



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 36, Issue 3, No. 80, Autumn 2020, pp. 77-96
Received: 17.12.2019 Accepted: 31.05.2020

Study of water-level fluctuations throughout the deposition of the Gurpi Formation based on palynological data in the west of Dehrolan, south of Ilam

Mahsa Amiri

*M.Sc., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran
mahsaamiri616@gmail.com*

Elahe Zarei *

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran
ezarei@du.ac.ir*

Abstract

To analyze the sedimentary palaeoenvironment of the Gurpi Formation in Bisheh–Deraz section in south of Ilam, various factors including diversity and abundance of dinocysts, a ratio of Peridinioid to Gonyaulacoid (P/G) dinoflagellate cysts, palynofacies parameters and "selective preservation of organic matter" have been used. In lower parts of the Gurpi Formation of Campanian age is very argillaceous and then shallows up in the upper part of Lophalimestone that contains the small size of bivalve shell debris. This is followed by a stagnant condition due to sea-level rise that favored the preservation of organic matter in early Maastrichtian. The Emam-Hassan Limestone with high percentages of non-fluorescent amorphous organic matter represents a basin environment. The latter member is overlain by the marls of Late Maastrichtian. Microbiostratigraphy, sedimentology, and palynofacies observation indicate sea-level fall and a 3.5 Ma hiatus at the K/P boundary. This is followed by deepening and the deposition of the basal purple shale of the Pabdeh Formation. The relative sea-level changes curve drawn based on palynomorphs in this study is well in accord with the existing eustasy curves that indicate the great effect of eustasy factor relative to other factors.

Key Words: Sea level change, Palynology, Gurpi Formation, South of Ilam, Zagros

Introduction

The reconstruction of water depth is an important factor to explain the palaeoecology/palaeoenvironment. Qualitative and Quantitative palynological analysis provides a high-resolution database for biostratigraphy and determines the main palaeoenvironment parameters, these parameters include diversity and abundance of dinocysts, a ratio of Peridinioid to Gonyaulacoid (P/G) dinoflagellate cysts, palynofacies parameters and "selective the preservation of organic matter" factors. The Gurpi Formation in Bisheh–Deraz section in south of Ilam with a thickness of 201 meters consisting of an alternation of blueish-gray shales and marls, with two main members of Seymareh (Lophalimestone) and Emam-Hassan limestones. The lower boundary with the Ilam Formation is continuous and without any erosion and its upper boundary with the Pabdeh Formation is gradual. The Bisheh–Deraz section, with grid coordinates of N 32° 49' 52" and E 46° 59' 01", is located in the southwest flank of Anaran Anticline in the west of Dehloran. The main aim of this paper is the study of palynofacies analysis and paleontological data (foraminifera and index dinocyst) to elucidate sedimentary environments and sea-level changes of the Gurpi Formation.

Material & Methods

The present study is based on seventy-four samples that were collected from the Gurpi Formation. The samples were processed by standard (HCl-HF) palynological preparation technique, without oxidation or ultrasonic treatments. The palynological residue was sieved through 20 µm nylon sieves. Three to five permanent slides were prepared using glycerin jelly as a mounting medium. The palynofacies analysis is based on the percentage frequency of different POM constituents categorized by Tyson (1995).

Discussion of Results & Conclusions

The changes in the palynofacies composition in the Bishederaz section and the AOM-palynomorph-phytoclast (APP) ternary plot reveal seven (II, IV, IX, V, VI, VII, VIII) palynofacies types in the Gurpi Formation.

The percentage of each palynomaceral component is derived from the total POM frequencies. However, abundance (the number of all dinocyst taxa counted from two slides) and a simple diversity index (the number of species of dinocyst counted from two slides) and the ratio of Peridinioid to Gonyaulacoid (P/G) dinoflagellate cysts, were obtained from the total dinoflagellate cysts frequencies. The difference in the organic matter found in these regressive and transgressive offshore marine sediments have been documented and assessed within a sea-level change.

*Corresponding author

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.

بررسی نوسانات سطح نسبی آب دریا طی نهشته‌شدن سازند گورپی بر مبنای داده‌های پالینولوژیکی در غرب دهلران

مهسا امیری، کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

mahsaamiri616@gmail.com

الهه زارعی*، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

ezarei@du.ac.ir

چکیده

به منظور بررسی محیط رسوبی سازند گورپی در برش بیشه‌دراز در جنوب استان ایلام از عوامل مختلفی از جمله تنوع و فراوانی داینوسایست‌ها، نسبت داینوسایست‌های پریدینوئید به گونیاکونید (P/G)، مطالعات پالینوفاسیسی و فاکتورهای حفاظت از مواد آلی استفاده شد. از ابتدای سازند گورپی به سن کمپانین تا لایه‌های شیلی قسمت فوقانی بخش آهکی سیمره (لوف) شامل دوکفه‌ای‌های ریز و خرده‌های خشکی، شرایط پس‌رونده را شاهد هستیم. بخش آهکی سیمره خرده‌های ماکروفسیلی در زمینه‌ای از رسوبات تخریبی سست و در جهات مختلف به صورت خردشده و در لایه مارنی به هم‌خورده دارد که احتمالاً این عضو آهکی نابرجا بوده و روی سطح بالآمدگی حوضه نهشته شده است. افزایش سطح نسبی آب در ابتدای ماستریشتین باعث ایجاد شرایط پایدار برای حفظ‌شدگی مواد ارگانیکی می‌شود. روی آن عضو آهکی امام حسن با درصد زیادی از مواد آمورف تیره‌رنگ قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده محیطی عمیق است. این عضو با مارن‌های انتهایی ماستریشتین پوشیده می‌شود. بررسی‌های فسیل‌شناسی، رسوب‌شناسی و مشاهدات صحرائی در این پژوهش، وقعه‌ای رسوبی را در گذر از مرز کرتاسه-پالئوژن در این برش نشان می‌دهد. پس از مرز بر مبنای شواهد لیتولوژیکی و پالینولوژیکی تا شیل‌های ارغوانی‌رنگ سازند پابده، پیشروی و بالآمدگی سطح آب دیده می‌شود. انطباق نسبتاً خوب منحنی تغییرات سطح آب با منحنی‌های تغییرات جهانی سطح آب حاکی از تأثیرپذیری زیاد این نهشته‌ها از تغییرات ائوستازی است.

واژه‌های کلیدی: نوسانات سطح آب، پالینولوژی، سازند گورپی، جنوب ایلام، زاگرس

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۸۳۱۳۷۰۷

مقدمه

شمال میدان نفتی لالی از نظر سنگ‌شناسی و زیست‌چینه‌نگاری بررسی و نام‌گذاری کردند.

قاسمی‌نژاد و همکاران (GhasemiNejad et al. 2006) فرامینیفرها و پالینومورف‌های سازند گورپی را در برشی از کوه شاه‌نشین در غرب شیراز بررسی و محیط نهشته‌شدن سازند گورپی را رمپ بیرونی عنوان کردند.

همتی‌نسب و همکاران (HemmatiNasab et al. 2008) فرامینیفرها پلانکتونیک و بتیک سازند گورپی را در برش کاور در جنوب استان ایلام برای تعیین چگونگی تغییرات عمق دیرینه در زمان رسوب‌گذاری سازند گورپی ارزیابی و بیان کردند بیشتر قسمت‌های سازند گورپی در عمق باتیال میانی رسوب‌گذاری کرده و عامل یوستازی نسبت به دیگر عوامل در ایجاد تغییرات عمق سازند گورپی تأثیر زیادی داشته است.

ربانی و همکاران (Rabbani et al. 2010) با بررسی میکروفاسیس و داینوسیست‌های شاخص، محیط نهشته‌شدن سازند گورپی را در برش دره‌شهر در جنوب شرق ایلام، محیط دریای آزاد عنوان کردند.

ابرداری و همکاران (Abrari et al. 2012) فرامینیفرها پلانکتون سازند گورپی را در جنوب باختر فیروزآباد بررسی و سه گروه مورفوتایپ را مشخص کردند که نشان‌دهنده تهنشینی سازند گورپی در آب‌های عمیق است. آنها نتیجه گرفتند در زمان سانتونین پسین و کامپانین زیرین، حوضه بیشترین عمق و در زمان ماستریشتین، کمترین عمق را داشته است.

سنماری (Senemari 2013) نانوفسیل‌های آهکی سازند گورپی را در برش موک در جنوب شرق شیراز بررسی کرد. وی با انجام بررسی‌های پالئوآکولوژی اظهار داشت سازند گورپی در این برش در عرض‌های جغرافیایی پایین و در قسمت‌های عمیق حوضه نهشته شده، اما عمق حوضه به‌تدریج در زمان ماستریشتین کاهش یافته است.

سازند گورپی در برش بیشه‌دراز از یال جنوبی طاقدیس اناران با مختصات جغرافیایی $32^{\circ} 49' 52''$ N، $46^{\circ} 59' 01''$ E بررسی و نمونه‌برداری شد (شکل ۱). سازند گورپی به ضخامت ۲۰۱ متر در این برش به‌صورت پیوسته و بدون هیچ آثار فرسایشی روی سازند ایلام قرار گرفته و به‌صورت تدریجی به شیل‌های ارغوانی‌رنگ سازند پابده تبدیل می‌شود. لیتولوژی سازند متشکل از شیل آهکی و شیل سیاه‌رنگ با میان‌لایه‌هایی از مارن است و دو عضو آهکی سیمره (لופا) و امام حسن را دارد (شکل ۲). این سازند به دلیل تنوع و فراوانی میکروارگانسیم‌ها و دربرداشتن مرز کرتاسه-پالئوژن و مستعدبودن برای سنگ‌منشأ همواره توجه بسیاری از زمین‌شناسان را جلب کرده است (Motiei 1994).

تاکنون پژوهش‌های بسیاری درباره سازند گورپی انجام شده است، اما به دلیل گستردگی جغرافیایی و نیز ضخامت و تنوع فسیلی و لیتولوژیکی بسیار زیاد این سازند، پژوهش‌ها در این زمینه هنوز ناکافی است؛ بر این اساس هدف از پژوهش حاضر، تحلیل محیط رسوبی و بررسی نوسانات سطح آب برمبنای محتوای ارگانیکی در رسوبات این سازند است.

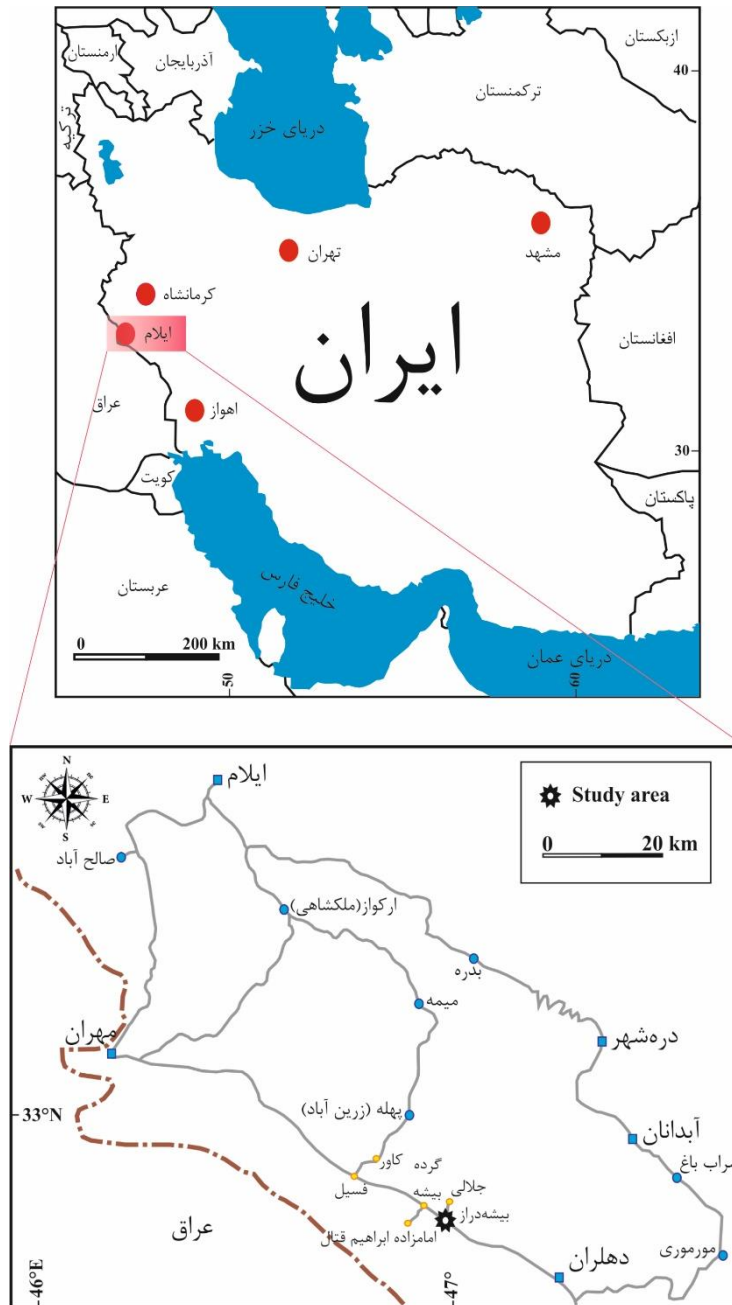
تاریخچه موضوع و پیشینه پژوهش

از میان پژوهش‌های انجام یا منتشرشده درباره سازند گورپی، بعضی پژوهش‌ها شامل گردآوری گزارش‌های داخلی شرکت نفت و سازمان زمین‌شناسی کشور عموماً پژوهش‌هایی کلی در گستره حوضه زاگرس هستند؛ از مهم‌ترین آنها، پژوهش‌های جیمز و وایند (James and Wynd 1965) است که پژوهش‌هایی درباره چینه‌شناسی همه سازندهای موجود در نواحی فارس خارجی، خوزستان، لرستان و سنگ‌شناسی آن مناطق انجام داده‌اند.

همچنین جیمز و وایند (James and Wynd 1965)، نخستین کسانی بودند که سازند گورپی را در تنگه پابده در

لرستان دریافتند برش کاور در غرب برش فرهادآباد در محیطی عمیق‌تر و احیایی تر رسوب‌گذاری کرده است.

زارعی و قاسمی‌نژاد (Zarei & GhasemiNejad 2014) با ارزیابی مواد آلی سازند گورپی دو برش فرهادآباد و کاور در ناحیه



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش بررسی شده و راه‌های دسترسی به آن



شکل ۲- نمای کاملی از سازند گورپی در برش بیشه‌دراز؛ دید به سمت شمال غرب

روش پژوهش

به منظور انجام این پژوهش، طی عملیات صحرائی و نمونه‌برداری، در مجموع ۸۲ نمونه از سازند گورپی، قسمت بالایی سازند ایلام و قسمت پایینی سازند پابده برداشت شد. نمونه‌ها عمدتاً از قسمت‌های مهم و محل تغییرات لیتولوژی انتخاب و مقاطع پالینولوژیکی به روش استاندارد تراورس (Traverse 2007) آماده‌سازی و سپس مقاطع با میکروسکوپ نوری دارای لنزهای ۱۰ و ۴۰ بررسی شد. در ادامه اجزای مهم اکولوژیکی شمارش و پس از تعیین نسبت درصد آنها، نمودارهای آنها با نرم‌افزارهای Excel، Corel draw و Triplot ترسیم شد.

بررسی نوسانات سطح آب در سازند گورپی در برش بیشه‌دراز

برای تفسیر محیط رسوبی دیرینه سازند گورپی در برش بررسی شده از مطالعات پالینوفاسیسی (نمودار سه‌گانه تاپسون)

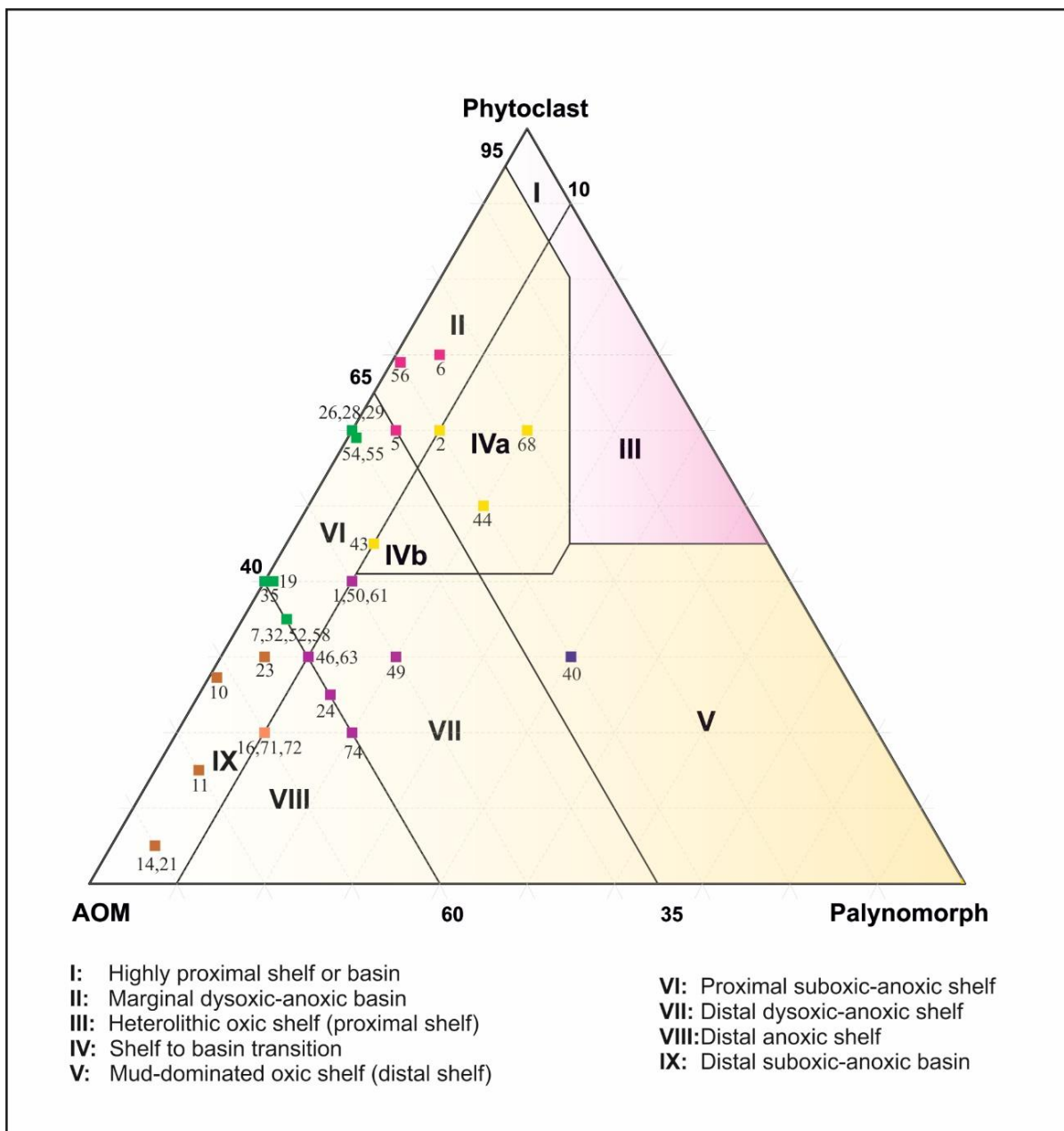
و فاکتورهای حفاظت از مواد آلی، تنوع و فراوانی داینوسیس‌ها و داینوسیس‌های شاخص محیطی (پریدینوئید به گونیاکوتید) استفاده شد.

پالینوفاسیس

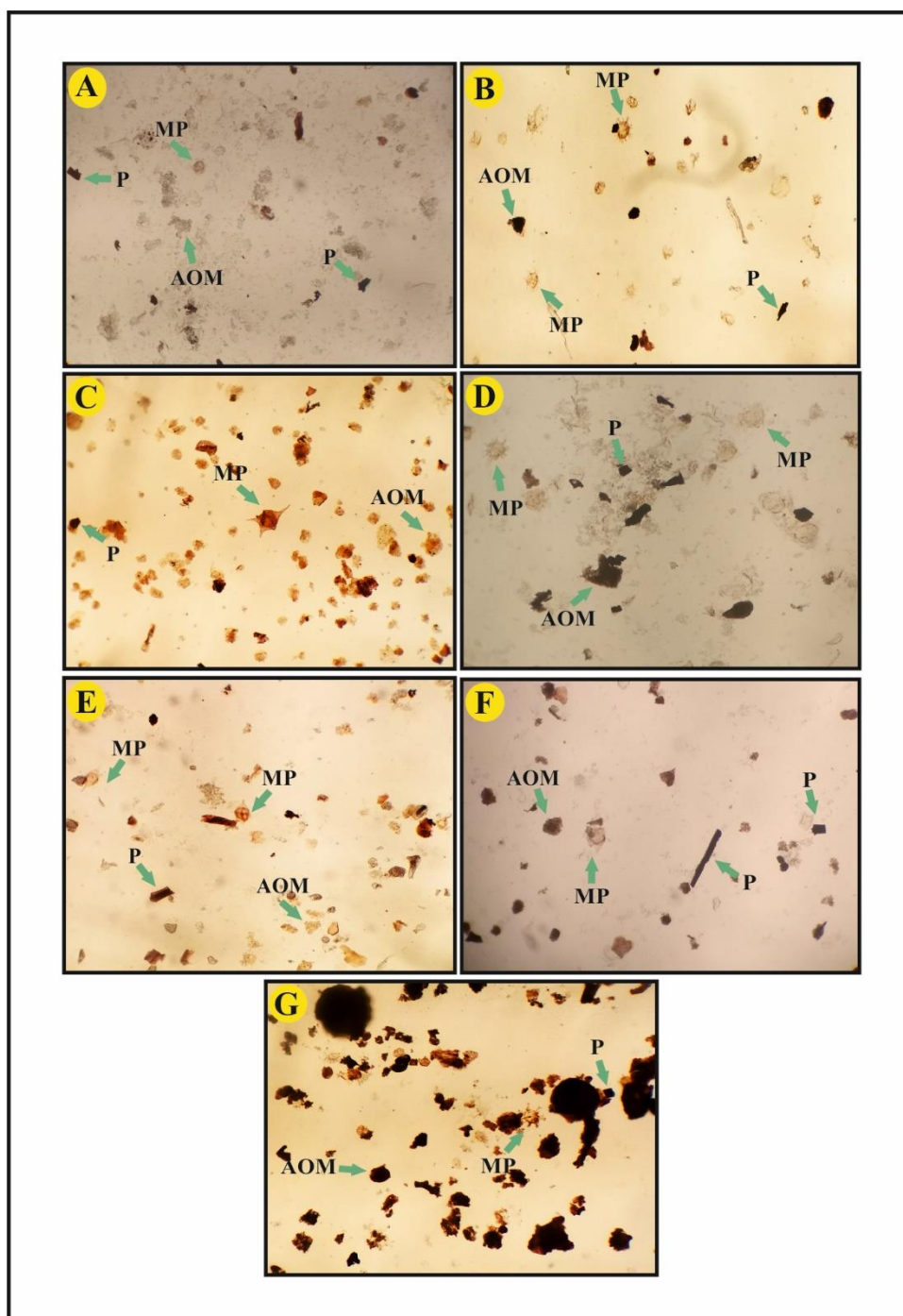
پالینوفاسیس را برای نخستین بار کمباز (Combaz 1964) به منظور توصیف کیفیت و کمیت ذرات مواد آلی معرفی کرده است. ذرات آلی یا عناصر پالینولوژیکی موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی به سه گروه پالینومورف‌های دریایی، پالینومسرال‌ها و مواد آمورف تفکیک و با نرم‌افزار Triplot برای ارائه اطلاعات پالینوفاسیسی روی نمودار مثلثی تاپسون (Tyson 1993) پلات شد. در نهایت هفت پالینوفاسیس برای برش بررسی شده مشخص شد. پالینوفاسیس‌های II, IV, IX, V, VI, VII, VIII تعیین شده، محیط حاشیه حوضه با اکسیژن کم یا بدون اکسیژن (II: Marginal dysoxic- anoxic basin)، محیط دریایی باز و کم عمق (IV: Shelf to basin transition)،

یا بدون اکسیژن (VII: Distal dysoxic- anoxic shelf) و محیط دور از ساحل با اکسیژن کم (VIII: Distal anoxic shelf) را نشان می‌دهند. پالینوفاسیس نوع VI با ۳۱ درصد، بیشترین مقدار سازند گورپی را تشکیل می‌دهد (شکل ۳، ۴ و ۵).

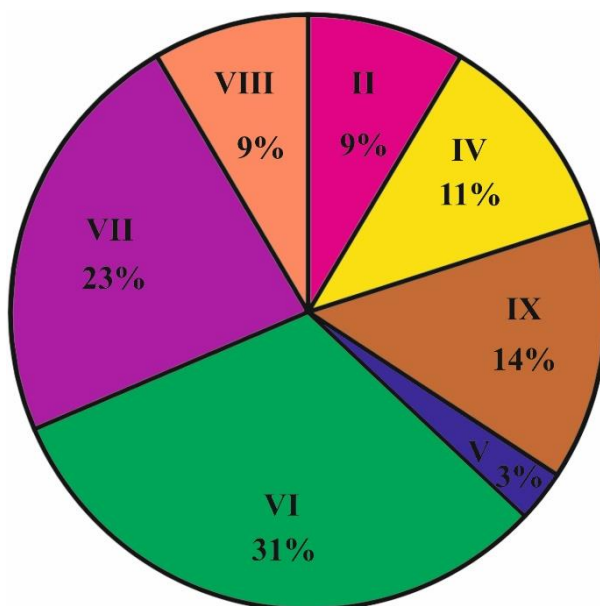
محیط دور از ساحل با اکسیژن کم یا بدون اکسیژن (IX: Distal suboxic- anoxic basin)، محیط دور از ساحل (V: Mud- dominated oxic shelf “distal shelf”)، محیط نزدیک ساحل با اکسیژن کم یا بدون اکسیژن (VI: Proximal suboxic- anoxic shelf)، محیط دور از ساحل با اکسیژن کم



شکل ۳- پالینوفاسیس و محیط رسوبی نمونه‌های سازند گورپی در برش بیشه‌دراز روی دیاگرام مثلثی تایسون (Tyson 1993)



شکل ۴- تصاویر نمونه‌هایی از پالینوفاسیس‌های سازند گورپی در برش بررسی شده (MP: Marine Palynomorph; P: Palynomaceral; AOM: Amorphous Organic Matter). A: پالینوفاسیس II مربوط به نمونه ۶ (X100); B: پالینوفاسیس IV مربوط به نمونه ۴۴ (X100); C: پالینوفاسیس IX مربوط به نمونه ۱۴ (X100); D: پالینوفاسیس V مربوط به نمونه ۴۰ (X100); E: پالینوفاسیس VIII مربوط به نمونه ۱۶ (X100); F: پالینوفاسیس VI مربوط به نمونه ۵۵ (X100); G: پالینوفاسیس VII مربوط به نمونه ۷۴ (X100).



شکل ۵- نمودار درصد فراوانی پالینوفاسیس‌های تشکیل‌دهنده سازند گورپی در برش بیشه‌دراز

وابسته‌اند و محیط نزدیک ساحل را نشان می‌دهند؛ ولی پالینومسرال‌های ایک محیط نیمه‌آرام و نیمه‌اکسیدان دور از ساحل را نشان می‌دهند (Waveren and Visscher 1994; Schiøler et al. 2002)؛ (شکل VC).

نسبت AOM شفاف به AOM تیره (TAOM/OPAOM)

یکی از فاکتورهای تعیین‌کننده میزان اکسیژن در محیط رسوب‌گذاری، نسبت AOM شفاف به AOM تیره است (Tyson 1993). باکتری‌های بی‌هوازی در محیطی بدون اکسیژن کمی پایین‌تر از سطح رسوب، AOM شفاف را ایجاد و بر اثر شرایط احیایی مواد آلی را به نیترات و سولفات تجزیه و در نتیجه نیتروژن و سولفات، آب، متان و دی‌اکسید کربن تولید می‌کنند (Tyson 1993; Waveren and Visscher 1994). در شرایط اکسیدان و میزان رسوب‌گذاری کم، باکتری‌های هوازی با اکسیژن موجود در آب مواد آلی را تجزیه می‌کنند و AOM تیره را تشکیل می‌دهند. اگر نسبت AOM شفاف به AOM تیره بیش از یک باشد، شرایط بدون اکسیژن و اگر این نسبت کمتر از یک باشد، شرایط دارای اکسیژن را نشان می‌دهد (Bombardiera and Gorin 2000)؛ (شکل VD).

فاکتورهای حفاظت از مواد آلی

فاکتورهای حفاظت از مواد آلی بر اساس نسبت درصد سه گروه اصلی اجزای پالینولوژیکی (پالینومورف دریایی، مواد آمورف، پالینومسرال) سنجیده می‌شوند. در این پژوهش، پنج فاکتور حفظ‌شدگی از مواد آلی بررسی شده که به شرح زیر است:

نسبت پالینومسرال‌های هم‌بعد به پالینومسرال‌های تیغه‌ای شکل (EOPP/BOPP)

الینومسرال‌ها بر اساس شکل و اندازه به دو دسته هم‌بعد و تیغه‌ای تقسیم می‌شوند. پالینومسرال‌های تیغه‌ای شکل به علت شناوری زیاد مسافت زیادی را طی می‌کنند و به همین دلیل در محیط‌های دور از ساحل فراوان هستند (Boulter and Riddick 1986; Van der zwan 1990)؛ (شکل VB).

نسبت پالینومسرال‌های قهوه‌ای به پالینومسرال‌های ایک (BRP/OPP)

نسبت پالینومسرال‌های قهوه‌ای به پالینومسرال‌های ایک به‌منظور تعیین درجه حفظ‌شدگی و تغییرات سطح آب استفاده می‌شود. پالینومسرال‌های قهوه‌ای به گیاهان خشکی

برش بررسی شده است (شکل VG).

فراوانی داینوسیست‌ها

این پارامتر میزان درصد سیست‌های داینوفلاژله‌ها را در مواد آلی رسوبی مشخص می‌کند و به شرایط دریایی، عمق آب، دما، شوری و در دسترس بودن مواد غذایی وابسته است (Gotz et al. 2008). بررسی میزان فراوانی نشان‌دهنده کاهش فراوانی به سمت انتهای برش چینه‌شناسی بررسی شده است (شکل VH).

نسبت داینوسیست‌های پریدینوئید به گونیالاکوئید (P/G)

این نسبت را نخستین بار هارلند (Harland 1973) به مثابه یک راهنمای احتمالی برای بررسی تغییرات میزان اکسیژن، مواد غذایی (Paleoproductivity) و تغییرات عمقی پیشنهاد داده است. دو راسته مهم از داینوفلاژله‌های حساس و غیرحساس در برابر شرایط حفظ‌شدگی، راسته‌های پریدینوئیدها و گونیالاکوئیدها هستند. پریدینوئیدها غالباً داینوفلاژله‌های هتروتروف هستند که در مناطق با مواد غذایی فراوان و آب‌های گرم زندگی کرده و بیشتر از دیاتومه‌ها و فیتوپلانکتون‌های دیگر تغذیه می‌کنند و در شرایطی که میزان اکسیژن در محیط زیاد باشد، حفظ‌شدگی کمی از خود نشان می‌دهند؛ در مقابل این گروه، داینوفلاژله‌های اتوتروف گونیالاکوئید هستند که در مناطقی با تولید زیستی کم زندگی می‌کنند (Sluijs et al. 2005; Downie et al. 1971; Kothe 1990).

گروه گونیالاکوئید در نمونه‌های بررسی شده شامل جنس‌های *Spiniferites*، *Achomosphaera*، *Oligosphaeridium*، *Homotryblium*، *Cleistosphaeridium*، *Cannosphaeropsis*، *Cyclonephelium*، *Areoligera*، *Glaphyrocysta*، *Impagidinium*، *Pterodinium*، *Tanyosphaeridium*، *Systematophora*، *Cribopteridium*، *Florentinia*، *Operculodinium* و *Subtilisphaera* است. از این گروه، جنس‌های *Achomosphaera* و *Oligosphaeridium* و گونه‌های *Cannosphaeropsis utinensis* و *Spiniferites*

نسبت AOM شفاف به پالینومورف‌های دریایی و AOM تیره به پالینومورف‌های دریایی (TAOM/MP,) (OPAOM/MP)

پالینومورف‌های دریایی به‌ویژه داینوفلاژله‌ها در شرایط بدون اکسیژن و میزان رسوب‌گذاری زیاد، بیشترین میزان حفظ‌شدگی را دارند (Zonneveld et al. 1997). اگر سرعت رسوب‌گذاری و میزان اکسیژن محیط کم باشد، پالینومورف‌ها به AOM شفاف تبدیل می‌شوند و اگر سرعت رسوب‌گذاری کم و میزان اکسیژن زیاد باشد، پالینومورف‌ها به AOM تیره تبدیل می‌شوند (Bombardier and Gorin 2000; Tyson 1993)؛ (شکل VE).

نسبت قطعات خشکی به قطعات دریایی (T/M)

قطعات قاره‌ای شامل پالینومسرال‌ها و ذرات پولن و اسپورها و قطعات دریایی شامل سیست داینوفلاژله‌ها و آکریتارک‌ها و پوسته داخلی فرام می‌شود (Gotz et al. 2008). تغییرات چینه‌شناسی در نسبت ذرات قاره‌ای به دریایی، پیشروی و پس‌روی خط ساحلی را ثبت می‌کند (Wood and Gorin 1998; Tyson 1995). نسبت زیاد قطعات خشکی به قطعات دریایی در رسوبات نشان‌دهنده نزدیکی محیط رسوب‌گذاری به خشکی است (Tyson 1987; Van der zawn 1990)؛ (شکل VF).

تنوع داینوسیست‌ها

تنوع گونه‌ها با شمارش تعداد گونه‌ها در هر نمونه به دست می‌آید. تنوع و تعداد پالینومورف‌های دریایی از عوامل بسیار مؤثر در تفسیر شرایط محیطی گذشته است. تنوع زیاد گونه‌ها نشان‌دهنده شرایط مطلوب برای تولید، حفظ و نگهداری داینوفلاژله‌ها در شرایط بی‌اکسیژنی و میزان رسوب‌گذاری مناسب است (Evitt 1963). معمولاً بیشترین تنوع در محیط نرتیک میانی و خارجی است و با کاهش یا افزایش عمق، میزان تنوع کاهش می‌یابد (Sluijs et al. 2005). بررسی میزان تنوع نشان‌دهنده کاهش تدریجی به سمت انتهای سازند در

(Harland 1973; Brinkhuis 1994).

گروه پریدینوئیدهای سازند گورپی در برش بیشه‌دراز شامل جنس‌های *Palaeocystodinium*، *Senegalinium*، *Phelodinium*، *Deflandera*، *Andalusiella*، *Cerodinium* و *Paleoperidinium* است. جنس‌های *Cerodinium*، *Paleoperidinium* و *Subtilisphaera* به محیط‌های نزدیک ساحل وابسته‌اند و آب‌های لب‌شور و لاگون را نشان می‌دهند (Downie et al. 1971; Bujak 1984). جنس *Deflandrea* نشان‌دهنده محیط لاگون است (Downie et al. 1971) و فراوانی زیاد گروه *Senegalinium* با میزان بسیار مواد غذایی و تولید همراه است (Brinkhuis and Zachariasse 1988; Eshet et al. 1992; Frith 1993; Nøhr Hansen and Dam 1997) و این گروه نشان‌دهنده شرایط دریای باز و پیشروی است (Slimani et al. 2010)؛ (شکل ۶ و شکل VI).

ramosus نشان‌دهنده محیط دریای باز هستند (Schrank 1988) و گروه *Areoligera* شامل گونه‌های *Cyclonephelium* و *Glaphyrocysta*، در محیط دریای باز نزدیک ساحل فراوان هستند (Downie et al. 1971). فریس (Frith 1993) *Areoligera* sp. را به‌مثابه مشخصه‌ای از محیط‌های دریای باز در نظر گرفت که رخداد بزرگ‌ترین پیشروی را نشان می‌دهد. جنس *Cleistosphaeridium*، شاخص محیط دریای باز، ولی کم‌عمق است (Jaramillo et al. 2006). بعضی از جنس‌های گروه *Cribroperidinium* نشان‌دهنده شرایط نرتیک داخلی (Mahmoud and Moawad 2000) و جنس‌های *Cyclonephelium*، *Subtilisphaera* و *Systematophora* نشان‌دهنده دریای حاشیه‌ای (ساحل و لب‌شور) هستند (Omran et al. 1990). گونه *Florentinia* sp. (Heimhofer et al. 2006) و جنس‌های *Impagidinium* و *Pterodinium* نشان‌دهنده محیط نرتیک خارجی و محیط اقیانوس هستند



شکل ۶- تصاویر بعضی داینوسیست‌های شاخص محیطی؛ A. گونه *Palaeocystodinium australinum* از داینوسیست‌های پریدینوئید (X 500)؛ B. گونه *Cerodinium diebelii* از داینوسیست‌های پریدینوئید (X 700)؛ C. گونه *Achomospaera* sp از داینوسیست‌های گونیاکوتئید (X 700)؛ D. گونه *Impagidinium patulum* از داینوسیست‌های گونیاکوتئید (X 500).

تحلیل یافته‌های پژوهش

سازند نسبت پالینومورف‌های دریایی به مواد آمورف به بیشترین میزان خود می‌رسد که نشان‌دهنده میزان رسوب‌گذاری مناسب در شرایط بی‌اکسیژنی است و برمبنای نمودار تاپسون، پالینوفاسیس نوع IV را نشان می‌دهد که بیان‌کننده محیط دریایی باز و کم‌عمق (Shelf to basin transition) است. دوباره پس از این مترآز، کاهش از مواد آمورف شفاف و افزایش پالینومورف‌های تیره‌رنگ مشاهده می‌شود که این شرایط همراه با کاهش تنوع و فراوانی

در ابتدای سازند گورپی نسبت زیادی از فراوانی و تنوع داینوسیست‌ها به همراه نسبت زیادی از مواد آمورف شفاف به تیره و پالینومورف‌های تیره هم‌بعد مشاهده می‌شود و برمبنای نمودار تاپسون، پالینوفاسیس نوع VII است که محیط دور از ساحل با اکسیژن کم یا بدون اکسیژن (Distal dysoxic- annoxic shelf) را نشان می‌دهد. این روند پس از ۵۰ متر از قاعده سازند افزایش می‌یابد؛ به‌طوری که در ۵۷ متری از قاعده

سورداشی (Karim and Surdasy 2005, 2006) در شمال شرق عراق منطبق است. آنها حضور نمونه‌های مشابه عضو آهکی لوف را در جنوب شرق ترکیه و شمال شرق عراق به یک بالآمدگی تکتونیک یا *forland bluge* نسبت داده‌اند که در طول حاشیه پلیت عربی از ترکیه به سمت ایران کشیده شده است و معتقدند این بالآمدگی بر اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و فاز فشارشی ناشی از تشکیل حوضه فورلند (Forland) در زمان انتهای کمپاین است (Zarei and Ghaseminejad 2013).

حضور دوکفه‌ای‌های ریز در شیل‌های سیاه‌رنگ قسمت فوقانی عضو آهکی لوف دارای نسبت زیادی از پالینومورف‌های خشکی به دریایی به‌ویژه پالینومسرال‌های قهوه‌ای تیغه‌ای به اپک به همراه کم‌بودن فراوانی و تنوع داینوسیت‌ها نشان‌دهنده پایین بودن سطح آب است که به تدریج با افزایش نسبت مواد آمورف شفاف به تیره و افزایش پالینومورف‌های دریایی به‌ویژه نسبت پریدینوئید به گونیاکونوئید بیان‌کننده افزایش نسبی سطح آب و افزایش شرایط برای تولید مواد آلی است و بر مبنای نمودار تایشون پالینوفاسیس نوع IX است که محیط دور از ساحل با اکسیژن کم یا بدون اکسیژن را (*Distal suboxic- anoxic basin*) نشان می‌دهد. این شرایط تا عضو آهکی امام حسن تداوم دارد. در این عضو آهکی نسبت پالینومسرال‌های هم‌بعد اپک افزایش می‌یابد و مواد آمورف تیره‌رنگ نسبت به شفاف افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد. کاهش نسبی نسبت پالینومورف‌های دریایی به مواد آمورف و کاهش نسبت داینوسیت‌های پریدینوئید به گونیاکونوئید و حضور داینوسیت‌های گونیاکونوئیدهای شاخص محیط عمیق مانند *Spiniferits sp* و *Achomosphaera neptunii*، در مجموع بیان‌کننده میزان کم رسوب‌گذاری در شرایط بالآمدگی سطح آب است.

پس از عضو آهکی امام حسن در نمونه ۳۲ در ۱۴۸ متری از قاعده سازند، افزایش فرم‌های خشکی به دریایی به‌ویژه پالینومسرال شفاف تیغه‌ای به تیره‌رنگ و کاهش مواد آمورف

پالینومورف‌های دریایی به‌ویژه داینوسیت‌های پریدینوئید نشان‌دهنده چرخش اکسیژن در رسوبات در زمان بالآمدگی سطح آب است و بر مبنای نمودار تایشون، پالینوفاسیس نوع II (محیط حاشیه حوضه) را نشان می‌دهد.

روی این طبقات شیل آهکی، بخش آهکی سیمره قرار گرفته است. این عضو آهکی به صورت وسیعی در قسمت غربی حوضه لرستان دیده می‌شود. نهشته‌های مربوط به ۱۵ متر اول از بخش آهکی سیمره (لوف) در برش بررسی شده حاوی خرده‌های فسیلی از خارپوست‌ها، دوکفه‌ای‌هایی چون لوف، گریفه‌آ و فرامینفرهای بتیک و پلانکتونیک، بریوزوآ و... به صورت یک لایه متراکم دیده می‌شود که نشانه تشکیل این بخش در اعماق کم و محیط پرانرژی و اکسیژن‌دار است؛ اما فرم عدسی‌شکل عضو آهکی سیمره (لوف)، وجود خرده‌های ماکروفسیلی در زمینه‌ای از رسوبات تخریبی سست و در جهات مختلف به صورت خردشده، همگی نشان‌دهنده نابرجابودن این عضو است (Zarei and Ghaseminejad 2013; Hematinasab et al. 2008).

فونای شبیه به عضو آهکی لوف از جنوب شرق ترکیه و شمال شرق عراق (سازند آکرا) نیز گزارش شده است که به صورت خطی از جنوب شرق ترکیه و شمال شرق عراق شروع می‌شود و تا قسمت جنوبی حوضه لرستان ادامه می‌یابد و به تدریج به سمت جنوب لرستان از ضخامت و تنوع فونا کاسته می‌شود؛ به طوری که در خوزستان، هیچ فونای مشابهی دیده نمی‌شود. شاید بتوان عضو آهکی لوف را متأثر از یک برجستگی یا بالآمدگی حوضه در زمان انتهای کمپاین در نظر گرفت که بر اثر حرکات فشارشی ناشی از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، حوضه به تدریج چین می‌خورد و بالآمدگی یا *forland bluge* را ایجاد می‌کند. ریزش این قطعات دوکفه‌ای از سطح بالآمدگی حوضه یا *forland bluge* باعث ایجاد فراوانی و تراکم زیاد دوکفه‌ای‌ها در جهات مختلف در زمینه‌ای از گل می‌شود (Zarei and Ghaseminejad 2013). چنین روندی با نظر اُزر و همکاران (Ozar et al. 2012) در جنوب شرق ترکیه، کریم و همکاران (Karim et al. 2006) و کریم و

گلوسیفونجیتس (*Glossifungites*) متعلق است.

تیلور و همکاران (Tylor et al. 2003) بیان می‌کنند بسترهای نرم (*Soft Gound*) بیشتر نشان‌دهنده سطح بیشینه غرقابی (*MSF*) و بسترهای سخت (*Firmground*) نشان‌دهنده نبود رسوب‌گذاری است که معمولاً ایکنوفاسیس وابسته به بستر گلوسیفونجیتس دارند. شواهد لیتولوژیکی و پالینولوژیکی (افزایش تنوع و فراوانی داینوسیت‌ها و مواد آمورف شفاف) در انتهای سازند گورپی بیان‌کننده افزایش تدریجی عمق تا شروع شیل‌های ارغوانی‌رنگ سازند پابده است.

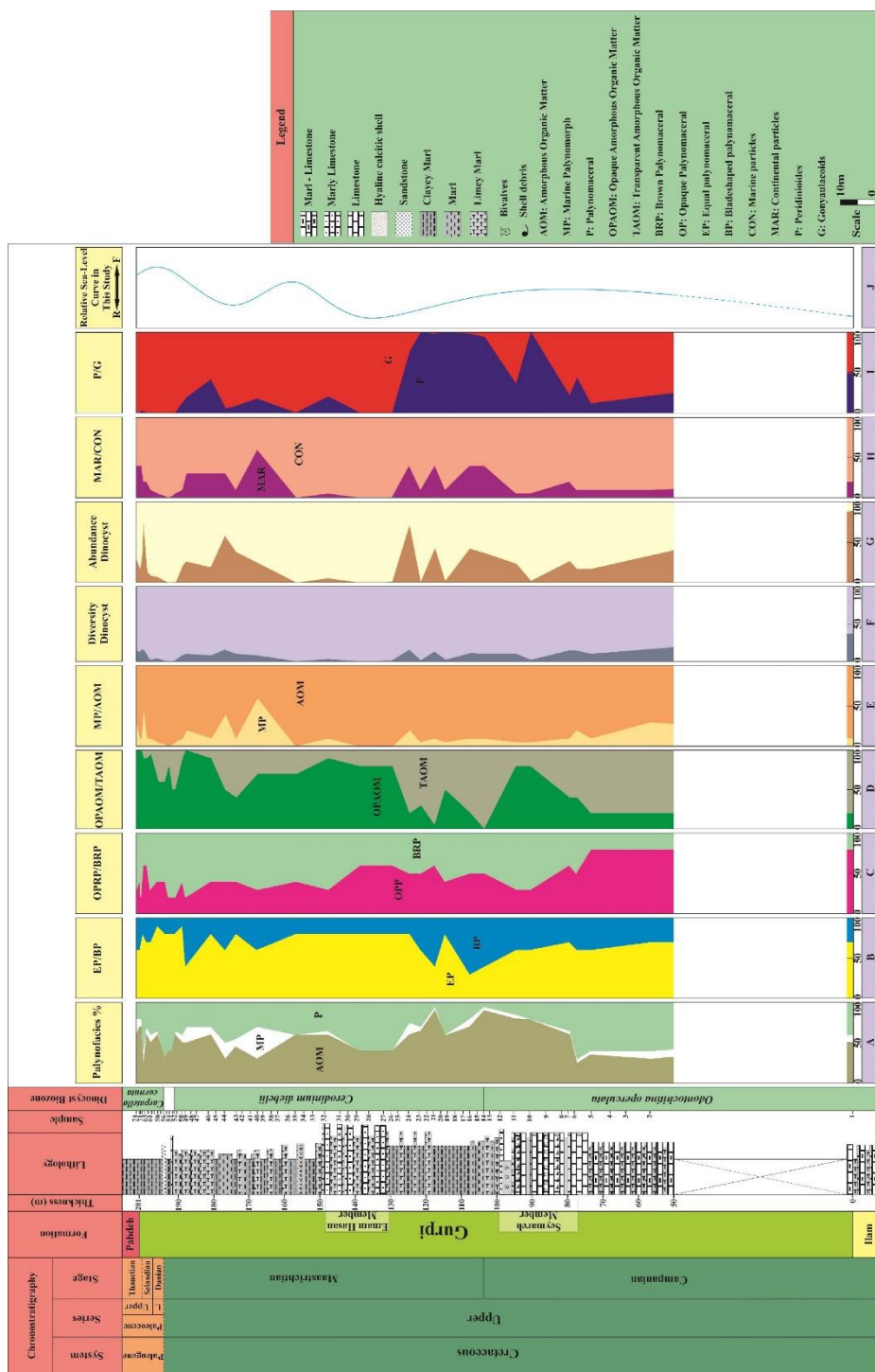
تطابق منحنی تغییرات سطح آب با منحنی‌های تغییرات سطح آب جهانی

برای مقایسه منحنی به‌دست‌آمده از برش بررسی‌شده با منحنی‌های تغییرات سطح آب جهان لازم است نخست منحنی تغییرات عمق برمبنای بررسی‌های پالینولوژیکی ترسیم و سپس منحنی حاصل در کنار ستون چینه‌شناسی و درمقابل زمان قرار گیرد تا اثر تغییرات میزان رسوب‌گذاری یا فشردگی رسوبات از این منحنی حذف شود. برای انجام این کار به چهارچوب زمانی نیاز است. در این پژوهش برای رسم این چهارچوب از بایوزون‌ها داینوسیت‌ها استفاده شده است. منحنی تغییرات سطح آب به‌دست‌آمده از برش بررسی‌شده برمبنای پالینومورف‌ها با منحنی تغییرات سطح آب به‌دست‌آمده برمبنای فرامینفرهای پلانکتون امیری (Amiri 2019) و همچنین با منحنی‌های ائوستازی که حق و همکاران (Haq & Qahtani 2005) و اسندن و همکاران (Snedden & Liu 2010) منتشر کردند، انطباق داده شد. انطباق نسبتاً خوب منحنی تغییرات سطح آب با منحنی‌های تغییرات سطح آب جهانی موجود، نشان‌دهنده تأثیرپذیری زیاد این نهشته‌ها در زمان رسوب‌گذاری سازند گورپی در منطقه پژوهش از تغییرات سطح آب جهانی است و تفاوت در بعضی قسمت‌ها از جمله ابتدای کامپانین فوقانی ناشی از رویدادهای محلی و فعالیت‌های تکتونیکی ناشی از بسته‌شدن اقیانوس نئوتیس و میزان رسوب‌گذاری است (شکل ۷J و ۸).

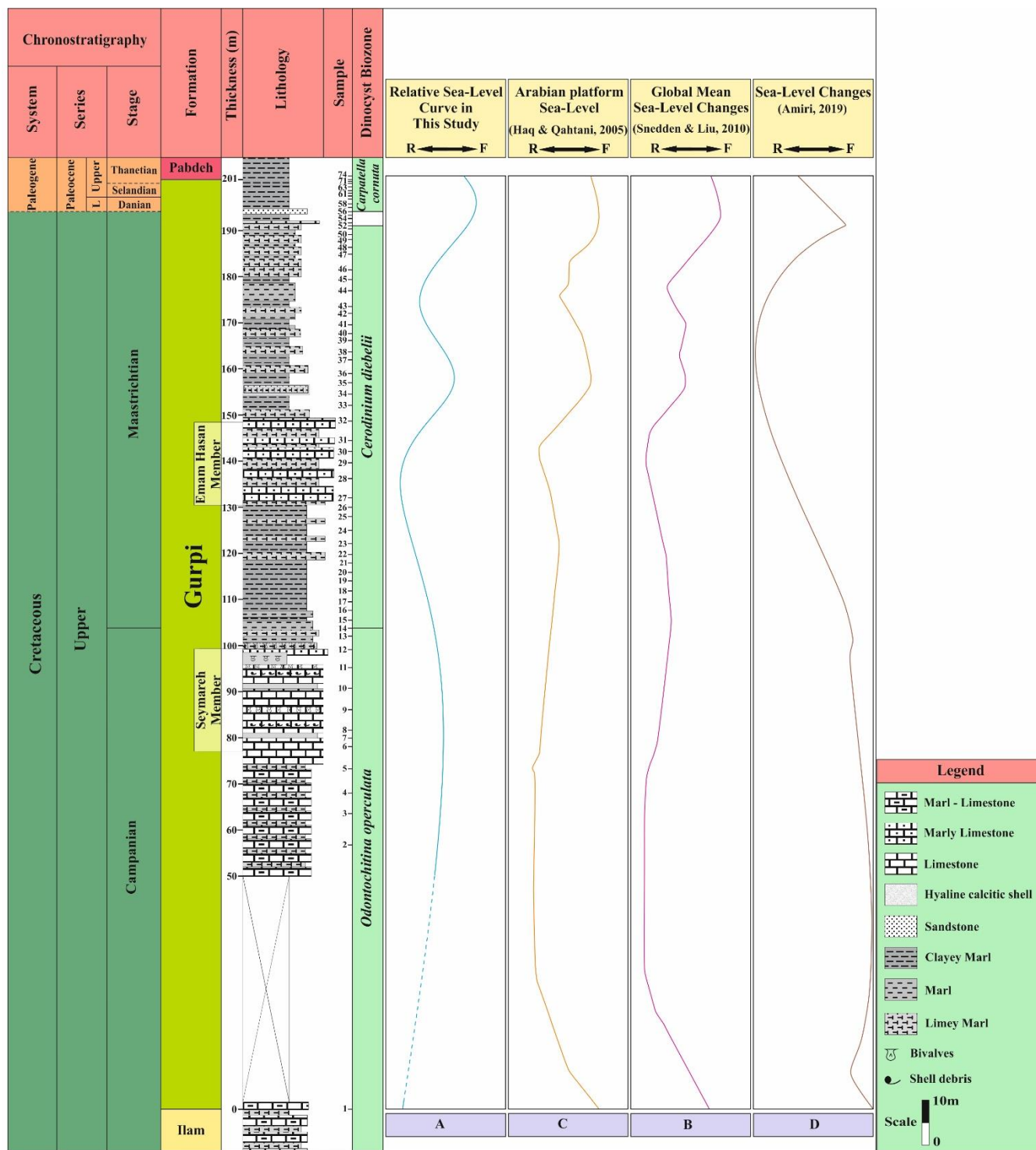
شفاف به تیره‌رنگ در برش بررسی‌شده نشان‌دهنده کاهش عمق است و برمبنای نمودار تیسون، پالینوفاسیس نوع VI (محیط نزدیک ساحل با اکسیژن کم یا بدون اکسیژن *Proximal suboxic- anoxic shelf*) را نشان می‌دهد؛ به‌طوری که در نمونه ۴۰ در ۱۶۸ متری از قاعده سازند، افزایشی از پالینومورف‌های دریایی دیده می‌شود. افزایش مواد آمورف شفاف به تیره، افزایش فراوانی و تنوع داینوسیت‌ها و حضور داینوسیت‌های شاخص محیط عمیق بیان‌کننده افزایش نسبی سطح آب است که برمبنای نمودار تیسون، پالینوفاسیس نوع V است که محیط دور از ساحل (*Mud-dominated oxic shelf*) را نشان می‌دهد. به‌تدریج کاهش در تنوع و فراوانی داینوسیت‌ها و افزایش پالینومسرال‌های تیره‌رنگ دیده می‌شود. این شرایط منطبق با پالینوفاسیس نوع IV است که محیط دریای باز و کم‌عمق (*Shelf to basin transition*) را نشان می‌دهد و به سمت بالای برش به پالینوفاسیس نوع VII و سپس به پالینوفاسیس نوع VI - بیان‌کننده محیط تقریباً دور از ساحل با اکسیژن کم - تبدیل شده است.

با ظهور داینوسیت‌های شاخص دانین شامل *Carpatella cornuta* در نمونه ۵۶، کاهش واضحی از فراوانی و تنوع داینوسیت‌ها و نسبت زیادی از پالینومسرال‌های خشکی دیده می‌شود و برمبنای نمودار تیسون، پالینوفاسیس نوع II دیده می‌شود که نشان‌دهنده محیط حاشیه حوضه با اکسیژن کم تا بدون اکسیژن (*Marginal dysoxic- anoxic basin*) است.

بررسی‌های فسیل‌شناسی، رسوب‌شناسی و مشاهدات صحرائی در این پژوهش، وقفه‌ای رسوبی را در گذر از مرز کرتاسه - پالئوژن در این برش نشان می‌دهد. زمینه‌ای سخت (*Firmground*) تشکیل شده در انتهای مائستریشتین بر اثر این وقفه رسوبی به فراوانی حاوی اثر فسیل‌ها و آثار آشفستگی زیستی است. این اثر فسیل‌ها به‌طور عمده به ایکنوجنس تالاسینوئید (*Thalassinoides*) متعلق است؛ همچنین ایکنوجنس ژئوفیکوس (*Zoophycos*) به میزان کمتر در این زمینه دیده می‌شود که این ایکنوجنس به اثر رخساره‌ای



شکل ۷- نمایش منحنی تغییرات عوامل مؤثر بر تفسیر محیط رسوبی دیرینه و منحنی تغییرات سطح آب سازند گورپی در برش بیشه‌دراز؛ A. پالینوفاسیس؛ B. نسبت پالینومسرال‌های هم‌بعد به تیغه‌ای شکل؛ C. نسبت پالینومسرال‌های قهوه‌ای به ایک؛ D. نسبت مواد آمورف شفاف به تیره؛ E. نسبت مواد آمورف به پالینومورف‌های دریایی؛ F. تنوع داینوسیست‌ها؛ G. فراوانی داینوسیست‌ها؛ H. نسبت قطعات خشکی به دریایی؛ I. نسبت داینوسیست‌های پردینوئید به گونیالاکوئید؛ J. منحنی تغییرات سطح آب در برش بررسی شده



شکل ۸- تطابق منحنی تغییرات سطح آب؛ A. منحنی تغییرات سطح آب سازند گورپی در برش بیشه‌دراز بر مبنای پالیئومورف‌ها؛ B. منحنی تغییرات سطح آب جهانی (Snedden and Liu 2010)؛ C. منحنی تغییرات سطح آب صفحه عربی (Haq and Qahtani 2005)؛ D. منحنی تغییرات سطح آب سازند گورپی در برش بیشه‌دراز بر مبنای فرامینفرهای پلانکتون (Amiri 2019).

جدول ۱- داده‌ها و محاسبات استفاده‌شده در بررسی نوسانات سطح آب سازند گورپی در منطقه پژوهش

اطلاعات نمونه‌ها	نسبت پالینومسرال‌های پالینوفاسیس		نسبت پالینومسرال‌های پالینومسرال‌های هم بعد به تیغه‌ای		نسبت پالینومسرال‌های قهوه‌ای به تیره		نسبت مواد آمورف شفاف به تیره		نسبت مواد آمورف به پالینومورف‌های دریایی		نسبت قطعات خشکی به دریایی		نسبت پریدینوئیدها به گونیا لاکوئیدها					
	شماره نمونه	ضخامت (متر)	درصد مواد آمورف	درصد پالینومورف‌های دریایی	درصد پالینومسرال‌ها	درصد پالینومسرال‌های هم بعد	درصد پالینومسرال‌های تیغه‌ای	درصد پالینومسرال‌های تیره	درصد پالینومسرال‌های قهوه‌ای	درصد مواد آمورف تیره	درصد مواد آمورف شفاف	درصد پالینومورف‌های دریایی	درصد مواد آمورف	تنوع داینوسپست‌ها	فراوانی داینوسپست‌ها	درصد قطعات دریایی	درصد قطعات خشکی	درصد پریدینوئیدها
1	0	50	10	40	70	30	80	20	20	80	10	90	37	90	20	80	49	51
2	57	30	10	60	70	30	80	20	20	80	30	70	16	34	10	90	21	79
5	74	35	5	60	60	40	80	20	20	80	10	90	10	17	10	90	11	89
6	78	25	5	70	60	40	50	50	40	60	20	80	14	17	10	90	43	57
7	80	60	5	35	70	30	60	40	40	60	10	90	14	27	20	80	21	79
10	91	79	1	30	60	40	30	70	80	20	5	95	2	2	5	95	100	0
11	95	80	5	15	60	40	30	70	80	20	5	95	10	23	5	95	35	65
14	104	90	5	5	40	60	50	50	0	100	10	90	10	37	40	60	94	6
16	108	70	10	20	30	70	50	5	20	80	10	90	11	42	40	60	98	2
19	115	59	1	40	80	20	40	60	50	50	5	95	2	2	10	90	100	0
21	118	90	5	5	40	60	60	40	5	95	10	90	13	43	40	60	98	2
23	122	65	5	30	60	40	50	50	30	70	5	95	1	1	10	90	100	0
24	125	60	15	25	80	20	50	50	20	80	20	80	15	72	40	60	77	22
26	130	40	0	60	80	20	60	40	80	20	0	100	1	1	0	100	0	100
28	136	40	0	60	80	20	60	40	80	20	0	100	0	0	0	100	0	0
29	139	40	0	60	80	20	60	40	80	20	0	100	0	0	0	100	0	0
32	148	60	5	35	80	20	30	70	90	10	10	90	3	5	5	95	20	80
35	157	60	0	40	80	20	40	60	70	30	0	100	0	0	0	100	0	0
40	168	30	40	30	60	40	30	70	70	30	60	40	8	24	60	40	17	83
43	174	45	10	45	80	20	40	60	40	60	10	90	10	38	10	90	8	92
44	177	30	20	50	60	40	40	60	50	50	40	60	15	58	30	70	5	95
46	181	60	10	30	80	20	40	60	90	10	10	90	8	19	30	70	41	59
49	188	50	20	30	40	60	20	80	100	0	20	80	10	26	30	70	19	81
50	189	50	10	40	90	10	40	60	90	10	10	90	8	22	10	90	11	89
52	191	60	5	35	80	20	20	80	50	50	5	95	1	1	5	95	0	100
54	192	40	1	59	80	20	20	80	50	50	2	98	0	0	2	98	0	0
55	193	40	1	59	80	20	20	80	80	20	0	100	0	0	0	100	0	0
56	194	30	1	69	80	20	40	60	60	40	2	98	1	2	2	98	0	0
58	196	60	5	35	90	10	40	60	60	40	5	95	4	7	5	95	0	100
61	198	50	10	40	70	30	30	70	95	5	10	90	2	9	10	90	0	100
63	199	60	10	30	70	30	60	40	90	10	10	90	9	14	20	80	0	100
68	200	20	20	60	80	20	60	40	90	10	50	50	15	76	20	80	1	99
71	200.5	70	10	20	70	30	20	80	100	0	10	90	15	35	40	60	3	97
72	201	70	10	20	60	40	40	60	100	0	10	90	12	17	40	60	0	100
74	202	60	20	20	60	40	30	70	100	0	30	70	15	30	40	60	0	100

نتیجه

(لوف)، نسبت زیادی از فراوانی و تنوع داینوسپست‌ها به همراه نسبت زیادی از مواد آمورف شفاف به تیره و پالینومسرال‌های تیره هم‌بعد دیده می‌شود که بیان‌کننده میزان رسوب‌گذاری مناسب در شرایط بی‌اکسیژنی در یک محیط دریایی باز است. روی این طبقات شیل آهکی، بخش آهکی سیمره قرار گرفته است؛ این بخش حاوی خرده‌های فسیلی از خارپوست‌ها،

تعیین محیط دیرینه سازند گورپی در برش بیشه‌دراز با استفاده از مطالعات پالینوفاسیسی و نسبت پریدینوئید به گونیا لاکوئید و فراوانی و تنوع داینوسپست‌ها و فاکتورهای حفاظت از مواد آلی انجام شد. این بررسی‌ها نشان داد از ابتدای سازند گورپی تا لایه‌های شیل‌های آهکی قسمت زیرین بخش آهکی سیمره

آب مشاهده می‌شود. انطباق نسبتاً خوب منحنی تغییرات سطح آب با منحنی‌های تغییرات جهانی سطح آب موجود نشان‌دهنده تأثیرپذیری زیاد این نهشته‌ها در زمان رسوب‌گذاری سازند گورپی در منطقه پژوهش از تغییرات ائوستازی است و تفاوت در بعضی قسمت‌ها از جمله ابتدای سازند در ابتدای کامپانین فوقانی ناشی از رویدادهای محلی و فعالیت‌های تکتونیکی ناشی از بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس و میزان رسوب‌گذاری است.

References

- Askin R.A. and Jacobson S.R. 2003. Palynology, Encyclopaedia of Physical Science and Technology (Third Edition), 563-578 p.
- Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20 p.
- Abrari N. and Vaziri-Moghaddam H. Taheri A. Seyrafiyan A. 2012. Biostratigraphy and Palaeobathymetry of Gurpi Formation in southwest Firozabad area. *Iranian Journal of Geology*, 5(17): 49-60.
- Amiri F. 2019. Biostratigraphy and Pleoecology of the Gurpi Formation at Bishe-Deraz section, south of Ilam province, M.SC thesis, Damghan University, School of Earth Sciences, 98 p.
- Bujak J.P. 1984. Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarch from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19. *Micropaleontology*, 30: 180-212.
- Boulter M.C. and Riddick A. 1986. Classification and analysis of palynodebris from the Palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology*, 33: 871-886.
- Brinkhuis H. and Zachariasse W.J. 1988. Dinoflagellate cysts, sea level changes and planktonic foraminifers across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Haria, northwest Tunisia. *Marine Micropaleontology*, 13: 153-191.
- Brinkhuis H. 1994. Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type – area (Northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107: 121-163.
- Bombardiere L. and Gorin G.E. 2000. Stratigraphical and lateral distribution of sedimentary organic matter in upper Jurassic carbonates of SE France. *Sedimentary Geology*, 132: 177-203.
- Combaz A. 1964. Les palynofacies. *Revue de Micropaleontologie*, 7: 205-218.

دوکفه‌ای‌هایی چون لופا، گریفه‌آ و فرامینیفراهای بتتیک و پلانکتونیک، بریوزوآ و... به صورت لایه‌ای متراکم است که تشکیل این بخش را در اعماق کم و محیط پرانرژی و اکسیژن‌دار نشان می‌دهد؛ اما فرم عدسی‌شکل عضو آهکی سیمره (لופا)، وجود خرده‌های ماکروفسیلی در زمینه‌ای از رسوبات تخریبی سست و در جهات مختلف به صورت خردشده، همگی بیان‌کننده نابرجا بودن این عضو است. عضو آهکی سیمره احتمالاً بر اثر حرکات فشارشی ناشی از بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در زمان انتهای کامپانین ایجاد می‌شود. این شرایط به ریزش این قطعات دوکفه‌ای از سطح بالآمدگی حوضه یا forland bluge و فراوانی و تراکم زیاد دوکفه‌ای‌ها در جهات مختلف در زمینه‌ای از گل می‌انجامد.

حضور دوکفه‌ای‌های ریز در شیل‌های سیاه‌رنگ قسمت فوقانی عضو آهکی لופا دارای نسبت زیادی از پالینومورف‌های خشکی به دریایی به‌ویژه پالینومسرال‌های قهوه‌ای تیغه‌ای به ایک به همراه کم‌بودن فراوانی و تنوع داینوسیست‌ها نشان‌دهنده پایین‌بودن سطح آب است که به تدریج با افزایش نسبت مواد آمورف شفاف به تیره و افزایش پالینومورف‌های دریایی به‌ویژه نسبت پریدینوئید به گونیاکونئید بیان‌کننده افزایش نسبی سطح آب تا عضو آهکی امام حسن است؛ اما دوباره پس از عضو آهکی امام حسن در مارن‌های آهکی تیره‌رنگ، کاهش عمق و پس‌روی دیده شد. در نزدیکی مرز کرتاسه- پالئوژن، کاهش واضحی از فراوانی و تنوع داینوسیست‌ها و نسبت زیادی از پالینومسرال‌های خشکی دیده شد که نشان‌دهنده پس‌روی و پایین‌رفتن سطح آب است.

بررسی‌های فسیل‌شناسی، رسوب‌شناسی و مشاهدات صحرائی در این پژوهش، وقفه‌ای رسوبی را در گذر از مرز کرتاسه- پالئوژن در این برش نشان می‌دهد. پس از مرز بر مبنای شواهد لیتولوژیکی و شواهد پالینولوژیکی (افزایش تنوع و فراوانی داینوسیست‌ها و مواد آمورف شفاف) تا شیل‌های ارغوانی‌رنگ سازند پابده پیشروی و بالآمدگی سطح

- Formation in Sulaimanyia area, NE-Iraq. *JZS*, 8(1):47-62.
- Karim K. H., and Surdasy A. M., 2006. Sequence stratigraphy of Upper Cretaceous Tanjero Formation in Sulanmaniya area, NE-Iraq. *KAJ*, 4(1):19-43.
- Karim K. H. Sharbazery K. and Ameen B. M. 2006. Stratigraphic study of the contact between Kometan and Shiranish Formation (Upper Cretaceous) from Sulaimanyia Governorate, Kurdistan Region, NE-Iraq. *Iraqi Geological Journal*, 1(39):
- Kothe A. 1990. Paleogene dinoflagellates from northwest Germany. *Geologisches Jahrbuch*, 111-118 p.
- Motiei H. 1994. Stratigraphy of Zagros, A Publication of the Geological Survey of Iran, 583p.
- Mahmoud M.S. and Moawad A.R.M. 2000. Jurassic-Cretaceous (Bathonian to Cenomanian) palynology and stratigraphy of the West Tiba-1 borehole, northern Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 30(2): 401- 416.
- Nøhr-Hansen H. and Dam G. 1997. Palynology and sedimentology across a new marine Cretaceous/Tertiary boundary section: Nuussuaq, West Greenland. *Geology*, 25: 851-854.
- Omran A.M. Soliman H.A. and Mahmoud M.S. 1990. Early Cretaceous palynology of three boreholes from Northern Western Desert (Egypt). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66: 293-312.
- Ozer S. Karimi K.H. and Khazaei A. R. 2012. The Campanian- Maastrichtian sequence along the Zagros belt (SE Turkey- NE Iraq –SW Iran): Stratigraphy, Depositional setting and Paleogeography. 65th Geological congress of Turkey
- Rabbani J. Ghasemi-Nejad A. and Amini A. 2010. Palynostratigraphy and sequence stratigraphy of the Gurpi Formation in Darreh-shahr section, southeast of Ilam. *Iranian Journal of Geology*, 3(10): 3-13.
- Schrank E. 1988. Effects of chemical Processing on the preservation of peridinioid dinoflagellate: A case from the Late Cretaceous of NE Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 56: 123-140.
- Schiøler P. 2002. Palynofacies and Sea-level changes in the middle Coniacian-Late Campanian (Late Cretaceous) of the East Coast Basin, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188: 101-125.
- Sluijs A. Pross J. and Brinkhuis H. 2005. From greenhouse to icehouse organic – walled dinoflagellate cysts as Paleoenvironmental indicators in the Paleogene. *Earth Science Reviews*, 68: 281-315.
- Downie C. Hussain M. and Williams G.L. 1971. Dinoflagellate cyst and acritarch associations in the Paleogene of southeast England. *Geoscience and Man.*, 3: 29-35.
- Evitt W.R. 1963. A discussion and proposal concerning fossil dinoflagellates hystrichospheres, and acritarches, 320 p.
- Eshet Y. Moshkovitz S. Habib D. Benjamini C. and Margaretz M. 1992. Calcareous nannofossil and dinoflagellate stratigraphy across the Cretaceous/Tertiary boundary at Hor Hahar, Israel. *Marine Micropaleontology*, 18: 199-228.
- Frith J.V. 1993. Dinoflagellate assemblages and sea level fluctuations in the Maastrichtian of southwest Georgia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79: 179-204.
- Ghavidel-Syooki M. 1993. An Introduction to the Palynology and Palaeopalynology Principles of Palaeozoic, Mesozoic sedimentary strata and Its Application in Oil, Gas and Coal Exploration, National Iranian Oil Company, 552p.
- Ghasemi-Nejad E. Hobbi M.H. and Schiøler P. 2006. Dinoflagellate and foraminiferal biostratigraphy of Gurpi Formation (upper Santonian – upper Maastrichtian) Zagros Mountains, Iran. *Cretaceous Research*, 24(6): 828-835.
- Götz A.E. Feist-burkhardt S. and Ruckwied K. 2008. Palynofacies and sea-level changes in the Upper Cretaceous of the Vocontian Basin, southeast France. *Cretaceous Research*, 29(5-6): 1047-1057.
- Harland R. 1973. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bearpaw Formation (Upper Campanian) of southern Alberta, Canada. *Palaeontology*, 16: 665-706.
- Haq B.U and Al-Qahtani A.M. 2005. Phanerozoic cycles of Sea-Level changes on the Arabian platform. *GeoArabia*, 10: 127-160.
- Heimhofer U. Hochuli P.A. Herrle J.O. and Weissert H. 2006. Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian Basin: Evidence from palynological and calcareous nannofossil records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235(1): 93-109.
- Hemmati-Nasab M. Ghasemi-Nejad A. and Darvish-Zadeh B. 2008. Palaeobathymetry of the Gurpi Formation based on planktonic and benthic Foraminifera. *Journal of Sciences, University of Tehran*, 34(1): 157-173.
- Jaramillo C.A. Rueda M.J. and Mora G. 2006. Cenozoic plant diversity in the Neotropics. *Science*, 311(5769): 1893-1896.
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of the Iranian oil consortium.
- Karim K. H. and Surdasy A. M. 2005. Tectonic and depositional history of Upper Cretaceous Tanjero

- to Lowermost Cretaceous of the Dra field, offshore Mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62:157-186.
- Van Waveren I. and Visscher H. 1994. Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surficial deep – sea sediment from a highproductivity area (Banda Sa, Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112: 85-111.
- Wood S.E. and Gorin G.E. 1998. Sedimentary organic matter in distal clinofolds of Miocene slope sediments: Site 903 of ODP Leg 150, offshore New Jersey (U.S.A.). *Journal of Sedimentary Research*, 68: 856-868.
- Zarei E. and Ghasemi-Nejad A. 2012. Qualitative and quantitative assessment of organic matter from two sections of Gurpi Formation in Lorestan province, *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 29(4): 1-16.
- Zarei E. and Ghasemi-Nejad E. 2013. Sequence stratigraphy of the Gurpi Formation (Campanian – Maastrichtian) in Southwest of Zagros, Iran based on palynomorphs and foraminifera. *Arabian journal and Geoscience*
- Zonneveld K. Versteegh G. and Lange G. 1997. Preservation of organic-Walled dinoflagellate cyst in different oxygen regimes: a 1000 year natural experiment. *Marine Micropaleontology*, 29: 393-405.
- Snedden J.W and Liu C. 2010. Recommendations for a uniform chronostratigraphic designation system for Phanerozoic depositional sequence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 95(7): 1095-1122.
- Slimani H. Louwye S. and Tufiq. A. 2010. Dinoflagellate Cyst from the Cretaceous – Palaeogene boundary at Ouled Haddou, southern Rif, Morocco: Biostratigraphy, Paleoenvironments and Paleobiogeography. *Palynology*, 34(1): 90-124.
- Senemari S. 2013. Nannostratigraphy of Gurpi Formation in southeast of Shiraz. *Journal of Sedimentary Facies*, 5(1): 75-84.
- Tyson R.V. 1987. The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. In: Brooks J. Fleet A.J. (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, 26: 47- 67.
- Tyson R.V. 1993. Palynofacies analysis. *Applied Micropaleontology*, 153-191 p.
- Tyson R.V. 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Chapman & Hall, London, 615 p.
- Taylor A.M. and Goldring R.S. 2003. Analysis and application of Earth – Science Review, 60: 227-259.
- Traverse A. 2007. *Paleopalynology*. Second Edition, Springer, 813 p.
- Van Der Zwan C.J. 1990. Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic

The lower part of the Gurpi Formation of middle Campanian age is very argillaceous and is characterized by an abundance of fluorescence AOM and marine palynomorphs. The minimal size of the black equant phytoclasts and dinoflagellate cyst show that this interval was deposited in a quiet water environment under anoxic conditions in a pelagic environment. This formation shallows upward to boundstones of the Lophia Member in uppermost Campanian with very low amounts of organic matter. The Lophia Limestone consists of macrofossil assemblages (bivalves, oysters (*Exogyra* type) and echinoids) in different directions and recessive, bioturbated marly layers with scattered large *Lophia* in life position showing that this member was probably reworked and deposited on the foreland bulge depocenter.

This is followed by an abrupt deepening and the deposition of pelagic marl. The high contents of transparent

AOM, as well as the presence of pyrite and phosphates in these layers, suggest a dysoxic to the anoxic condition due to sea-level rise that favored accumulation and preservation of organic matter in early Maastrichtian. The Emam-Hassan Limestone represents a more pelagic fauna in a carbonate-rich deepwater setting. The high percentages of non-fluorescent AOM and black phytoclast indicate oxic conditions that were unsuitable for the preservation of marine organic matter. This member is overlain by the marls of Late Maastrichtian. Microbiostratigraphy, sedimentology, and palynofacies observation indicate sea-level fall and a hiatus at the K/P boundary. This is followed by deepening and the deposition of the purple shale of the base of the Pabdeh Formation. This interpretation is supported by sedimentological observation. The Gurpi Formation is entirely influenced by the compressional regime of the foreland basin.