

ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی و بررسی نوسانات عمق دیرینه نهشته‌های سازند گورپی (بوشهر، جنوب باختری ایران)

مهری دالوند^۱، سیدحمید وزیری^۲، وحید احمدی^۳، کبری میربیک سبزواری^{۴*} و لیدا بخشنده^۵

۱- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

۵- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

نویسنده مسئول: *K_mirbeik_S@yahoo.com

دریافت: ۱۴۰۳/۳/۹ پذیرش: ۱۴۰۳/۶/۱۷

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

هدف از این پژوهش، بررسی ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی و نوسانات عمق دیرینه حوضه رسوبی سازند گورپی در جنوب باختری ایران می‌باشد. مطالعات سنگ‌شناسی و رخساره‌ای منجر به شناسایی سه ریزرخساره مربوط به بخش‌های عمیق یک حوضه گردید. نبود شواهد رسوبی از جمله کلسی‌توربیدایت‌ها، رسوبات لغزشی و ریزشی، رخساره‌های ریفی، رخساره‌های آنکوبیدی و پیرویدی مشخصه شلف لبه‌دار بیانگر رسوب‌گذاری سازند گورپی در یک بخش عمیق حوضه می‌باشد. بر اساس نسبت درصد فرامینفرهای پلانکتونیک به فرامینفرهای بنتیک و درصد مورفوتایپ ۳ و با استفاده از فرمول $D = e(3.58718 + (0.03534 \times \%P))$ برای بخش‌های عمده سازند گورپی در برش‌های مورد مطالعه، عمقی بین ۴۵۰ تا ۶۰۲ متر معرفی گردید که بیانگر رسوب‌گذاری رخساره‌های این سازند در بخش عمیق حوضه (Basin) می‌باشد. فراوانی روزنداران پلانکتونیک نظیر الیگوستژینید و گلوبوترونکانا در رخساره‌های این سازند بیانگر ته‌نشینی این رسوبات در یک حوضه عمیق می‌باشد به گونه‌ای که رخساره‌های این محیط دارای ویژگی‌های وابسته به کمربند رخساره‌ای شلف عمیق (Deep shelf) هستند. بررسی تغییرات عمق دیرینه حوضه رسوبی سازند گورپی بر اساس مورفوتایپ‌های فرامینفرهای پلانکتونیک در برش‌های مورد مطالعه، نشانگر آن است که سازند گورپی دارای روندی پسروده بوده که این روند بر اساس مورفوتایپ‌های روزنداران منطبق بر روند بر انبارش رسوبی می‌باشد به گونه‌ای که بیشترین عمق حوضه به زمان کامپانین پسین-میانی و مائیس‌تریشتین پسین با گسترش رخساره‌های مادستونی تا وکستونی و کمترین عمق حوضه رسوبی مربوط به زمان سانتونین تا کامپانین پسین با گسترش رخساره‌های وکستونی تا پکستونی می‌باشد.

واژگان کلیدی: سازند گورپی، محیط رسوبی، ریز رخساره، مورفوتایپ

۱- پیشگفتار

رسوبات، حضور از کامبرین تا عهد حاضر و محدوده وسیع زیست آن‌ها از آب‌های لب‌شور کم‌عمق تا عمیق‌ترین بخش‌های اقیانوس است. عواملی نظیر ذخایر غذایی، جریان‌های سطحی آب، شوری، اکسیژن، نفوذ نور، چگالی و چرخه‌ی آب، شرایط زیستی روزنداران را تحت تأثیر قرار می‌دهد و یکی از مهمترین عوامل دخیل در این امر، عمق آب است (هارت و همکاران، ۲۰۱۵)، به گونه‌ای که با افزایش عمق نسبت روزنداران پلانکتونیک به بنتیک افزایش می‌یابد (مارای و همکاران، ۲۰۱۱). همچنین نسبت روزنداران کفزی به روزنداران پلانکتونیک بیانگر عمق

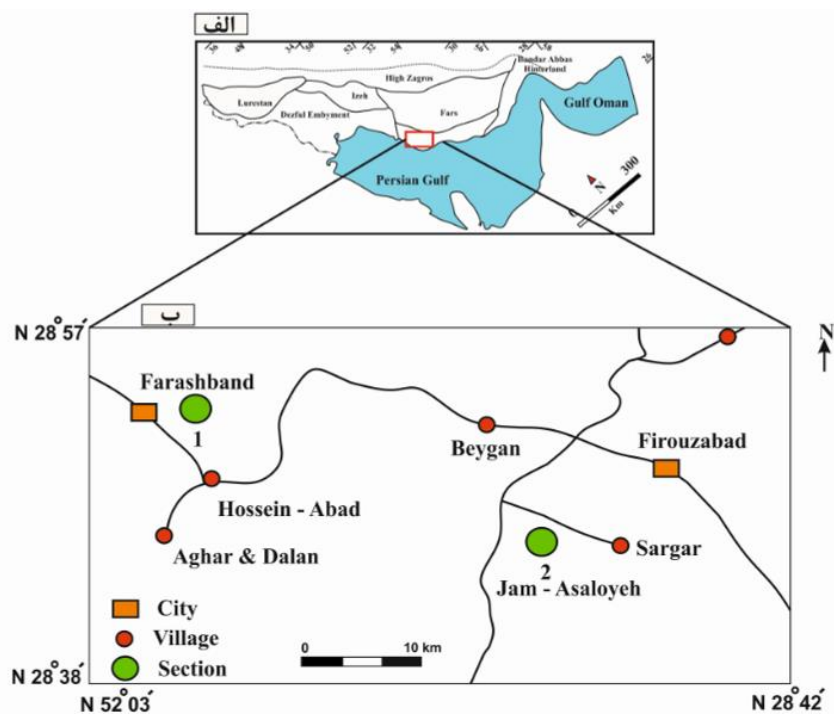
تعیین عمق دیرینه از اهمیت زیادی در شناخت حوضه‌های رسوبی قدیمه و تجزیه و تحلیل آن‌ها برخوردار است. اهمیت اصلی این موضوع در بازسازی تاریخچه بالا آمدگی و فرونشینی حوضه‌ی رسوبی است (وندرزوان و همکاران، ۱۹۹۰). امروزه برای تعیین عمق حوضه‌ی رسوبی معمولاً از میکروفسیل‌ها استفاده می‌شود. در این روش از الگوهای توزیع گونه‌های بنتونیک و پلانکتونیک استفاده می‌شود. استفاده گسترده از روزنداران بنتونیک و پلانکتونیک برای بازسازی محیط‌های دیرینه به علت تنوع زیاد و فراوانی در

این در حالی است که در بخش شمال خاوری حوضه‌ی رسوبی لرستان مرز بالایی سازند گورپی، سازند فلیشی امیران می‌باشد. سازند گورپی، در همه جا همزمان نیست، در نواحی فارس و خوزستان مرز زیرین گورپی، سانتونین و مرز بالایی آن ماستریشتین است. در لرستان، لایه‌های زیرین به سن کامپانین و لایه‌های بالایی تا پالئوسن ادامه دارد (آقنابتی، ۱۳۸۵). سازند گورپی در زاگرس به جهت در بر داشتن مرز کرتاسه- پالئوژن و نیز دارا بودن استعداد سنگ منشأ و پوش سنگ مخازن موجود در سازند سروک دارای اهمیت فراوانی است. همچنین با توجه به اینکه محیط رسوب‌گذاری این سازند دریای باز و عمیق است، این سازند استعداد خوبی جهت مطالعه بایواستراتیگرافی با استفاده از گروه‌های فسیلی پلانکتونیک را دارد. مطالعه دقیق این بایوزون‌ها و تعیین سن نهشته‌ها، امکان تطابق با دیگر نقاط دنیا را فراهم می‌کند. هدف از این پژوهش مطالعه ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند گورپی و کاربرد مورفوتایپ‌های این سازند در بررسی نوسانات عمق دیرینه در حوضه‌ی رسوبی زاگرس، جنوب باختری ایران می‌باشد. از آنجایی که این مطالعات برای اولین بار در منطقه مورد مطالعه صورت می‌گیرد امید است نتایج این پژوهش کلیدی برای سایر پژوهشگران بعدی باشد.

۲- موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه

دو برش چینه‌شناسی از رسوبات سازند گورپی نمونه‌برداری و مورد مطالعه قرار گرفت که تحت عناوین برش چینه‌شناسی جم- عسلویه و برش چینه‌شناسی فراشبند نام‌گذاری گردید. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد (شکل ۱). برش چینه‌شناسی جم- عسلویه واقع در ۳۵ کیلومتری شمال شرقی جم می‌باشد. مسیرهای ارتباطی این منطقه، راه اصلی شیراز- عسلویه (منطقه پارس جنوبی) می‌باشد. مختصات جغرافیایی این برش $26^{\circ} 03' 52''$ طول شرقی و $43^{\circ} 12' 28''$ عرض شمالی می‌باشد. برش چینه‌شناسی فراشبند از رسوبات سازند گورپی که از راه اصلی فیروزآباد - فراشبند، قابل دسترسی می‌باشد این برش چینه‌شناسی در شمال شهرستان فراشبند، واقع گردیده است. مختصات جغرافیایی این برش $15^{\circ} 53' 28''$ عرض شمالی و $52^{\circ} 07' 05''$ طول شرقی می‌باشد.

حوضه‌ی رسوبی می‌باشد (هارت، ۲۰۰۰). سازند گورپی ردیف شیلی است که در جنوب باختری ایران به خوبی توسعه یافته است. معمولاً این سازند به صورت همساز بر روی سازند آهکی ایلام قرار می‌گیرد. در ارتفاعات زاگرس و فارس مرکزی که سازند ایلام به سازند گورپی تغییر رخساره می‌دهد، سازند گورپی از طریق ناهمسازی فرسایشی بعد از سنومانین- تورونین بر روی سازند سروک قرار می‌گیرد. در چنین وضعیتی سن طبقات پایینی سازند گورپی به سانتونین می‌رسد (مطیعی، ۱۳۸۲). در حوضه‌ی رسوبی زاگرس، چهار سازند ایلام، گورپی، تاربور و امیران معرف بخش بالایی کرتاسه در این حوضه می‌باشند. برش نمونه سازند گورپی در تنگ پابده، واقع در شمال شهرستان مسجد سلیمان (میدان نفتی لالی) می‌باشد. از نظر سنگ‌شناسی، برش نمونه این سازند شامل ۳۲۰ متر شیل و مارن می‌باشد (آقنابتی، ۱۳۸۵). در حوضه‌ی رسوبی فارس داخلی، رخساره آهکی سازند تاربور، به طور بین انگشتی جانشین سازند گورپی می‌شود. اگر چه مرز زیرین سازند گورپی با سازند ایلام در زیر تدریجی دانسته شده، ولی سطح هوازده در این مرز می‌تواند نشانگر ناپیوستگی خفیف باشد و با یک زون هوازده حاوی ترکیبات آهن نیز همراه است (مطیعی، ۱۳۸۲). حد بالایی این سازند در برش نمونه، سازند پابده است. این حد در قاعده لایه‌های شیلی ارغوانی رنگ که ماسه‌ای و سیلتی بوده و طبقات ابتدایی سازند پابده را تشکیل می‌دهد، انتخاب می‌شود، این حد تماس در فارس و بعضی از نواحی خوزستان با ناهمسازی فرسایشی همراه است ولی در لرستان ظاهراً همساز است (مطیعی، ۱۳۸۲). سنگ‌های کرتاسه زاگرس رخساره‌ی سنگی یکسانی ندارند و در شرایط رسوبی همسان نهشته نشده‌اند. در حوضه‌ی رسوبی لرستان، توالی کرتاسه، شامل شیل‌های تیره رنگ غنی از مواد آلی پلاژیک است، در حالی که در ناحیه فارس، رخنمون‌های کرتاسه پایین بیانگر کربنات‌های سکویی است و لذا پذیرفته شده است که در ناحیه لرستان، دریای کرتاسه بیشترین ژرفا را داشته و تغییرات رخساره‌ای به کربنات‌های سکویی فارس، نشانگر کاهش ژرفا در آن امتداد است (آقنابتی، ۱۳۸۵). مرز بالایی سازند گورپی با سازندهای مختلف است به گونه‌ای که در جنوب و جنوب باختری حوضه‌ی رسوبی لرستان مرز بالایی سازند گورپی با شیل‌های ارغوانی سازند پابده و با شواهدی از ناپیوستگی فرسایشی است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه

Fig. 1. Geographical location and access ways to the studied sections

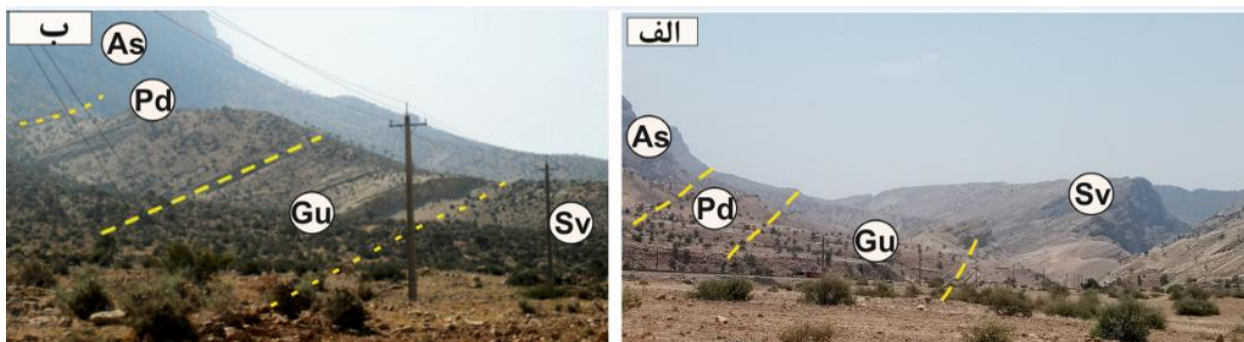
چینه‌شناسی جم- عسلویه نیز از نظر ساختاری در زون زاگرس چین‌خورده و در ناحیه هینترلند بندرعباس واقع شده است (مطیعی، ۱۳۷۲).

۴- روش مطالعه

به منظور مطالعه ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند گورپی در برش‌های چینه‌شناسی جم- عسلویه و فراشبند به ترتیب ۱۳۵ و ۱۱۳ نمونه سنگی با فواصل نمونه‌برداری منظم ۱ تا ۱/۵ متری برداشت گردید. تمام نمونه‌های برداشت شده جهت تهیه برش نازک میکروسکوپی به آزمایشگاه انتقال داده شد و پس از تهیه و آماده‌سازی برش‌های نازک با استفاده از میکروسکوپ نوری نوع Olympus- BH2 مورد مطالعه قرار گرفتند. جهت نام‌گذاری سنگ‌ها (پتروگرافی) از تقسیم‌بندی دانهام (۱۹۶۲) و جهت تفسیر ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی از تقسیم‌بندی فلوگل (۲۰۱۰) استفاده شده است. جهت تعیین عمق دیرینه حوضه رسوب‌گذاری سازند گورپی در برش‌های مورد نظر تعداد ۲۰۰ نمونه فسیل مربوط به ۴۷ نمونه مقطع نازک به صورت تصادفی انتخاب گردید و توسط میکروسکوپ نوری دو چشمی مورد مطالعه قرار گرفتند. در ابتدا نسبت روزن‌بران پلانکتونیک به بنتونیک و سپس عمق دیرینه آن‌ها مشخص گردید.

۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بر اساس تقسیم‌بندی (جیمز و واینند، ۱۹۶۵)، منطقه مورد مطالعه از نظر چینه‌شناسی زاگرس در محدوده فارس داخلی قرار دارد. بر اساس تقسیم‌بندی علوی (علوی، ۲۰۰۷) این منطقه در کمربند چین‌خورده تراستی زاگرس (ZFTB) واقع شده است. سازندهای موجود در منطقه مورد مطالعه به ترتیب زمانی از قدیم به جدید شامل سازندهای سروک، گورپی، پابده و آسماری می‌باشند. در منطقه مورد مطالعه، مرز زیرین سازند گورپی با سازند سروک می‌باشد که این مرز به صورت ناهمسازی فرسایشی بوده و با حفرات انحلالی و افق‌هایی از اکسید آهن مشخص می‌شود (شکل ۲). مرز بالایی سازند گورپی با سازند شیلی پابده می‌باشد که این مرز نیز به صورت ناهمسازی فرسایشی بوده و در آن آثار فراوانی از اکسید آهن مشاهده می‌شود. وجود سازند آهکی سروک نیز در مرز زیرین سازند گورپی در این منطقه قابل مشاهده می‌باشد. در هر دو برش سازند گورپی بر روی سازند سروک قرار گرفته و خود توسط سازند پابده پوشیده شده است (شکل ۲). بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران توسط (فالکون، ۱۹۷۴؛ جیمز و واینند، ۱۹۶۵؛ و اشتوکلین، ۱۹۷۱) برش فراشبند در زاگرس چین‌خورده قرار داشته و از نظر ساختاری، در منطقه فارس داخلی واقع است. برش



شکل ۲. گسترش سازندهای سروک، گورپی، پابده و آسماری در برش‌های مورد مطالعه. الف (برش جم- عسلویه، دید به سمت شمال خاوری) و ب (برش فراشبند، دید به سمت جنوب باختری)

Fig. 2. Spread of Sarvak, Gurpi, Pabdeh and Asmari formations in the studied sections. a: (Jam-Asalouyeh section, looking towards the northeast) and b: (Farashband section, looking towards the south-west)

۵- نتایج و بحث

۵-۱- سنگ‌چینه‌نگاری

بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، مرز زیرین سازند گورپی در هر دو برش مورد مطالعه، سازند سروک می‌باشد که مرز این دو سازند به صورت ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد. وجود حفرات انحطالی فراوان و ندول‌های اکسید آهن در مرز بین سازند سروک و گورپی تأیید کننده مرز ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد. مرز بالایی سازند گورپی، واحد شیل ارغوانی رنگ بخش قاعده‌ای سازند پابده بوده که نیز به صورت ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد. بر خلاف دیگر مناطق زاگرس و به ویژه در حوضه لرستان که در داخل توالی سازند گورپی، سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه فسیل‌دار از جمله بخش لופا (عضو سیمره) و سنگ‌آهک امام حسن دیده می‌شود، در اغلب نواحی فارس سازند گورپی تنوع سنگ‌شناسی زیادی نداشته، همانند برش‌های مورد مطالعه به طور عمده از مارن و شیل‌های خاکستری رنگ تشکیل شده است. ضخامت سازند گورپی در برش جم- عسلویه، ۱۶۶ متر بوده و به لحاظ سنگ‌چینه‌ای، شامل واحدهای سنگی زیر می‌باشد (شکل ۳ الف): لازم به ذکر است نمونه‌های شیلی به دلیل سست بودن ابتدا در چسب‌های مخصوص تهیه مقطع نازک غوطه‌ور شده و پس از سخت و محکم شدن از آن‌ها مقطع نازک تهیه شده است.

(۱) ۴۷ متر، شیل‌های خاکستری رنگ تیره نازک لایه با آثاری از مواد آلی.

(۲) ۴۱ متر شیل‌های خاکستری روشن، متوسط تا نازک لایه.

(۳) ۲۰ متر سنگ‌آهک شیلی کرم‌رنگ، نازک لایه.

(۴) ۳۹ متر شیل‌های خاکستری، نازک لایه.

(۵) ۱۹ متر شیل‌های خاکستری رنگ، نازک تا متوسط لایه.

و همچنین ضخامت این سازند (گورپی) در برش فراشبند، ۱۴۴ متر بوده و از نظر سنگ‌چینه‌ای، شامل واحدهای سنگی زیر می‌باشد (شکل ۳ ب):

(۱) ۳۷ متر، شیل‌های خاکستری رنگ نازک لایه.

(۲) ۴۱ متر شیل‌های خاکستری روشن، متوسط تا نازک لایه.

(۳) ۱۳ متر سنگ‌آهک شیلی کرمی رنگ، نازک لایه.

(۴) ۳۶ متر شیل‌های خاکستری، نازک لایه.

(۵) ۱۶ متر، شیل خاکستری روشن، نازک تا متوسط لایه.

(۶) ۵ متر سنگ‌آهک شیلی کرم رنگ، نازک لایه.

سن سازند گورپی در هر دو برش مورد مطالعه بر اساس محتویات فسیلی کامپانین- ماستریشتین می‌باشد (دالوند و همکاران، ۲۰۱۹).

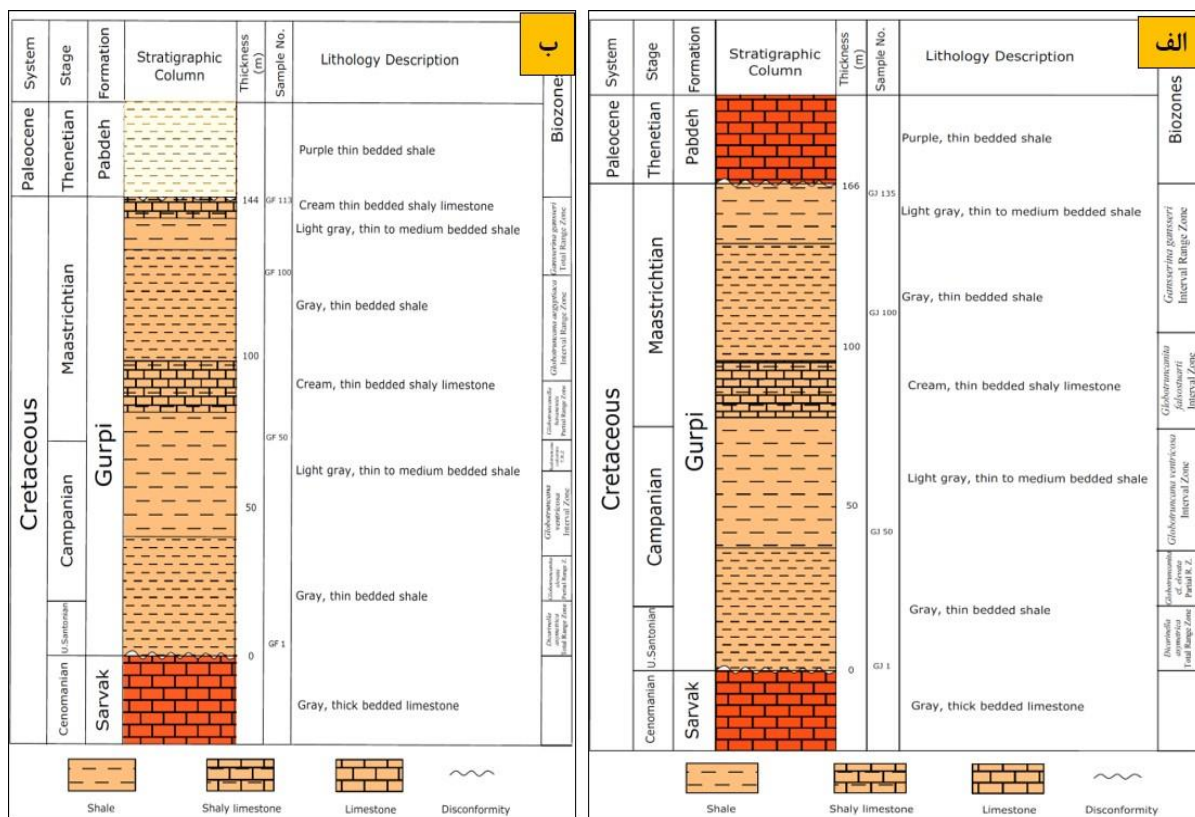
۵-۲- ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند گورپی

در برش‌های مورد مطالعه

یکی از روش‌های دقیق شناسایی محیط رسوبی، مطالعه و بررسی ریزرخساره‌ها در مقاطع نازک میکروسکوپی است. در این رابطه نوع زمینه، اجزا و قطعات کربناته (آلومک و ارتوکم)، غیر کربناته و نحوه قرارگیری و آرایش (بافت و فابریک) دانه‌ها عوامل اصلی شناسایی ریزرخساره‌ها به شمار می‌آیند. با توجه به آنچه در رابطه با سنگ‌شناسی، نوع سیستم رسوبی حاکم و عمق حوضه رسوبی سازند گورپی می‌دانیم، در اینجا با رخصاره‌های کربناته پلاژیک متشکل از عناصر زیستی شناور مواجه هستیم که بر

کمربند رخساره‌ای دریای باز (شلف عمیق) شناسایی شده است که در ادامه توضیح داده خواهد شد.

اساس ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) قابل نام‌گذاری و طبقه‌بندی می‌باشند. در این برش‌ها سه ریزرخساره کربناته و یک رخساره شیلی مربوط به یک



شکل ۳. ستون سنگ‌چینه‌ای برش‌های مورد مطالعه. الف (برش جم - عسلویه) و ب (برش فراشبند)؛ سن سازند گورپی در هر دو برش مورد مطالعه بر اساس محتویات فسیلی کامپانین - ماستریختین می‌باشد (دالوند و همکاران، ۲۰۱۹).

Fig. 3. The stratigraphic column of the studied sections. a (Section of Jam-Asalouyeh) and b (Section of Farashband). The age of Gurpi Formation in both sections studied is based on Campanian-Maastrichtian fossil contents (Dalvand et al., 2019).

رخساره ندول‌های هوازده پیریت به وفور دیده می‌شود و یکی از دلایل تشکیل این رخساره‌ها در مناطق عمیق یک شلف کربناته وجود شیل‌های خاکستری تیره غنی از پیریت می‌باشد که در تناوب با کربنات‌های حاوی روزنداران پلانکتون می‌باشد (بایت‌گل و همکاران، ۲۰۲۲؛ ۲۰۲۳).

ریزرخساره‌های کربناته

ریزرخساره بایوکلیست مادستون^۱؛ این ریزرخساره بیش از ۹۰ درصد گل‌آهکی (میکریت)، و حداکثر ۱۰ درصد روزنداران پلانکتونیک تشکیل شده است که در رخنمون صحرایی به صورت سنگ‌آهک‌های خاکستری تا کرم رنگ با لایه‌بندی نازک تا متوسط لایه دیده می‌شود. این

کمربند رخساره‌ای مربوط به دریای باز

این کمربند رخساره‌ای در هر دو برش جم - عسلویه و برش فراشبند دارای سه ریزرخساره کربناته و یک رخساره شیلی می‌باشد. ریزرخساره‌های شناسایی شده معادل با رخساره شماره ۳ از رخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) بوده و مربوط به کمربند رخساره‌ای شلف عمیق^۱ می‌باشند (شکل‌های ۴ و ۵).

رخساره شیلی: این رخساره در مطالعات صحرایی در هر دو برش مورد مطالعه در تناوب با رخساره‌های کربناته می‌باشد به گونه‌ای که در کل توالی مورد مطالعه به صورت تناوب‌های کوچک مقیاس دیده می‌شود. این رخساره با رنگ خاکستری کمی تیره در ضخامت‌های ۱۰ سانتی‌متری تا حداکثر ۱/۵ متری دیده می‌شود. در این

¹ Deep shelf

² Bioclast Mudstone

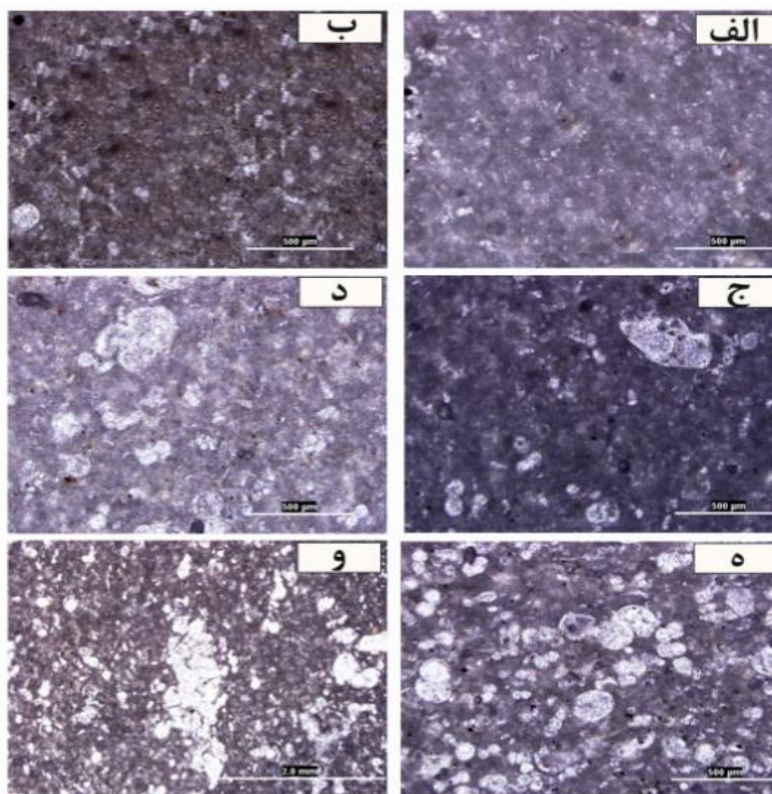
فرامینیفرهای پلانکتونیک به صورت اندک و شناور در یک زمینه گلی، بیانگر ته‌نشست این ریزرخساره در یک محیط آرام و به دور از هرگونه آشفتگی محیطی بوده به گونه‌ای که این ریزرخساره در یک محیط کم انرژی و کم اکسیژن دریای باز و پایین‌تر از سطح اثر امواج توفانی رسوب‌گذاری نموده است (فلوگل، ۲۰۱۰؛ غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ شرفی و همکاران، ۲۰۲۳).

ریزرخساره، شامل مقادیر اندکی روزنداران پلانکتونیک می‌باشد و به طور کلی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی موجود در آن کمتر از ۱۰ درصد می‌باشد. این ریزرخساره نسبت به دو ریزرخساره دیگر موجود در این سازند، از فراوانی کمتری برخوردار بوده و به صورت پراکنده در برخی از افق‌های توالی سازند گورپی مشاهده می‌شود. گل پشتیبیان بودن این ریزرخساره، به همراه حضور



شکل ۴. نمایی از رخساره شیلی تشکیل شده در سازند گورپی که در تناوب با رخساره‌های کربناته می‌باشد.

Fig. 4. A view of the shale facies formed in the Gurpi Formation, which alternates with the carbonate facies.



شکل ۵. الف: ریزرخساره مادستون بایوکلستی (برش فراشبند). ب: ریزرخساره مادستون بایوکلستی (برش جم - عسلویه). ج: ریزرخساره وکستون بایوکلستی (برش فراشبند). د: ریزرخساره وکستون بایوکلستی (برش جم - عسلویه). ه: ریزرخساره پکستون بایوکلستی (برش فراشبند). و: ریزرخساره پکستون بایوکلستی (برش جم - عسلویه).

Fig. 5. a: Bioclast mudstone microfacies (section of Farashband). b: Bioclast mudstone microfacies (Jam - Asalouyeh section). c: Bioclastic wackestone microfacies (Farashband section). d: Bioclastic wackestone microfacies (Jem - Asalouyeh section). e: Bioclastic packstone microfacies (Farashband section). And f: Bioclastic packstone microfacies (Jam - Asalouyeh section).

رخساره‌های این محیط دارای ویژگی‌های وابسته به کمربند رخساره‌ای شلف ژرف^۳ هستند و رخساره‌های همسانی در این کمربند نهشته می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). وجود الیگوستژینید در میان لایه‌های شیلی و مارنی نشانه‌ی محیط شلف ژرف می‌باشد. الگوی توزیع ریزرخساره‌ها در طول ضخامت سازند در شکل ۶ نشان داده شده است.

۵-۳- مدل رسوبی سازند گورپی در برش‌های مورد

مطالعه

بررسی دقیق مقاطع نازک رسوبی سازند گورپی در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که رخساره غالب این توالی‌های رسوبی کربنات‌های پلاژیکی هستند که عموماً متشکل از عناصر زیستی شناور بوده و بر اساس ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) قابل نام‌گذاری و طبقه‌بندی هستند. ریزرخساره‌های شناسایی شده در هر دو برش مورد مطالعه شاخص محیط عمیق دریای باز بوده و تفاوت بافتی آن‌ها عموماً به دلیل تغییرات سطح آب دریا می‌باشد. در رخساره‌های شناسایی شده از مادستون به سمت پکستون به تدریج شرایط احیایی و فاقد اکسیژن ناشی از احیای سولفات در محیط‌های دریایی به سمت محیط‌های با اکسیژن بیشتر تعدیل می‌گردد (رازین و همکاران، ۲۰۱۰؛ دی‌کیسر و کندال، ۲۰۱۴). بنابراین در این بین می‌توان ریزرخساره‌ی مادستونی را عمیق‌ترین رخساره و ریزرخساره پکستونی را کم‌عمق‌ترین رخساره موجود دانست (شکل ۷). نبود شواهد رسوبی از جمله کلسی‌توربیدایت‌ها، رسوبات لغزشی و ریزشی، رخساره‌های ریفی، رخساره‌های آنکوییدی و پیژویدی مشخصه شلف لبه‌دار بیانگر رسوب‌گذاری سازند گورپی در بخش عمیق حوضه می‌باشد. در حوضه‌های رسوبی ژرف همواره رسوبات دانه ریز پر از مواد آلی مانند شیل، مارن و رس‌های آهکی نهشته می‌شوند که دارای موجودات دریای باز از جمله روزنداران پلانکتونیک و بنتیک می‌باشند (لسکی، ۱۹۸۷؛ ون‌بوچم و همکاران، ۱۹۹۶؛ رازین و همکاران، ۲۰۱۰؛ دی‌کیسر و کندال، ۲۰۱۴).

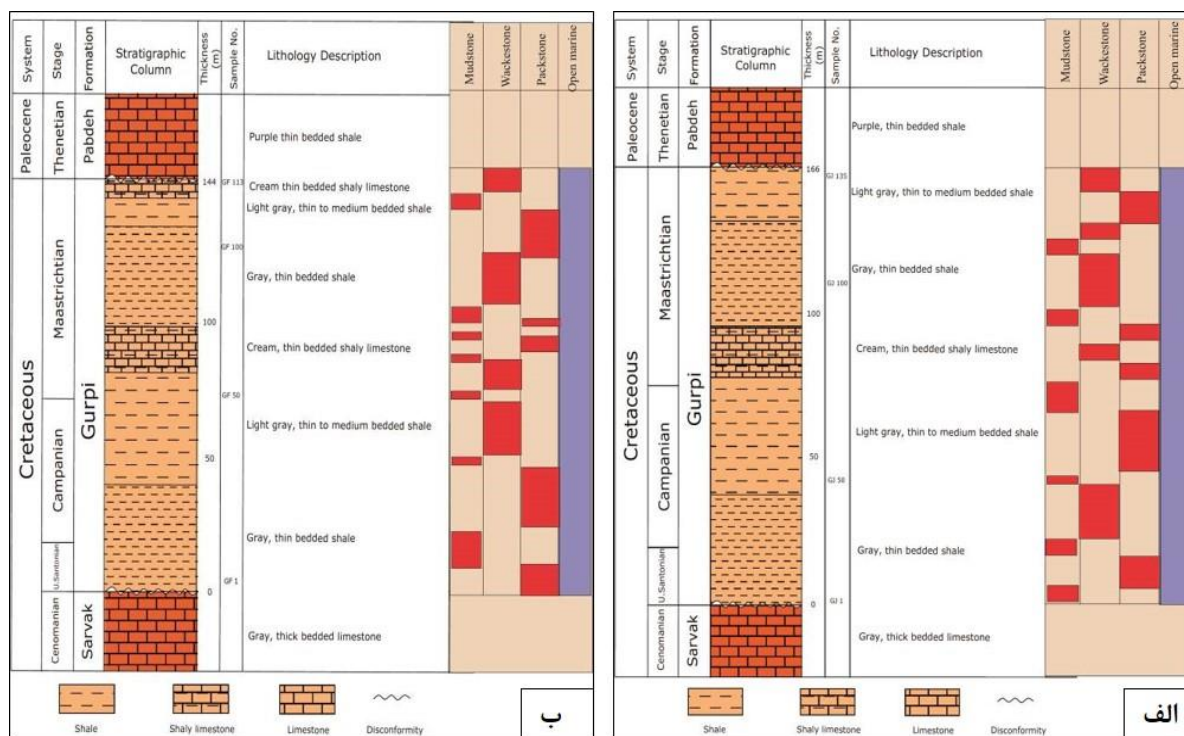
ریزرخساره پلانکتونیک فرامینیفر و کستون^۱: این ریزرخساره از ۶۵ تا ۷۵ درصد گل‌آهکی و خرده‌های بسیار ریز بایوکلست (کلسی‌سیلتایت)، و دارای ۲۵ تا ۳۵ درصد روزنداران پلانکتونیک با درصد غالب *Globotruncana* و *Oligosteginid* تشکیل شده است. این ریزرخساره در رخنمون صحرایی به صورت سنگ‌آهک‌های خاکستری تا کرم رنگ با لایه‌بندی متوسط دیده می‌شود اجزای اصلی این ریزرخساره را فرامینیفرهای پلانکتونیک تشکیل می‌دهند که در یک زمینه گلی (گل‌پشتیبان) قرار گرفته‌اند. به طور کلی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی بین ۱۰ تا ۳۰ درصد از این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. درصد نسبتاً بالایی از روزنداران پلانکتونیک در یک زمینه گل‌پشتیبان، بیانگر ته‌نشست این ریزرخساره، در یک دریای ژرف با انرژی کم می‌باشد (ژل، ۲۰۰۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ شرفی و همکاران، ۲۰۲۳). این ریزرخساره شامل لایه‌های نازک تا متوسط شیل و مارن می‌باشند.

ریزرخساره پلانکتونیک فرامینیفر پکستون^۲: این ریزرخساره از ۵۵ تا ۶۵ درصد گل‌آهکی و خرده‌های بسیار ریز بایوکلست (کلسی‌سیلتایت)، و بین ۳۵ تا ۴۵ درصد روزنداران پلانکتونیک با درصد غالب گلوبوترونکانا (*Globotruncana bulloides*) و الیگوستژینید تشکیل شده است. این ریزرخساره در رخنمون صحرایی به صورت سنگ‌آهک‌های خاکستری تا کرم رنگ با لایه‌بندی نازک تا متوسط لایه دیده می‌شود این ریز رخساره، به صورت دانه پشتیبان بوده که فرامینیفرهای پلانکتونیک، از اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره می‌باشند حضور فرامینیفرهای پلانکتونیک با فراوانی و تنوع بالا در یک زمینه میکرایتی و نبود فونای مربوط به محیط کم عمق، بیانگر ته‌نشست این ریز رخساره در یک دریای ژرف با انرژی کم می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ قبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ شرفی و همکاران، ۲۰۲۳). موجودات دریای آزاد نظیر روزنداران پلانکتونیک (الیگوستژینید، گلوبوترونکانا) تقریباً در هر سه ریزرخساره دیده می‌شوند و در لایه‌های نازک تا متوسط شیل و مارن ظاهر شده‌اند و ته‌نشینی این رسوبات در حوضه عمیق را نشان می‌دهند.

³ Deep shelf

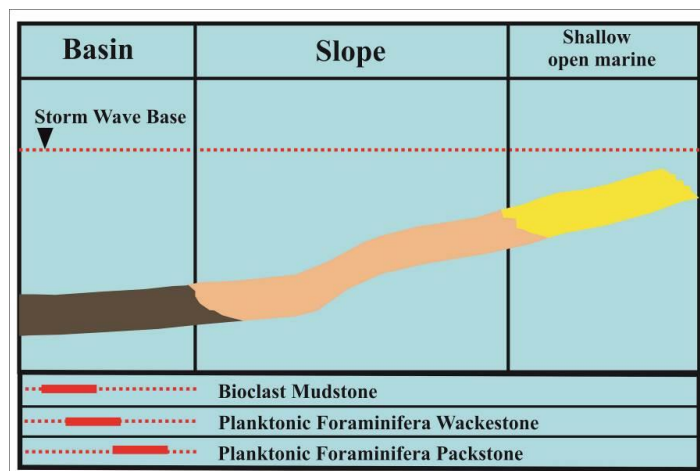
¹ Planktonic Foraminifera Wackestone

² Planktonic Foraminifera Packstone



شکل ۶. الگوی توزیع ریزرخساره‌ها در طول ستون سنگ‌چینه‌ای سازند گورپی؛ الف: (برش جم - عسلویه) و ب: (برش فراشبند) لازم به ذکر است نمونه‌های شیلی به دلیل سست بودن ابتدا در چسب‌های مخصوص تهیه مقطع نازک غوطه‌ور شده و پس از سخت و محکم شدن از آن‌ها مقطع نازک تهیه شد.

Fig. 6. Distribution pattern of microfacies along the stratigraphic column of Gurpi Formation. a (Jam-Asalouye section) and b (Farashband section), it should be mentioned that the samples of shahe, due to their looseness, were first immersed in special adhesives for preparing thin sections, and after they hardened and, the sections and thin section prepared.



شکل ۷. مدل رسوبی ارائه شده برای سازند گورپی در برش‌های مورد مطالعه. در هر دو برش مورد مطالعه رخساره‌های دریای باز عمیق گسترش پیدا کرده است.

Fig. 7. Sedimentary model presented for Gurpi Formation in the studied sections. In both sections under study, deep open sea facies has spread.

فرامینیفرا مادستون، محیط رسوبی سازند گورپی را در فروافتادگی دزفول و پهنه ایذه به بخش‌های میانی، خارجی و دریای باز یک شلف ژرف نسبت داده‌اند. ابراری و همکاران (۱۳۹۰)، بر اساس مطالعه روزن‌داران پلانکتونیک سازند گورپی در جنوب باختر فیروزآباد، محیط رسوبی نهشته‌های این سازند را دریای عمیق تعیین

زارعی و قاسمی‌نژاد (۲۰۱۴)، بر اساس ریزرخساره‌ها و پالینوفاسیس‌ها، محیط رسوبی سازند گورپی در تاق‌دیس اناران و کبیرکوه را در زون رسوبی لرستان بخش عمیق حوضه پیشنهاد می‌کنند. حسینی‌برزی و همکاران (۲۰۱۸)، با معرفی سه ریزرخساره پلانکتونیک فرامینیفرا پکستون، پلانکتونیک فرامینیفرا و کستون و پلانکتونیک

و بیلی، ۱۹۹۹؛ هارت و هاینس، ۲۰۱۳) اشاره نمود. (هارت و همکاران، ۲۰۱۵) بر روی پالئوآکولوژی فرامینیفرهای کرتاسه حوضه‌ی اقیانوس اطلس و خلیج مکزیک، مطالعه نموده است. چکیده‌ی این تحقیقات بیانگر این است که فرم‌های گلبولی شکل در مناطق کم‌عمق‌تر و فرم‌های دارای زوار^۱ در مناطق عمیق‌تر، زندگی می‌کنند. نسبت فرامینیفرهای کفزی به فرامینیفرهای پلانکتون بیانگر عمق حوضه‌ی رسوبی می‌باشد (هارت، ۲۰۰۰). در تحقیقی دیگر (هارت، ۲۰۰۰) برای اولین بار بر روی رابطه‌ی بین تکامل ظاهری فرامینیفرهای پلانکتون با عمق دریا بحث کرد. در ادامه‌ی این بحث محققین دیگر مثل (کارون و هومه‌وود، ۱۹۸۳؛ کارون، ۱۹۸۵؛ هارت، ۱۹۹۹) با انتشار مطالعات خود وجود یک رابطه بین تکامل ظاهری و عمق دریا را تأیید کردند. (هارت، ۱۹۹۹) معتقد است که تکامل صدف فرامینیفرهای پلانکتون در اواخر کرتاسه، به دلیل افزایش عمق دریاها در سطح جهانی بوده است. در واقع این محققین معتقدند که با افزایش سطح آب دریاها در زمان کرتاسه بالایی، فرامینیفرهای پلانکتون نیز به سمت پیچیده‌تر شدن شکل صدف و تغییر از سمت اشکال گلبولی به سمت اشکال زواردار رفته‌اند. (کارون و هومه‌وود، ۱۹۸۳) بر این باورند که بین مدت زمان چرخه‌ی زندگی یک فرامینیفر و شکل صدف آن یک ارتباط برقرار است. فرامینیفرهایی با چرخه‌ی زندگی طولانی‌تر به اعماق بیشتر مهاجرت می‌کنند تا در عمقی قرار گیرند که چگالی آب برای ادامه‌ی زندگی آن‌ها مناسب‌تر است. در همین راستا این فرامینیفرها پوسته‌ی پیچیده‌تری ایجاد می‌کنند و از شکل گلبولی خارج می‌شوند. تحقیقات انجام شده بر روی فرامینیفرهای پلانکتونیک نشان می‌دهد که هر یک از این جانوران با اعماق بخصوصی از ستون آب سازگاری دارند. اولین گروه فرامینیفرهای شناور که در ژوراسیک میانی ظاهر شدند دارای اشکال ساده‌ای بودند و در آب‌های گرم و کم عمق زندگی کرده‌اند (برگر و همکاران، ۱۹۸۸). مطالعه این گروه فسیلی نشان داد که تفاوت اصلی بین آن‌ها، مربوط به سطح نافی می‌شود (برگر و همکاران، ۱۹۸۸). سپس *Rotalipora, Heterohelix* ظاهر شدند که مربوط به آب‌های با عمق کم تا متوسط هستند. در انتهای ژوراسیک

نمودند. بیرانوند و قاسمی‌نژاد (۱۳۹۲)، بر اساس تلفیق رخساره‌های رسوبی، اثر رخساره‌ها، نمودار گاما و رخساره‌های پالینولوژیکی سازند گورپی در شمال خاور زون ایذه، محیط رسوبی آن را یک سیستم رسوبی کربناته کم انرژی، آرام کم اکسیژن تا بی‌اکسیژنی در قسمت نسبتاً عمیق دریای باز تعیین نمودند. دارابی و همکاران (۲۰۱۷)، بر اساس نسبت فرامینیفرهای پلانکتونیک به فرامینیفرهای بنتیک، عمق دیرینه سازند گورپی در تاق‌دیس سلطان، حوضه رسوبی لرستان را بین ۴۵۰ تا ۶۰۰ متر پیشنهاد داده‌اند. عظام‌پناه و همکاران (۱۳۹۹)، سه ریزرخساره بایوکلیست مادستون، پلانکتونیک فرامینیفر و کستون و پلانکتونیک فرامینیفر پکستون را در سازند گورپی، برش چینه‌شناسی مورگه (زون فارس) شناسایی کردند و این ریزرخساره‌ها را به بخش عمیق حوضه نسبت داده‌اند.

۵-۴- بحث

بررسی عمق دیرینه حوضه رسوبی و حتی تعیین تغییرات عمق دیرینه، می‌تواند کاربردهای زیادی برای بررسی محیط رسوبی و همچنین بررسی عواملی که به میزان عمق آب بستگی دارند. تغییرات عمق دیرینه، دید کلی از روند پیشروی و پسروی حوضه‌ی رسوبی در زمان تهنشینی لایه‌های رسوبی به وجود می‌آورد که در مطالعات سنگ چینه‌شناسی و زیست چینه‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. عواملی نظیر ذخایر غذایی، جریان‌های سطحی آب، شوری، اکسیژن، نفوذ نور، چگالی و چرخه‌ی آب شرایط زیستی روزندان را تحت تأثیر قرار می‌دهد و یکی از مهم‌ترین عوامل دخیل در این امر، عمق آب است (هارت و همکاران، ۲۰۱۵). فرامینیفرهای دوره ژوراسیک و کرتاسه بر اساس عمق زیستگاهشان به دو گروه تقسیم می‌شوند: گروه اول اشکال دارای خار، که در نزدیکی سطح آب زندگی می‌کنند و گروه دوم اشکال بدون خار، که در مناطقی با عمق بیشتر زندگی می‌کنند که با افزایش عمق نسبت فرامینیفرهای پلانکتون به کفزی نیز افزایش می‌یابد (مارای و همکاران، ۲۰۱۱). در محدوده‌ی زمانی مربوط به کرتاسه، افراد مختلفی مطالعاتی بر روی انواع مورفوتایپ‌ها انجام داده‌اند. از این میان می‌توان به تحقیقات (کارون و هومه‌وود، ۱۹۸۳؛ هارت، ۱۹۹۹؛ هارت

¹ keel

و ابتدای کرتاسه اولین فرم‌های کارن‌دار ظاهر شدند که مربوط به آب‌های با عمق زیاد هستند. بر اساس خصوصیات مورفولوژیکی، تاکسونومی و عمق سه گروه مورفوتایپ از روزن‌بران شناور قابل شناسایی است (مارتینز، ۱۹۸۹؛ آبراموویچ و همکاران، ۲۰۰۳) که عبارتند از: ۱- فرم‌های مربوط به آب‌های کم عمق (بین صفر تا ۵۰ متر)، نمونه‌های مربوط به این عمق دارای صدف مستقیم هستند، مثل *Heterohelix* و فرم‌های بنتونیک مثل *Lenticulina* است (باندلی و آرنار، ۱۹۶۰؛ بوئرسوما و پرمولی سیلوا، ۱۹۸۳؛ مارتینز، ۱۹۸۹؛ آبراموویچ و همکاران، ۲۰۰۳؛ گالالا و همکاران، ۲۰۱۰). کاهش در عمق معمولاً با افزایش دما، شوری و اکسیژن همراه است. ۲- فرم‌های مربوط به آب‌های با عمق متوسط (بین ۵۰ تا ۱۰۰ متر)، نمونه‌های مربوط به این عمق صدف تروکوسپیرال با حجرات فشرده و کارن‌های ابتدایی هستند، مانند *Praeglobotruncana*. ۳- فرم‌های مربوط به آب‌های عمیق (پایین‌تر از ۱۰۰ متر)، نمونه‌های مربوط به این عمق، دارای صدف تروکوسپیرال با حجره‌های فشرده و کارن هستند، مانند *Globotruncana*. فراوانی این فرم‌ها نشان‌دهنده محیط عمیق آب است (باندلی و آرنار، ۱۹۶۰؛ آبراموویچ و همکاران، ۲۰۰۳؛ گالالا و همکاران، ۲۰۱۰؛ فیلکوم و همکاران، ۲۰۱۱). افزایش عمق آب، با کاهش شوری، دما و اکسیژن همراه است. بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط (دالوند و همکاران، ۲۰۱۹)، در هر دو برش مورد مطالعه، سن سازند گوری اواخر سانتونین تا اواخر مائستریشتین تعیین گردیده است. با توجه به فراوانی فرامینیفرهای پلانکتون در این سازند استفاده از مورفوتایپ‌های فرامینیفرهای پلانکتونیک، جهت تعیین تغییرات عمق دیرینه حوضه‌ی رسوبی آن در برش‌های مورد مطالعه روشی مناسب است (دالوند و همکاران، ۲۰۱۹). به همین منظور انواع مورفوتایپ‌ها در نمونه‌های برداشت شده شمارش شد و نسبت بین مورفوتایپ‌های ۱ و ۲ (مربوط به مناطق کم عمق‌تر) و مورفوتایپ ۳ (مربوط به مناطق عمیق‌تر) به شکل یک درصد مشخص گردید. این درصد از طریق رابطه‌ی (وندرز وان، ۱۹۹۰) طبق فرمول زیر به دست آمده است.

با توجه به رابطه بالا، D (عمق دیرینه)، e (عدد نپر و برابر با $2/7$)، $P\%$ (درصد فرامینیفرهای پلانکتون)، P (تعداد فرامینیفرهای پلانکتونیک) و B تعداد فرامینیفرهای بنتونیک است. درصد مورفوتایپ ۳ به عنوان شاخص عمق دیرینه در نظر گرفته شده است. در جدول ۱ درصد مورفوتایپ ۳ به همراه تعداد فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک و عمق دیرینه نهشته‌های سازند گوری، در برش‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. شایان ذکر است از بین تمام نمونه‌های مورد مطالعه تعداد ۴۷ نمونه جهت مطالعات سیستماتیک انتخاب شده است. مابقی نمونه‌ها یا فاقد روزنداران پلانکتونیک بوده (نظیر رخساره‌های مادستونی) و یا اینکه درصد روزنداران آن بسیار کم بوده و لذا ۴۷ نمونه انتخاب شده که دارای بیشترین تنوع جنس و گونه می‌باشند. تصاویر برخی از این روزنداران در شکل ۴ - الف نشان داده شده است.

مورفوتایپ‌های برش چینه‌شناسی فراشبند

در برش چینه‌شناسی فراشبند سه مورفوتایپ شناسایی شده است که شامل:

مورفوتایپ ۱ شامل جنس *Heterohelix* sp

مورفوتایپ ۲ شامل جنس *Rugoglobigerina* sp

مورفوتایپ ۳ شامل گونه‌های *Dicarinella asymetrica*, *Dicarinella concavata*, *Globotruncana lapparenti*, *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*. می‌باشند.

در برش فراشبند، رسوب‌گذاری از سانتونین پسین و با

مورفوتایپ‌های ۳ شروع می‌شود (گونه‌های *Dicarinella asymetrica*, *Dicarinella concavata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana lapparenti*, *Contusotruncana fornicata*, در *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*

ادامه در کامپانین پیشین، درصد مورفوتایپ‌های ۳ کاسته

می‌شود و گونه‌های مورفوتایپ ۱ (*Heterohelix* sp.) و ۲

(*Rugoglobigerina* sp.) دیده می‌شوند که نشانگر کاهش

عمق می‌باشند. به سمت کامپانین میانی، مجدداً گونه‌های

مورفوتایپ ۳، به درصد زیاد رویت می‌شوند که نشانگر

افزایش مجدد عمق هستند (گونه‌های *Globotruncana*

ventricosa, *Globotruncanita elevata*,

Globotruncana hilli, *Globotruncana bulloides*,

Globotruncana arca, *Contusotruncana* sp.,

Globotruncana sp. پس از آن، هرچه به کامپانین پسین

نزدیک شویم، مورفوتایپ‌های ۳ کاهش می‌یابند (به صورت

$$P\% = (P/P+B) \times 100$$

$$D = e (3.58718 + (0.03534 \times P\%))$$

اندک، گونه‌های *Globotruncana bulloides*، *Rugoglobigerina rugosa* و *Heterohelix sp.* (افزوده شده و عمق حوضه کاسته می‌شود.) (نظیر *Globotruncana sp.*) و گونه‌های مورفوتایپ ۱ و ۲

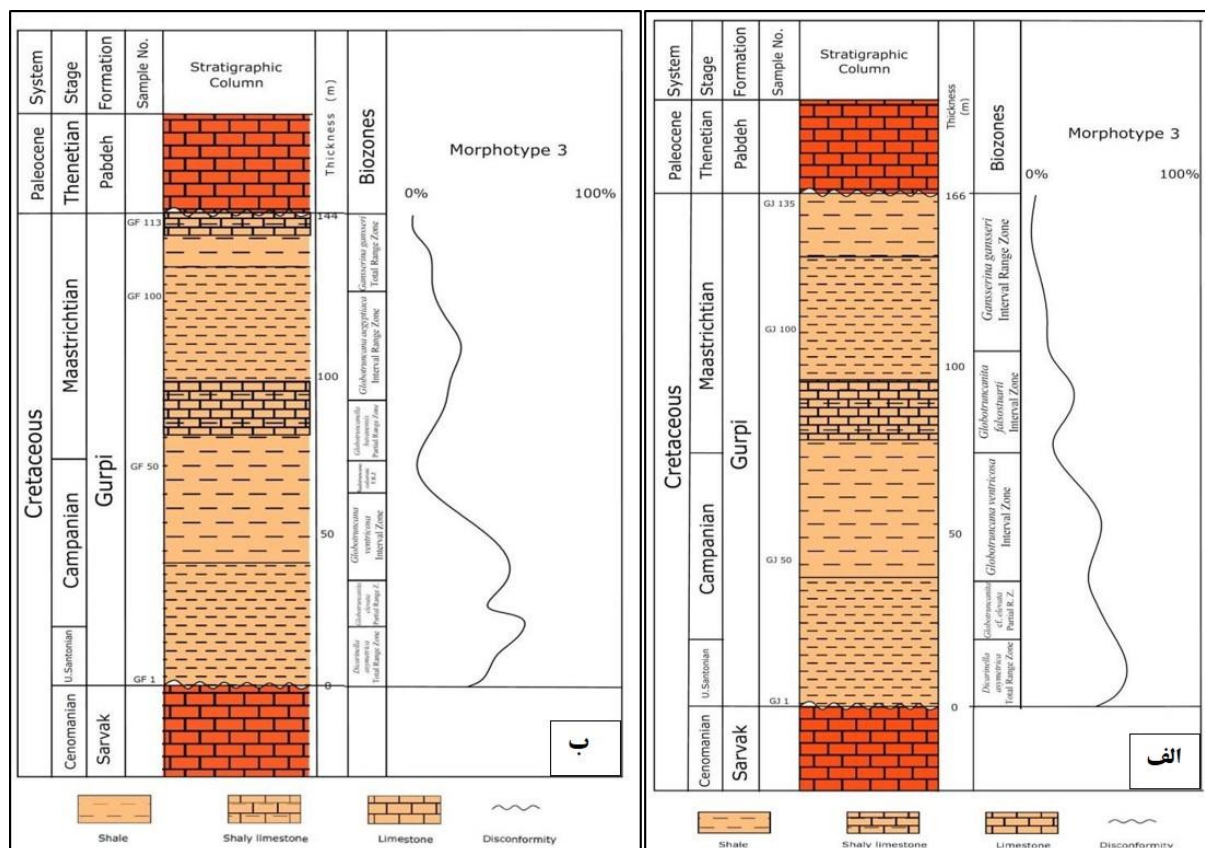
جدول ۱. تعداد کل فرامینیفرها (N.Foraminifera)، درصد مورفوتایپ ۳ (P.Morphotype 3)، تعداد فرامینیفرهای پلانکتونیک (N.Planktonic)، تعداد فرامینیفرهای بنتیک (N.Benthic) و عمق دیرینه (Paleodepth) سازند گورپی در برش‌های مورد مطالعه. شمارش نمونه‌ها بر اساس مطالعه مقاطع نازک می‌باشد.

Table 1. Total number of foraminifera (N.Foraminifera), percentage of morphotype 3 (P.Morphotype 3), number of planktonic foraminifera (N.Planktonic), number of benthic foraminifera (N.Benthic) and paleodepth (Paleodepth) of Gurpi Formation in studied sections. The number of samples is based on the study of thin articles.

Sample No	N. Foraminifera	P.Morphotype 3	N.Planktonic	N.Benthic	P.Planktonic	Paleodepth (m)
GU-1	200	70	153	47	76.5	539
GU-2	200	70	152	48	76	528
GU-3	200	67	152	48	76	528
GU-4	200	70	154	46	77	544
GU-5	200	71	153	47	76.5	539
GU-6	200	71	154	46	77	544
GU-7	200	72	156	44	78	566
GU-8	200	73	157	43	78.5	578
GU-9	200	73	157	43	78.5	578
GU-10	200	72	155	45	77.5	555
GU-11	200	68	151	49	75.5	518
GU-12	200	68	152	48	76	528
GU-13	200	69	152	48	76	528
GU-14	200	69	153	47	76.5	539
GU-15	200	67	154	46	77	544
GU-16	200	66	155	45	77.5	555
GU-17	200	53	143	57	71.5	459
GU-18	200	55	144	56	72	464
GU-19	200	56	145	55	72.5	459
GU-20	200	57	144	56	72	482
GU-21	200	56	147	53	73.5	492
GU-22	200	73	153	47	76.5	539
GU-23	200	71	154	44	78	566
GU-24	200	70	153	47	76.5	539
GU-25	200	70	153	47	76.5	539
GU-26	200	67	154	46	77	544
GU-27	200	66	155	45	77.5	555
GU-28	200	71	156	44	78	566
GU-29	200	71	156	44	78	566
GU-30	200	71	156	44	78	566
GU-31	200	66	155	45	77.5	555
GU-32	200	66	155	45	77.5	555
GU-33	200	70	157	43	78.5	578
GU-34	200	68	156	44	78	566
GU-35	200	67	156	44	78	566
GU-36	200	74	159	41	79.5	595
GU-37	200	75	160	40	80	607
GU-38	200	75	160	40	80	544
GU-39	200	67	154	46	77	450
GU-40	200	65	156	44	78	566
GU-41	200	67	156	44	78	566
GU-42	200	70	157	43	78.5	578
GU-43	200	71	156	44	78	566
GU-44	200	73	154	46	77	544
GU-45	200	55	148	52	74	502
GU-46	200	57	149	51	74.5	507
GU-47	200	58	150	50	75	507

گونه‌های *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana sp.*, *Contusotruncana sp.* در نهایت افزایش درصد مورفوتایپ‌های ۱ و ۲ نظیر *Rugoglobigerina rugosa* و *Heterohelix sp.* دیده می‌شود که مجدداً نشانگر کاهش عمق حوضه رسوبی می‌باشند.

از ابتدای ماستریشین پیشین به سمت انتهای این اشکوب، درصد مورفوتایپ‌های ۳ افزایش یافته (گونه‌های *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana sp.*) و مورفوتایپ‌های ۱ و ۲ جز در قاعده، کمتر دیده می‌شوند. از ابتدای ماستریشین پسین به سمت انتهای آن، روندی کاهشی در مورفوتایپ‌های ۳ دیده می‌شود، به طوری که در ابتدا



شکل ۸. بررسی نوسانات تغییرات عمق حوضه رسوبی در سازند گورپی؛ الف: (برش جم - عسلویه) و ب (برش فراشبند)

Fig. 8. Investigation of fluctuations in the depth of the sedimentary basin in Gurpi Formation. a: (jam - Asalouyeh section) and b: (Farashband section)

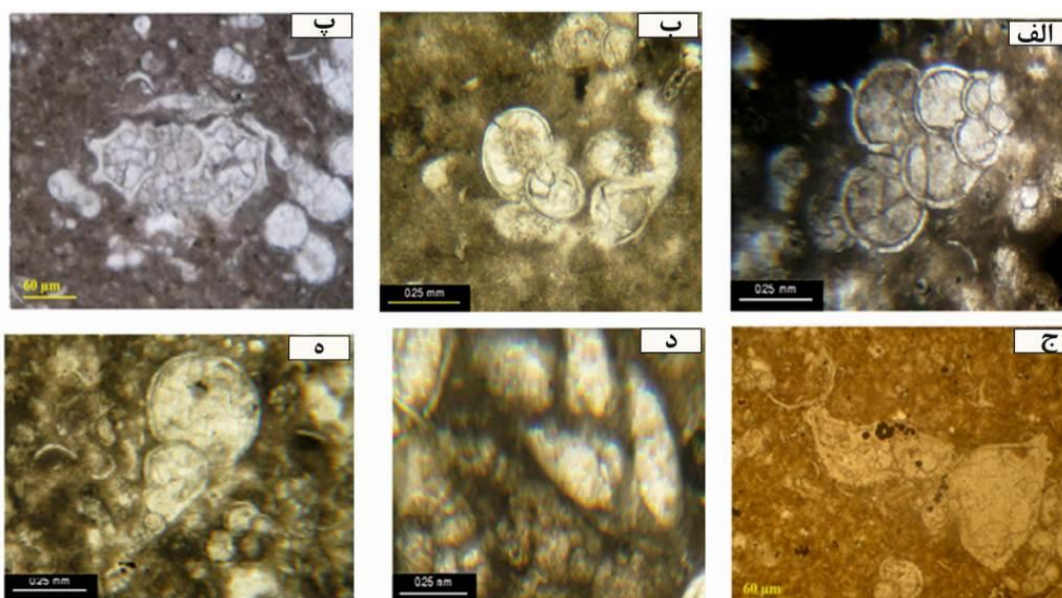
مورفوتایپ‌های *Globotruncana bulloides* بیانگر عمق زیاد می‌باشد. در ابتدای کامپانین پیشین، مشابه با برش‌های قبلی درصد مورفوتایپ ۳ کم است و گونه‌های مورفوتایپ ۱ و ۲ مانند *Rugoglobigerina rugosa*, *Hedbergella sp.*, *Heterohelix sp.* دیده می‌شوند اما هرچه به سمت انتهای کامپانین میانی پیش برویم، بر درصد مورفوتایپ‌های ۳ (مانند گونه‌های *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana hilli*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana arca*, *Contusotruncana sp.*, *Globotruncana sp.*) افزوده می‌شود. در ادامه و به سمت کامپانین پسین، مورفوتایپ‌های ۱ و ۲

مورفوتایپ‌های برش چینه‌شناسی جم-عسلویه در برش چینه‌شناسی جم-عسلویه سه مورفوتایپ شناسایی شده است که شامل:

مورفوتایپ ۱ شامل جنس *Heterohelix sp.*
 مورفوتایپ ۲ شامل جنس *Rugoglobigerina sp.*
 مورفوتایپ ۳ شامل گونه‌های *Dicarinella asymetrica*, *Globotruncana bulloides* می‌باشند.
 در این برش، بخش قاعده‌ای سازند گورپی، به سن سانتونین پسین، با دارا بودن گونه‌های مورفوتایپ ۳ (*Dicarinella asymetrica*, *Dicarinella sp.*)

برش‌های مورد نظر در سازند گورپی نشان داد که این سازند دارای عمق بین ۴۵۰ تا ۶۰۲ متر بوده و مربوط به محیط باتیال بالایی تا میانی می‌باشد. بر اساس مطالعه انواع مورفوتایپ‌های روزن‌بران پلانکتونیک و نسبت روزن‌بران پلانکتونیک به بنتیک در هر دو برش مورد مطالعه می‌توان گفت که حوضه در زمان سانتونین تا مائیسرتیشتین دارای یک سیر پسرونده بوده که بیشترین عمق حوضه مربوط به زمان کامپانین پسین-میانی و مائیسرتیشتین پسین بوده و کمترین عمق حوضه رسوبی مربوط به زمان سانتونین تا کامپانین پسین می‌باشد (شکل ۸). تصاویر این مورفوتایپ‌ها در شکل ۹ ارائه شده است.

نظیر *Rugoglobigerina rugosa Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp. افزوده شده که بیانگر کاهش عمق حوضه رسوبی می‌باشند. شروع ماسترتیشتین پیشین با درصد کم گونه‌های مورفوتایپ‌های ۳ و نیز حضور تیپ ۱ و ۲ مشخص است، اما در ادامه با درصد مورفوتایپ‌های ۳، افزایش می‌یابد که بیانگر افزایش عمق حوضه رسوبی است (گونه‌های *Globotruncana arca* *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncana bulloides* انتهای ماسترتیشتین، درصد مورفوتایپ‌های ۳ کاهش می‌یابد و مجدداً شاهد حضور و افزایش مورفوتایپ‌های ۱ مانند *Heterohelix globolusa*, *Heterohelix pulchra* هستیم که مبین کاهش عمق حوضه رسوبی هستند. پراکندگی عمقی روزن‌بران پلانکتونیک و بنتونیک برای



شکل ۹. تصاویر مورفوتایپ‌های برش‌های مورد مطالعه. الف: *Heterohelix globolusa* (مورفوتایپ ۱). ب: *Rugoglobigerina rugosa* (مورفوتایپ ۲). ج: *Dicarinella asymetrica* (مورفوتایپ ۳). د: *Heterohelix punctulata* (مورفوتایپ ۱). ه: *Heterohelix* sp (مورفوتایپ ۲).

Fig. 9. Pictures of the morphotypes of the studied sections. a: *Heterohelix globolusa* (morphotype 1). b: *Rugoglobigerina rugosa* (morphotype 2). c: *Globotruncana bulloides* (morphotype 3). d: *Dicarinella asymetrica* (morphotype 3). e: *Heterohelix punctulata* (morphotype 1). f: *Heterohelix* sp (morphotype 2).

۶- نتیجه‌گیری

سنگ‌شناسی بر روی برش‌های مورد مطالعه منجر به شناسایی ریزرخساره‌های بایوکلیست مادستون، فرامینیفرا پلانکتونیک و کستون و فرامینیفرا پلانکتونیک پکستون گردید که این ریزرخساره‌ها به همراه نسبت درصد فرامینیفرهای پلانکتونیک به فرامینیفرهای بنتونیک و درصد مورفوتایپ ۳ نشان داد که سازند گورپی در بخش‌های عمیق یک حوضه (بخش بالایی تا میانی منطقه باتیال) با عمقی بین ۴۵۰ تا ۶۰۲ متر رسوب‌گذاری کرده

مطالعات صحرایی و پتروگرافی صورت گرفته بر روی هر دو برش چینه‌شناسی، جم-عسلویه و فراشبند نشان داد سنگ‌شناسی غالب سازند گورپی در این برش‌ها تناوبی از مارن و شیل‌های خاکستری رنگ می‌باشد که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند سروک قرار گرفته و خود توسط واحد شیلی ارغوانی رنگ بخش قاعده‌ای سازند پایده به صورت ناپیوستگی فرسایشی پوشیده شده‌اند. مطالعات

- compared to field studies and sedimentary microfacies analysis in northeast Izeh Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, (1) 29. doi: 1. 20.1001.1.20087888.1392.29.1.1. (In persian).
- Berger, W. H., and Diester, Haass, L (1988) Paleoproductivity; the benthic/ planktonic ratio in foraminifera as a productivity index, *Marine Geology*, (81): 1-4.
- Boersoma, A. and Premoli Silva, I (1983) paleocenoplanktic foraminiferal biogeography and pale oceanography of the Atlantic Ocean *Micropaleontology*, (29): 355-386.
- Caron, M., Homewood, P (1983) Evolution of early planktic foraminifers. *Mar. Micropaleontology*. 7: 435-462.
- Caron, M (1985) Cretaceous planktonic foraminifera. In Bolli, H. M., Saunders, J.B. and Nielsen, K.P., *Plankton stratigraphy*, Cambridge University press, Cambridge Earth Science Series, 1, Cambridge University Press, 17-86.
- Dalvand, M., Vaziri, S. H., Ahmadi, V., Mirbeik Sabzevari, K., Bakhshandeh, L (2019) Microbiostratigraphy of the Gurpi Formation in the Farashband and Jam-Asaluyeh Sections, Southwest of Iran. *Environment and Ecology*, 37 (4A): 1408—1418.
- Darabi, Gh., Maghfouri Moghaddam, I., Sadeghi, A. Yusefi, B (2017) Planktonic foraminifera and sea-level changes in the Upper Cretaceous of the Gurpi Formation, Lorestan Basin, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 138: 201-218.
- De Keyser, T. L. and Kendall, C. G (2014) Jurassic and Cretaceous Sedimentary Fill of Intraself Basins of the Eastern Margin the Arabian Plate. AAPG Annual Convention and Exhibition, 6-9 April., 2014, at George R. Brown Convention Center, Houston, Texas.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir American Association of Petroleum Geologists*, 1: 108-121.
- Ezampannah, Y. Monsef, R. Ahmadi, V (2020) Microfacies, sedimentary environments and Planktonic foraminifera biostratigraphy of the Gurpi Formation in Fars area (Zagros basin). *Journal of applied geology*, (8) 16. Doi: 10.22084/psj.2020.21521.1237. (in persian).
- Falcon, N. L (1974) Southern Iran: Zagros Mountains, in Spencer, A., editor, *Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*, London, Geological Society Special Publication, 4: 199-211.
- Filkorn, H. F. and Scott, R. W (2011) Microfossils, paleoenvironments and biostratigraphy of Mal Paso Formation (Cretaceous, upper Albian), State of Guerrero, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias*, 28 (1): 175-191.
- است. بر اساس مطالعه انواع مورفوتایپ‌های روزن‌بران پلانکتونیک و نسبت روزن‌بران پلانکتونیک به بنتیک (P/B) در هر دو برش مورد مطالعه، می‌توان نتیجه گرفت که حوضه رسوب‌گذاری در زمان سانتونین تا مائیستریشتین دارای سیری پسروده بوده که بیشترین عمق حوضه مربوط به زمان‌های کامپانین پسین- میانی و مائیستریشتین پسین با گسترش رخساره‌های مادستونی تا وکستونی بوده و کمترین عمق حوضه رسوبی مربوط به زمان سانتونین تا کامپانین پسین با گسترش رخساره‌های وکستونی تا پکستونی در این بخش از حوضه‌ی رسوبی زاگرس می‌باشد.

References

- Abrari, N. Vaziri Moghadam, H. Taheri, A. Seyrafian, A (2011) Biostratigraphy and paleobathymetry of Gurpi Formation in south west of Firouzabad area. *Iranian journal of geology*, (5) 17: 46-60 (In persian).
- Abramovich, S., Keller, G., Stuben, D. and Berner, Z (2003) Characterization of late Campanian and Maastrichtian planktonic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes, *journal of Elsevier, Palaeogeography, Palaeoclimatology, palaeoecology*, (202): 1-29.
- Aghanbati, S. A (2006) *Geology of Iran*, Publications of the Organization of Geology and Mineral Exploration of the Country, 586 p. (In persian).
- Alavi, M (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran, *American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Bandy, O. L., and Arnal, R. E (1960) concepts of foraminifera paleoecology, *American Association of petroleum Geologists Bullentin*, (44): 1921-1932.
- Bayet-Goll, A., Daraei, M., & Seginsara, M. I (2022) Palaeogeographic reconstruction and sequence architecture of the middle-upper Jurassic successions of Hawraman Basin (NW Iran): Implications for tectono-depositional processes of the northeastern passive margin of the Arabian Plate. *Geological Journal*, 57: 2058–2093. doi.org/10.1002/gj.4407.
- Bayet-Goll, A., Sharafi, M., Hasanlou, M., and Daraei, M (2023) Reconstruction of Tournaisian-Viséan tectonic and climatically induced event histories of the Mobarak carbonate platform along depositional strike in the northeastern margin of Gondwana: Constraints from high-resolution cycle and sequence stratigraphy, *Marine and Petroleum Geology*. 155, 106356.
- Beyranvand, B. Ghaseminejad, A (2013) Recognition of depositional environment of the Gurpi Formation based on paleofacies in

- assemblages. *Micropaleontology*, 33(2): 164-176.
- Sharafi, M. Reolid, Bayet-Goll, A. Sadeghzadeh, M (2023) Sequence stratigraphy of a southern Paleotethys distally steepened ramp during the Early Carboniferous (Alborz Basin, Iran): Deciphering Tectonic and Eustatic controls, *International Geology Review*, 65 (5): 645-668, DOI: 10.1080/00206814.2022.2059708
- Martinez, J. I (1989) Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Maastrichtian Colon mudstones of Northern South America. *Micropaleontology*, (35): 97-113.
- Motiei, H (1993) Stratigraphy of Zagros, Organization of Geology and Mineral Explorations of the Country, 536 p.
- Motiei, H (2012) Geology of Iran, Stratigraphy of Zagros, Organization of Geology and Mineral Explorations of the country, 536 p.
- Murray, J. W., E. Alve, and B. W. Jones (2011) A new look at modern agglutinated benthic foraminiferal morphogroups: Their value in palaeoecological interpretation: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309 (3-4): 229-241.
- Razin, P. Taati, F. and Van Buchem, F. S. P (2010) Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian Plate. *Geological Society of London, Special Publications*, 329: 187-218.
- Stocklin, J (1971) Stratigraphic Lexicon of Iran, Min. Ind. Min., Geol. Sur. Iran, Report No1.
- Van Buchem, F. S. P., Razin, P., Homewood, P. W., Philip, J. M., Eberli, G. P., Platel, J. P., Roger, J., Eschard, R., Desaubliaux, G. M. J., Boisseau, T., Leduc, J. P., Labourdette, R., and Cantaloube, S (1996) High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in northern Oman: distribution of source rocks and reservoir facies. *GeoArabia*, 1: 65-91.
- Van der Zwaan, G. J., Jorissen, F. J. and De Stigter, H. C (1990) The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios; constraints and applications; *Marine Geology*, (95): 1-16.
- Zarei, E. and Ghasemi-Nejad, E (2014) Sedimentary and organic facies investigation of the Gurpi Formation (Campanian– Paleocene) in south west of Zagros, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 4265– 4278.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and Application*, 2nd Edition, Berlin, Springer-Verlag, 984 p.
- Gallalal, N. and Zaghbib – Turki, D (2010) High resolution biostratigraphy based on planktic foraminifera across the Cretaceous–Paleogene transition at the Bidart section (SW France), *Journal of Acta Geologica polonica*, 60: 243-255.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 155: 211–238.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. Taati, F (2010) Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 275–285.
- Hart, M. B (1999) The evolution and biodiversity of Cretaceous planktonic Foraminifera: *Geobios*, 32: 247–255.
- Hart, M. B (2000) Possible causes of evolutionary patterns in the nekton and plankton of the Devonian and Cretaceous: *Geoscience in south-west England*, 10: 1–8.
- Hart, M. B., Bailey, H. W., Crittenden, S., Fletcher, B.N., Swiecicki, A (1999) Cretaceous. In: Jenkins, D.G., Murray, J.W. (Eds.), *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera*, second ed. British Micropalaeontological Society Series, Ellis Horwood, Chichester, pp. 273e371.
- Hart, M. B., and J. R. Haynes (2013) A history of research on Foraminifera in the UK, in A. J. Bowden, F. J. Gregory, and A. S. Henderson, eds., *Landmarks in foraminiferal micropalaeontology: History and development: The Micropalaeontological Society Special Publications*, London, U.K., 285–303.
- Hart, M. B., Eduardo, A., Koutsoukos, M (2015) Paleocology of Cretaceous Foraminifera: Examples from the Atlantic Ocean and Gulf of Mexico Region. Article in *Gulf Coast Association of Geological Societies*, 175-200.
- Hoseini Barzi, M. Hoshyar, M. Ghalavand, H (2010) Sedimentary environment, clay minerals and diagenesis of Pabdeh Formation in its type section and Ziloee oil field. *Journal of earth sciences. (well No. 5 and well No. 8)*, (18) 72. doi.org/10.22071/gsj.2010.57151. (In persian).
- James, G. A. and Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(12): 2182-2245.
- Leckie, R. M (1987) Paleocology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: a comparison of ocean and epicontinental sea

Microfacies, sedimentary environment and study of paleodepth fluctuations of Gurpi Formation deposits (Bushehr, Southwestern Iran)

M. Dalvand¹, S. H. Vaziri², V. Ahmadi³, K. Mirbeik Sabzevari^{4*} and L. Bakhshandeh⁵

1- Ph. D. Student, Dept., of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2- Prof., Dept., of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

3- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran

4- Assist. Prof., Dept., of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

5- Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

* K_mirbeik_S@yahoo.com

Received: 2024.5.29 Accepted: 2024.9.7

Abstract

The purpose of this research is to investigate the microfacies, sedimentary environment and paleodepth fluctuations of the Gurpi Formation sedimentary basin in southwestern Iran. Lithological and facies studies led to the identification of three microfacies related to the deep parts of a basin. The absence of sedimentary evidences such as calcareous turbidities, slip and fall sediments, reef facies, anchoid and pisoid facies characteristic of the edged shelf indicates the deposition of Gurpi Formation in a deep part of the basin. Based on the ratio of the percentage of planktonic foraminifers to benthic foraminifers and the percentage of morphotype 3 and using the formula $D = e(3.58718 + (0.03534 \times P\%))$ for the major parts of the Gurpi Formation in the studied sections, a depth between 450 and 602 meter was introduced, which indicates the sedimentation of the facies of this formation in the deep part of the basin. The abundance of planktonic foraminifera such as Oligosteginid and Globotruncana in the facies of this formation indicates that these sediments were deposited in a deep basin, so that the facies of this environment have characteristics related to the deep shelf facies belt. Examining the paleodepth changes of the Gurpi Formation sedimentary basin based on the morphotypes of planktonic foraminifers in the studied sections, indicates that the Gurpi Formation had a regressive trend, and this trend is consistent with the trend of its sedimentary deposits based on the foraminifera morphotypes. The type where the maximum depth of the basin is during the Late-Middle Campanian and Late Maeistrichian with the expansion of mudstone to wackestone facies and the lowest depth of the sedimentary basin is related to the Santonian to late Campanian with the expansion of wackestone to packstone facies.

Keywords: Gurpi Formation, Sedimentary environment, Microfacies, Morphotype

Introduction

Determining the paleodepth is very important in the knowledge of ancient sedimentary basins and their analysis. The main importance of this issue is in reconstructing the history of uplift and subsidence of the sedimentary basin. Nowadays, microfossils are usually used to determine the depth of the sedimentary basin. In this method, benthic and planktonic species distribution patterns are used. The extensive use of benthic and planktonic foraminifera to reconstruct ancient environments due to the great variety and abundance in sediments, their presence from the Cambrian to the present era and their wide range of life from shallow to deep brackish waters. It is the deepest part of the ocean. Factors such as food reserves, surface water flows, salinity, oxygen, light

penetration, density and water cycle affect the living conditions of foraminifera, and one of the most important factors involved in this is water depth. In such a way that the ratio of planktonic to benthic foraminifera increases with increasing depth. Also, the ratio of benthic foraminifera to planktonic foraminifera indicates the depth of the sedimentary basin. Gurpi formation is the shale series, which is well developed in the south-west of Iran. Usually, this formation is placed on the limestone formation of Ilam. In the highlands of Zagros and Central Fars, where the Ilam Formation gives a facies change to the Gurpi Formation, the Gurpi Formation is placed on the Sarvak Formation through erosional unconformity after the Cenomanian-Turonian. In such a situation, the age of the lower layers

of the Gurpi Formation reaches Santonian. Gurpi Formation in Zagros is very important because it covers the Cretaceous-Paleogene boundary and also has the ability to be the source rock and cover rock of the reservoirs in Sarvak Formation. Also, considering that the sedimentation environment of this formation is open and deep sea, this formation has a good talent for studying biostratigraphy using planktonic fossil groups. A careful study of these biozones and determining the age of the deposits provides the possibility of matching with other parts of the world. The purpose of this research is to study the microfacies and sedimentary environment of Gurpi Formation and the use of morphotypes of this formation in the investigation of paleodepth fluctuations in Zagros sedimentary basin, south-western Iran. Since these studies are conducted for the first time in the studied area, it is hoped that the results of this research will be key for other researchers in the future. Two stratigraphic sections of Gurpi Formation sediments were sampled and studied, which were named Jam-Asalouyeh stratigraphic section and Farashband stratigraphic section. Jam - Asalouyeh stratigraphic section is located 35 km northeast of Jam. The communication routes of this area are the main road of Shiraz-Asalouyeh (South Pars region). The geographical coordinates of this section are 26°52'03" east longitude and 12°43'28" north latitude. Farashband stratigraphic section of Gurpi formation sediments, which is accessible from the main road of Firozabad - Farashband, this stratigraphic section is located in the north of Farashband city. The geographical coordinates of this section are 28°53'15" north latitude and 05°07'52" east longitudes.

In the studied area, the lower border of Gurpi Formation is with Sarvak Formation, which is an erosional unconformity and is characterized by dissolution holes and horizons of iron oxide. The upper border of Gurpi Formation is with shale Pabdeh Formation, which is also an erosional unconformity and many traces of iron oxide can be observed in it. The presence of Sarvak limestone formation can also be seen in the lower border of Gurpi formation in this area. In both sections, the Gurpi Formation is placed on the Sarvak Formation and is itself covered by the Pabdeh Formation. According to the structural division of Iran by Falcon, 1974, James and Wynd, 1965, and Stocklin,

1971, the Farashband section was located in the folded Zagros and structurally, it is located in the Inner Fars region. The Jam-Asalouyeh stratigraphic section is also structurally folded in the Zagros zone and is located in the hinterland of Bandar Abbas.

Materials and methods

In order to study the microfacies and sedimentary environment of Gurpi formation in the stratigraphic sections of Jam - Asalouyeh and Farashband respectively, 135 and 113 rock samples were taken with regular sampling intervals of 1 to 1.5 meters. All the collected samples were transferred to the laboratory for the preparation of microscopic thin sections, and after preparing the thin sections, they were studied using an Olympus-BH2 optical microscope. Dunham's classification (1962) was used for the naming of rocks (petrography) and Flügel classification (2010) was used for the interpretation of microfacies and sedimentary environment. In order to determine the paleodepth of the sedimentation basin of Gurpi formation in the desired sections, 200 fossil samples corresponding to 47 thin section samples were randomly selected and studied by binocular optical microscope. At first, the ratio of planktonic to benthic foraminifera and then their ancient depth was determined.

Results and discussion

According to the geological map of the studied area, the lower boundary of Gurpi Formation in both studied sections is Sarvak Formation, and the boundary of these two formations is an erosional discontinuity. In most areas of Fars, Gurpi Formation does not have much lithological diversity, like the sections studied; it is mainly composed of marl and gray shale. The thickness of Gurpi Formation in Jam-Asalouyeh section is 166 meters and in terms of rock strata, it includes the following shale and marl rock units. Also, the thickness of this formation in the Farashband section is 144 meters, and in terms of rock strata, it includes the following shale and marl units. The age of Gurpi Formation in both sections studied is based on Campanian-Maastrichtian fossil contents. In these sections, three carbonate microfacies (Bioclast mudstone, planktonic foraminifera wackestone and planktonic foraminifera packstone) and one Chilean facies corresponding to an open sea facies belt (deep

shelf) have been identified. This facies belt has three carbonate microfacies and one shale facies in both Jam-Asalouyeh section and Farashband section. The identified microfacies are equivalent to facies number 3 from the standard facies of Flugel (2010) and are related to the deep shelf facies belt. The supporting mud of these microfacies, along with the presence of planktonic foraminifers floating in a mud field, indicates that these microfacies settled in a calm environment and away from any environmental disturbances, so that these microfacies were deposited in a low-energy and low-oxygen environment of the open sea and below the level of the effect of storm waves. Open sea organisms such as planktonic foraminifera (Oligosteginid, Globotruncana) can be seen in almost all three microfacies and have appeared in thin to medium layers of shale and marl and show the deposition of these sediments in the deep basin.

The facies of this environment have characteristics associated with the deep shelf facies belt and similar facies are deposited in this belt (Flugel, 2010). The presence of oligostegenides between the shale and marl layers indicates a deep shelf environment. The absence of sedimentary evidence including calcic turbidities, slip and fall sediments, riffle facies, anchoidal and pizoidal facies characteristic of the edged shelf indicates the deposition of the Gurpi formation in the deep part of the basin. Deep sedimentary basins are always deposited with fine-grained sediments rich in organic matter such as shale, marl and calcareous clays, which contain open-sea organisms including planktonic and benthic organisms. In Farashband section, sedimentation starts from late Santonian and with 3 morphotypes (*Dicarinella asymetrica*, *Dicarinella concavata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana lapparenti*, *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana arca*, and *Globotruncana bulloides* species). Next, in the previous Campanian, the percentage of morphotypes 3 decreases and species of morphotypes 1 (*Heterohelix* sp.) and 2 (*Rugoglobigerina* sp.) are seen, which indicate a decrease in depth. Towards the Middle Campanian, species of morphotype 3 are again seen in high percentages, which indicate a further increase in depth (species *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana hilli*,

Globotruncana bulloides, *Globotruncana arca*, *Contusotruncana* sp., *Globotruncana* sp. after As we get closer to the late Campanian, morphotypes 3 decrease (slightly, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana* sp.) and morphotypes 1 and 2 (such as *Rugoglobigerina rugosa* and *Heterohelix* sp.) increase and the depth of the basin is reduced.

From the beginning of the previous Maastrichtian towards the end of this period, the percentage of morphotypes 3 increased (*Globotruncanella havanensis*, *Globotruncana bulloides*, and *Globotruncana* sp) and morphotypes 1 and 2 are less common except at the base. From the beginning of the late Maastrichtian towards its end, a decreasing trend can be seen in the 3 morphotypes, so that at the beginning, *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana* sp., *Contusotruncana* sp. species are seen with a high percentage. Finally, increasing the percentage of morphotypes 1 and 2 such as *Rugoglobigerina rugosa* and *Heterohelix* sp. It can be seen that they again indicate the decrease in the depth of the sedimentary basin.

In this section, the basal part of the Gurpi formation, of Late Santonian age, with the presence of morphotype 3 species (*Dicarinella asymetrica*, *Dicarinella* sp., and *Globotruncana bulloides*) indicates great depth. At the beginning of the previous Campanian, similar to the previous sections, the percentage of morphotype 3 is low and species of morphotype 1 and 2 such as *Rugoglobigerina rugosa*, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp. are seen, but as we move towards the end of the Middle Campanian, the percentage of 3 morphotypes (such as *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana hilli*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana arca*, *Contusotruncana* sp., *Globotruncana* sp.) increases. Next and towards the late Campanian, morphotypes 1 and 2 such as *Rugoglobigerina rugosa*, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp. It is added that they indicate the decrease in the depth of the sedimentary basin. The beginning of the previous Maastrichtian is characterized by a low percentage of species of morphotypes 3 and the presence of types 1 and 2, but then the percentage of morphotypes 3 increases, which indicates the increase in the depth of the sedimentary basin (species of *Globotruncana arca*, *Globotruncana falsostuarti*, and

Globotruncana bulloides. Towards the end of the Maastrichtian, the percentage of morphotypes 3 decreases and we again see the presence and increase of morphotypes 1 such as *Heterohelix globolusa*, *Heterohelix pulchra*, which indicate a decrease in the depth of the sedimentary basin. In the Gurpi Formation, it showed that this formation has a depth between 450 and 602 meters and is related to the upper to middle bathyal environment. Based on the study of planktonic foraminifera morphotypes and the ratio of planktonic to benthic foraminifera in both studied sections, it can be said that the basin had a receding course during the Santonian to Maastrichtian period, and the maximum depth of the basin corresponds to the late Campanian period. - Middle and late Maastrichtian, and the lowest depth of the sedimentary basin correspond to the late Santonian to late Campanian period.

Conclusion

Field and petrographic studies conducted on both stratigraphic sections, Jam-Asalouyeh and Farashband, showed that the predominant lithology of Gurpi Formation in these sections is an interval of marl and gray shales with erosional discontinuity on the formation.

Sarvak is placed and covered by the purple shale unit of the basal part of Pabdeh formation as an erosional discontinuity. Petrographic studies on the studied sections led to the identification of mudstone bioclast microfacies, wackestone planktonic foraminifera and Paxton planktonic foraminifera. These microfacies together with the percentage of planktonic foraminifera to benthic foraminifera and the percentage of morphotype 3 showed that the Gurpi formation in the deep parts of a basin (the upper to the middle part of the bathyal region) have been deposited with a depth between 450 and 602 meters. Based on the study of planktonic foraminifera morphotypes and the ratio of planktonic to benthic foraminifera (P/B) in both studied sections, it can be concluded that the sedimentation basin during the Santonian to Maastrichtian period had a receding saturation, which is the most. The depth of the basin is related to the late Campanian and late Maastrichtian times, and the lowest depth of the sedimentary basin is related to the Santonian to late Campanian times in this part of the Zagros sedimentary basin.