C. Macurda, B. Martinsen, O.J. Miall, A.D. Neal, J.E. Nummedal, D. Pomar, L. Posamentier, H.W. Pratt, B.R. Shanley, K.W. Steel, R.J. Strasser, A. and Tucker, M.E (2010) Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development, *Stratigraphy*.v. 28 p. 21-33.
- [18] Corda, L., Brandana, M (2003) Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy, *Sedimentary Geology*.v. 161 p. 55-70.
- [19] Cosovic, V., Drobne, K. and Moro, A (2004) Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform, Istrian Peninsula, *Facies*.v. 50 p. 61-75.
- [20] Dunham, R.J (1962) Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, *AAPG Memoir*.v. 1p. 108-121.
- [21] Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Agrawi, 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.
- [22] Embry, A.F. and Klovan, J.E (1971) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT Canadian Petroleum Geology Bulletin. v.19 p. 730-781.
- [23] Flugel, E (2010) *Microfacies Analysis of Carbonate Rocks, Interpretation and application*, Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- [24] 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*.p.211-238.
- [25] Hallock, P., Glenn, E.C (1986) Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies, *Palaios*.v. 1 p. 55- 64.
- [26] Hardie, L.A (1986) Ancient carbonate tidal flat deposits, *Quarterly Journal of the Colorado School of Mines*. v. 81 p. 37-57.
- [27] Hernández-Romano, U (1999) Facies stratigraphy and diagenesis of the

- cyclic carbonate succession: recognizing subaerial exposure in largely subtidal, Middle Ordovician stratigraphic sequence in eastern Tennessee, in Witzka, G.A., Ludvigson, J.E., Day, B.J. (eds.), *Paleozoic Sequence Stratigraphy, Views from the North American Craton*, Geological Society of America, Special Paper. v. 306 p. 87-115.
- [40] Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Seyrafian, A (2008) Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran), *Historical biology*. V. 20 p. 191-201.
- [41] Thomas, A.N (1948) The Asmari limestone of southwest Iran. National Iranian Oil Company, Report 706, unpublished.
- [42] 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.
- [43] Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area, *Facies*. v. 52 p. 41-51.
- [44] 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.
- [45] Wilson, J.L (1975) *Carbonate facies in geological history*, New York, Springer-Verlag, 471p.