

میکروفاسیس و چین‌نگاری سکانشی سازندهای گدون و داریان در ناحیه سیوند در شمال شیراز، حوضه زاگرس

*مهنزالسادات امیرشاه کرمی^۱، استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور وزوان

مهناز پروانه نژاد شیرازی^۲، دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور شیراز

سید عبدالمجید موسوی نیا^۳، استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور مشهد

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۳/۶/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۱/۲۶

چکیده

سازندهای گدون و داریان از نهشته‌های مهم کرتاسه زیرین در حوضه رسوبی زاگرس در جنوب غربی ایران می‌باشند. سازندهای گدون و داریان در برش سیوند واقع در زاگرس چین خورده، به منظور بررسی ریزرخساره‌ها، الگوی رسوبگذاری و چین‌نگاری سکانشی مطالعه شده است. در مجموع ۹ ریزرخساره در برش مورد مطالعه از سازندهای گدون و داریان شناسایی شده است. تجزیه و تحلیل این ریزرخساره‌ها دلالت بر رسوبگذاری در یک محیط رسوبی دریای کم عمق و یا شلف کربناته دارد. در نهشته‌های سازند گدون به سن بارمین-آپتین، ۵ ریزرخساره در جایگاه‌های رسوبی حوضه، بخش کم عمق دریای باز، لاگون باز و لاگون و در رسوبات سازند داریان به سن آپتین ۴ ریزرخساره در جایگاه‌های رسوبی ماسه‌های بایوکلاستیک و لاگون شناسایی شده است. براساس مطالعات چین‌نگاری سکانشی، در سازندهای گدون و داریان در برش سیوند دو توالی رسوبی از چرخه‌های رسوبی درجه سوم تفکیک شده است که شامل بسته‌های رسوبی پیشرونده و فرازین و سطوح غرق‌شدگی می‌باشند. توالی‌های رسوبی شناسایی شده به وسیله مرزهای سکانشی نوع دوم از یکدیگر متمایز گردیده‌اند.

واژگان کلیدی

کرتاسه زیرین، محیط رسوبی دیرین، چین‌نگاری سکانشی، زاگرس چین خورده

Microfacies and Sequence Stratigraphy of Gadvan and Dariyan Formations in Sivand Area in North of Shiraz, Zagros Basin

Mahnaz Amir Shahkarami, Mahnaz Parvaneh Nejadshirazi, Seyed Abdolmagid Musavinia

Abstract

Gadvan and Dariyan Formations include important Lower Cretaceous successions in Zagros Basin in southwest of Iran. The studied succession of Gadvan and Dariyan Formations is in Sivand area in Folded Zagros. In this research the microfacies, depositional model and sequence stratigraphy have been studied. In studied succession nine microfacies have been recognized. The microfacies analysis indicate deposition in shallow marine environment of a

Carbonate shelf. The microfacies of Baramian-Aptian sediments of Gadvan Formation indicate basin, shallow open marine, semirestricted lagoon and lagoon environments and Aptian succession of Dariyan Formation has been deposited in sandy bioclastic and lagoonal conditions. Based on the sequence stratigraphic characteristics, two third order sequences have been recognized in Sivand succession of Gadvan and Dariyan Formations. The recognized sequence stratigraphic genetic unites are transgressive system tract (TST), highstand systems tract (HST) and maximum flooding surface (mfs) which are bounded by sequence stratigraphic surfaces (SB). The sedimentary sequence has been bounded by type II of sequence boundary (SB2).

Keywords:

Lower Cretaceous, Sedimentary paleoenvironment, Sequence stratigraphy, Folded Zagros.

مقدمه

کمر بند زاگرس بخشی از کمر بند کوهزایی آلپ هیمالیاست، که با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در اثر برخورد صفحات آفریقا- عربستان با صفحه اوراسیا شکل گرفته است (تکین، ۱۹۷۲؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).

از نظر جغرافیایی، زاگرس را می توان به نواحی لرستان، خوزستان و فارس تقسیم کرد (آقناباتی، ۱۳۸۵).

زیرپهنه فارس در زاگرس چین خورده قرار می گیرد و از نگاه جغرافیایی، به دو بخش فارس داخلی و فارس خارجی تقسیم می شود. بخش چین خورده - رانده کمر بند زاگرس به دلیل وجود چین های بزرگ، منظم و جوان و همچنین ذخایر هیدروکربوری موجود در بسیاری از تاقیدیس های آن، از جایگاه ویژه ای برخوردار بوده و به عنوان یکی از غنی ترین حوضه های هیدروکربوری که حاوی ۶/۸ درصد مخازن نفت و ۱۵ درصد مخازن گاز اثبات شده جهان می باشد (افشارحرب، ۱۳۸۰). از این جهت مطالعه و بررسی سازند- های موجود در زاگرس حائز اهمیت است که از جمله این سازندها رسوبات کرتاسه می باشد. سیستم کرتاسه در زاگرس شامل رسوبات کریناته دریایی است که بیشتر آهک و مارن بوده و بخش وسیعی از زاگرس را فرا گرفته است

(آقناباتی، ۱۳۸۵). با وجود رسوبگذاری ممتد، رسوبات

کریناته و دریایی ژوراسیک با ناپیوستگی توسط رخساره های کرتاسه پوشیده شده اند. سنگ های کرتاسه زاگرس رخساره سنگی یکسانی ندارند و در شرایط رسوبی همسانی نهشته نشده اند (آقناباتی، ۱۳۸۵). سازندهای گدون و داریان در بخش بالایی گروه خامی جای دارند. سازند گدون به طور محلی منشأ نفت و پوش سنگ برای مخزن نفت فهلیان می باشد و سازند داریان سنگ مخزن مهمی در گروه خامی محسوب می گردد (افشار حرب، ۱۳۸۰). برش الگوی این سازندها اولین بار توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) در انتهای شرقی کوه گدایون در ۴۰ کیلومتری شمال شرق شیراز معرفی گردیده است. ولز (۱۹۶۵)، لیتوفاسیس و زمین شناسی تاریخی گروه خامی (شامل سازندهای سورمه، هیث، فهلیان، گدون و داریان) را مورد مطالعه قرار داد و آن را به ۵ چرخه رسوبی عمده تقسیم نمود. خردپیر (۱۹۷۵)، چینه نگاری گروه خامی را در جنوب غرب ایران مورد مطالعه قرار داد و پنج ناپیوستگی را در قاعده و رأس سازند سورمه، رأس انیدریت هیث، رأس سازند فهلیان و رأس سازند داریان شناسایی نمود.

ناحیه مورد مطالعه و موقعیت زمین‌شناسی

برش چینه‌شناسی مورد مطالعه در طاق‌دیس کوه حسین (شکل ۱)، در شمال شیراز و در زون زاگرس چین‌خورده قرار دارد. این برش واقع در روستای سیوند در ۱۰۰ کیلومتری شمال شیراز در شهرستان مرو دشت و در موقعیت جغرافیایی $52^{\circ} 55' 38''$ طول شرقی و $30^{\circ} 04' 54''$ عرض شمالی است (شکل‌های ۱ و ۲). از نظر ساختار زمین‌شناسی برش سیوند در طاق‌دیس است که رسوبات آهکی و مارنی سازند گدو در یال‌های درونی و نهشته‌های آهکی ضخیم لایه سازند داریان در یال‌های بیرونی آن واقع شده است. در این برش سازند گدو شامل ۸۷ متر از رسوبات آهک مارنی نازک لایه همراه با لایه‌های دارای خرده‌های فسیل دوکفه‌ای و آمونیت تشکیل شده است و سازند داریان به ضخامت ۱۰۳ متر، شامل لایه‌هایی از سنگ آهک‌های متوسط لایه و ضخیم لایه می‌باشد (شکل‌های ۳ تا ۵). براساس مطالعات زیست‌چینه‌نگاری، ۳ زون زیستی در سازندهای گدو به سن بارمین - آپتین و داریان به سن آپتین شناسایی شده است (پروانه‌نژادشیرازی و صارمی زاده، ۱۳۸۹).

روش مطالعه

طی برداشت‌های صحرایی تعداد ۹۰ نمونه دستی از برش چینه‌شناسی سیوند نمونه‌برداری گردید که در مقاطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفتند.

جهت شناسایی و نامگذاری ریزرخساره‌ها از روش دانهام (۱۹۶۲)؛ امری و کلوان (۱۹۷۱) استفاده گردید. تفسیر ریز-رخساره‌ها براساس منابعی از فلوگل (۲۰۰۴) و ویلسون (۱۹۷۵) می‌باشد. تجزیه و تحلیل ریز رخساره‌ها ابزاری مهم

اخروی (۱۳۶۵) با بررسی سازند گدو در منطقه اقلید سه محیط رسوبی، محیط دریای باز، محیط دریایی کم‌عمق و محیط دریایی بسته را برای این سازند تشخیص داد.

قلاوند (۱۳۷۵) به مطالعه لیتواستراتیگرافی و بایو-استراتیگرافی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران (نواحی فارس و فروافتادگی دزفول) پرداخت. موحد (۱۳۸۰) مطالعه میکروبايواستراتیگرافی سازند گدو با تأکید بر بخش خلیج را در جنوب غرب ایران انجام داد و محیط رسوبی لاگون را برای این سازند پیشنهاد داد. بنا بر نظر او سنگ‌شناسی سازند گدو در فارس و فروافتادگی دزفول تفاوت چندانی ندارد.

علیدادی (۱۳۸۶) بایواستراتیگرافی سازند داریان را با تأکید بر جلبک‌های آهکی، در ناحیه دشتک واقع در شمال شیراز مورد بررسی قرار داد.

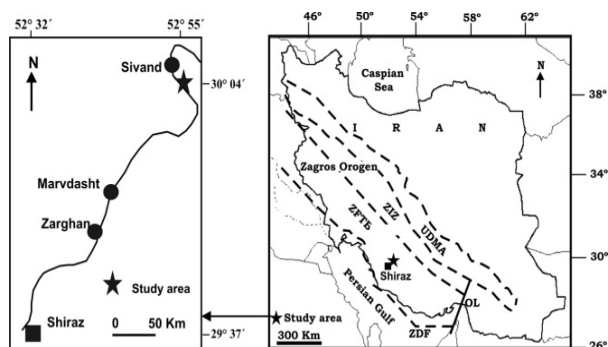
پروانه‌نژادشیرازی (۱۳۸۰) بایواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه در شمال شیراز را با تأکید بر جلبک‌های آهکی بررسی نمود و برزگزندی (۱۳۸۶) چینه‌نگاری سکansı و محیط رسوبی سازندهای گدو و داریان را مورد مطالعه قرار داده است. با این وجود بازسازی محیط رسوبی دیرین در سازندهای گدو و داریان نیازمند به مطالعه در رخنمون‌های بیشتری دارد. اهداف مورد مطالعه در برش چینه‌شناسی سیوند به شرح ذیل می‌باشد:

- شناسایی رخساره‌های رسوبی جهت بازسازی محیط رسوبی دیرینه
- چینه‌نگاری سکansı و ارائه مدل رسوبی در سازندهای گدو و داریان در برش چینه‌شناسی سیوند

ریزرخساره در بخش‌های فوقانی از سازند گدون قرار گرفته است.



شکل ۱. نمایی از طاقدیس کوه حسین در روستای سیوند (شمال شیراز) دید به سمت شمال



شکل ۲. موقعیت زمین‌شناسی و راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه (علوی، ۲۰۰۴)



درتفسیر محیط‌های رسوبی کربناته، بسته‌های رسوبی، تغییرات سطح آب و چینه‌نگاری سکانسی سازند گدون و داریان در برش مورد مطالعه است.

شناسایی ریزرخساره‌ها

براساس ویژگی‌های بافتی، آلوکم و اجزای اسکلتی نمونه‌ها در مقاطع نازک رسوبی ۵ ریز رخساره رسوبی در سازند گدون (ریز رخساره‌های G1 تا G5) و ۴ ریز رخساره رسوبی در سازند داریان (ریزرخساره‌های D1 تا D4) در گروه‌های رخساره‌ای دریای باز و لاگون شناسایی شده است (اشکال ۶ تا ۸). توصیف این ریزرخساره‌ها در زیر به شرح آمده است.

ریز رخساره‌های سازند گدون

الف) گروه رخساره‌ای شلف عمیق و حوضه

ریز رخساره G1

وکستون دارای سوزن اسفنج و خرده‌های صدف

Boiclastic spiculite wackestone

این ریز رخساره دارای بافت ریز دانه و گل پشتیبان در زمینه میکریتی و یا وکستون ریزدانه می‌باشد. آلوکم اصلی سوزن اسفنج است که به همراه آن خرده صدف‌های کوچک اندازه نیز مشهود است (شکل ۶c). در مشاهدات صحرایی شامل آهک مارنی نازک لایه است. جایگاه رسوبی این ریز رخساره در آب‌های عمیق دریای باز در زیرخط امواج و در منطقه تاریک دریا از یک شلف عمیق پیشنهاد می‌گردد. این

شکل ۳. آهک مارنی نازک لایه سازند گدون، برش سیوند (شمال شیراز)

در مشاهدات صحرایی شامل آهک مارنی نازک لایه و کرم رنگ است که در بخش آغازین و لایه‌های فوقانی از سازند گدون قرار گرفته است. محیط رسوبی دیرین این ریزرخساره شبیه به ریزرخساره G1 می‌باشد و شرایط رسوبی کم انرژی در بخش عمیق دریای باز پیشنهاد می‌گردد. ریزرخساره G2 در بخش فوقانی از سازند گدون و در تناوب با ریزرخساره G1 است و در آن فسیل‌هایی از آمونیت به نام *Colombiceras* sp. وجود دارد (تابلو ۱).

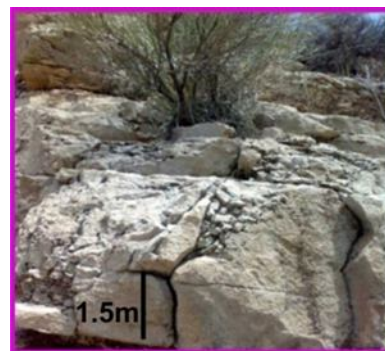


شکل ۴. اجتماع فسیل‌های دوکفه‌ای اگزوزیرا در لایه‌های آهکی سازند گدون، برش سیوند (شمال شیراز)

ب) گروه رخساره‌ای لاگون باز در شلف کم‌عمق
ریزرخساره G3: فلوتستون داری دوکفه‌ای و خرده‌های صدف

Bioclastic bivalve floatstone

این ریزرخساره دارای بیش از ۱۰ درصد قطعات درشت بزرگتر از ۲ میلی‌متر است که اغلب متعلق به دوکفه‌ای‌ها می‌باشند و در زمینه گل میکریتی با تراکم گل پشتیبان و یا بافت فلوتستون واقع شده‌اند (اشکال f, Ye).



شکل ۵. آهک ضخیم لایه توده‌ای، سازند داریان، برش سیوند (شمال شیراز)

در مشاهدات صحرایی شامل آهک خاکستری رنگ است که دارای مقدار فراوانی از دوکفه‌ای به نام اگزوزیرا می‌باشد (شکل ۴). دو کفه‌ای‌ها از حفظ‌شدگی خوبی برخوردارند و هر دوکفه آنها باقی مانده است. این ریز رخساره در آب‌های کم عمق و کم انرژی با چرخه آب و در منطقه نفوذ نور و زیر خط امواج سطحی آب در بخش میانی از یک شلف کم‌عمق نهشته شده است و در بخش میانی از سازند گدون قرار گرفته است.

ریز رخساره G2

وکستون دارای شعاعیان و خرده‌های صدف

Boiclastic radiolarian wackestone

این ریز رخساره دارای بافت ریزدانه و گل پشتیبان در زمینه میکریتی و یا وکستون ریزدانه می‌باشد. آلوکم اصلی پوسته شعاعیان است که به همراه آن خرده صدف‌های کوچک اندازه و به مقدار کمتر سوزن اسفنج نیز مشهود است (شکل‌های ۶a, b, d).

ج) گروه رخساره‌ای دریای محصور در شلف داخلی

ریز رخساره G4

پکستون- گرین استون دارای بایوکلاست

Bioclastic packstone-grainstone

این ریز رخساره دارای بافتی متغیر از گل‌پشتیان تا دانه پشتیان در زمینه میکریتی و یا سیمان کلسیتی متبلور و اسپاریتی و یا پکستون- گرین استون می‌باشد. آلوکم اصلی خرده صدف‌های متوسط تا بزرگ اندازه دوکفه‌ای و قطعات آلی میکریتی شده است (شکل ۶e). در مشاهدات صحرایی شامل آهک سیلتی و آهک گرهک‌دار است.

جایگاه رسوبی این ریز رخساره در آب‌های کم عمق و محصور لاگون با چرخه محدود آب و در منطقه نفوذ نور در بالای خط امواج پیشنهاد می‌گردد. این ریز رخساره در بخش‌های میانی از سازند گدون قرار گرفته است.

ریز رخساره G5

پکستون دارای خرده‌های صدف و شوفاتلا

Choffatella bioclastic packstone

این ریز رخساره دارای بافت دانه پشتیان در زمینه میکریتی و یا پکستون می‌باشد. آلوکم اصلی قطعات اسکلتی شامل اربیتولین، خرده‌های کوچک دوکفه‌ای، پوسته‌های آلی میکریتی شده و شوفاتلا است (شکل ۶f). در مشاهدات صحرایی شامل آهک خاکستری متوسط تا نازک لایه است. جایگاه رسوبی این ریز رخساره در آب‌های کم عمق و کم انرژی و نورخیز لاگون با چرخه محدود آب و در بالای خط امواج پیشنهاد می‌گردد. این ریز رخساره در بخش‌های میانی از سازند گدون قرار گرفته است.

ریز رخساره‌های سازند داریان

الف) گروه رخساره‌ای سد بایوکلاستیک در حاشیه پلاتفرم کربناته شلف

ریز رخساره D1

گرین استون دارای بایوکلاست و جلبک

Algal bioclastic grainstone

این ریز رخساره دارای بافت دانه پشتیان در سیمان کلسیتی متبلور و یا گرین استون می‌باشد. آلوکم اصلی قطعات اسکلتی، پوسته‌های آلی میکریتی شده و جلبک Boueina و به مقدار کمتر اربیتولین و پلوئید است (شکل d ۸). اغلب دانه‌ها میکریتی شده‌اند و دارای گردش‌دگی هستند. در مشاهدات صحرایی شامل آهک خاکستری متوسط لایه است. جایگاه رسوبی این ریز رخساره، در محیطی پر انرژی در بالای خط امواج آب و در سدهای ماسه‌ای بایوکلاستیک در حاشیه شلف کربناته پیشنهاد می‌گردد. این ریز رخساره در بخش‌های فوقانی از سازند داریان قرار گرفته است و کمربند رخساره‌ای باریکی را در برمی‌گیرد.

ریز رخساره D2

گرین استون دارای بایوکلاست و ایتراکلاست

Intraclast bioclastic grainstone

این ریز رخساره دارای بافت دانه پشتیان در سیمان کلسیتی متبلور و یا گرین استون می‌باشد. آلوکم اصلی قطعات اسکلتی، پوسته‌های آلی میکریتی شده و ایتراکلاست و به مقدار کمتر اربیتولین و پلوئید است (شکل‌های ۷a، ۷e، ۷f).

در مشاهدات صحرایی شامل آهک خاکستری متوسط لایه
است.

نازک‌لایه تیره و یکنواخت میکریتی است که در بین لایه‌های آهک‌های اربیتولین‌دار سازند داریان نهشته شده است. برای این ریز رخساره، با توجه به موقعیت آن در ستون چینه-شناسی و چون در بین رسوبات آهکی اربیتولین‌دار نهشته شده است، محیط رسوبی لاگون در شلف داخلی پیشنهاد می‌گردد.

مدل رسوبگذاری

براساس تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌های سازند گدون و داریان در برش مورد مطالعه، محیط‌های رسوبی حوضه، آب‌های کم‌عمق دریای باز، سد بایوکلاستیک و دریای محصور شناسایی گردیده است. بازسازی محیط‌های رسوبی دیرین به وسیله توزیع کمرنده‌های رخساره‌ای صورت می‌پذیرد. با توجه به نحوه توزیع ریزرخساره‌ها و فقدان شواهد شکست شیب در سراسیم قاره و نیز فقدان رخساره ریفی، مدل رسوبگذاری نهشته‌های سازند گدون و داریان در یک پلاتفرم کربناته شلف پیشنهاد می‌گردد (شکل ۹).

در رده‌بندی مدل‌های رخساره‌ای، شلف کربناته به سه بخش شلف داخلی، شلف میانی و شلف خارجی تقسیم می‌شود (فلوگل، ۲۰۰۴؛ گیل، ۲۰۰۰). میکروفونای غالب در رسوبات کرتاسه زیرین در سازندهای گدون و داریان اربیتولین‌ها می‌باشند. بنا بر مطالعات سیمونز و همکاران (۲۰۰۰)، شکل صدف اربیتولین‌ها با محیط رسوبی آنها مرتبط می‌باشد. با توجه به اندازه و شکل‌شناسی اربیتولین‌ها معمولاً نوع زندگی آنها اپی‌فونای آزاد است (مس، ۱۹۷۶) و اربیتولین‌هایی با صدف مخروطی شکل در آب‌های کم عمق پلاتفرم داخلی فراوانند (وایلز و همکاران، ۱۹۹۵). بنابراین

جایگاه رسوبی این ریز رخساره شبیه به ریزرخساره D1 است و برای آن محیطی پر انرژی از ماسه‌ای بایوکلاستیک در حاشیه شلف کربناته پیشنهاد می‌گردد. ریزرخساره D2 به صورت کمرند رخساره‌ای باریکی در بخش‌های فوقانی از سازند داریان قرار گرفته است.

ب) گروه رخساره‌ای دریای محصور در شلف داخلی

ریز رخساره D3

وکستون- پکستون دارای اربیتولین، بایوکلاست و میلیولید

Miliolid boiclastic Orbitolina wackestone-packstone

این ریز رخساره دارای بافتی متغیر از گل‌پشتیان تا دانه-پشتیان در زمینه میکریتی و یا وکستون تا پکستون می‌باشد. آلوکم اصلی اربیتولین قطعات اسکلتی شامل استراکد، پوسته‌های آلی میکریتی شده و میلیولیدا و پلوئید است (اشکال ۸b,c و ۷b, c; d). در مشاهدات صحرایی شامل آهک خاکستری متوسط تا ضخیم لایه است.

جایگاه رسوبی این ریزرخساره در آب‌های کم‌عمق و کم‌انرژی از محیط رسوبی لاگون در شلف داخلی پیشنهاد می‌گردد. این ریز رخساره بخش عمده‌ای از سازند داریان را دربرمی‌گیرد.

ریز رخساره D4

مادستون

Mudstone

این ریز رخساره دارای بافتی یکنواخت از گل آهکی ریزدانه و تیره و میکریت خالص است و با عنوان مادستون معرفی می‌شود (شکل ۸a). در مشاهدات صحرایی شامل آهک

وجود جنس‌ها و گونه‌هایی از اریتولین‌ها با صدفی

مخروطی

واحدهای تشکیل‌دهنده چینه‌نگاری سکانسی حاصل تغییرات میزان رسوبگذاری و مقدار حجم و فضای رسوبگذاری است (کاتنیو و همکاران، ۲۰۰۹). واحدهای تشکیل‌دهنده چینه‌نگاری سکانسی عبارتند: از بسته رسوبی فرودین (LST)، بسته رسوبی پیش‌رونده (TST)، بسته رسوبی فرازین (HST) و حداکثر سطح غرق‌شدگی (mfs) که به وسیله مرزهای سکانسی در سطوح ویژه‌ای از هم تفکیک می‌شوند (امری و میرز، ۱۹۹۶؛ میلز، ۱۹۹۵؛ نیکولز، ۱۹۹۹؛ کاتنیو و همکاران، ۲۰۰۹). مرزهای سکانسی در دو نوع درجه اول (SB1) و درجه دوم (SB2) می‌باشند. براساس تجزیه و تحلیل چینه‌نگاری سکانسی دو توالی رسوبی از چرخه‌های رسوبی درجه سوم در نهشته‌های سازند گدون و داریان در برش سیوند شناسایی گردیده است (شکل ۱۰).

توالی ۱، (sq1)

نخستین توالی رسوبی در بخش‌های زیرین و میانی از سازند گدون شناسایی شده و دارای ضخامت تقریبی ۶۷ متر می‌باشد. این توالی شامل بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) و بسته رسوبی فرازین پیشین (Early HST) و فرازین پسین (Late HST) است. در بخش قاعده‌ای از این توالی رسوبی، لایه‌های آهکی پلاژیک ریز رخساره G2 در شلف خارجی نهشته شده است که با مرز ناپیوسته هم شیب و یا مرز سکانسی از نوع دوم (SB2) بر روی آهک‌های الیتی سازند فلهیان به سن بارمین برجا گذاشته شده‌اند. لایه‌های آهکی پلاژیکی مذکور در مدت زمان افزایش سطح آب به صورت بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) برجا گذاشته شده‌اند.

شکل کوتاه مانند *Orbitolina texana*, *Orbitolina subconca*, *Mesorbitolina parava* به ویژه در ریز-رخساره D3، دلالت بر رسوبگذاری در پلاتفرم داخلی دارد. وجود اربیتولین‌ها با فراوانی متغیر از آلوکم اصلی (ریز رخساره D3) و یا آلوکم فرعی (ریز رخساره‌های D1, D2, D3) به همراه قطعات اسکلتی دیگری مانند جلبک‌های سبز (جلبک *Boueina* در ریزرخساره D1) و *Choffatella* (ریز رخساره G5) دلالت بر رسوبگذاری در آب‌های کم‌عمق و نورخیز لاگون در شلف داخلی دارد. اجتماع دوکفه‌ای به نام *Exogyra* در لایه‌های آهکی بخش میانی از سازند گدون شاهدهی بر رسوبگذاری در آب‌های کم‌عمق دریای باز در شلف میانی می‌باشد. وجود ریزرخساره گرین‌استون همراه با آلوکم‌هایی از ایتراکلاست و قطعات اسکلتی میکریتی شده با گردش‌دگی خوب در ریز رخساره‌های D1 و D2 از سازند داریان دلالت بر محیطی پرانرژی از ماسه‌های بایوکلاستیک در حاشیه شلف کربناته دارد. ریز رخساره‌های میکریتی ریز دانه دارای میکروفونای پلاژیک از شعاعیان و سوزن اسفنج (ریز رخساره G1 و G2) که در سازند گدون شناسایی شده‌اند دلالت بر رسوبگذاری در آب‌های عمیق حوضه در شلف خارجی دارند.

تفسیر چینه‌نگاری سکانسی

چینه‌نگاری سکانسی به عنوان مؤلفه‌ای مهم در ایجاد مفاهیم انقلابی در زمین‌شناسی رسوبی، روابط رخساره‌ها و معماری لایه‌ها در چارچوب زمانی زمین‌شناسی مورد توجه می‌باشد (مایل، ۱۹۹۵؛ کاتنیو و همکاران، ۲۰۰۹).

تغییرات افزایش سطح آب در این بسته رسوبی در حداکثر

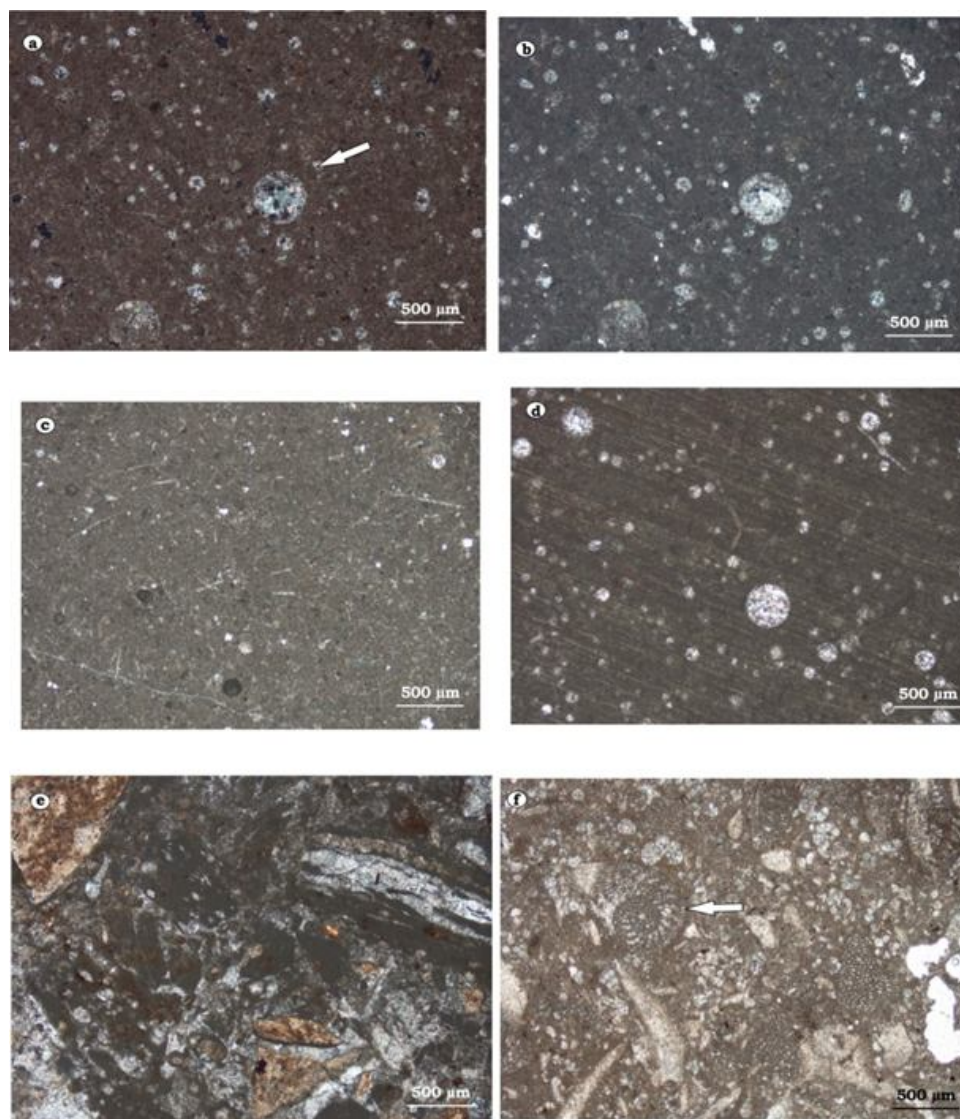
سطح غرق شدگی

سازند گدون و با سنگ‌های آهکی پلاژیک دارای سوزن اسفنج و پوسته شعاعیان (ریز رخساره‌های G1, G2) در طی افزایش سطح آب و در آب‌های عمیق حوضه در شلف خارجی تشکیل شده است. لازم به ذکر است که لایه‌های آهکی نازک لایه‌ای حاوی آمونیتی به نام *Colombiceras sp* در این رسوبات مشهود است که حاکی از رسوبگذاری در آب‌های ازاد در شلف عمیق می‌باشد. تغییرات افزایش سطح آب در انتهای این بسته رسوبی در حداکثر سطح غرق‌شدگی (mfs) به تعادل می‌رسد. بنا بر مطالعات سیمونز و همکاران (۲۰۰۰). اجتماع اربیتولین‌ها همراه با میلیولید و جلبک سبز (مانند ریز رخساره D3) در کم‌عمق‌ترین بخش از آب‌های پلاتفرم داخلی و در راس پاراسکانس‌ها و در بسته رسوبی فرازین (HST) و اربیتولین‌هایی با پوسته پهن و بزرگ و مخروطی کوتاه در بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) غنی هستند. بنابراین رسوباتی با ویژگی وکستون-پکستون دارای اربیتولین، بایوکلاست و میلیولیدا (ریز رخساره D3) متعلق به سازند داریان در بسته رسوبی فرازین (HST) نهشته می‌شوند. این رسوبات دارای میان لایه‌ای از آهک‌های مادستون (ریز رخساره D4) هستند و در آب‌های کم‌عمق و محصور لاگون در شلف داخلی نهشته شده‌اند. البته در بخش فوقانی از این بسته رسوبی، کمربند رخساره‌ای باریکی از سد بایو-کلاستیک (ریز رخساره‌های D1 و D2) وجود دارد. این توالی با چرخه درجه سوم به شماره ۴.۱ از نمودار تغییرات جهانی سطح آب در آپتین از هاک و همکاران (۱۹۸۷) در شکل ۱۱ هم ارز می‌باشد.

(mfs) با ریز رخساره G2، به تعادل می‌رسد. ریز رخساره پکستون-گرین‌استون با بایوکلاست‌های میکریتی شده (ریز رخساره G4) بر روی سطح غرق‌شدگی مذکور قرار می‌گیرند. این رسوبات در آب‌های کم‌عمق لاگون در شلف داخلی نهشته شده‌اند و به عنوان بسته رسوبی فرازین پیشین (Early HST) معرفی شده‌اند. در انتهای این بسته رسوبی ریز رخساره فلوئستون حاوی دوکفه‌ای‌های سالم از جنس *Exogyra* (ریز رخساره G3) وجود دارد که در آب‌های کم‌عمق از لاگون باز در شلف داخلی برجای گذاشته شده‌اند. در انتهای توالی رسوبی ۱، رسوباتی با ویژگی ریز رخساره پکستون دارای قطعات اسکلتی از *Choffatella*، اربیتولین، خرده‌های کوچک دوکفه‌ای، پوسته‌های آلی میکریتی شده (ریز رخساره G5) بر جای گذاشته شده است که در بسته رسوبی فرازین پسین (Late HST) معرفی گردیده است. این رسوبات در آب‌های لاگون شلف داخلی رسوب نموده‌اند و در انتها مرز سکانسی نوع دوم (SB2) را دربرمی‌گیرند. این توالی با چرخه درجه سوم به شماره ۳.۵ از نمودار تغییرات جهانی سطح آب در زمان بارمین-آپتین از هاک و همکاران (۱۹۸۷) در شکل ۱۱ هم ارز می‌باشد.

توالی ۲، (sq2)

دومین توالی رسوبی در بخش فوقانی از سازند گدون و مجموع رسوبات سازند داریان شناسایی شده و دارای ضخامت تقریبی ۱۲۳ متر می‌باشد. این توالی شامل بسته‌های رسوبی پیش‌رونده (TST) و فرازین (HST) است. در این توالی بسته رسوبی پیش‌رونده (TST)، در بخش فوقانی از

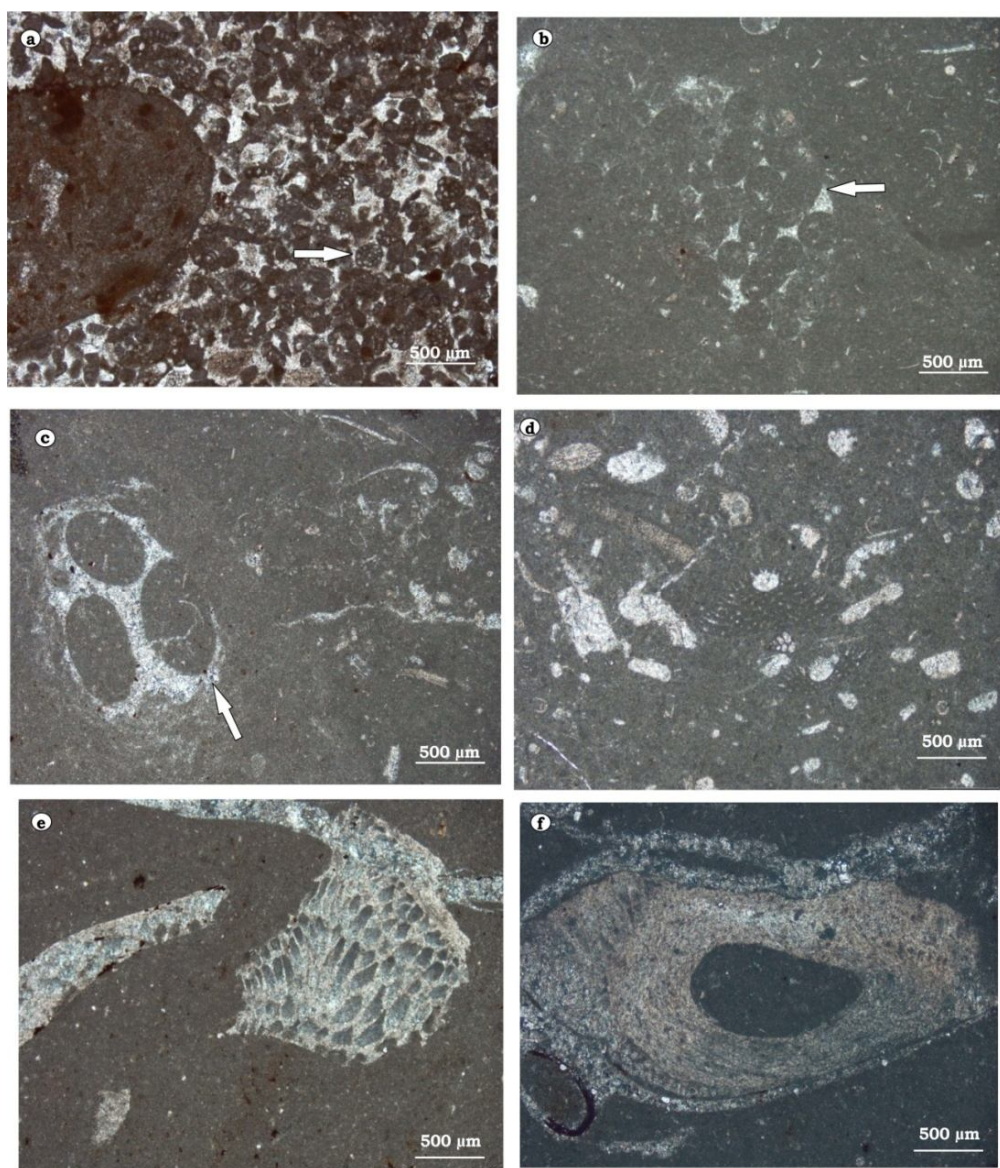


شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از ریز رخساره‌های سازند گدون در برش سیوند: **شکل a.** ریز رخساره G2، وکستون دارای شعاعیان و بایوکلاست در نور پلاریزان (علامت پیکان: شعاعیان در مقطع نازک) (شماره نمونه ۸۷). **شکل b.** ریز رخساره G2، وکستون دارای شعاعیان و بایوکلاست در نور معمولی (شماره نمونه ۸۷). **شکل c.** ریز رخساره G1، وکستون دارای سوزن اسفنج و بایوکلاست (شماره نمونه ۴۶). **شکل d.** ریز رخساره G2، وکستون دارای سوزن اسفنج، شعاعیان و بایو-کلاست (شماره نمونه ۵۶). **شکل e.** ریز رخساره G4، پکستون دارای بایوکلاست (شماره نمونه ۵۷). **شکل f.** ریز رخساره G5، پکستون دارای شوفا تالا و بایو-کلاست (علامت پیکان: برش عرضی *Choffatella decipiens*) (شماره نمونه ۴۸).

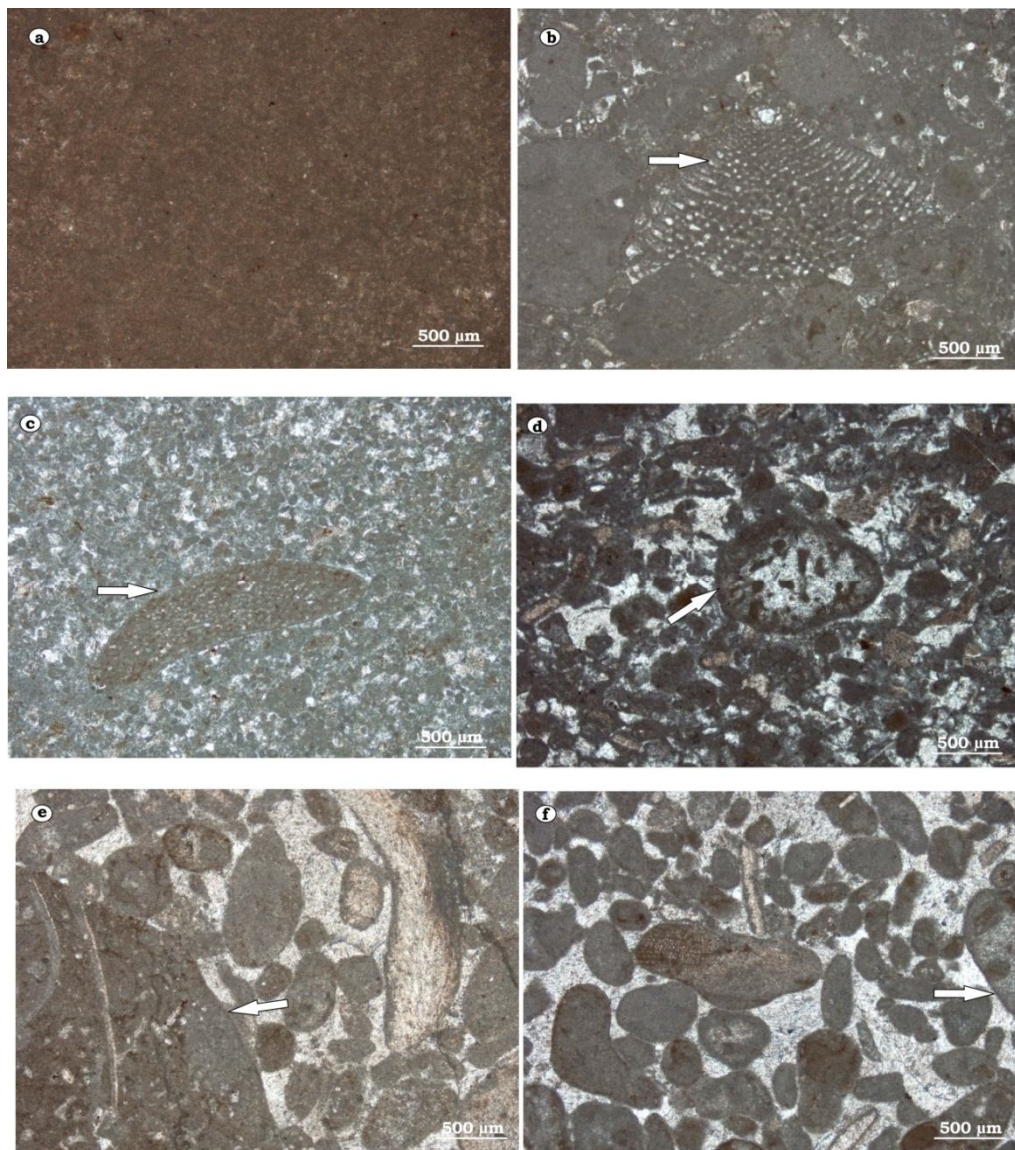
Plate 1



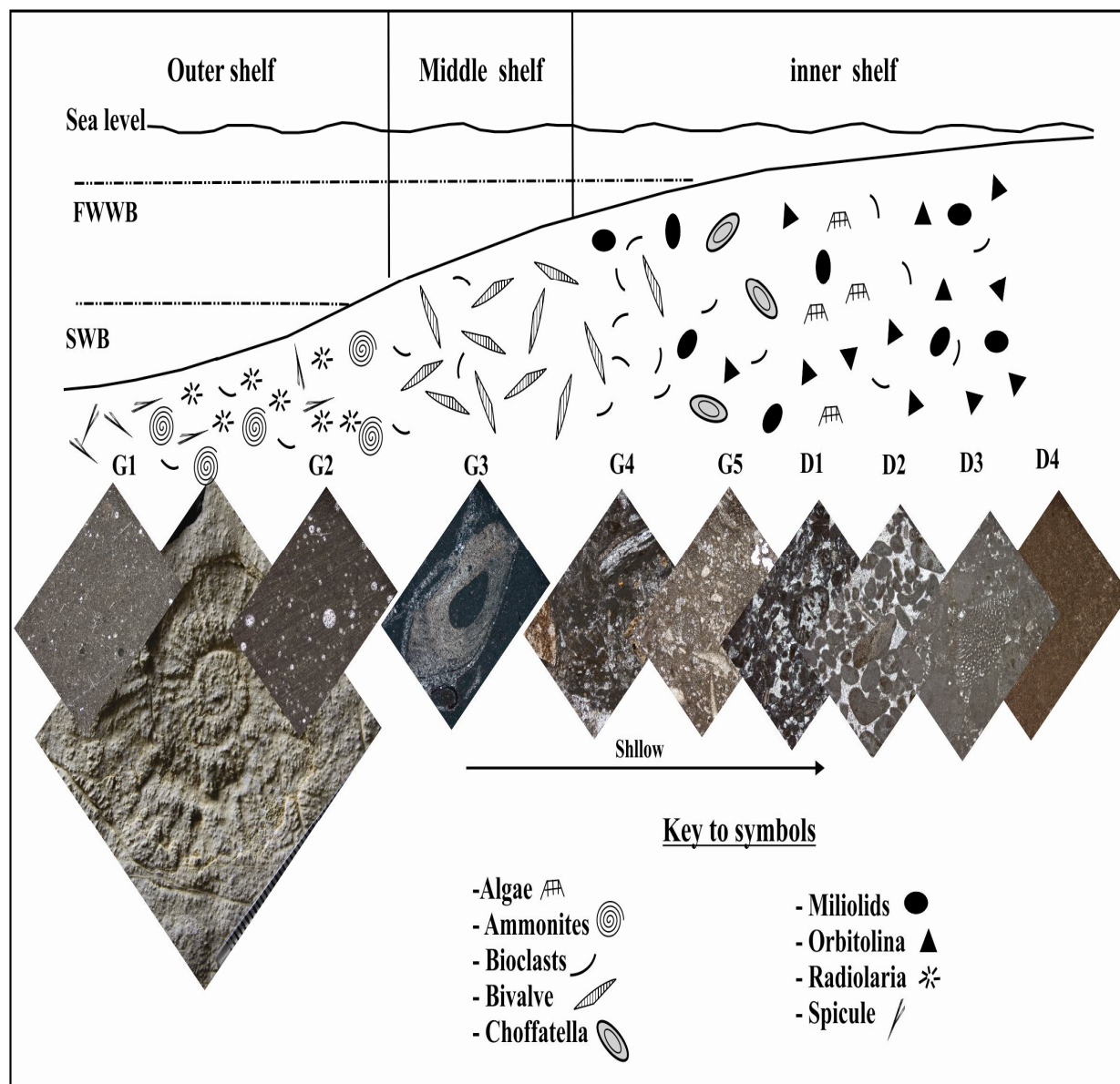
تابلو ۱. تصاویری از جنس *Colombiceras* SPATH, 1923 در لایه آهک مارنی آمونیت دار در سازند گدون در برش سیوند.



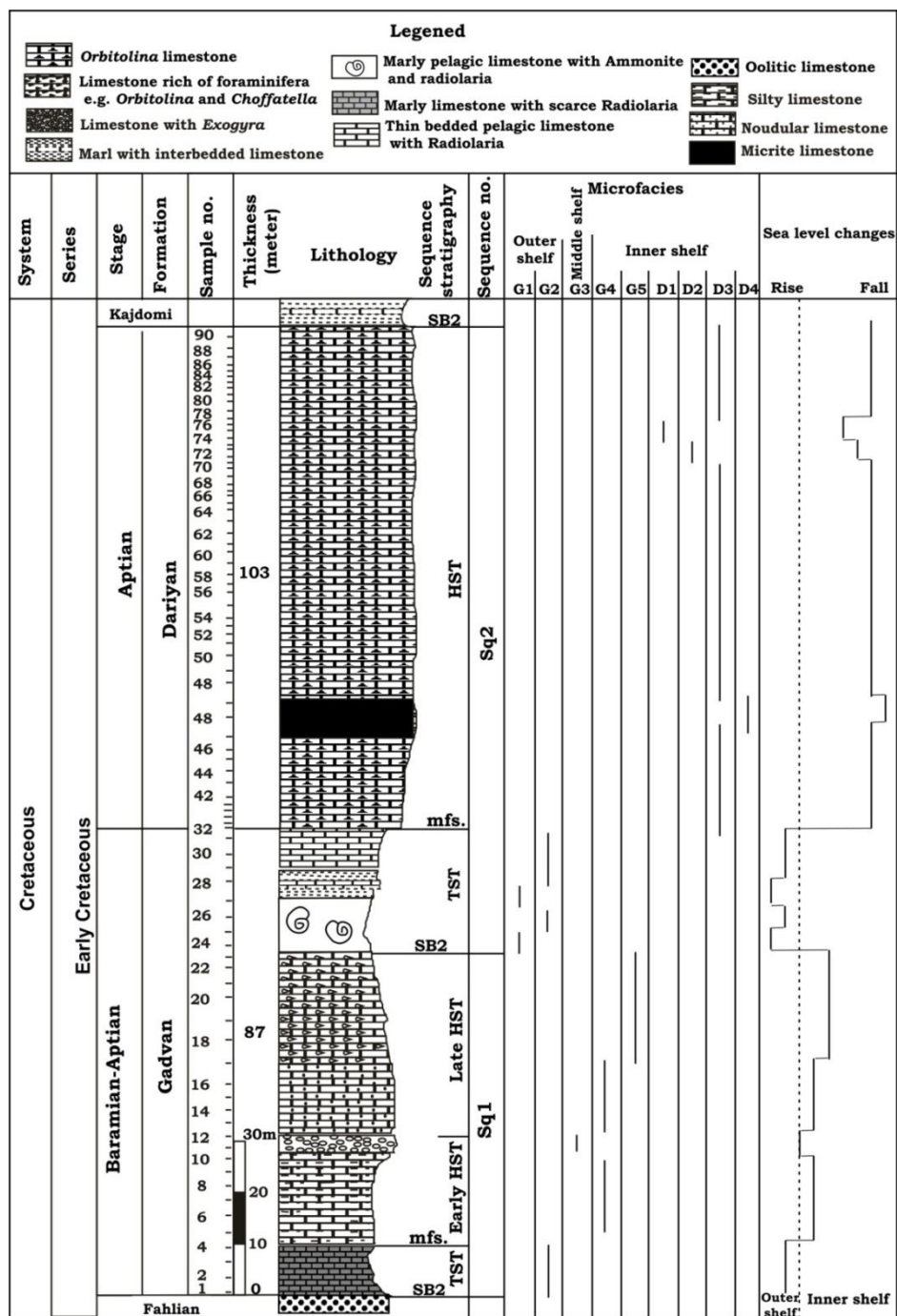
شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی از ریز رخساره‌های سازند گدون (شکل های e و f) و سازند داریان (شکل های a تا d) در برش سیوند: شکل (a) ریز رخساره D2: گرین استون دارای بایوکلاست، اینتراکلاست (علامت پیکان: برش عرضی *Nezzazata simplex* (شماره نمونه ۷۱) اشکال b, c, d; ریزرخساره D3: وکستون دارای بایوکلاست و جلبک (*Cylindroporella*) و اربیتولین علامت پیکان: برش عرضی *Cylindroporella* cf. *sugdeni* (شماره نمونه ۲۰) شکل های e-f: ریز رخساره G3: فلوتستون دارای دوکفه‌ای و بایوکلاست (شماره نمونه ۳۳ و ۴۴)



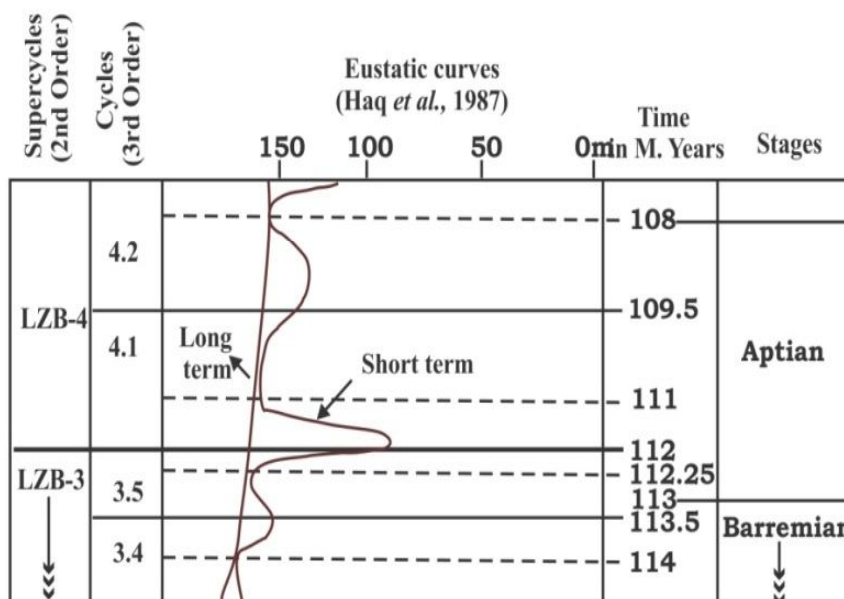
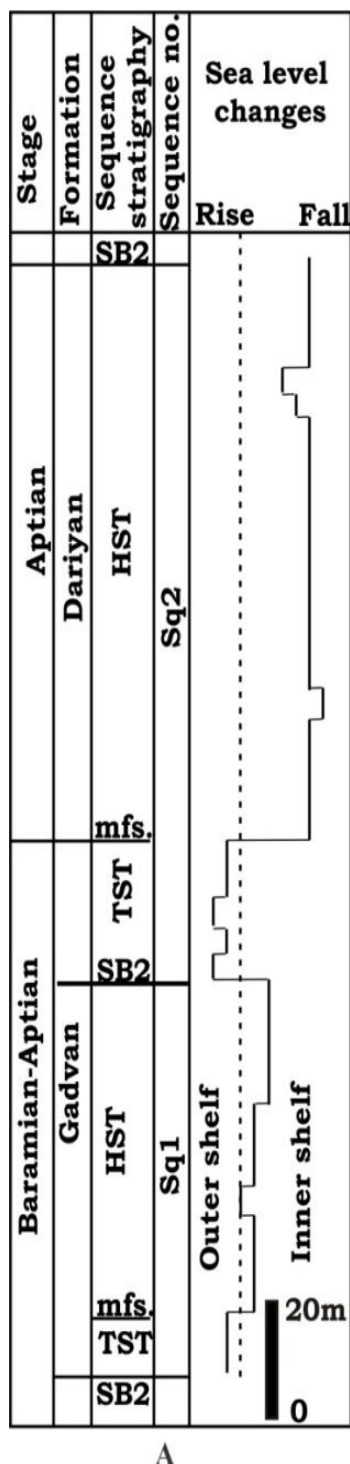
شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی از ریز رخساره‌های سازند داریان در برش سیوند: (a) ریز رخساره D4، مادستون (شماره نمونه ۳۷). (b) ریز رخساره D3: پکستون دارای اریتولین، بایوکلاست و میلیولید (علامت پیکان: برش محوری *Orbitolina texana*) (شماره نمونه ۱۶). (c) ریز رخساره D3، وکستون - پکستون دارای بایوکلاست، اریتولین و پلوئید (علامت پیکان: برش مورب - محوری از *Orbitolina* sp) (شماره نمونه ۷۰). (d) ریز رخساره D1: گرین‌استون دارای بایوکلاست و جلبک (*Boueina*) (علامت پیکان: برش مورب از *Boueina* sp) (شماره نمونه ۷۳). (e-f) ریز رخساره D2، گرین‌استون دارای اینتراکلاست و بایوکلاست (علامت پیکان: اینتراکلاست) (شماره نمونه ۷۲).



شکل ۹. محیط رسوبگذاری سازندهای گدون و داریان در برش سیوند در شمال شیراز (FWFB: قاعده امواج سطحی آب، SWB: قاعده امواج طوفانی)



شکل ۱۰. چینه‌نگاری سکانسی و توزیع عمودی ریز رخساره‌ها شناسایی شده در سازندهای گدون و داریان در برش سیوند (شمال شیراز)



شکل ۱۱. نمودار تطابق تغییرات سطح آب دریا در برش سیوند از سازندهای گدون و داریان با نمودار تغییرات جهانی سطح آب

بحث و نتیجه‌گیری

در سازندهای گدون و داریان در برش سیوند، ۹ ریز رخساره در گروه‌های ریز رخساره‌ای دریای باز و لاگون تفکیک شده است. به طوری که در نهشته‌های سازند گدون به سن بارمین-آپتین ۵ ریزرخساره در جایگاه‌های رسوبی حوضه، بخش کم عمق دریای باز، لاگون باز و لاگون و در رسوبات سازند داریان به سن آپتین ۴ ریز رخساره در جایگاه‌های رسوبی ماسه‌های بایوکلاستیک و لاگون شناسایی شده است. با توجه به توزیع ریز رخساره و شواهد

صحرایی مانند فقدان ریف و گسترش رسوبات لاگونی، رسوبگذاری نهشته‌های سازند گدون و داریان در یک محیط رسوبگذاری از نوع شلف کربناتی در سه بخش شلف داخلی، شلف میانی و شلف خارجی بر جا گذاشته شده است. از نظر چینه‌نگاری سکansı دو توالی رسوبی از چرخه‌های رسوبی درجه ۳ در سازندهای گدون و داریان تفکیک شده که به وسیله مرزهای سکansı نوع دوم از یکدیگر متمایز شده‌اند.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از دانشگاه پیام نور استان اصفهان به ویژه معاونت محترم پژوهشی و همکاران به جهت حمایت مالی و معنوی، دانشگاه پیام نور مرکز وزوان به جهت امکانات آزمایشگاهی، و پروفسور ژنز لمان، رئیس موزه دانشگاه

برمن آلمان به جهت همکاری در شناسایی و نامگذاری آمونیت‌ها، خانم دکتر مریم منانی ناظر محترم در این طرح پژوهشی و داوران ارجمند به لحاظ پیشنهادات سودمندشان قدردانی و تشکر به عمل می‌آید.

منابع

سروستان (ناحیه فارس داخلی)، مشهد: دانشگاه فردوسی مشهد، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، ۲۱۲ صفحه. پروانه نژاد شیرازی، م. (۱۳۸۰). میکروبیواستراتیگرافی زمین‌های کرتاسه در شمال شیراز با تأکید خاص بر جلبک-های آهکی، تهران: دانشگاه شهید بهشتی تهران، رساله دکتری زمین شناسی، ۳۰۷ صفحه. پروانه نژادشیرازی، م.، صارمی زاده، ا. (۱۳۸۹). میکروبیواستراتیگرافی سازندهای گدون و داریان در مقطع چینه شناسی کوه حسین (شمال شیراز): چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، مشهد، ۹ صفحه.

اخروی، ر. (۱۳۶۵)، سنگ شناسی و جغرافیای گذشته سازند گدوان (نئوکومین پسین- آپسین) در غرب ده بید (فارس). پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۱۰۱ صفحه.

افشار حرب، ع. (۱۳۸۰)، زمین شناسی نفت ایران، تهران: جزوه آموزشی، دانشکده فنی دانشگاه تهران، ۵۸۶ صفحه. آقانباتی، ع. (۱۳۸۵)، زمین شناسی ایران، تهران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه. برزگرزندی، م. (۱۳۸۶)، بررسی چینه‌نگاری سکansı سازندهای گدون و داریان در برش الگو و چاه شماره ۳

فارس و فروفتادگی دزفول)، تهران: دانشگاه شهید بهشتی
تهران، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، ۲۸۲ صفحه.
موحد، ز. (۱۳۸۰). میکرواستراتیگرافی سازند گدون با تاکید
بر بخش آهکی خلیج در جنوب غرب ایران (نواحی فارس
و فروفتادگی دزفول). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه
شهید بهشتی.

علیدادی، ن. (۱۳۸۶). میکروبیواستراتیگرافی سازند داریان
با تأکید بر جلبک‌های آهکی در منطقه دشتک، تبریز:
دانشگاه علوم طبیعی تبریز، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین-
شناسی، ۶۴ صفحه.
قلاوند، ه. (۱۳۷۵). لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیوگرافی
سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران (نواحی

Alavi, M. (2004). Regional stratigraphy of the Zagros
fold-thrust belt of Iran and its proforeland
evolution: *American Journal of Science*, 304, p.1-
20.

Berberian, M and King, G.C.P. (1981). Towards a
paleogeography and tectonic evolution of Iran.
Canadian Journal of Earth Science 18, p.210–
265.

Catuneanu, O and Abreu, V and Bhattacharya, J.P
and Blum, M.D and Dalrymple, R.W and Eriksson,
P.G and Fielding, C.R and Fisher, W.L and,
Galloway, W.E and Gibling, M.R and Giles, K.A
and Holbrook, J.M and Jordan, R and Kendall,
C.G.St.C and Macurda, B and Martinsen, O.J and
Miall, A.D and Neal, J.E and Nummedal, D and
Pomar, L and Posamentier, H.W and Pratt, B.R and
Sarg, J.F and Shanley, K.W and Steel, R.J and
Strasser, A and Tucker, M.E. and Winker, C.
(2009). Towards the standardization of sequence
stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92, p. 1–33.

Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate
rocks according to depositional texture. *American
Association of Petroleum Geologist Memories* 1,
p.108-121.

Embry, A.F. and Klovan, E.J. (1971). Absolute water
depth limits of the Deronian paleoecological zones.
Geology Rundsch 61, p. 672-686.

Emery, D. and Myers, K.J. (1996). Sequence
Stratigraphy. Oxford, UK: *Blackwell Science*, 297
p.

Flügel, E. (2004). Microfacies of carbonat rocks.
Berlin-Heidelberg, New York: *Springer*, 976 p.

Geel, T. (2000). Recognition of stratigraphic
sequences in carbonate platform and slope deposits:
empirical models based on microfacies analysis of
paleogene deposits in southeastern Spain.
*Palaeogeography, Palaeoclimatology,
Palaeoecology* 155, p. 211–238.

Haq, B.U and Hardenbol, J. and Vail, P.R. (1987).
Chronology of fluctuating sea levels since the
Triassic. *Science* 235, p. 1156–1167.

James G.A and Wynd J.G (1965). Stratigraphic
Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement
Area. *American Association of Petroleum Geology
Bulletin*; 49(12), p. 2182- 2245.

Kheradpir, A (1975). Stratigraphy of the Khami Group in
southwest Iran: Iranian Oil Operating Companies,
Geological and Exploration Division, Report 1235, 67
p.

Masse, I. P. (1976). Les calcaires urgoniens de
Provence (Valanginien-Aptien inferieur).
Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements
et leur evolution. Thesis, Université Marseillé, 445
p.

- Miall, D. (1995). Whither stratigraphy? *Sedimentary Geology* 100, p. 5–20.
- Nicols, G. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy*. UK: Blackwell Science, 355 p.
- Simmons, M. D and Whittaker J E. and Jones R.W. (2000). Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middle East revision of the F.R.S. Henson and Associates Collection. In: Hart, M.B., Kaminski, M.A., & Smart, C.W. (eds): *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation- University of California. p. 411-437.
- Takin, M. (1972). Iranian geology and continental drift in the Middle East: *Nature*, 23, p. 147- 151.
- Vilas, I., Masse, J. P. and Arias, C. (1995). Orbitolina episodes in carbonate platform evolution: the early Aptian model from SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, p. 35-45.
- Wells, A.J. (1965). Lithofacies and geological history of Khami Group in South West Iran, LOOC Report. No. 1082, unpublished paper.
- Wilson, J.L. (1975). *Carbonate facies in geological history*. Berlin–Heidelberg, New York: Springer, 471 p.

