



<https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 39, Issue 1, No. 90, Spring 2023, pp 77-102
Received: 19.04.2023 Accepted: 25.06.2023

Research Paper

Biostratigraphy, microfacies, sedimentary environments of the Gurpi and Amiran formations in the Gerdbisheh section, High Zagros

Yadolah Ezampanah * 

Assistant Professor, Geology Department, Earth Sciences Faculty, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran.
y.ezampanah@basu.ac.ir

Ali Amirkhani

Exploration Directorate, National Iranian Oil Company, Seoul St., Tehran, Iran.
amirkhani_ali@yahoo.com

Ali Solymani

Msc student, Geology Department, Earth Sciences Faculty, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
ali1997solymani@gmail.com

Abstract

Biostratigraphy, microfacies and depositional environments of the Upper Cretaceous deposits (Gurpi and Amiran formations) were carried out in the Gerdbisheh section. The Gurpi Formation predominantly consists of shales interbedded with some argillaceous limestone layers. This formation disconformably overlies the Sarvak Formation and gradually underlies the Amiran Formation. The Amiran Formation is represented by grey to greenish shales, siltstones and sandstone intercalations which underlay the informal siliciclastic-carbonate unit 1. Planktonic foraminiferal assemblages have led to the recognition of six zones that reveal the late Coniacian?–early Maastrichtian age for the Gurpi Formation. Radiolaria and scattered planktonic foraminifera are the two main fossil groups present in the Amiran Formation. Therefore, based on the presence of the index planktonic foraminifera and the stratigraphic position the early-middle? Maastrichtian age is proposed for the Amiran Formation. We determined two microfacies in the interval of the Gurpi Formation and three petrofacies in the Amiran Formation. According to the obtained data the Gurpi Formation was deposited in the basinal setting, whereas the Amiran Formation is deposited as submarine fans on the slope part of a carbonate shelf under the control of turbidity currents.

Keywords: Gurpi Formation, Amiran Formation, High Zagros, Foreland Basin, Late Cretaceous

Introduction

During the Cretaceous, the Neo-Tethys Oceanic crust started subducting under the Iranian Plate which was followed by foreland basin development (Alavi 1994, 2004; Piryaei et al. 2011). The late Coniacian through the late Maastrichtian (in some areas Paleocene) interval is represented by the Gurpi Formation which constitutes the main part of the newly created foreland basin (Ziegler 2001; Alavi, 2004; Piryaei et al. 2011; Orang et al. 2018). In the studied area the Cretaceous successions including Kazhdumi, Sarvak, Gurpi, Amiran and Tarbur formations are outcropped. The Gurpi Formation (Coniacian–Thanetian), due to spectacular exposures in most parts of the Zagros Basin, is easily accessible, yields high faunal richness and diversity (especially planktonic

foraminifera and nannofossils), spanning the K/Pg (Cretaceous–Paleogene) transition and the potential of source and cap rocks, is considered as one of the main lithostratigraphic units of the Upper Cretaceous successions in Iran (Wynd 1965; Motiei 2003; Beiranvand et al. 2014a, b; Razmjooei et al. 2018; Ezampanah et al. 2022). During the Maastrichtian in the more internal parts of the Zagros fold-and-thrust belt the siliciclastic successions of the Amiran Formation are deposited (Alavi 2004). At the type section, the Amiran Formation with 871 m-thick is composed of cherty conglomerates, sandstones, siltstones, greenish to grey shales and limestones which all show a shallowing upward trend (Motiei 2003; Casciello et al. 2009; Homke et al. 2009). Among the Upper Cretaceous strata in the studied area, the shallow

*Corresponding author

Ezampanah Y., Amirkhani A. and Soleimani A. (2023). Biostratigraphy, microfacies, sedimentary environments of the Gurpi and Amiran formations in the Gerdbisheh section, High Zagros. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 39(1): 77-102.

2423-8007 / © 2023 University of Isfahan

This is an open access article under the CC BY-NC-ND 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).



<https://doi.org/10.22108/jssr.2023.137414.1259>



<https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1402.39.1.5.5>

marine carbonates of the Tarbur Formation are studied more in detail and received lots of attention (Moosavi and Asgari Pirbaloti 2008; Khazaei et al. 2010; Asgari Pirbaloti et al. 2012; Vaziri-Moghaddam et al. 2013; Ghanbarloo et al. 2021; Ghanbarloo and Safari 2023). Some researchers also focused on the biostratigraphy of the Gurpi Formation in the Borujen area (Tabaei et al. 2005; Vaziri-Moghaddam et al. 2007, 2013; Shahriari 2009; Senemari and Forougi 2019). In the current research biostratigraphy, facies and depositional environment of the two formations (Gurpi and Amiran) were performed in the Gerdbisheh section (south of Borujen city).

Material & Methods

The Gerdbisheh section was logged and sampled in the south of Borujen city (coordinates: 31°33'19.99" N, 51°12'38.17" E). For this study, we investigated 210 thin sections through the entire Gurpi and Amiran (159 m) formations, plus a few meters of the underlying Sarvak and the overlying informal siliciclastic-carbonate unit 1. The identification, biostratigraphic ranges and the zonal framework used for planktonic foraminifera in this study follow Robaszynski and Caron (1979a, b), Premoli Silva and Verga (2004), Haynes et al. (2015), Coccioni and Premoli Silva (2015) and Huber et al. (2022). The petrographic characterization of the carbonates facies and depositional environments is based on Dunham (1962) and Flügel (2010).

Discussion of Results & Conclusions

The Gurpi Formation (692 m-thick) is predominantly composed of shales interbedded with some argillaceous limestone layers. Based on the field observations and laboratory-obtained data the lower boundary of the Gurpi Formation with the Sarvak Formation is represented by a prominent hiatus, whose stratigraphic gap encompasses the late Cenomanian? to middle Coniacian. Such an unconformity is also reported in the other parts of the Zagros Basin (James and Wynd 1965; Ghasemi-Nejad et al. 2006; Vaziri-Moghaddam et al. 2007; Taheri and Soradeghi 2011; Piryaei et al.

2011; Vincent et al. 2015; Ezampanah et al. 2022) and in the Arabian platform (van Buchem et al. 2002, 2011; Aqrabi et al. 2010). Within the late Coniacian through the middle Maastrichtian interval of the studied section 45 species belonging to 19 genera of planktonic foraminifera, and three genera of benthic foraminifera were recognized. The first and last occurrences of the index planktonic foraminiferal species have led to the recognition of seven Upper Cretaceous zones (*Dicarinella asymetrica* Total Range Zone to *Gansserina gansseri-Contusotruncana contusa?* integrated zone) were introduced in the Gurpi and Amiran formations. These biozones reveal the latest Coniacian to early Maastrichtian age for the Gurpi Formation. It should be mentioned in the Maastrichtian interval of the studied interval a change in the depositional environment occurred and deep marine deposits of the Gurpi Formation turn into turbidity and siliciclastic successions of the Amiran Formation. For this reason, in the Amiran Formation index planktonic foraminifera are rare and the early-middle Maastrichtian age is mostly proposed based on the stratigraphic position. Petrographic studies of the studied interval led to the recognition of two microfacies in the Gurpi Formation and three petrofacies in the Amiran Formation. According to introduced microfacies and identified biota, the Gurpi Formation is deposited in the deep marine setting. Lateral age, facies and thickness variations of the studied formations in the studied area point to the fundamental role of basement faults, which substantially controlled sedimentation. The Amiran Formation sandstones (rich in radiolarians) and its other clastic successions were derived from the erosion and reworking of the obducted radiolarite and ophiolite sequences during the Late Cretaceous (Berberian and King 1981; Robertson 1987; Broud 1987; Ziegler 2001; Motiei 2003; Casciello et al. 2009; Piryaei et al. 2010) deposited under turbidity currents on the slope to the toe of slope environments. In contrast to the Amiran Formation, no evidence of gravity flow deposits is observed in the Gurpi Formation.



چینه‌نگاری زیستی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش چینه‌شناسی گردبیشه در زاگرس مرتفع

یداله عظام پناه*، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

y.ezampناه@basu.ac.ir

علی امیرخانی، کارشناسی ارشد زمین‌شناسی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت، تهران، ایران

amirkhani_ali@yahoo.com

علی سلیمانی، کارشناسی ارشد گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

ali1997solymani@gmail.com

چکیده

در این پژوهش، چینه‌نگاری زیستی، ریزرخساره‌ها و تعیین محیط‌های رسوبی نهشته‌های کرتاسه بالایی (سازندهای گورپی و امیران) در برش چینه‌شناسی گردبیشه در استان چهارمحال و بختیاری، بررسی شده است. سازند گورپی در این برش به‌طور عمده از نهشته‌های شیلی با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های رسی تشکیل شده و به‌طور ناپیوسته بر سازند سروک و به‌صورت تدریجی در زیر نهشته‌های تخریبی سازند امیران قرار گرفته است. سازند امیران به‌طور عمده از شیل‌های خاکستری متمایل به سبز، سیلتستون و میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی تشکیل شده است و مرز بالایی آن با واحد غیررسمی آواری-کربناته ۱ است. براساس فرامینفرهای پلانکتونی در توالی سازند گورپی، ۷ زون زیستی از *Dicarinella asymmetrica* Total Range Zone تا *Gansserina gansseri* Interval Zone شناسایی و بر همین اساس، سن سازند گورپی کنیاسین پسین؟- مائستریشتین پیشین تعیین شده است. در نهشته‌های سازند امیران، رادیولرها فراوانند و فرامینفرهای پلانکتونی نیز به‌ندرت دیده می‌شوند. در این مطالعه براساس اندک فرامینفرهای پلانکتونی شاخص موجود و همچنین با استناد به موقعیت چینه‌شناسی، سن مائستریشتین پیشین-میانی؟ برای نهشته‌های سازند امیران پیشنهاد می‌شود. مطالعات پتروگرافی نهشته‌های سازند گورپی به شناسایی ۲ ریزرخساره منجر شد که در قسمت‌های عمیق حوضه، رسوب‌گذاری کرده‌اند. در نهشته‌های سازند امیران نیز، ۳ پتروفاسیس شناسایی شد که بیانگر تن‌نشست به شکل فن‌های زیردریایی، تحت تأثیر جریان‌های توربیدیتی است.

واژه‌های کلیدی: سازند گورپی، سازند امیران، زاگرس مرتفع، حوضه فورلند، کرتاسه پسین.

*نویسنده مسئول

عظام‌پناه، ی.؛ امیرخانی، ع. و سلیمانی، ع. (۱۴۰۲). چینه‌نگاری زیستی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش چینه‌شناسی گردبیشه در زاگرس مرتفع. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۹(۱): ۷۷-۱۰۲.

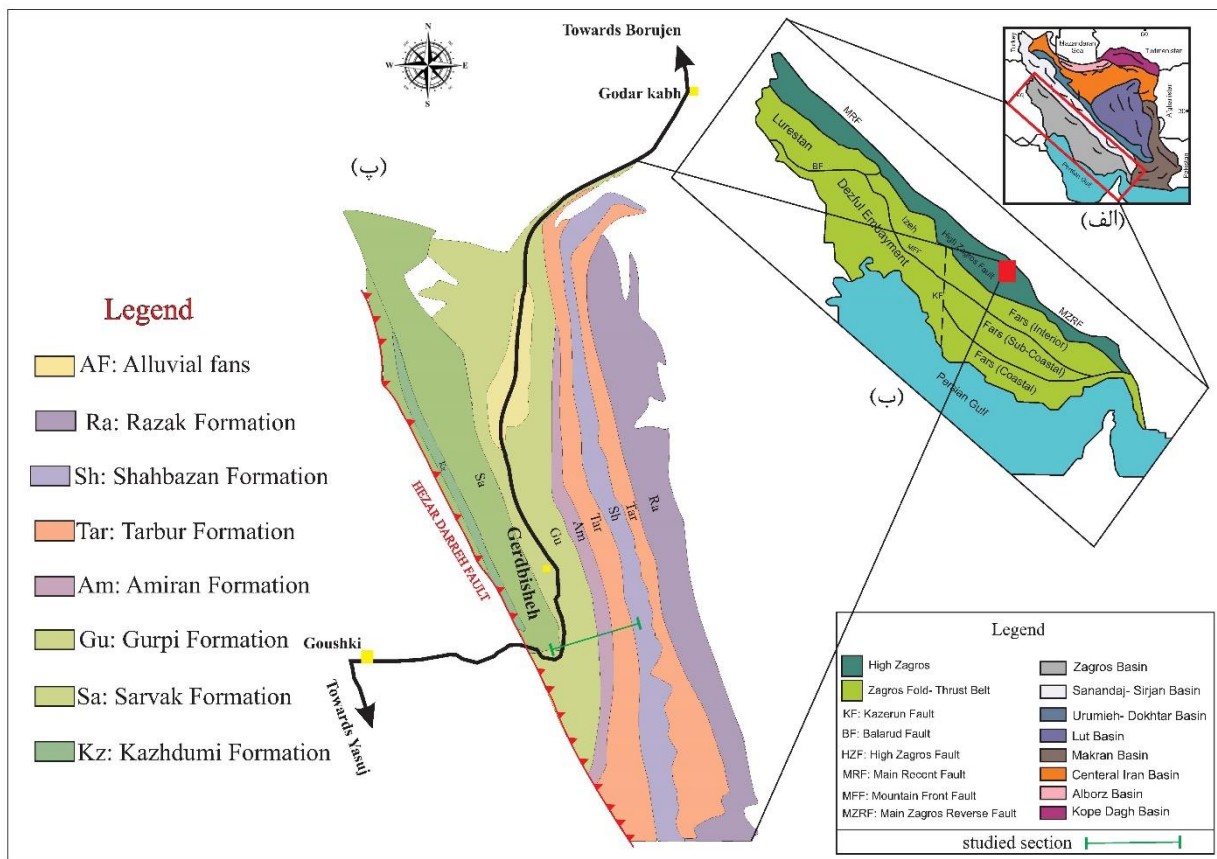


مقدمه

سازند امیران (فلیش امیران) ته‌نشست یافته است (Alavi 2004). سازند امیران به‌طور کلی در ناحیه لرستان و تا حدودی در منطقه کرمانشاه، شمال شرق خوزستان و چهار محال و بختیاری، با تغییرات سنی از مائستریشتین تا پالئوسن گسترش داشته است (Amiri Bakhtiar and Nouraeinejad 2014). برش نمونه این سازند در تاقدیس کوه امیران، واقع در لرستان با ۸۷۱ متر ضخامت اندازه‌گیری شده است. این سازند از لایه‌های سیلتستونی-مادسونی خاکستری، ماسه‌سنگ سبز زیتونی، میان‌لایه‌های کنگلومرای چرت‌دار و گاه سنگ‌آهک تشکیل شده است که در مجموع روند کم‌عمق‌شدگی به‌سمت بالا را نمایش می‌دهد (Motiei 2003; Casciello et al. 2009; Homke et al. 2009). رنگ تیره‌تر این سازند نسبت به نهشته‌های سازند گورپی، به دلیل اجزای افیولیتی موجود در این سازند است (James and Wynd 1965). مرز زیرین آن با سازند گورپی تدریجی و هم‌شیب است. نهشته‌های این سازند به‌سمت جنوب غرب حوضه به‌صورت گوه پیش‌نشینی تخریبی و به‌صورت جانبی به تناوبی از سیلتستون‌های خاکستری متمایل به سبز، ماسه‌سنگ‌های گلاکونیتی و شیل‌های خاکستری تیره (فلیش) تبدیل و به‌صورت بین‌انگشتی با سازند گورپی دیده می‌شوند (Motiei 2003; Alavi 2004). مرز بالایی سازند امیران در بیشتر نقاط لرستان با سازند تله زنگ است. در ناحیه مطالعه‌شده، توجه و تمرکز بیشتر مطالعات پیشین بر نهشته‌های کربناته سازند تاربور (Moosavi and Asgari Pirbaloti 2008; Khazaei et al. 2010; Asgari Pirbaloti et al. 2013; Vaziri-Moghaddam et al. 2013; Ghanbarloo et al. 2021; Ghanbarloo and Safari 2023) بوده است. از مطالعات چینه‌نگاری زیستی که بر نهشته‌های سازند گورپی در منطقه بروجن انجام شده است، از (Tabaei et al. 2005; Vaziri-Moghaddam et al. 2007, 2013; Shahriari 2009; Senemari and Forougi 2019) نام برده می‌شود که توجه برخی از این پژوهش‌ها به بخش‌های بالایی این سازند معطوف بوده است.

تکامل ژئودینامیکی حوضه رسوبی زاگرس در ارتباط با باز بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس از پرمین پسین تا میوسن پیشین در بین صفحات ایران مرکزی و عربی است (Berberian and King 1981; Alavi 1994; Homke et al. 2009; Leturmy and Robin 2010). اولین مرحله از بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس، به زمان کرتاسه پسین (کنیاسین-سانتونین) برمی‌گردد که با رورانگی و فرارانش افیولیت‌ها و رادیولاریت‌ها بر بخش شرقی حاشیه غیرفعال صفحه عربی و تشکیل حوضه فورلند مشخص می‌شود (Glennie et al. 1973; Alavi 1994, 2004; Sepehr and Cosgrove 2004). در پهنه زاگرس مرتفع که منطقه مطالعاتی (منطقه گردبیشه) در آن واقع شده است، نهشته‌های کرتاسه شامل سازندهای کژدمی، سروک، گورپی، امیران و تاربور رخنمون دارند (شکل ۱). نهشته‌های سازند گورپی (کنیاسین- تاتین) به‌علت رخنمون‌های گسترده و وسیع در سراسر حوضه رسوبی زاگرس، دسترسی آسان، غنی بودن به‌لحاظ محتوای زیستی (ازجمله فرامینیفرهای پلانکتونی، نانوفسیل‌های آهکی و ...)، در بر داشتن مرز کرتاسه/پالئوژن و پتانسیل سنگ منشأ و همچنین به‌عنوان سنگ‌پوش گروه بنگستان، یکی از واحدهای سنگ چینه‌ای مهم کرتاسه بالایی حوضه رسوبی زاگرس محسوب می‌شود (Wynd 1965; Ghasemi-Nejad et al. 2006; Razmjooei et al. 2014, 2018; Ezampanah et al. 2022). تغییرات جانبی سنگ‌شناسی، ضخامت و محدوده سنی این سازند در حوضه رسوبی زاگرس درخور توجه است. در بیشتر نواحی زاگرس، سازند گورپی به‌طور عمده از سنگ‌آهک‌های رسی عمدتاً نازک تا متوسط‌لایه و شیل‌های خاکستری تشکیل شده است. در زیر زون لرستان در اثر نوسانات کف حوضه و در توالی سازند گورپی، سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه فسیل‌دار بخش لופا و سنگ‌آهک امام حسن رسوب‌گذاری کرده است (Motiei 2003).

در زمان مائستریشتین، در بخش‌های درونی‌تر کمربند چین‌خورده-تراستی زاگرس، توالی ماسه‌سنگی و کنگلومرای

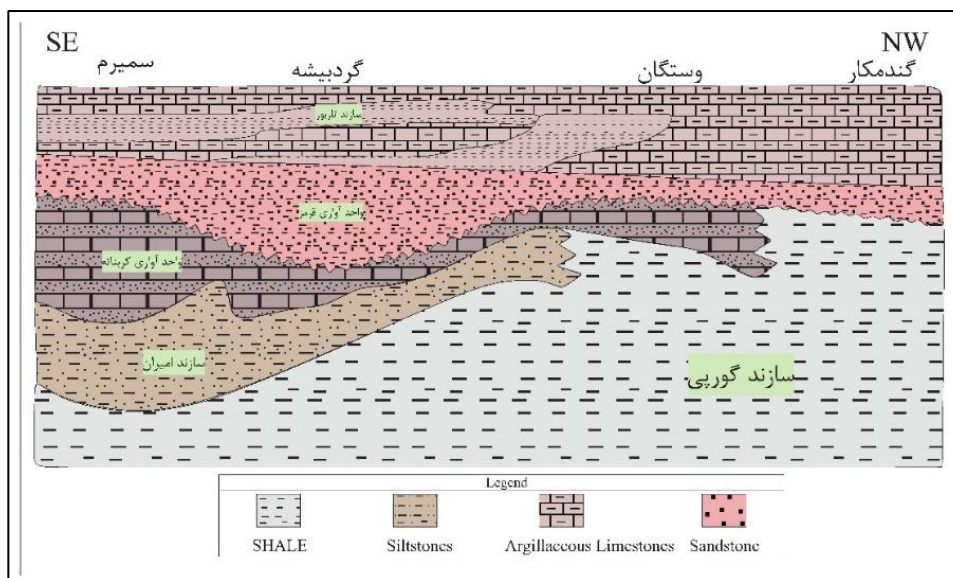


شکل ۱- الف و ب) واحدهای ساختمانی کمربند چین‌خورده-تراستی زاگرس؛ پ) نقشه زمین‌شناسی ناحیه و موقعیت برش چینه‌شناسی مطالعه‌شده (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بروجن)

Fig 1- a, b) Structural units of the Zagros fold-thrust belt, c) Geological map of the studied area along with location of the studied area (after the Geological map of Borujen, scale 1:100000)

سنگ چینه‌نگاری غیررسمی ۱ (آواری-کربناته) و ۲ (آواری قرمز رنگ) منجر شد که در بین سازند امیران (و یا گورپی) در زیر و سازند تاربور در بالا قرار گرفته‌اند (شکل ۲). جنبش‌های تکتونیکی و فعالیت گسل‌های موجود در منطقه، نقش مؤثری در تغییرات رخساره‌ای، ضخامت سازندها، مرزهای زیرین و بالایی آنها و همچنین گسترش جانبی واحدهای چینه‌شناسی موجود در منطقه داشته‌اند (Gharib 1996; Vaziri-Moghaddam et al. 2010).

براساس مطالعه‌ای که قبلاً (Vaziri-Moghaddam et al. 2010) بر توالی‌های کربناته و عمدتاً آواری به سن مائستریستین در این منطقه انجام دادند، مشخص شد خصوصیات سنگ‌شناسی، ساختمان‌های رسوبی، ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی این نهشته‌ها تفاوت‌های محسوسی با واحدهای چینه‌شناسی هم‌ارز آنها (یعنی سازند تاربور در منطقه فارس و سازند امیران در ناحیه لرستان) دارند؛ از این رو بازنگری این توالی‌ها به معرفی واحدهای



شکل ۲- گسترش واحدهای چینه‌شناسی کرتاسه بالایی در برش مطالعه‌شده و مناطق مجاور (اقتباس از Vaziri-Moghaddam et al. 2010)

Fig 2- Stratigraphic distribution of the Upper Cretaceous strata in studied section and adjacent areas (Vaziri-Moghaddam et al. 2010)

دسترس قرار دارد.

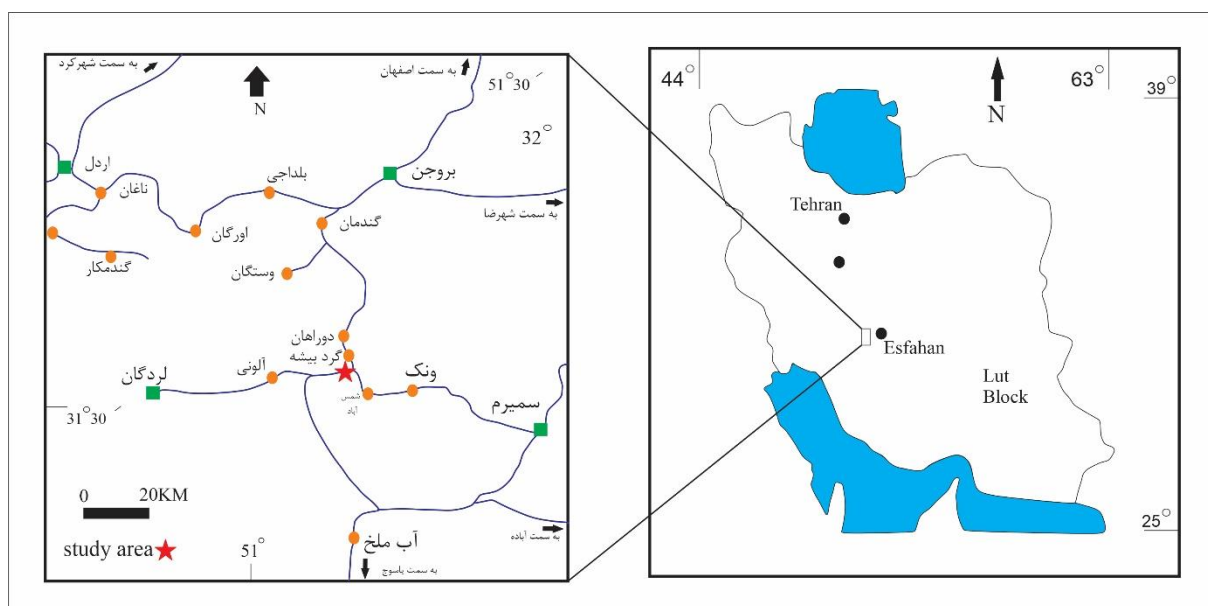
داده‌ها و روش‌ها

به‌منظور مطالعه چینه‌نگاری زیستی سازندهای گورپی و امیران در برش مطالعه‌شده، ۱۹۵ نمونه سنگی برداشت و از آنها تعداد ۲۱۰ مقطع نازک تهیه شد. همچنین ۱۵ نمونه از توالی شیلی (حدود ۱۰۰ گرم از رسوب) سازند گورپی شست‌وشو شدند و پس از واپاشی نمونه‌ها برای استخراج و جداسازی میکروفسیل‌ها، از الک‌های ۱ میلی‌متر و ۶۳ میکرون استفاده شد. برای شناسایی جنس‌ها و گونه‌های فرامینیفرهای پلانکتونی و همچنین برای معرفی بایوزون‌ها مربوطه از منابع (Robaszynski and Caron 1979a, b; Premoli Silva and Verga 2004; Haynes et al. 2015; Coccioni and Premoli Silva 2015; Huber et al. 2022) استفاده شده است. در مطالعه پتروفاسیس‌ها از ویژگی‌های بررسی‌شدنی در زیر میکروسکوپ و از طبقه‌بندی (Folk 1974) استفاده شده است. برای نام‌گذاری ریزرخساره‌های کربناته از روش (Dunham 1962) استفاده و توصیف محیط‌های رسوبی براساس (Flügel 2010) انجام شده است.

هنوز درباره توالی سازندهای گورپی و امیران در این بخش از حوضه زاگرس (زاگرس رورانده یا مرتفع)، برخلاف دیگر نواحی آن (از جمله لرستان، خوزستان و فارس)، مطالعات چینه‌نگاری زیادی انجام نشده است و این مطالعه و دیگر پژوهش‌های چینه‌شناسی جامع در آینده، می‌تواند پاسخگوی چگونگی تغییرات رخساره‌ای و سنی نهشته‌های کرتاسه بالایی در این بخش از حوضه رسوبی باشد. در این مطالعه برای انجام بایوزوناسیون، تعیین سن نسبی، ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی سازندهای گورپی و امیران برش چینه‌شناسی گردبیشه در پهنه زاگرس مرتفع و رورانده، انتخاب و درباره آنها مطالعه شده است (شکل ۱).

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مطالعه‌شده

قاعده برش مطالعه‌شده در ۱ کیلومتری جنوب شرق روستای گردبیشه با مختصات جغرافیایی ۳۱°۳۳′۱۹٫۹۹″ عرض شمالی و ۳۸°۱۷′۱۲″ طول شرقی قرار دارد (شکل ۳). راه دسترسی به این برش از طریق بزرگراه بروجن به لردگان و یاسوج است و برش مطالعه‌شده در کنار جاده اصلی در



شکل ۳- راه‌های دسترسی به منطقه مطالعه شده (after Vaziri-Moghaddam et al. 2010 with minor revisions)

Fig 3- Access roads of the studied area (after Vaziri-Moghaddam et al. 2010 with minor revisions)

نتایج

چینه‌نگاری سنگی

قرمز رنگ تبدیل می‌شود. در حفاصل سازندهای گورپی و تارپور، انباشت وسیعی از نهشته‌های آواری به ضخامت ۳۵۶ متر رخمون دارند که شامل تناوبی از لایه‌های ماسه‌سنگی، سیلتستونی، شیل‌ها و مارن‌های خاکستری تا قرمز رنگ، ماسه‌سنگ‌های آهکی، کنگلومرا و میکروکنگلومراست. در این مطالعه نیز بخش پایینی این توالی با ۱۵۹ متر ضخامت به سازند امیران نسبت داده شده است. در منطقه مطالعه شده، ضخامت سازندها، ریزرخساره‌ها و حتی مرزهای زیرین و بالایی آنها، تغییرات محسوسی دارد.

چینه‌نگاری زیستی و تعیین سن نهشته‌های مطالعه شده

رأس سازند سروک

بخش عمده‌ای از مقاطع نازک مطالعه شده از بخش انتهایی سازند سروک، به صورت دوباره متبلور شده^۱ و تقریباً فاقد هر نوع آلومک فسیلی‌اند، با این حال در تعدادی از مقاطع نازک فسیل‌های زیر، شناسایی شده‌اند:

Nezzazata conica, *N. simplex*, *Neodubrovnikella turonica*, *Nezzazatinella picardi*., *Textularids*, *miliolids*, *Gastropod*, and *rudist debris*.

¹ Recrystalized

علاوه بر سازند گورپی و امیران، ۲۷ متر از نهشته‌های رأسی سازند سروک نمونه‌برداری شد که شامل سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه خاکستری رنگ بودند. سازند سروک در این ناحیه به صورت ناپیوسته در زیر سازند گورپی قرار گرفته است (شکل ۴ الف). همچنین در برش سبزه‌کوه واقع در جنوب غرب بروجن، مرز دو سازند به صورت ناپیوستگی فرسایشی گزارش شده است (Vaziri-Moghaddam et al. 2007; Taheri and Soradeghi 2011; Senemari and Forougi 2019). سازند گورپی با ۶۹۲ متر ضخامت، به طور عمده از شیل‌های خاکستری رنگ (شکل ۴ ب) با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک رسی و مقدار اندکی سنگ‌آهک نازک لایه تشکیل شده است (شکل ۴ پ). مرز بالایی سازند گورپی با نهشته‌های تخریبی سازند امیران (متشکل از تناوبی از شیل‌های خاکستری و گاه متمایل به سبز، سیلتستون (شکل ۴ ت و ث) و میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی نازک تا متوسط لایه) به صورت تدریجی است. سازند امیران سپس به واحد ضخیمی از نهشته‌های کربناته رودیست‌دار (شکل ۴ ج) و در نهایت به نهشته‌های آواری

Braunella punctulata, *Contusotruncana fornicata* (Figs. 6E-F and 7D), *Dicarinella* sp., *D. asymetrica* (Fig. 6G-H), *D. cf. concavata*, *Marginotruncana coronata*, *M. pseudolinneiana*, *M. sinuosa*, *M. marginata* (Fig. 6D), *M. sigali*, *M. cf. renzi*, *Globotruncana arca*, *G. bulloides* (Figs. 6I-J and 7C), *G. hilli*, *G. lapparenti*, *Globotruncanita elevata*, *Laeviella bollii*, *Planohedbergella messinae*, *Plh. ultramicra*, *Ventilabrella* sp., *V. glabrata*, *Muricohedbergella flandrini* (Fig. 6C) and *Mu. planispira*.

در ۳ متر ابتدایی از قاعده سازند گورپی، به غیر از *M. marginata* و *Planoheterohelix globulosa* فرامینیفراهای پلانکتونی شاخص دیگری مشاهده نشده است. اولین و آخرین حضور گونه *D. asymetrica* به ترتیب در نمونه‌های ۱۷۸۳ و ۱۷۹۰ ثبت شده است. با توجه به حضور نداشتن فرامینیفراهای پلانکتونی شاخص در نخستین افق‌های این سازند، نمی‌توان سن کنیاسین پسین را برای قاعده این سازند انکار کرد. در ناحیه بندرعباس (Ezampanah Razmjooei et al. 2022) و در برش شاه‌نشین در ناحیه فارس (Razmjooei et al. 2018) نیز، سن قاعده سازند گورپی از کنیاسین گزارش شده است. در جدول ۱ تطابق زیست زون‌های معرفی شده در سازند گورپی، در برش گردبیشه با دیگر نواحی حوضه رسوبی زاگرس و همچنین حوضه تیس نشان داده شده است.

مجموعه فسیلی فوق با زون زیستی ۲۵ (Wynd 1965) با

عنوان *Nezzazata*- *alveolinid* Assemblage Zone با سن سنومانین؟ منطبق است.

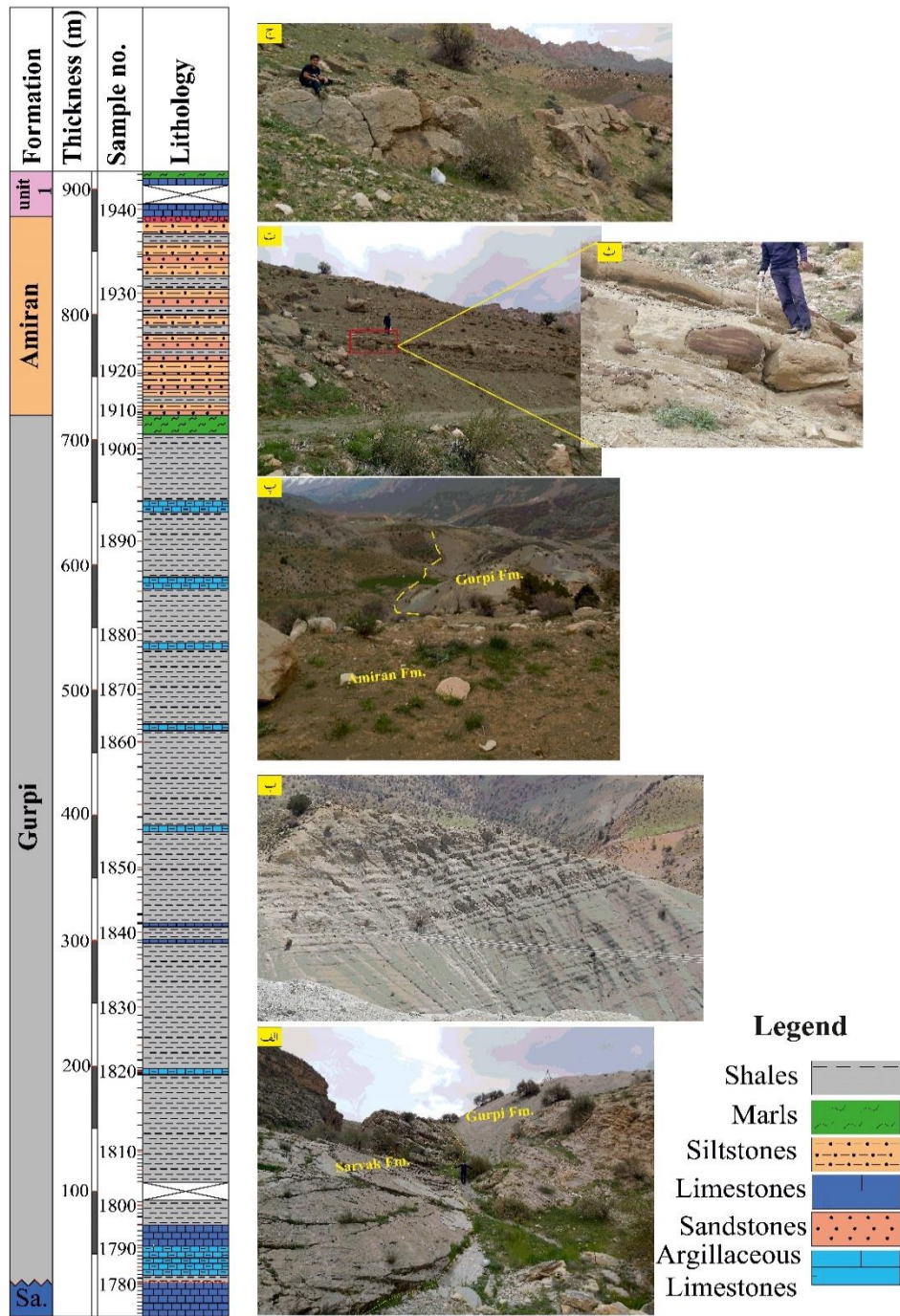
سازند گورپی

در نهشته‌های سازند گورپی، ضمن تشخیص ۴۵ گونه متعلق به ۱۹ جنس از فرامینیفراهای پلانکتونی، ۷ بایوزون براساس زون‌بندی (Premoli Silva and Verga 2004; Coccioni and Premoli Silva 2015) شناسایی شده است (شکل ۵). علاوه بر فرامینیفراهای پلانکتونی، تعداد محدودی از انواع بتیک (۳ جنس) نیز مشاهده شده است. در زیر، چینه‌نگاری زیستی سازند گورپی شرح داده شده است.

Dicarinella asymetrica Total Range Zone

این بایوزون براساس محدوده زیست گونه *D. asymetrica* تعریف شده است و سن آن، کنیاسین پسین تا ساتونین است (Premoli Silva and Verga 2004; Coccioni and Premoli Silva 2015). این بایوزون ۲۷/۵ متر از ضخامت سازند گورپی را در بر می‌گیرد و جامعه فسیلی هم‌زیست زیر، در آن شناسایی شده است:

Archaeoglobigerina cretacea, *A. blowi*, *Planoheterohelix* sp., *P. globulosa* (Fig. 6A-B),



شکل ۴- ستون چینه‌نگاری سنگی برش مطالعه‌شده: الف: مرز سازندهای سروک و گورپی؛ ب: نمای از توالی شیلی سازند گورپی؛ پ: مرز بالایی سازند گورپی با سازند امیران؛ ت: سیلستون‌ها و میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی سازند امیران؛ ث: نمای نزدیکی از ماسه‌سنگ‌های سازند امیران و ج: سنگ‌های کربناته ضخم‌لایه رودیست‌دار در قاعده واحد غیررسمی آواری-کربناته

Fig 4- The lithostratigraphic column of the studied section; A. The upper boundary of the Sarvak Formation with the Gurpi Formation; B. Landscape view of the Gurpi Formation; C. The upper boundary of the Gurpi Formation with the Amiran Formation; D. Siltstones of the Amiran Formation interbedded with sandstone layers; E. Close-up view of the sandstone layers of the Amiran Formation and F. Thick bedded rudistic carbonates at the base of the informal carbonate-siliciclastic unit.

sp., *P. globulosa*, *P. reussi*, *Laeviella bollii*, *Planohedbergella messinae*, *Plh. prairiehillensis* (Fig. 6K-L), *Plh. ultramicra*, *Rugoglobigerina rugosa* (Fig. 8E-F) and *Ventilabrella* sp.

(Vaziri-Moghaddam et al. 2007) این بایوزون را همچنین در برش سبزه‌کوه در توالی سازند گورپی با سن کامپانین پیشین گزارش داده‌اند.

Contusotruncana plummerae Interval Zone

این بایوزون در حدفاصل اولین حضور گونه‌های *C. plummerae* و *Radotruncana calcarata* به ترتیب در پایین و بالا تعریف شده است و با بایوزون *Contusotruncana plummerae* Zone از زون‌بندی (Coccioni and Premoli Silva 2015) با سن کامپانین میانی منطبق است.

Globotruncanita elevata Partial Range Zone

این بایوزون براساس بخشی از حضور گونه *Globotruncanita elevata* در حدفاصل آخرین حضور گونه *Dicarinella asymetrica* در پایین و اولین حضور گونه *Contusotruncana plummerae* در بالا تعریف شده است و با بایوزون *Globotruncanita elevata* Partial Range Zone از زون‌بندی (Coccioni and Premoli Silva 2015) با سن سانتونین پسین تا کامپانین پیشین منطبق است. این بایوزون ۶۵ متر از ضخامت سازند گورپی را در بر می‌گیرد. مجموعه میکروفسیلی زیر به صورت همراه در این بایوزون مشاهده شده است:

Archaeoglobigerina blowi, *A. cretacea*, *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. hilli*, *G. lapparenti*, *G. mariei*, *Globotruncanita elevata* (Fig. 8B), *Planoheterohelix*

جدول ۱- مقایسه بایوزون‌های معرفی شده در منطقه مطالعه شده با دیگر نواحی زاگرس و همچنین بایوزون‌های استاندارد منطقه تیس

Table 1- Correlation of the introduced biozones in the studied area with other regions of the Zagros Basin and standard zonation of the Tethys Ocean. abbreviations: Co.: Coniacian; Sant.: Santonian

Numerical age (Ma)	Epoch	Age	Present study	Gradstein et al. (2020)	Coccioni and Premoli Silva (2015)	Rahimi et al. (2015) Ramhormoz	Hemmati Nasab (2008) Ilam	Vaziri-Moghaddam et al. (2007) Sabz-e Kuh	Premoli Silva and Verga (2004)	Li et al. (1999)	
66	Late Cretaceous	Maastrichtian		<i>P. hanikenoides</i>	<i>P. hanikenoides</i>		<i>Ps. hariaensis</i>		<i>A. mayaroensis</i>	<i>P. hanikenoides</i>	
				<i>Ps. hariaensis</i>	<i>P. elegans</i>		<i>A. mayaroensis</i>		<i>Ps. hariaensis</i>	<i>Ps. palpebra</i>	
				<i>A. mayaroensis</i>	<i>Ps. hariaensis</i>				<i>R. fructicosa</i>	<i>R. fructicosa</i>	
				<i>R. fructicosa</i>	<i>A. mayaroensis</i>	<i>R. fructicosa</i>	<i>R. fructicosa</i>	<i>C. contusa</i>	<i>C. contusa</i>	<i>P. intermedia</i>	<i>P. intermedia</i>
				<i>Ps. palpebra</i>	<i>C. contusa</i>	<i>C. contusa</i>				<i>R. contusa</i>	<i>R. contusa</i>
70			<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	
			<i>C. contusa</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>G. gansseri</i>	<i>R. hexacamerata</i>	
			<i>G. aegyptiaca</i>	<i>G. aegyptiaca</i>	<i>G. aegyptiaca</i>	<i>G. aegyptiaca</i>	<i>G. aegyptiaca</i>	<i>G. aegyptiaca</i>	<i>G. aegyptiaca</i>	<i>G. aegyptiaca</i>	
			<i>G. havanensis</i>	<i>G. havanensis</i>	<i>G. havanensis</i>	<i>G. havanensis</i>	<i>G. havanensis</i>	<i>G. stuarti</i>	<i>G. havanensis</i>	<i>G. subcarinatus</i>	
			<i>R. calcarata</i>	<i>R. calcarata</i>	<i>R. calcarata</i>	<i>R. calcarata</i>	<i>R. calcarata</i>	<i>R. calcarata</i>	<i>R. calcarata</i>	<i>R. calcarata</i>	
75	Campanian		<i>C. plummerae</i>	<i>C. plummerae</i>	<i>C. plummerae</i>	<i>G. ventricosa</i>	<i>G. ventricosa</i>	<i>G. ventricosa</i>	<i>G. ventricosa</i>		
			<i>G. elevata</i>	<i>G. elevata</i>	<i>G. elevata</i>	<i>G. elevata</i>	<i>G. elevata</i>	<i>G. elevata</i>	<i>G. elevata</i>		
			<i>D. asymetrica</i>	<i>D. asymetrica</i>	<i>D. asymetrica</i>	<i>D. asymetrica</i>	<i>D. asymetrica</i>	<i>D. asymetrica</i>	<i>D. asymetrica</i>		
80											
83.6	late Sant.										
86.3											

G. ventricosa Interval Zone به جای *plummerae* Interval Zone استفاده کرده‌اند که در بایوزون‌های اصلاح شده کرتاسه (Coccioni and Premoli Silva 2015) نیز به کار گرفته شده

شایان ذکر است که (Petrizzo et al. 2011) به دلیل فراوانی کم و یا حضورنداشتن گونه *G. ventricosa* در توالی کامپانین میانی، از بایوزون دیگری با عنوان *Contusotruncana*

فسیلی هم‌زیست زیر در آن شناسایی شده است:

Planoheterohelix sp., *P. globulosa*, *P. reussi*, *Braunella punctulata*, *Globo truncana arca*, *G. bulloides*, *G. falsostuarti* (Fig. 7A), *G. hilli*, *G. lapparenti*, *Globo truncanella havanensis*, *Globo truncanita stuarti*, *Planomalina alvarezi*, *Laevella bollii*, *Planohedbergella prairiehillensis*, *Muricohedbergella holmdelensis*, *Radotruncana subspinosa* (Fig. 8H), *Rugoglobigerina rugosa* and *Rugotruncana subcircummodifer*.

در مناطق مجاور و در برش سبزه‌کوه در سازند گورپی،

(Vaziri-Moghaddam et al. 2007) بایوزون دیگری را

(*Globo truncanita stuarti* Zone) معرفی کرده‌اند که به لحاظ

سنی، معادل با همین بایوزون است.

***Globo truncana aegyptiaca* Interval Zone**

این بایوزون در حد فاصل اولین حضور گونه

Globo truncana aegyptiaca در پایین و اولین حضور گونه

Gansserina gansseri در بالا تعریف شده است و با بایوزون

Globo truncana aegyptiaca Interval Zone از زون‌بندی

زیستی (Premoli Silva and Verga 2004; Coccioni and Premoli 2015)

(Silva 2015) با سن کامپانین پسین منطبق است. این بایوزون

نسبت به دیگر بایوزون‌های معرفی شده، ضخامت بیشتری از

سازند گورپی (۴۰۳/۸ متر) را شامل می‌شود. جامعه فسیلی

همراه شناسایی شده در این بایوزون عبارت‌اند از:

Archaeoglobigerina cretacea, *Contusotruncana fornicata*, *C. plummerae*, *Globo truncana aegyptiaca* (Fig. 7F), *G. bulloides*, *G. hilli*, *G. lapparenti*, *Globo truncanella havanensis* (Fig. 8K), *Globo truncanita stuarti*, *G. stuartiformis*, *Planoheterohelix* sp., *P. globulosa*, *P. reussi*, *P. striata* (Fig. 7G), *Planomalina alvarezi*, *Laevella bollii*, *Planohedbergella messinae*, *Plh. multispinus*, *Plh. prairiehillensis*, *Plh. ultramicra*, *Muricohedbergella holmdelensis*, *Radotruncana subspinosa*, *Rugoglobigerina rugosa*, *R. macrocephala* (Figs. 7B and 8C-D), *Rugotruncana subcircummodifer* and *Schackoina cenomana* (Fig. 8A).

از دیگر میکروفسیل و ماکروفسیل‌های همراه از

Lenticulina sp., *Gavellinella* sp., miliolids و echinoids

نام برده می‌شود.

است. در این مطالعه اولین حضور گونه (Fig. 8G) *C.*

plummerae در نمونه ۱۸۰۶ ثبت شده است. اولین حضور

گونه *G. ventricosa* نیز در نمونه ۱۸۲۴ و در رأس بایوزون

R. calcarata Total Range Zone ظاهر شده است (شکل

۵). این بایوزون ۷۶ متر از سازند گورپی را در بر می‌گیرد و

جامعه فسیلی زیر به صورت همراه در آن شناسایی شده است:

Planoheterohelix sp., *P. globulosa*, *P. reussi*, *Contusotruncana fornicata*, *Globo truncana arca*, *G. bulloides*, *G. hilli*, *Ventilabrella* sp., *Planomalina alvarezi*, *Laevella bollii*, *Planohedbergella messinae*, *Plh. prairiehillensis*, *Plh. ultramicra*, *Globo truncanita elevata*, *G. stuartiformis*, *Radotruncana subspinosa* and *Rugoglobigerina rugosa*.

***Radotruncana calcarata* Total Range Zone**

این بایوزون با سن کامپانین پسین براساس اولین و آخرین

حضور گونه *R. calcarata* تعریف شده است (Premoli Silva

2015; Coccioni and Premoli Silva 2004; Verga and

این بایوزون در برش مطالعه شده، ۱۵ متر از توالی سازند گورپی

را به خود اختصاص داده و مجموعه فسیلی زیر به صورت

همراه در آن مشاهده شده است:

Archaeoglobigerina cretacea, *Planoheterohelix* sp., *P. globulosa*, *Globo truncana bulloides*, *G. lapparenti*, *G. ventricosa*, *Planomalina alvarezi*, *Laevella bollii*, *Plh. prairiehillensis*, *Plh. ultramicra*, *Radotruncana calcarata* (Fig. 8I-J) and *Rugoglobigerina rugosa*.

(Vaziri-Moghaddam et al. 2007) این بایوزون را در

منطقه سبزه‌کوه با سن کامپانین پسین در نهشته‌های سازند

گورپی گزارش داده‌اند.

***Globo truncanella havanensis* Partial Range Zone**

این بایوزون که براساس بخشی از حضور گونه

Globo truncanella havanensis در بین آخرین حضور گونه

Radotruncana calcarata در پایین و اولین حضور

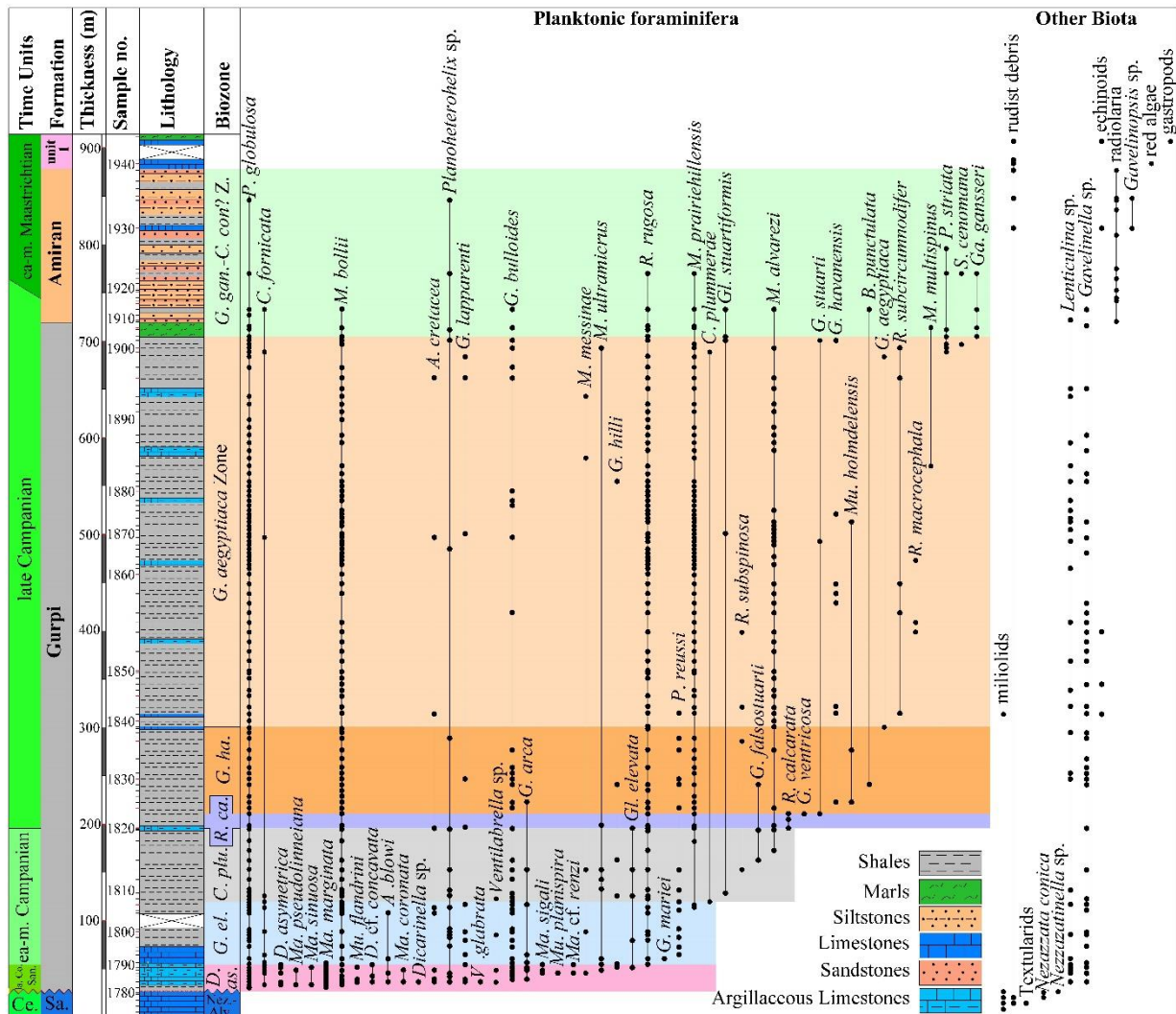
Globo truncana aegyptiaca در بالا تعریف شده است، با

بایوزون *Globo truncanella havanensis* Zone از زون‌بندی

زیستی (Premoli Silva and Verga 2004; Coccioni and Premoli

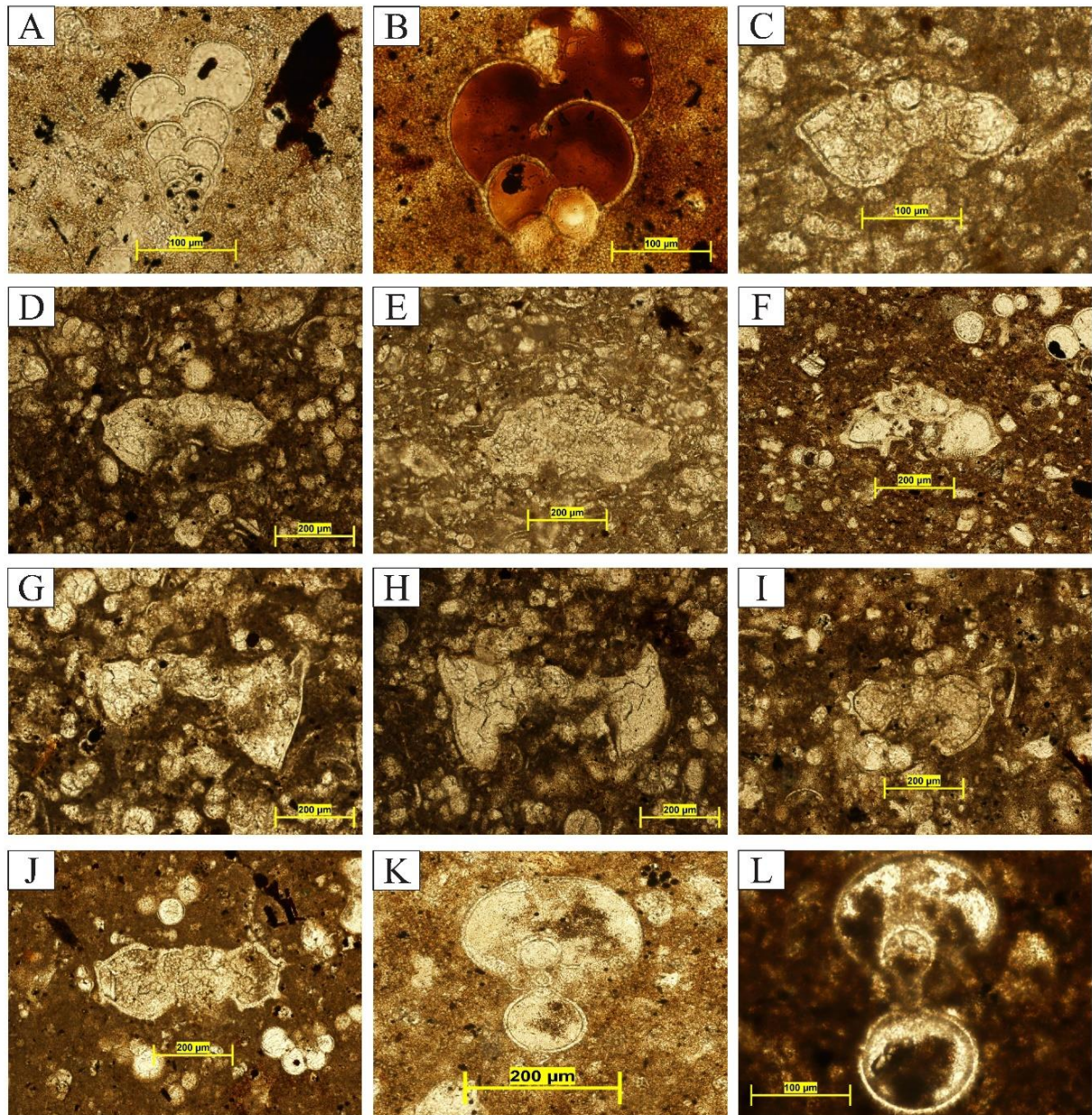
2015) با سن کامپانین پسین منطبق است. این بایوزون

۹۰ متر از ضخامت سازند گورپی را در بر می‌گیرد و جامعه



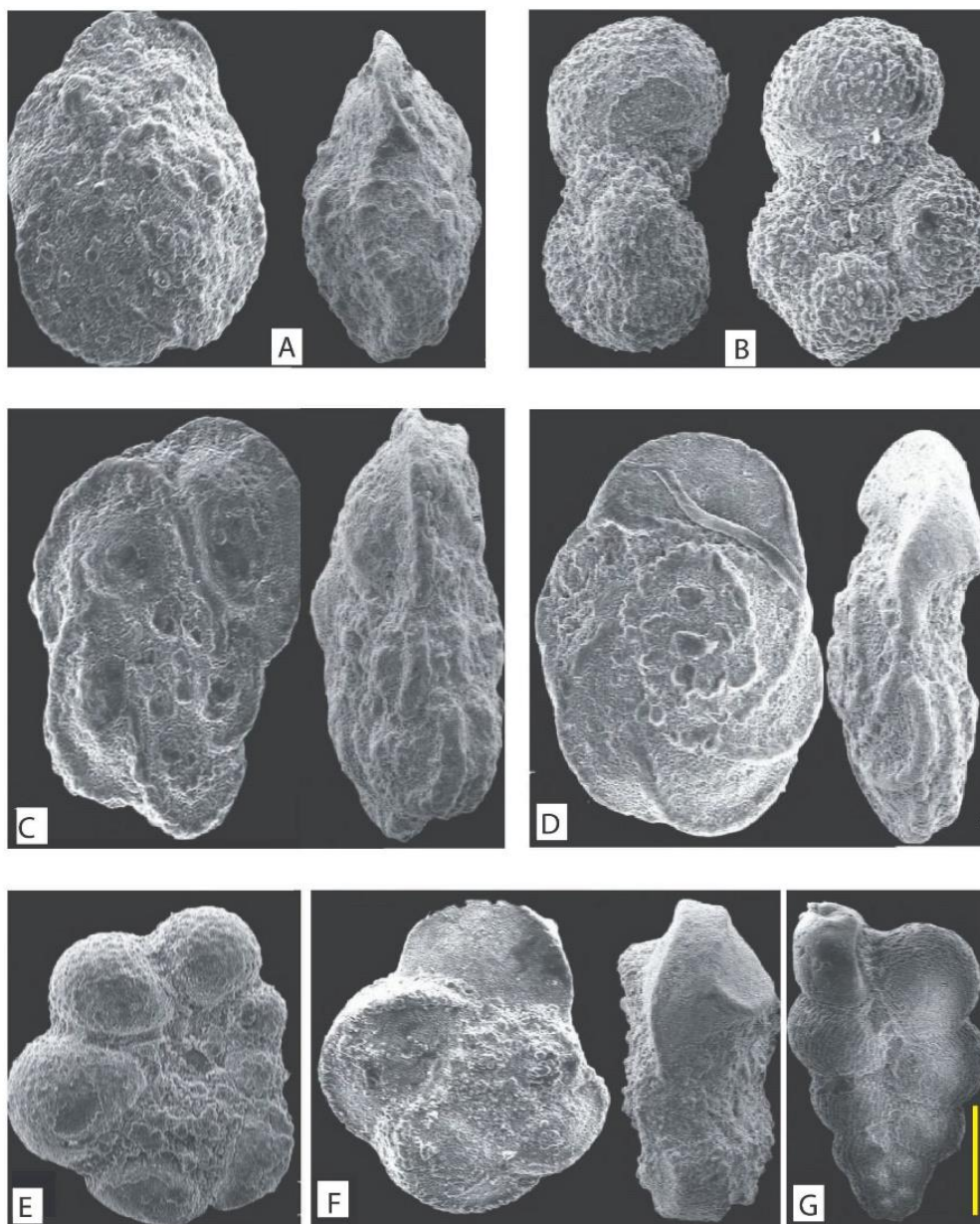
شکل ۵- توزیع چینه‌شناسی فرامینفرهای پلانکتونی، بنتیک و دیگر فسیل‌های همراه، به همراه بایوزوناسیون برش مطالعه‌شده

Fig 5- Stratigraphic distributions of planktonic and benthic foraminifera, associated biota and biozonation of the studied section. Abbreviations: Ce.: Cenomanian; Sa.: Sarvak; Nez.-Alv.: *Nezzazata-alveolinid* Assemblage Zone; la. Co.-San.: late Coniacian-Santonian; ea-m.: early-middle; *D. as.*: *Dicarinella asymetrica* Zone; *G. el.*: *Globotruncanita elevata* Zone; *C. plu.*: *Contusotruncana plummerae* Zone; *R. ca.*: *Radotruncana calcarata* Zone; *G. ha.*: *Globotruncanella havanensis* Zone; *G. gan.-C. con?.*: *Gansserina gansseri- Contusotruncana contusa?* zone



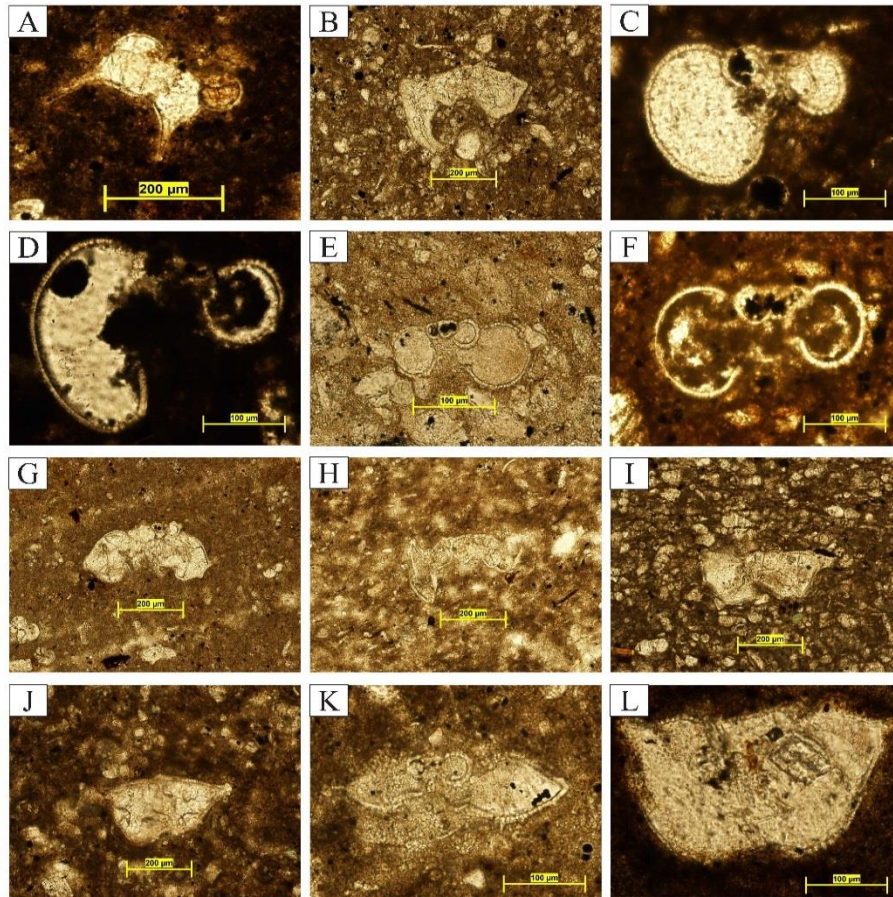
شکل ۶- A-B: *Planoheterohelix globulosa* (شماره نمونه‌های ۱۸۶۵ و ۱۹۰۴)؛ C: *Muricohedbergella flandrini* (شماره نمونه ۱۷۸۹)؛ D: *Marginotruncana marginata* (شماره نمونه ۱۷۸۴)؛ E-F: *Contusotruncana fornicata* (شماره نمونه‌های ۱۷۸۹ و ۱۸۶۹)؛ G-H: *Dicarinella asymetrica* (شماره نمونه‌های ۱۷۸۳ و ۱۷۸۴)؛ I-J: *Globotruncana bulloides* (شماره نمونه‌های ۱۸۰۶ و ۱۸۲۰)؛ K-L: *Planohedbergella prairiehillensis* (شماره نمونه‌های ۱۸۶۴ و ۱۸۸۱)

Fig 6- A-B. *Planoheterohelix globulosa* (samples 1865 and 1904), C. *Muricohedbergella flandrini* (sample 1789), D. *Marginotruncana marginata* (sample 1784), E-F. *Contusotruncana fornicata* (samples 1789 and 1869), G-H. *Dicarinella asymetrica* (samples 1783 and 1784), I-J. *Globotruncana bulloides* (samples 1806 and 1820), K-L. *Planohedbergella prairiehillensis* (samples 1864 and 1881)



شکل ۷- A: *Globotruncana falsostuarti* (شماره نمونه ۱۸۲۹) نماهای پیچشی و جانبی؛ B: *Globotruncana bulloides* (شماره نمونه ۱۸۵۵) نماهای پیچشی و جانبی؛ C: *Globotruncana macrocephala* (شماره نمونه ۱۸۵۵) نماهای جانبی و نافی؛ D: *Contusotruncana fornicata* (شماره نمونه ۱۸۰۶) نماهای پیچشی و جانبی؛ E: *Macroglobigerinelloides* sp. (شماره نمونه ۱۸۶۸) نمای پیچشی؛ F, G: *Globotruncana aegyptiaca* (شماره نمونه ۱۸۸۲)؛ G: *Planoheterohelix striata* (شماره نمونه ۱۹۰۱) نیمرخ طولی، مقیاس معادل با ۱۰۰ میکرومتر

Fig 7- A. *Globotruncana falsostuarti* (sample 1829), spiral and lateral views, B. *Rugoglobigerina macrocephala* (sample 1855), lateral and umbilical views, C. *Globotruncana bulloides* (sample 1855), spiral and lateral views, D. *Contusotruncana fornicata* (sample 1806), spiral and lateral views, E. *Macroglobigerinelloides* sp. (sample 1868), spiral view, F. *Globotruncana aegyptiaca* (sample 1882) spiral and lateral views, G. *Planoheterohelix striata* (sample 1901), longitudinal view. Scale bar equal 100 μ m



شکل ۸- A: *Schackoina cenomana* (شماره نمونه ۱۹۰۱): B: *Globo truncanita elevata*; C-D: *Rugoglobigerina macrocephala* (شماره نمونه ۱۷۹۷); E-F: *Rugoglobigerina rugosa* (شماره نمونه‌های ۱۸۵۴ و ۱۸۷۳): G: *Contusotruncana plummerae* (شماره نمونه ۱۸۱۳): H: *Radotruncana subspinoso* (شماره نمونه ۱۸۰۶): I-J: *Radotruncana calcarata* (شماره نمونه‌های ۱۷۹۰ و ۱۸۲۰): K: *Globo truncanella havanensis* (شماره نمونه ۱۸۴۲): L: *Gansserina cf. gansseri* (شماره نمونه ۱۹۲۳)

Fig 8- A. *Schackoina cenomana* (sample 1901), B. *Globo truncanita elevata* (sample 1797), C-D. *Rugoglobigerina macrocephala* (samples 1855 and 1863), E-F. *Rugoglobigerina rugosa* (samples 1854 and 1873), G. *Contusotruncana plummerae* (sample 1806), H. *Radotruncana subspinoso* (sample 1813), I-J. *Radotruncana calcarata* (samples 1790 and 1820), K. *Globo truncanella havanensis* (sample 1842), L. *Gansserina cf. gansseri* (sample 1923)

انواع تخریبی توربیدایتی سازند امیران و رؤیت نکردن گونه *Contusotruncana contusa* ردیابی شدنی نیست. در نهشته‌های رأسی سازند گورپی در همین ناحیه نیز، (Shahriari 2009) بایوزون *Gansserina gansseri* Zone را با سن کامپانین پسین/ مائستریشین پیشین گزارش داده است.

***Gansserina gansseri- Contusotruncana contusa?* integrated zone**

در برش مطالعه شده، مرز زیرین این بایوزون ترکیبی، براساس اولین حضور گونه *Gansserina gansseri* (Fig. 8L) تعریف شده است؛ اما مرز بالایی آن به دلیل تغییرات ژرفا و ماهیت رسوب گذاری و تبدیل نهشته‌های عمیق سازند گورپی، به

بنابراین سن نسبی سازند امیران را نمی‌توان به صورت دقیق تعیین کرد. با توجه به موقعیت چینه‌شناسی این نهشته‌ها (یعنی قرارگیری بر سازند گورپی به سن کنیاسین پسین/مائستریشتین پیشین و همچنین واقع شدن در زیر نهشته‌های پلاتفرمی کم‌عمق سازند تاربور به سن مائستریشتین میانی تا پسین (Vaziri-Moghaddam et al. 2013; Ghanbarloo et al. 2021;) (Ghanbarloo and Safari 2023)، سن مائستریشتین پیشین-میانی؟ برای نهشته‌های سازند امیران در نظر گرفته می‌شود. همچنین براساس مطالعات قبلی سن سازند امیران، در برش گردیشه براساس موقعیت چینه‌شناسی، مائستریشتین پیشین تا میانی تعیین شده است (Shahriari 2009).

رخساره‌ها و محیط رسوبی

مطالعه رخساره‌های نهشته‌های کرتاسه بالایی به شناسایی ۲ ریزرخساره در نهشته‌های سازند گورپی و ۳ پتروفاسیس در نهشته‌های سازند امیران منجر شده است (شکل ۹).

سازند گورپی

پلانکتونیک فرامینیفرها و کستون/پکستون (Planktonic

(Foraminifera Wackestone/Packstone

بافت این ریزرخساره از وکستون تا پکستون در تغییر است. اجزای اصلی تشکیل دهنده آن، فرامینیفرهای پلانکتونی با فراوانی بالا (*Macroglobigerinelloides*, *Planoheterohelix*, *Globotruncana* و *Rugoglobigerina*) هستند که در زمینه‌ای گلی قرار دارند (شکل ۱۰، تصاویر الف و ب) و در بیشتر توالی سازند گورپی نیز مشاهده شدند. از اجزای اسکلتی دیگر، از کلسی اسفرها و فرامینیفرهای بتیک (*Gavelinella* sp.) نام برده می‌شود. از اجزای غیراسکلتی دانه‌های ریز کوارتز در اندازه سیلت و همچنین دانه‌های گلاکونیت نیز در پاره‌ای از افق‌ها به مقدار کم مشاهده شده است. حجرات فرامینیفرهای پلانکتونی در بخش‌هایی با اکسید آهن پر شده است. در پاره‌ای از قسمت‌های این ریزرخساره، پدیده دولومیتی شدن رخ داده است و آلومها تشخیص دادنی نیستند.

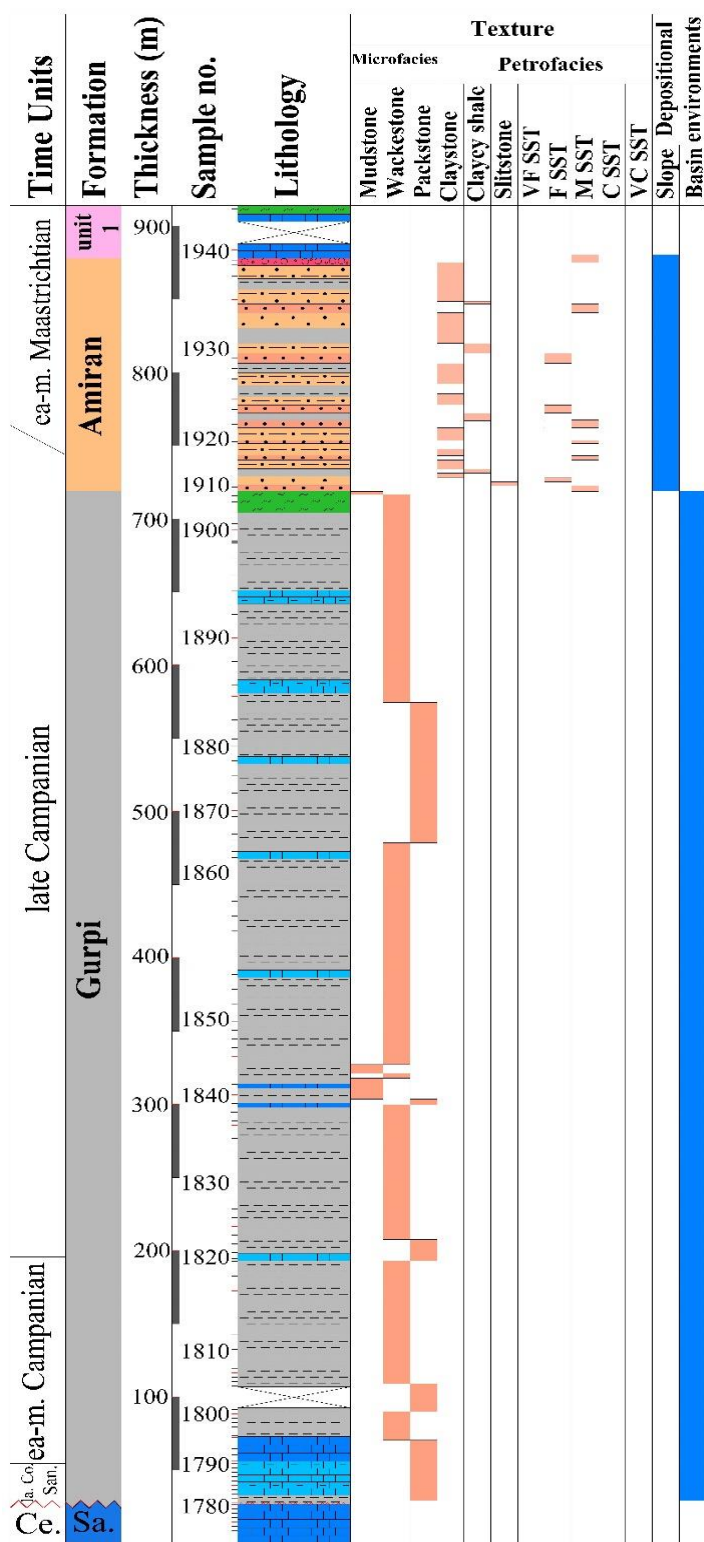
همان‌طور که در بخش‌های پیشین نیز مطرح شد، ضخامت سازندها، مرزهای زیرین و بالایی آنها و حتی گستره سنی آنها در جهت جانبی، به دلیل عملکرد گسل‌های موجود در منطقه و دیگر فعالیت‌های تکتونیکی متغیر است؛ به طوری که در همین ناحیه، بایوزون *Contusotruncana* *contusa/Racemiguembelina fructicosa* Zone مائستریشتین پسین برای رأس سازند گورپی معرفی شده است (Vaziri-Moghaddam et al. 2013). بنابراین در این پژوهش نیز با توجه دلایل ذکر شده، بایوزون ترکیبی بالا با ۱۷۳ متر ضخامت معرفی شد که ۱۴ متر از نهشته‌های رأسی سازند گورپی و کل سازند امیران (۱۵۹ متر) را پوشش می‌دهد و با بایوزون‌های *Gansserina gansseri* Interval Zone و *Contusotruncana contusa* Interval Zone تطابق زون‌بندی زیستی (Coccioni and Premoli Silva 2015) دارد و به سن کامپانین پسین-مائستریشتین میانی؟ نسبت داده می‌شود.

سازند امیران

در نهشته‌های تخریبی سازند امیران، رادیولرها از فراوانی بالایی برخوردارند، ولی با توجه به اینکه به صورت نابرجایند و به صورت نهشته‌های ثقلی به درون حوضه رسوبی حمل شده‌اند، بنابراین تعیین سن این سازند با استفاده از شواهد و داده‌های فسیلی مشاهده شده، میسر نیست. علاوه بر رادیولرها، میکروفسیل‌های زیر نیز در قسمت‌های مختلف این سازند مشاهده شده است:

Contusotruncana fornicata, *Gansserina gansseri*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Planoheterohelix* sp., *P. globulosa*, *P. striata*, *Braunella punctulata*, *Planomalina alvarezi*, *Laevella bollii*, *Planohedbergella prairiehillensis*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Schackoina cenomana*, *Lenticulina* sp., and *Gavelinella* sp.

از ماکروفسیل‌ها هم می‌توان از خرده‌های اکیئوئید، رودیست، جلبک قرمز و گاستروپود نام برد. به جز گونه *Gansserina gansseri* فرامینیفرهای پلانکتونی شاخص دیگری در این قسمت از برش مطالعه شده مشاهده نشد؛



شکل ۹- توزیع رخساره‌های معرفی شده و محیط‌های رسوبی نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش مطالعه شده

Fig 9- Distribution of identified facies along with depositional environments of the Upper Cretaceous deposits in the studied area

حضور فونای پلانکتونی، نشانگر ته‌نشست آن در محیط‌های آرام، پایین‌تر از قاعده امواج طوفانی واقع در بخش‌های خارجی یا زیرین (دیستال) فن زیردریایی یا حوضه است (Shahriari 2009; Mohseni et al. 2013; Bayet-Goll et al. 2014).

سیلتستون (Siltstone)

بخش عمده این پتروفاسیس از ذرات کوارتز زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار در اندازه سیلت تشکیل شده است (شکل ۱۰، تصویر چ). این پتروفاسیس نسبت به دیگر رخساره‌های شناسایی شده در سازند امیران، کمیاب‌تر است. زمینه در این رخساره، رسی و ریزتر شدن اندازه قطعات، بیانگر کاهش میزان انرژی جریان‌های توریدیتی است. (Mohseni et al. 2013) غرب لرستان گزارش کرده‌اند. با افزایش فاصله از ناحیه منشأ و کاهش یافتن میزان سرعت و انرژی جریان‌های آشفتنه، بافت رسوبات دانه‌ریزتر می‌شود و ته‌نشست این پتروفاسیس را در بخش‌های خارجی فن زیردریایی نشان می‌دهد (Bouma 1964; Bayet-Goll et al. 2014).

پتروفاسیس ماسه‌سنگ ریز تا متوسط‌دانه، فسیل‌دار با سیمان کلسیتی، لیت آرنایت (سد آرنایت) ساب‌مچور تا مچور (Fine to medium grained, submature to mature, /Sedarenite calcite cement, fossiliferous litharenite)

قطعات چرتی، خرده‌های رادیولرها و همچنین قطعات کربناته خردشده (با گردش‌دگی متغیر)، اجزای اصلی موجود در این پتروفاسیس‌اند (شکل ۱۰، تصاویر ح-خ). گفتنی است که در توالی سازند امیران، مقدار این دو (قطعات چرتی و کربناته) در نوسان است و در پاره‌ای از افق‌ها، مقدار چرت بیشتر و در بخش‌های دیگر، مقدار قطعات کربناته زیادتر می‌شود. کوارتز در همه بخش‌های ماسه‌سنگی با میزان کمتر از ۱۰ الی ۱۵ درصد دیده می‌شود. اجزای فرعی شامل قطعات فسفاته، کلریت، گلاکونیت، زیرکن، مسکویت، کانی‌های اوپاک و همچنین فلدسپارها (به‌ویژه پلاژیوکلاز) نیز به صورت

حضور فرامینفرهای پلانکتونی با فراوانی و تنوع بالا در یک زمینه گلی و نبود فونای مربوط به محیط‌های کم‌عمق دریایی، نشان‌دهنده ته‌نشست این ریزرخساره در دریای ژرف با انرژی پایین است (Geel 2000; Ghabeishavi et al. 2009; Flügel 2010).

مادستون آهکی (Lime Mudstone)

این ریزرخساره از گل آهکی (میکریت) تشکیل شده است و در بر دارنده مقادیر اندکی فرامینفرهای پلانکتونی (به‌ویژه جنس *Planoheterohelix*) و بنتیک است (شکل ۱۰، تصویر پ). این ریزرخساره در مقایسه با ریزرخساره قبلی در سازند گورپی، کمیاب‌تر است. دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت و دانه‌های ریز گلاکونیت نیز در پاره‌ای از افق‌ها مشاهده شده است. حجرات فرامینفرهای پلانکتونی نیز با اکسید آهن پر شده است. حضور اندک آلومینا به‌ویژه انواع پلانکتونی (فرامینفرها) در یک زمینه گلی، نشانگر ته‌نشست آن در محیط کم‌انرژی و کم‌اکسیژن دریای باز و پایین‌تر از قاعده امواج طوفانی است (Ghabeishavi et al. 2009; Flügel 2010).

سازند امیران

رس سنگ (Claystone)

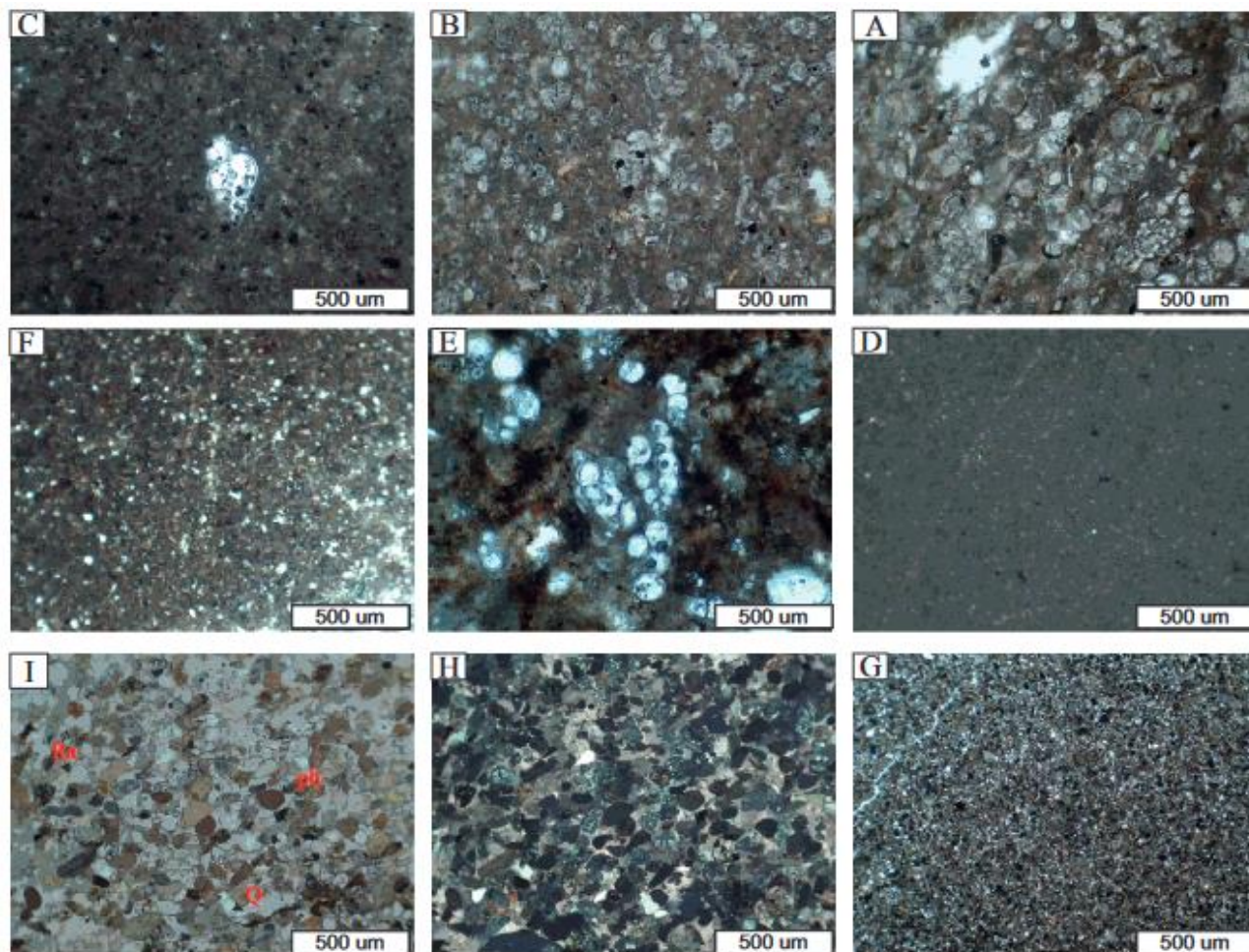
این پتروفاسیس از ذرات تخریبی بسیار ریزدانه (در اندازه رس) تشکیل شده است (شکل ۱۰، تصویر ت). در بخش‌هایی از سازند امیران، فرامینفرهای پلانکتونی با فراوانی نسبتاً بالایی به‌صورت شناور در زمینه ریزدانه و رسی پراکنده‌اند (شکل ۱۰، تصویر ث). علاوه بر فرامینفرهای پلانکتونی، مقدار اندکی از انواع بنتیک و به‌ندرت قطعات رودستی و دانه‌های گلاکونیت نیز مشاهده می‌شود. همچنین در افق‌هایی از این رخساره، دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت دیده می‌شود و نام رخساره را به رس‌سنگ سیلت‌دار تغییر می‌دهد (شکل ۱۰، تصویر ج). در این رخساره همانند ریزرخساره‌های سازند گورپی، حجرات فرامینفرهای پلانکتونی با اکسید آهن پر شده است. ویژگی‌های بافتی و

کمیاب دیده می‌شوند (در حدود ۲ الی ۳ درصد). سیمان اتصال‌دهنده ذرات از نوع کربناته است و آغشتگی به اکسید آهن (گوتیت و هماتیت) هم به مقدار زیاد مشاهده می‌شود. ماسه‌سنگ‌ها بیشتر متوسط‌دانه‌اند. در پاره‌ای از مقاطع همراه با موارد ذکرشده، مقدار ناچیزی فرامینفرهای بتتیک و پلانکتونی و بریوزوئر و دیگر خرده‌های فسیلی دیده می‌شوند که تشخیص‌دانی نیستند (همگی به میزان کمتر از ۱ درصد). ویژگی‌های بافتی ریز تا متوسط‌دانه، نازک تا متوسط‌لایه‌بودن ماسه‌سنگ‌ها و وضعیت تناوبی با لایه‌های شیلی و سیلتستونی دانه‌ریز، حاکی از حضور جریان‌های توربیدیتی کم‌چگال، فاصله طولانی تا منشأ و ته‌نشست در قسمت‌های بیرونی فن زیردریایی‌اند (Shahriari 2009; Bayet-Goll et al. 2014). بخش‌های دانه‌ریزتر در قسمت‌های دیستال (مرز تدریجی کانال و لوب) یا حاشیه لوب فن زیردریایی تشکیل شده است (Bayet-Goll et al. 2014).

بحث

در منطقه مطالعه‌شده بر نهشته‌های پلاتفرمی سازند سروک، توالی سازند گورپی پس از یک وقفه زمانی نسبتاً طولانی مدت از کنیاسین پسین؟ رسوب‌گذاری کرده است. این ناپیوستگی ناحیه‌ای^۱ که بیشتر به صورت یک سطح فرسایشی آغشته به اکسید آهن است در دیگر نواحی زاگرس از جمله زون فارس (James and Wynd 1965; Alavi 2004; Ghasemi-Nejad et al. 2006; Taheri and Soradeghi 2011; Vincent et al. 2015; Esmailbeig 2018; Ezampanah et al. 2020) و دیگر (Piryaei et al. 2011; Ezampanah et al. 2022) بخش‌های پلاتفرم عربی نیز گزارش شده است (Van Buchem et al. 2002, 2011; Sharp et al. 2010; Aqrabi et al. 2010; Hollis 2011). آغاز بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در کرتاسه پسین سبب چین‌خوردگی، بالاآمدگی، رورانگی یا فرارانش نهشته‌های رسوبی مزوزوئیک بر بخش شرقی حاشیه غیرفعال صفحه عربی و تشکیل حوضه فورلند شده است (Glennie et al. 1973; Kazmin et al. 1986; Alavi 1994, 2004; Sepehr and

¹ Regional unconformity



شکل ۱۰- رخساره‌های شناسایی شده در برش مطالعه‌شده: (A-B) پلانکتونیک فرامینیفرها و کستون/پکستون؛ (C) مادستون؛ (D) کلی ستون؛ (E) شیل رسی دارای فرامینیفرهای پلانکتونی؛ (F) سیلتی کلی ستون؛ (G) سیلتستون و (H-I) لیتیک آرنایت/سدآرنایت

Fig 10- Identified facies in the studied area, A-B: Planktonic foraminifera Wackestone/Packstone; C: Lime Mudstone; D: Claystone; E: Clayey shale contain planktonic foraminifera; F: Silty Claystone; G: Siltstone; H-I: Lithic arenite/sedarenite. Ra.: Radiolaria; Ph.: Phosphate; Q.: Quartz

نمودار گاما و رخساره‌های پالینولوژیکی محیط رسوبی سازند گورپی در شمال شرق زون ایذه به یک سیستم رسوبی کربناته کم انرژی، کم اکسیژن تا بی اکسیژن در قسمت نسبتاً عمیق دریای باز نسبت داده شده است (Beiranvand and Ghasemi-Nejad 2013). در بیشتر نواحی حوضه رسوبی زاگرس و از جمله ناحیه مطالعه شده در طی کرتاسه پسنین (کنیاسین پسنین/سانتوین) و هم‌زمان با بالآمدگی سطح آب دریاها در مقیاس جهانی نهشته‌های پلاژیک سازند گورپی، ته‌نشست یافته و این وضعیت تا مائستریشین (Motiei 2003) و بعضاً تا پالئوسن تداوم داشته است (Hemmati-Nasab 2008;)

براساس مطالعات میکروفاسیسی و پالینوفاسیسی سازند گورپی در تاقدیس‌های اناران و کبیرکوه در زون لرستان، محیط ته‌نشست این سازند، رمپ خارجی تعیین شده است (Zarei and Ghasemi-Nejad 2014). در فروافتادگی دزفول و پهنه ایذه نیز Hosseini-Barzi et al. (2009) یک مدل رسوبی از نوع رمپ کربناته را برای توالی سازند گورپی پیشنهاد دادند. همچنین در جنوب غرب فیروزآباد Abrari et al. (2011) براساس مطالعه فرامینیفرهای پلانکتونی، محیط رسوبی نهشته‌های این سازند را دریای عمیق تعیین کردند. براساس تلفیق مطالعات رخساره‌های رسوبی، اثر رخساره‌ها،

به نظر می‌رسد که توالی سازند امیران در قسمت‌های زیرین مخروط (بخش دیستال) رسوب‌گذاری کرده است (احتمالاً $Tc-Te$). براساس مطالعه‌ای که پیش از این نیز در ناحیه گردبیشه بر توالی‌های کرتاسه فوقانی انجام شده است، محیط رسوبی سازند امیران به یک فن زیردریایی نسبت داده شده است که در بخش‌های میانی تا خارجی یک شلف کربناته رسوب‌گذاری کرده است (Shahriari 2009). سیستم تغذیه‌کننده واحد، هندسه کلی مخروطی‌شکل، متشکل از نهشته‌های کانالی و خارج از کانالی و ماسه‌سنگ‌های توریدایتی ورقه‌مانند با میان‌لایه‌هایی از گل‌های همی‌پلاژیک از شاخصه‌های فن‌های زیردریایی به شمار می‌رود (Bayet-Goll et al. 2014 and references therein).

سازند امیران در ناحیه لرستان، به‌صورت مخلوطی از نهشته‌های سیلیسی آواری و کربناتی تشکیل شده است (Nasiri et al. 2013)؛ به‌طوری که توالی کربناته آن در کمربندهای دریای باز، سد و لاگون از یک پلاتفرم کربناته نوع رمپ رسوب‌گذاری کرده است، در حالی که توالی آواری آن تحت تأثیر جریانات آشفته به‌صورت مخروط‌های زیردریایی نهشته شده‌اند. براساس (Homke et al. 2009) محیط رسوبی سازند امیران در تاقدیس امیران، از توالی رخساره‌ای ۳ قسمتی شامل کف حوضه (لوب‌های مخروطی)، گذر شیب حوضه و حاشیه شلف تشکیل شده است. برخلاف سازند امیران، آثاری از این نهشته‌های جریان چگال در توالی سازند گورپی در ناحیه مطالعه‌شده مشاهده نشده است. در بخش‌هایی از حوضه رسوبی زاگرس (ناحیه فارس و بندرعباس) نیز در اثر خروج پلاتفرم‌های کربناته کرتاسه پیشین تا میانی از آب، مواد حاصل شده از فرسایش آنها، بعدها به شکل جریان‌های چگال و واریزه‌ای (متشکل از کنگومرا و ماسه‌سنگ‌های آهکی) در داخل نهشته‌های عمیق سازند گورپی رسوب‌گذاری کرده‌اند (Piryaei et al. 2010, 2011; Ezampanah et al. 2022). سنگ‌آهک‌های قطعه پش‌تیبان¹ نیز در

همان‌طور که پیش‌تر نیز ذکر شد، وضعیت چینه‌شناسی منطقه مطالعه‌شده پیچیده است، به‌طوری که در جهت جانبی تغییرات ضخامت، ریزرخساره‌ها، سن و مرزهای زیرین و بالایی سازندها متغیر است. سن نهشته‌های بخش ابتدایی سازند گورپی در ناودیس کوه‌سبز و برش سبزه‌کوه واقع در جنوب غرب بروجن، براساس مطالعه نانوفسیل‌های آهکی و فرامینفرهای پلانکتونی به ترتیب سانتونین پسین و کامپانین پیشین تعیین شده است (Vaziri-Moghaddam et al. 2007; Senemari and Forougi 2019). در زاگرس مرتفع، وضعیت حوضه رسوبی از مائستریشتین پیشین (میانی؟) دستخوش تغییرات چشمگیری شده و در اثر فرسایش نهشته‌های قدیمی‌تر (به‌ویژه سکانس‌های افیولیتی و رادیولاریتی فرارونده‌شده) و حمل مجدد آنها به‌صورت نهشته‌های ثقلی و رسوب‌گذاری در محیط پاشنه اسلپ، نهشته‌های تخریبی سازند امیران یا فلیش امیران رسوب‌گذاری کرده است (Berberian and King 1981; Robertson 1987; Broud 1987; Ziegler 2001; Motiei 2003; Casciello et al. 2009; Piryaei et al. 2010).

رادیولرها که از فراوانی بالایی در بخش‌های ماسه‌سنگی سازند امیران در برش مطالعه‌شده برخوردارند، یکی از رخساره‌های شاخص حوضه تیس در دوران مزوزوئیک محسوب می‌شوند (Gharib and De Wever 2010). این رخساره در لبه شمالی پلاتفرم عربی به‌صورت حوضه رادیولاریتی (با طولی در حدود ۳۰۰۰ کیلومتر و پهنایی در حدود ۲۰۰ الی ۳۰۰ کیلومتر) معرفی شده است (Kazmin et al. 1986; Gharib and De Wever 2010). در منطقه کرمانشاه، مطالعه چینه‌نگاری زیستی که بر این سری‌های رادیولاریتی انجام شده است، محدوده سنی پلنسابخین تا تورونین را نشان می‌دهد (Gharib and De Wever 2010). در برش مطالعه‌شده، با توجه به نبود بخش‌های کنگومرایی و ماسه‌های گراولی دانه‌درشت که معرف نهشته‌های کانالی فن زیردریایی‌اند (بخش‌های پروکسیمال سکانس بوما) و همچنین غلبه رسوبات ریزدانه (نهشته‌های سیلتی و رسی ریزدانه حاوی فونای پلانکتونی)،

¹ clast-supported limestones

است. در نهشته‌های سازند امیران نیز، ۳ پتروفاسیس شناسایی شد که بیانگر تنه‌نشست به‌صورت فن‌های زیردیایی متأثر از عملکرد جریان‌ات آشفته یا توربیدیتی است.

سپاسگزاری

از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و دانشگاه بوعلی سینا به‌جهت حمایت و فراهم‌کردن بسترهای لازم برای همکاری در انجام این کار تحقیقاتی تشکر می‌شود. از پیشنهاد‌های سردبیر محترم مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی و همچنین داوران محترم، کمال تشکر و قدردانی را داریم.

References

- Abrari N. Vaziri-Moghaddam H. Taheri A. and Seirafian A. 2011. Biostratigraphy and palaeobathymetry of Gurpi Formation in southwest of Firozabad. *Iranian Journal of Geology*, 7: 49–60 [In Persian].
- Alavi M. 1994. Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 299: 211–238.
- Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1–20.
- Amiri Bakhtiar H. and Norainejad Kh. 2104. Revision of Zagros stratigraphy: Amiran Formation. *Journal of Exploration & Production Oil & Gas*, 118: 37-39 [In Persian].
- Aqrabi A. Mahdi T. Sherwani G. and Horbury A. 2010. Characterization of the Mid-Cretaceous Mishrif Reservoir of the southern Mesopotamian Basin, Iraq. In: *American Association of Petroleum Geologists Conference and Exhibition*, 7–10 p.
- Asgari-Pirbaluti B. Ataabadi M.M. Djafarian M.A. Tehrani K.K. Afghah M. and Fard Z.D. 2013. Biostratigraphy and regional aspects of the Tarbur Formation (Maastrichtian) in Central Zagros, Southwest Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 119: 215–227.
- Bayet-Goll A. De Carvalho C.N. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. and Nasiri Y. 2014. Depositional environments and ichnology of the deep-marine succession of the Amiran Formation (Upper Maastrichtian–Paleocene), Lurestan Province, Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 401: 13–42.
- Beiranvand B. and Ghasemi-Nejad E. 2013. Recognition of depositional environment of the Gurpi Formation based on palynofacies in



حد فاصل سازندهای گورپی و تاربور در منطقه بندرعباس (Piryaei et al. 2011; Ezampanah et al. 2022)، در توالی کرتاسه ناحیه عمان (Robertson 1987; Boote et al. 1990;) و منطقه کرمانشاه (Immenhauser et al. 2000 Razmjooei et al.) گزارش شده است. (2021)

نتیجه

براساس مطالعه چینه‌نگاری سنگی و زیستی، رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نهشته‌های کرتاسه بالایی در برش چینه‌شناسی گردیشه، نتایج زیر حاصل شده است:

- مرز نهشته‌های کربناته سازند سروک (سنومانین؟) با نهشته‌های عمیق سازند گورپی که به‌طور عمده از شیل و میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های رسی تشکیل شده‌اند، به‌صورت ناپیوسته بوده و این نبود نهشته‌های تورونین تا کنیاسین میانی (و احتمالاً رأس سنومانین) را نیز در بر گرفته است. مرز بالایی نهشته‌های سازند گورپی با توالی توربیدیتی سازند امیران به‌صورت تدریجی است.

- براساس فرامینفرهای پلانکتونی شناسایی شده، نهشته‌های سازند گورپی به ۷ زون زیستی تفکیک‌شدنی است و براساس آنها سن این سازند کنیاسین پسین؟-مائستریشین پیشین تعیین شده است. براساس نتایج این پژوهش، سن کنیاسین پسین قدیمی‌ترین سنی است که برای نهشته‌های قاعده سازند گورپی تاکنون ثبت شده است. در منطقه مطالعه‌شده، علاوه بر رادیولرها که به‌صورت نابرجا در نهشته‌های سازند امیران فراوان‌اند، فرامینفرهای پلانکتونی نیز به‌صورت پراکنده در لایه‌های شیلی این سازند حضور دارند؛ بنابراین تعیین سن نسبی (قسمت‌های میانی تا بالایی) به‌صورت دقیق و با تکیه بر محتوای فسیلی امکان‌پذیر نبوده و سن مائستریشین پیشین تا میانی؟ برای سازند امیران بیشتر براساس موقعیت چینه‌شناسی تعیین شده است.

- مطالعه پتروگرافی به شناسایی ۲ ریزرخساره در نهشته‌های سازند گورپی منجر شد و بر همین اساس، توالی این سازند در بخش‌های عمیق حوضه، رسوب‌گذاری کرده



- Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, 2nd edition. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southestern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211–238.
- Ghabeishavi A. Vaziri-Moghaddam H. and Taheri A. 2009. Facies distribution and sequence stratigraphy of the Coniacian-Santonian succession of the Bangestan Palaeo-high in the Bangestan Anticline, SW Iran. *Facies*, 55: 243–257.
- Ghanbarloo H. Safari A. and Vaziri-Moghaddam H. 2021. Morphological changes of the large foraminiferal genus *Loftusia* during the Maastrichtian and its palaeogeographical inferences from the Zagros and Neotethys basins. *Marine Micropaleontology*, 162: 101941.
- Ghanbarloo H. and Safari A. 2023. Micro-biofacies of the Maastrichtian Tarbur Formation, Neo-Tethys Zagros Basin, Iran, clue to penecontemporaneous faults and environmental hydrodynamics. *Journal of African Earth Sciences*, 202: 104899.
- Gharib F. and De Wever P. 2010. Mesozoic radiolarians from the Kermanshah Formation (Iran). *Comptes Rendus Palevo*, 19: 209–219.
- Gharib F. 1996. Petrology and sedimentary environment of the Gurpi, Amiran and Tarbur formations in Semirrom area. Unpublished MSc thesis, Islamic Azad University North Tehran Branch, 101 p [In Persian].
- Ghasemi-Nejad E. Hobbi M.H. and Schiøler P. 2006. Dinoflagellate and foraminiferal biostratigraphy of the Gurpi Formation (Upper Santonian–Upper Maastrichtian), Zagros Mountains, Iran. *Cretaceous Research*, 27: 828–835.
- Glennie K.W. Boeuf M.G. Hughes-Clarke M.H.W. Moody-Stuart M. Pilaar W.F. and Reinhardt B. 1973. Late Cretaceous nappes in the Oman Mountains and their geologic evolution. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 57: 5–27.
- Gradstein F.M. Ogg J.G. Schmitz M.D. and Ogg G.M. 2020. *The Geologic Time Scale*. Elsevier, 1 and 2, 1–562 and 563–1348.
- Haynes S.J. Huber B.T. and Macleod K.G. 2015. Evolution and phylogeny of mid-Cretaceous (Albian–Coniacian) biserial planktic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 45: 42–81.
- Hemmati-Nasab, M. 2008. Microbiostratigraphy and sequence stratigraphy of the Gurpi Formation in Kaaver section, south of Kabir-Kuh. Unpublished MSc thesis, University of Tehran, 175 p [In Persian].
- compared to field studies and sedimentary microfacies analysis in northeast Izeh. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 29: 1–24 [In Persian].
- Berberian M. and King G.C.P. 1981. Towards a paleogeographic and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210–265.
- Boote D.R.D. Mou D. and Waite R.I. 1990. Structural evolution of the Suneinah Foreland, central Oman Mountains. In: A.H.F. Robertson, M.P. Searle and A.C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society London, Special Publication, 49: 397–418.
- Bouma A.H. 1964. Turbidites. *Developments in Sedimentology* 3: 247-256.
- Braud J. 1987. *Paleogeographique, magmatique et structural de la region Kermanshah*. Iran these the etate, universite de Paris farance, 489 p.,
- Bugq J.P. and Cheng GM, 1984- Tectonic and structural zonation of southern Tibet. *Nature*, 311:219-223.
- Casciello E. Vergés J. Saura E. Casini G. Fernández N. Blanc E. Homke S. and Hunt D. 2009. Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Province, Zagros Simply Folded Belt (Iran). *Geological Society of London*, 166: 947–959.
- Coccioni R. and Premoli Silva I. 2015. Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, 48: 47–90.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, 1: 108–121.
- Esmailbeig M.R. 2018. Biostratigraphy of the Gurpi Formation (Santonian–Maastrichtian) by using Globotruncanidae, Zagros Mountains, Iran. *Carbonates Evaporites*, 33: 133–142.
- Ezampanah Y. Monsef R. and Ahmadi V. 2020. Planktonic foraminifera biostratigraphy, microfacies and sedimentary environments of the Gurpi Formation in Fars area, Zagros Basin. *Semi-Annually Applied Sedimentology*, 8: 104–120 [In Persian].
- Ezampanah Y. Di Lucia M. Yazdi-Moghadam M. and Zaghbib-Turki D. 2022. Planktonic foraminiferal distribution of the Late Cretaceous to late Paleocene deposits of the Bandar Abbas area (Zagros Belt, SW Iran): An update of the bio- and lithostratigraphic framework. *Journal of African Earth Sciences*, 185: 104392.
- Folk R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*: Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 182 p.

- Journal of Geotechnical Geology (Applied Geology), 4: 195-206. (in Persian).
- Motiei H. 2003. Treatise on the Geology of Iran: Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran, Tehran, 497 p. [In Persian].
- Nasiri Y. Mahboubi A. Moussavi Harami R. Khazaei A.R. and Yousefi B. 2013. Reconstruction of the sedimentary environment of siliciclastic-carbonate sediments of the Amiran Formation (Upper Cretaceous-Paleocene) in SW Lorestan. Iranian Journal of Geology, 7: 55-74 [In Persian].
- Orang K. Motamedi H. Azadikhah A. and Royatvand M. 2018. Structural framework and tectono-stratigraphic evolution of the eastern Persian Gulf, offshore Iran. Marine and Petroleum Geology, 91: 89-107.
- Petrizzo M.R. Falzoni F. and Premoli Silva I. 2011. Identification of the base of the lower-to-middle Campanian *Globotruncana ventricosa* Zone: comments on reliability and global correlations. Cretaceous Research, 32: 387-405.
- Piryaei A.R. Reijmer J.J.G. van Buchem F.S.P. Yazdi-Moghadam M. Sadouni J. and Danelian T. 2010. The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran). Geological Society, London, Special Publications, 330: 211-251.
- Piryaei A.R. Reijmer J.J.G. Borgomano J. and van Buchem F.S.P. 2011. Late Cretaceous Tectonic and sedimentary evolution of the Bandar Abbas area, Fars region, southern Iran. Journal of Petroleum Geology, 34: 157-180.
- Premoli Silva I. and Verga D. 2004. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera, Course 3. In: Verga, D., Rettroi, R. (Eds.), International School of Planktonic Foraminifera. Universities of Perugia and Milano. Tripografiadi di Pontefecino, Perugia, 283 p.
- Rahimi S. Sadeghi A. Partoazar M.R. 2015. Biostratigraphy of the Gurpi Formation in Kuh-e Sefid section, East of Ramhormoz. Scientific Quarterly Journal Geosciences, 24, 3-10 [In Persian].
- Razmjooei M.J. Thibault N. Kani A. Mahanipour A. Boussaha M. and Korte C. 2014. Coniacian-Maastrichtian calcareous nannofossil biostratigraphy and carbon-isotope stratigraphy in the Zagros Basin (Iran): consequences for the correlation of Late Cretaceous Stage Boundaries between the Tethyan and Boreal realms. Newsletters on Stratigraphy, 47: 183-209.
- Razmjooei M.J. Thibault N. Kani A. Dinarès-Turell J. Pucéat E. Shahriari S. Radmacher W. Jamali A.M. Ullmann C.V. Voigt S. and Cocquerez T. 2018. Integrated bio- and carbon-isotope stratigraphy of the Upper Cretaceous Gurpi Formation (Iran): A
- Hollis C. 2011. Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian-Turonian of the Arabian Plate. Petroleum Geoscience, 17: 223-241.
- Homke S. Vergés J. Serra-Kiel J. Bernaola G. Sharp I. Garcés M. Montero-Verdú I. Karpuz R. and Goodarzi M.H. 2009. Late Cretaceous-Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lorestan Province, SW Iran. Bulletin of the Geological Society of America, 121: 963-978.
- Hosseini-Barzi M. Houshyar H. and Ghalavand H. 2009. Sedimentary environment, clay minerals and diagenesis of Gurpi Formation in its type section and Ziloe Oil Field (well No. 5 and well No. 8). Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 18: 111-120 [In Persian].
- Huber B.T. Petrizzo M.R. and Falzoni F. 2022. Taxonomy and phylogeny of Albian-Maastrichtian planispiral planktonic foraminifera traditionally assigned to Globigerinelloides. Micropaleontology, 68: 117-183.
- Immenhauser A. Schreurs G. Gnos E. Oterdoom H.W. and Hartmann B. 2000. Late Palaeozoic to Neogene geodynamic evolution of the northeastern Oman margin. Geological Magazine, 137: 1-18.
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49: 2182-2245.
- Kazmin V.G. Ricou L.E. and Sbotrshikov I.M. 1986. Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. Tectonophysics, 123: 153-179.
- Khazaei A.R. Skelton P.R. and Yazdi M. 2010. Maastrichtian rudist fauna from Tarbur Formation (Zagros Region, SW Iran): Preliminary Observations. Turkish Journal of Earth Sciences, 19: 703-719.
- Leturmy P. and Robin C. 2010. Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic: introduction. Geological Society of London, Special Publications, 330: 1-4.
- Li L. Keller G. and Stinnesbeck W. 1999. The Late Campanian and Maastrichtian in northwestern Tunisia: palaeoenvironmental inferences from lithology, macrofauna and benthic foraminifera. Cretaceous Research, 20: 231-252.
- Mohseni H. Toulabi M. Yousefi Yeganeh B. and Khodabakhsh S. 2013. Sedimentary evidence of turbidite flow in Amiran formation in southwest Lorestan. The 17th conference of the Geological Society of Iran [In Persian].
- Moosavi M.H. and Asgari Pirbaloti B. 2008. Microfacies and sedimentary environment of Tarbur Formation in Dorahan area, (east Lordegan).

- van Buchem F.S.P. Pittet B. Hillgärtner H. Grötsch J. Al Mansouri A.I. Billing I.M. Droste H.H.J. Oterdoom W.H. and van Steenwinkel M. 2002. High-resolution sequence stratigraphic architecture of Barremian/Aptian carbonate systems in Northern Oman and the United Arab Emirates (Khairab and Shu'aiba Formations). *GeoArabia*, 7: 461-500.
- Taheri A. and Soradeghi H. 2011. Sequence Stratigraphy and Microfacies analysis Sarvak Formation insouthwest of Borujen area. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 27: 27-40 [In Persian].
- van Buchem F.S.P. Simmons M.D. Droste H.J. and Davies R.B. 2011. Late Aptian to Turonian stratigraphy of the eastern Arabian Plate—depositional sequences and lithostratigraphic nomenclature. *Petroleum Geoscience*, 17:211-222.
- Vaziri-Moghaddam H. Kameli E. Ghiami M. and Taheri A. 2007. Biostratigraphical comparision of the Gurpi Formation at the type section (NW of Masjed-Soleiman) and Sabzeh-Kuh (SW of Borujen). *Journal of Science (Kharazmi University)*, 6: 803-826 [In Persian].
- Vaziri-Moghaddam H. Safari A. Shahriari S. Taheri A. Khazaei A.R. 2010. Introducing the clastic-carbonate and red clastic sediments of the Maastrichtian in the High Zagros region (Semirom-Ardal). *Scientific Journal of Tehran University*, 36: 103-117 [In Persian].
- Vaziri-Moghaddam H. Safari A. Shahriari S. Khazaei A. and Taheri A. 2013. Biostratigraphy and palaeoecology of the Maestrichtian deposits (Tarbur and Gurpi formations) at Gardbishe area (south of Borojen). *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 22 (87): 143-162 [In Persian].
- Vincent B. van Buchem F.S.P. Bulot L.G. Jalali M. Swennen R. Hosseini A.S. and Baghbani D. 2015. Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 63: 46-67.
- Wynd J.G. 1965. Biofacies of the Iranian consortium-agreement area. Iranian Oil Operating Companies Report 1082. Unpublished.
- Zarei E. and Ghasemi-Nejad E. 2014. Sedimentary and organic facies investigation of the Gurpi Formation (Campanian-Paleocene) in southwest of Zagros, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 4265-4278.
- Ziegler M.A. 2001. Late Permian to Holocene Paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6: 445-504.
- new reference for the eastern Tethys and its implications for large-scale correlation of stage boundaries. *Cretaceous Research*, 91: 312-340.
- Razmjooei M.J. Shahryari S. Kani A. Ullmann C.V. Jamali A.M. Rahimi S. Vergés J. and Thibault N. 2021. Integrated bio- and carbon isotope stratigraphy of the Campanian–Danian sedimentary succession in Lurestan (Zagros Basin, Iran): Implications for syntectonic facies distribution and basin evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 214: 104779.
- Robaszynski F. and Caron M. (Coordinateur) 1979a. Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé Moyen (Mer Boréale et Téthys). *Cahiers de Micropaléontologie*, 1: 1-185.
- Robaszynski F. and Caron M. (Coordinateur) 1979b. Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé Moyen (Mer Boréale et Téthys). *Cahiers de Micropaléontologie*, 2: 1-181.
- Robertson A.H.F. 1987. Upper Cretaceous Muti Formation, transition of a Mesozoic carbonate platform to a foreland basin in the Oman Mountains. *Sedimentology*, 34: 1123-1142.
- Senemari S. and Foroughi F. 2019. Determining the deposits attributed to the Gurpi Formation based on the calcareous nannofossil located in SW Borojen, Chahar-Mahal and Bakhtiyari provinces. *Iranian Journal of Geology*, 13: 1-14 [In Persian].
- Sepehr M. and Cosgrove J.W. 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 829-843.
- Shahriari S. 2009. Biostratigraphy, microfacies and sedimentary environments of the Tarbur Formation in Gerdbisheh area (South-Southwestern Borujen). Unpublished MSc thesis, University of Isfahan, 257 p [In Persian].
- Shahriari S. Kani A. and Amiribakhtiar H. 2017. Biostratigraphy of Gurpi Formation in Samand anticline (Lurestan province) Based on calcareous nannofossils. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 33, 37-60 [In Persian].
- Sharp I. Gillespie P. Morsalnezhad D. Taberner C. Karpuz R. Verge's J. Horbury A. Pickard N. Garland J. and Hunt D. 2010. Stratigraphic architecture and fracture-controlled dolomitization of the Cretaceous Khami and Bangestan groups: an outcrop case study, Zagros Mountains, Iran. Geological Society, London, Special Publications, 329: 343-396.
- Tabaei M. Vaziri-Moghaddam H. and Rashidi A. 2005. Biostratigraphic investigations of Gurpi and Tarbur formations boundary in Brojen and Semirom areas. *Journal of Science (University of Tehran)*, 31: 181-197 [In Persian].

