



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 33, Issue 4, No. 69, Winter 2018
pp. 15-18
Received: 21.02.2017 Accepted: 26.11.2017

Analysis of microfacies, sedimentary environments and sequence stratigraphy of the Pabdeh Formation, in type section, Zagros

Somaye Saravani*

Ph.D. Student Geology, University of Sistan and Baluchestan, Iran

Mohammadnabi Gorgij

Associate Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Iran

Mostafa Ghomashi

Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Iran

Ali Ahmadi

Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Iran

**Corresponding author, e-mail somaye_sara@pgs.usb.ac.ir*

Introduction:

Extensive studies have been made in the past and are still in progress to understand the depositional history of the Late Paleocene-Early Oligocene deposits of the Pabdeh Formation (James and Wynd 1965; Motiei 1995; Babazadeh et al 2010; Behbahani et al 2008; Behbahani et al 2011; Sadeghi and Hadavandkhani 2010; Parandavar et al 2014; Ahifar and Amiri Bakhtiar 2015; Mohseni and Al-Aasm 2004; Mohseni et al 2011). One study of particular relevance to this work is Mirzaee Mahmoodabadi et al (2010) in which they presented regional sequence stratigraphic model for this formation in Dashte-Arjan region Fars, Zagros (Mirzaee Mahmoodabadi et al 2010). The study area of this paper is located in the Gurpi anticline ($49^{\circ}19'9.5''$ E and $32^{\circ}25'0.2''$ N), about 45 km to the north of the town of Lali. Lithologically the Pabdeh Formation consists of purple and white to yellowish marl, marly limestone and thin- to thick-bedded limestone, rich in planktonic foraminifera. Due to lack of any evidence for continental erosion or subaerial exposure, it is believed that the Pabdeh Formation conformably overlies the Gurpi Formation and is conformably overlaid by the Asmari Formation.

Material and Method:

In this study facies analysis is based on field observation and was complemented by petrographic examination of specific lithologies. The terminology of Dunham (1962) is used here to describe the textures of carbonate-dominated facies.

Facies types and stacking pattern were classified based on sequence stratigraphic concepts (Catuneanu 2006; Haq 1991; Hunt and Tucker 1992, 1995; Embry 1995; Embry and Myers 1996; Helland- Hansen and Gjelberg 1994; Van Wagoner et al. 1988). System tracts and depositional sequence were determined based on facies trends, stacking pattern, identify key surfaces and lithological changes.

The time interval of each sequence and time boundaries of Paleocene/Eocene and Eocene/Oligocene are determined based on the presence and extinction of planktonic species. Presence and extinction of planktonic species in the Pabdeh Formation are adapted with Berggren et al. (1995). In addition, the presence and extinction of planktonic species in the Pabdeh Formation has been compared with biostratigraphic studies of Babazadeh et al (2010) in south east of Shiraz and Sadeghi and Hadavandkhani (2010) in the northwest of Izeh. In general, due to the presence of species *Morozovella valascoensis* in the upper part of the Gurpi

Formation, the age of this unit is suggested to be of Upper Paleocene. In this study, the presence of species *formosa Morozovella* is used to determine the Paleocene/Eocene boundary. *Hantkenina*-out and *Lepidocyclinid*-in events are considered here to mark the Eocene/Oligocene boundary.

Discussion of Results and Conclusions:

Based on lithology, characteristic textures, biogenic components and sedimentary features, three facies including pelagic, hemipelagic and calciturbidite were identified for the Late Paleocene-Early Oligocene deposits of the Pabdeh section. These facies were deposited in a deeper marine environment.

Mirzaee Mahmoodabadi et al (2010) have identified two depositional sequences for the Pabdeh Formation in Dashte-Arjan region, Fars, Zagros. In this study, based on facies analysis and field observations, 7 complete and 2 incomplete depositional sequences are distinguished within the Pabdeh Formation, Lali area. Regarding the ages obtained from microfossils, sequences P1 and P2, and LST and FSST of sequence P3 are of Paleocene in age. Based on identification of planktonic foraminifera, TST, HST and FRWST of sequence P3 and sequences P4, P5, P6, P7 and P8 were

deposited during Eocene. The sequence P9 shows an age of Late Eocene-Early Oligocene. All sequences begin with SB₂ excluding sequence P3 and P4; SB₂ and TS surfaces coincide with each other. The Deepest *mfs* belongs to the sequence P3 that is associated with remarkable abundance of primary and authigenic glauconite minerals. Relative sea-level curves in most sequences, except for sequences P3, P8 and P9 exactly correlate with standard global sea level curve. The role of syn-sedimentary tectonic activities and sea-level oscillations, probably, are responsible for deposition of sequences P3, P8 and P9 in the Zagros basin.

Keyword: Gurpi anticline, Pabdeh Formation, Sedimentary environment, Sequence stratigraphy, Paleocene-Oligocene

References

- Adams C.G. and Bourgeois E. 1967. Asmari biostratigraphy, Geological and Exploration Iranian Oil Offshore Company. Report. 1074, Unpublished.
- Ahifar A. and Amiri Bakhtiar H. 2015. Calcareous nannofossil biostratigraphy of Pabdeh Formation at Gurpi anticline. Iranian Journal of Geology 95: 107-120 (in Persian).
- Alizadeh B. and Moradi M. 2007. Geochemical evaluation of Pabdeh Formation in oilfields of Zeloi and Ahwaz. Shahid Chamran University Journal of Science 17: 33-45 (in Persian).
- Babazadeh A. Baharan S. Parvaneh Shirazi Nezhad M. and Bahrami M. 2010. Biostratigraphy of the Pabdeh Formation in Tang-e-Zanjiran section (southeast Shiraz) based on planktonic foraminifera. Stratigraphy and Sedimentology Researches 26: 145-158 (in Persian).
- Behbahani R. Khodabakhsh S. Mohseni H. Atashmard Z. and Moghadasi A.A.R. 2008. Ichnofossils and ichnofacies of Pabdeh Formation in NW Ilam, west Iran. Journal of Science (University of Tehran) 34: 103-112 (in Persian).
- Behbahani R. Khodabakhsh S. Mohseni H. Atashmard Z. and Moghadasi A.A.R. 2011. Evidences of tempestite and turbidite deposits in Pabdeh Formation, north and southwest of Zagros basin. Journal of Science (University of Tehran) 27: 73-96 (in Persian).
- Behzadnia M. 2010. Petrology and sedimentary environment of Amiran Formation, in type section (Amiran anticline- North of the town of Pol Dokhtar). MSc thesis, Islamic Azad University, Zahedan, 108 p (in Persian).
- Berggren W. A. Kent D. V. Swisher C. C. and Aubrey M. P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren W. A. Kent D. V. Swisher C. C. III, Aubry M.-P. and Hardenbol J (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 129-212.
- Catuneanu O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy: (first edition) Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Catuneanu O. Abreu V. Bhattacharya J.P. Blum M.D. Dalrymple R.W. Eriksson P.G. Fielding C.R. Fisher W.L. Galloway W.E. Gibling M.R. Giles K.A. Holbrook J.M. Jordan R. Kendall C.G.St.C. Macurda B.O.J. Martinsealln A.D. Neal Mi.J.E. Nummedal D. Pomar L. Posamentier H.W. Pratt B.R. Sarg J.F. Shanley K.W. Steel R.J. Strasser A. Tucker M.E. and Winker C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews 92: 1-33.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. AAPG Mem 1: 108-121.
- Embry A.F. 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: Steel R.J. Johannesson Felt V.L. and Mathieu E.P.C. (Eds.), Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin, Norwegian Petroleum Society Special Publication, 5: 1-11.
- Emery D. and Myers K.J. 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, 297 p.
- Flügel E. 2010. Microfacies of carbonate rocks, Analysis, Interpretation and application. Springer, Berlin, 976p.
- Folk R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones, Am Assoc Pet Geol Bull, 43: 1-38.
- Folk R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham W.L. (Eds.), Classification of carbonate rocks, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62-84.
- Haq B.U. 1991. Sequence stratigraphy, sea level change and sign can for the deep sea. Sediment, 12: 3-39.
- Helland-Hansen W. and Gjølberg J.G. 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. Sedimentary Geology, 92: 31-52.
- Hunt D. and Tucker M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. Sedimentary Geology, 81: 1-9.
- Hunt D. and Tucker M.E. 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall-reply. Sedimentary Geology, 95: 147-160.
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. AAPG Bull, 49: 2182-2245.
- Kendall C.G.St.C. and Schlager W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. Marine Geology, 44:181-212.
- Khavari Khorassani M.P. Hadavi F. Ghasemi-Nejad E. and Mousavi-Harami R. 2014. Biostratigraphy and Paleocological Study of Pabdeh Formation in Interior Fars, Zagros Basin, Iran. Open Journal of Geology 4: 571-581.
- Kolla V. Posamentier H.W. and Eichenseer H. 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall- discussion. Sedimentary Geology 95: 139-145.
- Mancini E.A. and Tew B.H. 1997. Recognition of maximum flooding events in mixed siliciclastic-carbonate systems: Key to global chronostratigraphic correlation. Geology, 25: 351-354.
- Mirzaee Mahmoodabadi R. Afghah M. and Saeedi S. 2010. High Resolution Sequence Stratigraphy and Depositional Environment of Pabdeh Formation

- in Dashte – Arjan Area (Shiraz, Fars, Zagros, Iran). *World Academy of Science, Engineering and Technology* 4(11): 782-786.
- Mohseni H. and Al –Aasm I.S. 2004. Tempestite deposits on a storm – influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 27(2): 163-178.
- Mohseni H. Behbahani R. Khodabakhsh S. and Atashmard Z. 2011. Depositional environments and trace fossil assemblages in the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie* 262(1):59-77.
- Motiei H. 1995. Petroleum geology of Zagros. *Geol. Survey of Iran*, 1009 p (in Persian).
- Parandavar M. Mahanipur A. Aghanabati S. A. and Hosseini S. A. 2014. Calcareous Nannofossils Biostratigraphy of the Upper Part of Gurpi Formation- Lower Part of Pabdeh Formation (Purple shale) at the North-East of Gurpi Anticline. *Geosciences Scientific Quarterly Journal*, 89: 187-198 (in Persian).
- Plint A.G. and Nummedal D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 172:1–17.
- Posamentier H.W. Allen G.P. James D.P. and Tesson M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1687–1709.
- Sadeghi A. and Hadavandkhani N. 2010. Biostratigraphy of Pabdeh Formation in Emamzadeh Soltan Ebrahim section, northwest of Izeh city in Khuzestan province, southern Iran. *Iranian Journal of Geology*, 15: 81-98 (in Persian).
- Salsani A. 2012. Biostratigraphy and paleoecological foraminiferal regarding its relationship with Phosphate- bearing bed Pabdeh Formation of the Lar Mountain (North of Gachsaran). MSc thesis, Kharazmi University, Tehran (in Persian).
- Tabatabaei H. Motamed A. Soleimani B. and Kamali M. 2012. Chemical Variation during Pabdeh Formation Deposition, Zagros Basin: Gurpi-Pabdeh-Asmari Boundaries determination and Paleoenvironmental Condition. *Journal of Geology & Geosciences*, 1:1-8.
- Vail P.R. Audemard F. Bowman S.A. Eisner P.N. Perez-Cruz C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: Einsele G. Ricken W. and Seilacher A (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, InSpringer-Verlag, Berlin Heidelberg, 617–659
- Van Wagoner J.C. Posamentier H.W. Mitchum R.M. Vail P.R. Sarg J.F. Loutit T. Hardenbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus C.K. Hastings B.S. Kendall C.G.St.C. Posamentier H.W. Ross C.A. Van Wagoner J.C. (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach: SEPM, Special Publication*, 39–45.

تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ای، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده در برش نمونه، زاگرس

سمیه سراوانی، دانشجوی دکتری زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران*
محمدنبی گرگیج، دانشیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران
مصطفی قماش، استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران
علی احمدی، استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران

چکیده

برش نمونه سازند پابده (پالئوسن فوقانی - الیگوسن زیرین) در تاقدیس (کوه) گورپی، زاگرس و خوزستان قرار گرفته است و از نظر سنگ‌شناختی شامل تناوب مارن‌های ارغوانی و سفید، آهک مارنی و آهک نازک تا ضخیم لایه غنی از فرامینیفرهای پلانکتونیک است. باتوجه‌به نبود شواهد فرسایش قاره‌ای یا خروج حوضه از آب، مرز پایینی این سازند با سازند گورپی پیوسته است و مرز بالایی آن با سازند آسماری پیوسته و تدریجی است. مطالعات سنگ‌شناختی، توصیف و تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها به‌ویژه رخساره‌های همی‌پلاژیک، پلاژیک و توربیدیتی در بازه زمانی پالئوسن تا الیگوسن زیرین نشان‌دهنده ته‌نشست سازند پابده در بخش عمیق حوضه رسوبی است. باتوجه‌به مطالعات و مشاهدات صحرایی، مطالعه رخساره‌ها و بررسی‌های سکانسی، سطوح اصلی چینه‌نگاری سکانسی مانند مرز سکانس، سطح حداکثر عمق، سطح سیلاب دریایی، دسته‌های رخساره‌ای و ۹ سکانس ته‌نشستی شناسایی شده‌اند. براساس ریزفسیل‌های تشخیص داده شده، سکانس‌های P1، P2 و بخشی از سکانس P3 (دسته رخساره‌های FSST+LST) در بازه زمانی پالئوسن، دسته رخساره‌های HST، TST و FRWST سکانس P3، سکانس‌های P4، P5، P6، P7 و P8 در ائوسن و سکانس P9 در ائوسن فوقانی - الیگوسن زیرین نهشته شده‌اند. تمامی سکانس‌ها با مرز سکانسی نوع دو آغاز می‌شوند. در تمامی سکانس‌ها به جز سکانس P3 و P4، این مرز بر سطح TS منطبق است. عمیق‌ترین سطح حداکثر عمق (mfs) به سکانس P3 متعلق است که با فراوانی چشمگیر کانی‌های اولیه و درج‌زای گلاکونیتی همراه است. منحنی تغییرات سطح نسبی دریا در بیشتر سکانس‌ها به جز سکانس P3، P8 و P9 با منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا برای بازه زمانی مدنظر انطباق دارد. نبود انطباق در سکانس P3، P8 و P9 بیان‌کننده نقش فعالیت‌های تکتونیک هم‌زمان با رسوب‌گذاری در حوضه زاگرس است.

واژه‌های کلیدی: تاقدیس گورپی، سازند پابده، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، پالئوسن - الیگوسن

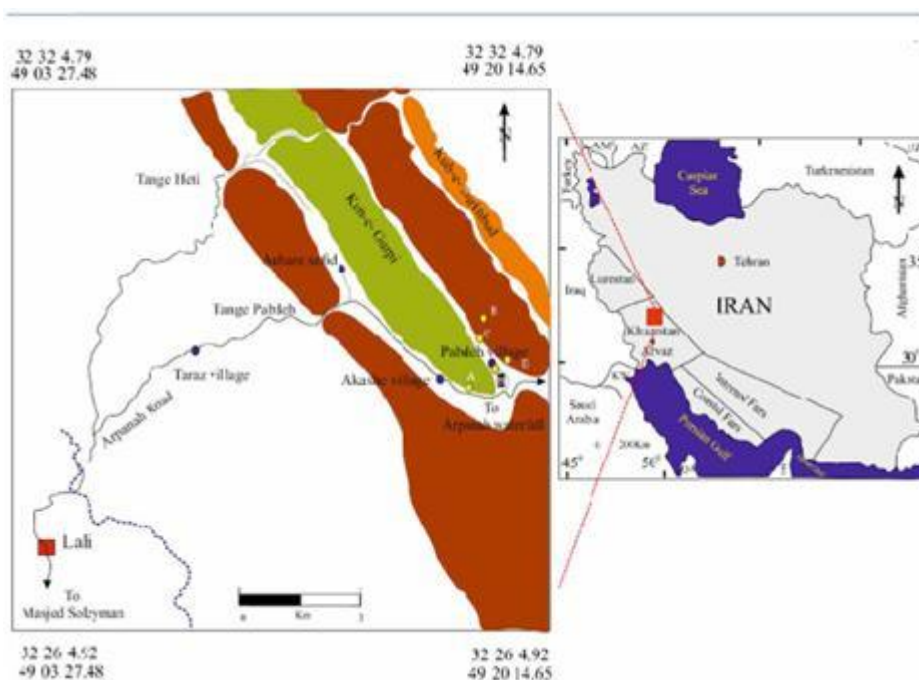
مقدمه

در این پژوهش سعی شده است با بررسی دقیق رخساره‌ها، بازسازی محیط رسوبی و شناسایی افق‌های کلیدی چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های پالئوسن تا الیگوسن سازند پابده (در منطقه لالی)، تصویر صحیحی از مراحل تکوین تکتونو - رسوبی، چینه‌نگاری محیط رسوبی این سازند ارائه شود.

به منظور مطالعه محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده، برش نمونه این سازند در تاقدیس گورپی (شمال خوزستان، شهر لالی) اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شده است. دسترسی به برش‌ها از طریق جاده آسفالت لالی - آبشار آرپناه در حد فاصل روستای عکاشه و روستای پابده امکان‌پذیر است (شکل ۱). مختصات برش مطالعه‌شده در روستای پابده با موقعیت "۴۹°۱۹'۹,۵" طول شرقی و "۱۹°۰'۳۲" عرض شمالی است؛ اما واحدها برای بررسی تغییر رخساره‌ها و ژئومتری به‌طور جانبی (در موقعیت‌های A تا F شکل ۱) تعقیب شده‌اند. امتداد عمومی لایه‌ها N30°W و شیب عمومی لایه‌ها 37°NE است. سازند پابده در منطقه مطالعه‌شده بین دو سازند گورپی در پایین و آسماری در بالا قرار دارد. به دلیل نبود شواهد خروج حوضه از آب، مرز پایینی سازند پابده با گورپی پیوسته و مرز بالایی آن با سازند آسماری تدریجی است. به‌طور کلی سازند پابده شامل تناوب مارن‌های تیره تا روشن، آهک مارنی و آهک نازک تا ضخیم‌لایه غنی از فرامونیفرای پلانکتونیک است. سن سازند پابده بر مبنای مطالعات زیست‌چینه‌نگاری، پالئوسن تا الیگوسن تعیین شده است (مطیعی ۱۳۷۲؛ Adams and Bourgeois 1967).

سازند پابده به سن پالئوسن - الیگوسن از سنگ منشأهای مهم حوضه زاگرس است؛ البته این سازند در برخی مناطق زاگرس نقش سنگ مخزن دارد (مطیعی ۱۳۷۲). این سازند بین سازند گورپی در پایین و سازند آسماری در بالا قرار می‌گیرد. سازند گورپی از سنگ منشأهای مهم حوضه زاگرس محسوب می‌شود. سازند آسماری نیز مهم‌ترین سنگ مخزن حوضه زاگرس است؛ بنابراین، سازند پابده از نظر جایگاه چینه‌شناسی بسیار اهمیت دارد. برش نمونه سازند پابده در تنگ پابده واقع در یال جنوبی تاقدیس گورپی در شمال شرق شهرستان لالی اندازه‌گیری شده است (James and Wynd 1965).

زمان زیادی از انتشار نخستین تعاریف چینه‌شناسی سازند پابده می‌گذرد (James and Wynd 1965) و تا امروز مطالعات زیادی در زمینه زیست‌چینه‌نگاری و دیرینه بوم‌شناسی (به‌بهانی و همکاران ۱۳۸۷؛ بابازاده و همکاران ۱۳۸۹، صادقی و هداوند خانی ۱۳۸۹؛ سلسانی ۱۳۹۱؛ پرنده‌آور و همکاران ۱۳۹۲؛ آهی‌فر و همکاران ۱۳۹۴)، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی (محسنی ۱۳۸۲؛ Mirzaee Mahmoodabadi et al. 2010; Mohseni et al. 2011)، نهشته‌های توریدایتی و طوفانی (Mohseni and Al-Aasm 2004؛ به‌بهانی و همکاران ۱۳۹۰) و همچنین تغییرات شیمیایی (علیزاده و مرادی ۱۳۸۶؛ Tabatabaei et al. 2012) سازند پابده صورت گرفته است. با وجود این، تاکنون چینه‌نگاری سکانسی این سازند در مقطع تیپ مطالعه نشده است. با توجه به جایگاه چینه‌شناسی این سازند و نقش مهمی که مطالعات چینه‌نگاری سکانسی در تجزیه و تحلیل محیط رسوبی و بازسازی تاریخچه تکتونیک و ترسیم منحنی نوسانات سطح آب دریا دارد، برش نمونه سازند مذکور بررسی شده است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش مطالعه‌شده (در روستای پیده) و راه دسترسی به آن. نمونه‌ها از موقعیت A تا F برداشت شدند.

روش کار

برای انجام مطالعات چینه‌نگاری سنگی، شناسایی رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی پالئوسن تا الیگوسن، در بازدید از تاقدیس گورپی با پیمایش توالی و ثبت اطلاعات، واحدهای سنگی، توصیف و برای انجام مطالعات براساس اصول و مبانی مطالعات سیستماتیک صحرایی و متناسب با تغییرات رخساره‌ای نمونه‌برداری انجام شد و در مجموع از ۲۰۰ نمونه برداشت‌شده، مقطع نازک تهیه شد که ۱۷۵ نمونه از سازند پابده، ۲۰ نمونه از قسمت بالایی سازند گورپی و ۵ نمونه از قسمت پایینی سازند آسماری است. مقاطع نازک عمود بر لایه‌بندی هستند. با استفاده از اطلاعات حاصل از مطالعه مقاطع نازک و برداشت‌های صحرایی، چینه‌نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازند پابده تعبیر و تفسیر شد. مقاطع نازک براساس طبقه‌بندی دانه‌ام (1962) نامگذاری شدند (Dunham 1962)؛ اما به‌جای حد ۲۰ میکرون، حد ۴ میکرون (Folk 1959, 1962) برای تفکیک دانه از زمینه منظور شد. در هنگام نامگذاری، چنانچه مقادیر بایوکلاست‌ها از ۱۰٪ کمتر بود، واژه Fossiliferous به کار برده شد. برای آلوکم‌های

بین ۱۰ تا ۲۰٪، برحسب مورد، از واژه‌های Bioclastic، Peloidal و Intraclastic استفاده شد. برای آلوکم‌های بیشتر از ۲۰٪ نیز واژه‌های Bioclast، Pellet و Intraclast به کار برده شد. تعیین درصد اجزای تشکیل‌دهنده از طریق نمودارهای مقایسه‌ای فلوگل ۲۰۱۰ انجام شده است (Flügel 2010). در این مرحله علاوه بر شناسایی ریزرخساره‌های سنگ‌های کربناته، نمودار تغییرات رخساره‌ای ترسیم شده است.

در مطالعات صحرایی نیز الگوی برانبارش پاراسکانس‌ها، ثبت و در نهایت، سطوح کلیدی چینه‌نگاری سکانسی از قبیل سطح حداکثر سیلابی^۱ (mfs)، مرزهای سکانسی^۲ (SB) و سطح پیش‌رونده^۳ (TS) شناسایی شد. تجزیه و تحلیل اطلاعات چینه‌نگاری سکانسی براساس الگوی جدید اکسون^۴ و الگوی استاندارد آن (Catuneanu 2006; Catuneanu et al 1992, Hunt and Tucker 2009) صورت گرفته است.

¹ Maximum flooding surface

² Sequence Boundary

³ Transgressive Surface

⁴ New Exxon Model

سرشار از فسفات‌های جانیشینی هستند. بیشترین مقدار فسفات در این لایه‌ها دیده می‌شود. فسفات‌ها به صورت جانیشینی درون میکروفسیل‌های پلانکتونیک یافت می‌شوند.

رخساره P2: پکستون بیوکلاستی گلوبیژیرین‌دار حاوی گلاکونیت

Glauconitic bioclast (globigerinid) packstone:

در این رخساره، بالغ بر ۴۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژیرینیده دیده می‌شود؛ البته در نمونه ۵۲ علاوه بر گلوبیژیرین، گلوبوروتالیا نیز یافت می‌شود. زمینه این رخساره از جنس میکرایت است. رخساره یادشده حاوی ۱۲٪ کانی گلاکونیت است. گلاکونیت‌های این رخساره به صورت جانیشینی روی کانی فسفات و درون حجرات فرامینی‌فرهای پلانکتونیک دیده می‌شوند؛ البته به صورت نودول نیز مشاهده می‌شوند. در نمونه P90، این رخساره کمتر از ۱۰٪ فسفات از نوع جانیشینی یافت می‌شود. این رخساره روی زمین به صورت لایه‌های متوسط تا ضخیم آهک و لایه مارنی پیل‌دار رخنمون دارد.

رخساره P3: پکستون بیوکلاستی گلوبوروتالیادار و گلوبیژیرین‌دار چرتی حاوی فسفات

Chertified phosphatic bioclast (globorotalid globigerinid) packstone:

در این رخساره نزدیک به ۴۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژیرینیده و گلوبوروتالیده مشاهده می‌شود. در برخی از نمونه‌های این رخساره (نمونه‌های P94 و P113)، خانواده گلوبیژیرینیده بیوکلاست غالب است. فراوانی کانی فسفات ۱۵٪ است که به طور معمول به صورت نودول و به ندرت به صورت جانیشینی دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها (نمونه‌های P94 و P113) کمتر از ۵٪ گلاکونیت یافت می‌شود. این رخساره روی زمین به صورت آهک مارنی متوسط لایه با باندهای قهوه‌ای رنگ، آهک مارنی نودولار متوسط لایه و آهک متوسط لایه خوب لایه‌بندی‌شده رخنمون

ریزرخساره‌های سازند پایده

براساس بررسی‌ها و مشاهدات صحرایی و همچنین تجزیه و تحلیل سنگ‌شناسی و میکروسکوپیک نمونه‌ها مشخص شد تمام رخساره‌های شناسایی‌شده در سازند پایده به بخش ژرف دریا مربوط هستند. به‌طور کلی نمونه‌های مطالعه‌شده در سه گروه رخساره پلاژیک، همی پلاژیک و توریدایت آهکی قرار می‌گیرند. محسنی و همکاران (۲۰۱۱) با مطالعه محیط رسوبی سازند پایده در مقطع تیپ، رخساره‌های پلاژیک، توریدایتی و طوفانی را شناسایی کرده‌اند (Mohseni et al. 2011; Mohseni and Al-Aasm 2004).

ریزرخساره‌های پلاژیک سازند پایده (P):

رخساره P1: پکستون بیوکلاستی گلوبیژیرین و گلوبوروتالیادار با آشفستگی زیستی و فسفاتی شده

Phosphatized bioturbated bioclast (globorotalid globigerinid) packstone:

در این رخساره، بالغ بر ۳۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژیرینیده و گلوبوروتالیده دیده می‌شود. در برخی نمونه‌های این رخساره (P78, P79, P96, P119)، فسیل گلوبیژیرین غالب است. در برخی نمونه‌ها کمتر از ۵٪ پلت یافت می‌شود. از ویژگی‌های اصلی این رخساره وجود آشفستگی زیستی است. این رخساره به صورت آهک متوسط لایه خوب لایه‌بندی‌شده، آهک ضخیم لایه بیوکلاستی، آهک مارنی نودولار متوسط لایه و مارن آهکی مشاهده می‌شود. در آهک‌های ضخیم لایه که در بخش بالایی سازند پایده رخنمون دارند، کمتر از ۱۰٪ بیوکلاست‌های بتیک شامل بریوزوا، تکستولاریا، پلسی پود، اپرکولینا و نومولیت یافت می‌شود.

این رخساره در بخش بالایی سازند پایده به صورت آهک‌های متوسط لایه دیده می‌شود. این آهک‌ها باندهای قهوه‌ای رنگ دارند و در تناوب با مارن‌های متورق رخنمون دارند؛ البته در این لایه‌ها درصد بیوکلاست‌ها به ۴۰٪ می‌رسد و همچنین

دارد.

در این رخساره نزدیک به ۱۵٪ پلت و حدود ۱۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده دیده می‌شود و به‌ندرت فسفات دارد. فسفات‌ها جانشین حجرات فسیل پلانکتونیک شده‌اند. این رخساره در سطح زمین به‌صورت آهک مارنی نازک تا متوسط‌لایه خوب لایه‌بندی‌شده و آهک مارنی نودولار متوسط‌لایه در تناوب با مارن و مارن دیده می‌شود. از ویژگی‌های بارز این رخساره، آشفستگی زیستی و وجود بارو در برخی لایه‌ها است. در برخی نمونه‌های این رخساره، اکسید آهن جانشین فسیل‌های پلانکتونیک شده است.

رخساره P7: وکستون پلتی بیوکلاستیکی حاوی فسیل پلانکتونیک

Bioclastic (planktonic foraminifera) pellet wackestone:

در این رخساره بالغ بر ۱۵٪ پلت و حدود ۱۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده یافت می‌شود. این رخساره در سطح زمین به‌صورت مارن، آهک مارنی نودولار و آهک مارنی متوسط‌لایه رخنمون دارد.

رخساره P8: وکستون پلتی / پلوئیدی

Pelloidal/pellet wackestone

در این رخساره حدود ۱۵ تا ۲۰٪ پلت یافت می‌شود. رخنمون رخساره در سطح زمین آهک‌های مارنی ضخیم‌لایه، مارن آهکی در تناوب با آهک مارنی نازک تا متوسط‌لایه و مارن متورق است. این رخساره در تناوب با رخساره‌های پلاژیک مشاهده می‌شود؛ به همین دلیل در گروه رخساره‌های پلاژیک قرار می‌گیرد.

رخساره P9: مادستون آهکی حاوی فسیل پلانکتونیک

Planktonic fossiliferous lime mudstone:

در این رخساره کمتر از ۱۰٪ بیوکلاست از فرامینی‌فرهای پلانکتونیک یافت می‌شود. در برخی نمونه‌ها آشفستگی زیستی مشاهده می‌شود. این رخساره روی زمین به‌صورت مارن و

رخساره P4: پکستون / وکستون بیوکلاستی حاوی فرامینی‌فر پلانکتونیک

Bioclast (planktonic foraminifera) wackestone/packstone:

در این رخساره حدود ۲۰٪ فسیل پلانکتونیک به‌صورت خرده‌های شکسته‌شده دیده می‌شود و به‌ندرت گلاکونیت و فسفات دارد. این رخساره روی زمین به‌صورت آهک متوسط‌لایه مشاهده می‌شود.

رخساره P5: وکستون بیوکلاستی گلوبیژرین و گلوبوروتالیدار پلوئیدی با آشفستگی زیستی

Bioturbated pelloidal bioclast (globigerinid globorotalid) wackestone:

در این رخساره حدود ۲۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژرینیده، گلوبوروتالیده مشاهده می‌شود؛ البته در برخی نمونه‌ها (P86, P87) گلوبیژرین فسیل غالب است. این رخساره در نمونه‌های مربوط به قسمت بالایی سازند پابده به‌صورت آهک متوسط تا ضخیم‌لایه رخنمون دارد و کمتر از ۱۰٪ بیوکلاست بنتیک دارد. بیوکلاست‌های بنتیک شامل بریوزا، نمولیت، میلیولیده، تکستولاریا، دیسکوسیکلین و گاستروپود هستند. در رخساره ذکرشده، بیش از ۱۰٪ پلت در زمینه میکرایتی دیده می‌شود. در برخی نمونه‌های این رخساره کمتر از ۱۰٪ گلاکونیت و نودول فسفات (نمونه P35) یافت می‌شود. از ویژگی‌های بارز این رخساره وجود آشفستگی زیستی است. این رخساره روی زمین به‌صورت آهک متوسط تا ضخیم‌لایه، آهک مارنی و آهک مارنی نودولار متوسط‌لایه و مارن رخنمون دارد.

رخساره P6: وکستون بیوکلاستیکی پلوئیدی با آشفستگی زیستی

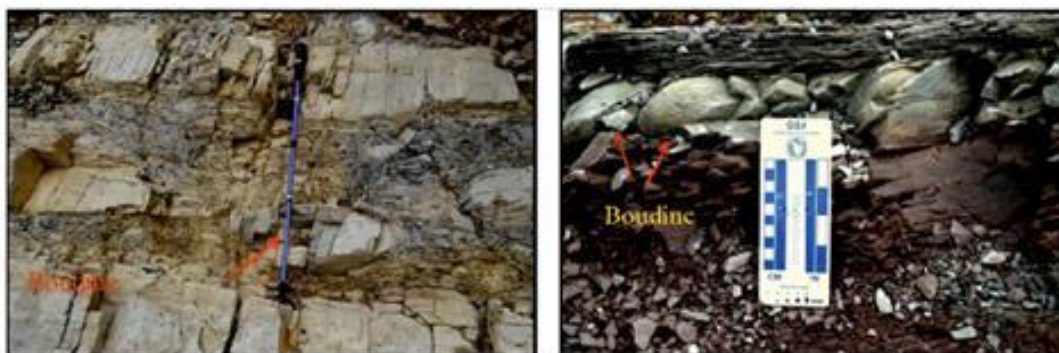
pelloidal bioclastic (planktonic foraminifera) wackestone Bioturbated

آهک مارنی نودولار متوسط لایه رخنمون دارد.

بخش عمیق حوضه ساخت بودیناژ است (شکل ۲). به عبارت دیگر، در بخش عمیق حوضه لایه سختی که در میان دو لایه نرم قرار می‌گیرد، رخساره همی‌پلاژیک دارد. لایه سخت در اثر تنش کششی به شکل بودین درمی‌آید. موارد مذکور وجه تمایز ریزرخساره همی‌پلاژیک از پلاژیک سازند پایده هستند.

ریزرخساره‌های همی‌پلاژیک سازند پایده (H):

به‌طور کلی فروانی فسیل‌های پلانکتونیک سازند پایده در ریزرخساره‌های همی‌پلاژیک کمتر از رخساره‌های پلاژیک است. علاوه بر این، ویژگی بارز ریزرخساره همی‌پلاژیک در



شکل ۲- نمای نزدیک از ساختار بودیناژ که ویژگی بارز ریزرخساره‌های همی‌پلاژیک است.

ایتراکلاست جلبکی نیز دیده می‌شود که جزء بیوکلاست‌ها در نظر گرفته شده‌اند. این رخساره روی زمین به صورت آهک‌های مارنی نازک لایه دارای بارو رخنمون دارد. آهک‌های مارنی در تناوب با آهک‌های ضخیم لایه هستند.

رخساره H3: پکستون بیوکلاستی گلوبیژیرین دار حاوی فسفات

Chertified phosphatic bioclast (globigerinid) packstone در این رخساره نزدیک به ۴۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژیرینیده یافت می‌شود. فراوانی کانی فسفات ۱۵٪ است که به شکل دانه‌های گوشه‌دار مشاهده می‌شود. در این رخساره کمتر از ۵٪ گلاکونیت یافت می‌شود. رخساره مذکور روی زمین به صورت میان‌لایه‌های نازک سیلتستون آهکی در مارن‌های ارغوانی بخش پایین سازند پایده رخنمون دارد.

رخساره H4: وکستون بیوکلاستی گلوبیژیرین و گلوبوروتالیادار پلوئیدی با آشفستگی زیستی

Bioturbated pelloidal (globorotalid globigerinid)

رخساره H1: پکستون بیوکلاستی گلوبیژیرین و گلوبوروتالیادار با آشفستگی زیستی

Bioturbated bioclast (globorotalid globigerinid) packstone :

در این رخساره بالغ بر ۳۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژیرینیده و گلوبوروتالیده دیده می‌شود. در رخساره ذکر شده حدود ۵ تا ۱۰٪ پلت و نزدیک به ۵٪ گلاکونیت دیده می‌شود. در رخساره یادشده، آشفستگی زیستی، بارو و نودول‌های چرتی مشاهده می‌شود. رخساره ذکر شده روی زمین به صورت لایه‌های متوسط تا ضخیم آهک رخنمون دارد که در تناوب با مارن و آهک مارنی نودولار مشاهده می‌شود. این لایه‌ها به‌طور جانبی نازک می‌شوند و حالت به‌هم‌ریخته دارند.

رخساره H2: پکستون بیوکلاستی گلوبوروتالیا و گلوبیژیرین دار پلوئیدی

Pelloidal bioclast (globorotalid globigerinid) packstone: در این رخساره حدود ۳۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژیرینیده و گلوبوروتالیده و بالغ بر ۱۰٪ پلت دیده می‌شود. حدود ۵٪

wackestone:

در این رخساره نزدیک به ۱۵٪ پلت و حدود ۱۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده دیده می‌شود. این رخساره در سطح زمین به صورت آهک مارنی متوسط‌لایه در تناوب با مارن خاکستری دیده می‌شود.

ریزرخساره‌های توربیدایتی کربناتی سازند پابده (T):

از ویژگی اصلی این ریزرخساره‌ها وجود ساختار ریزش و لغزش است (شکل ۳). همچنین در مقاطع میکروسکوپی ریزرخساره‌های مذکور، فسیل‌های پلانکتونیک به همراه خرده‌های شکسته فسیل‌های بنتیک مشاهده می‌شود (شکل ۴).

bioclast wackestone:

این رخساره با ۲۰٪ بیوکلاست از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده، حدود ۱۰٪ پلت در زمینه میکرایتی و نزدیک به ۵٪ گلاکونیت است. از ویژگی‌های بارز این رخساره آشفستگی زیستی است. رخساره ذکر شده روی زمین به صورت لایه‌های متوسط تا ضخیم آهک رخنمون دارد که در تناوب با مارن و آهک مارنی نودولار مشاهده می‌شود. این لایه‌ها به طور جانبی نازک می‌شوند و حالت بهم‌ریخته دارند.

رخساره H5: وکستون پلوئیدی بیوکلاستیکی با آشفستگی**زیستی**

Bioclastic (planktonic foraminifera) peloidal



شکل ۳- نمایی از واحد آهک ریزشی که در آن ساختار ریزش و لغزش (اسلامپینگ) مشاهد می‌شود. گفتنی است لایه‌های پایین و بالای این ساختار به صورت موازی است. در سمت چپ تصویر مشاهده می‌شود که لایه‌ها حالت موازی دارند.

آلوئولینیده، میلیولیده به همراه خانواده گلوبیژرینیده، براکیوپود و بریزوا در زمینه میکرایتی و سیمان کلسیتی یافت می‌شود. در نمونه ۶۲ این رخساره کمتر از ۱۰٪ فسفات و گلاکونیت مشاهده می‌شود. آمیختگی دانه‌های اسکلتی بنتیک با میکروفسیل‌های پلانکتونیک از ویژگی‌های بارز این رخساره

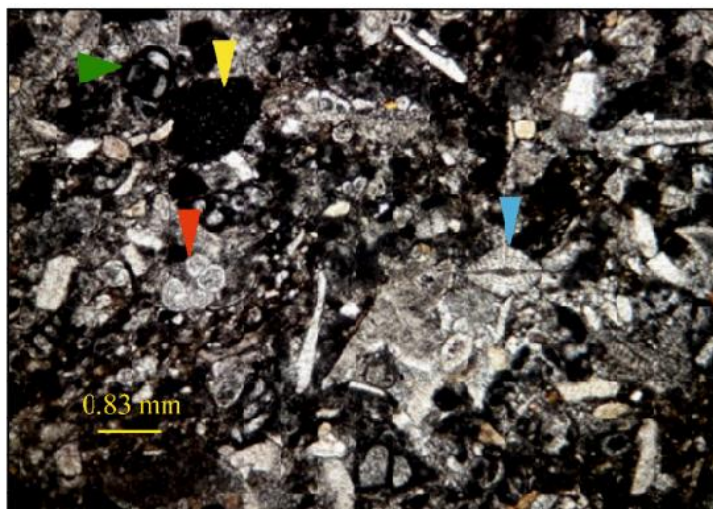
رخساره T1: گرینستون / پکستون بیوکلاستی حاوی**فرامینی فرای بنتیک و پلانکتونیک**

Bioclast (benthic and planktonic foraminifera) packstone / grainstone

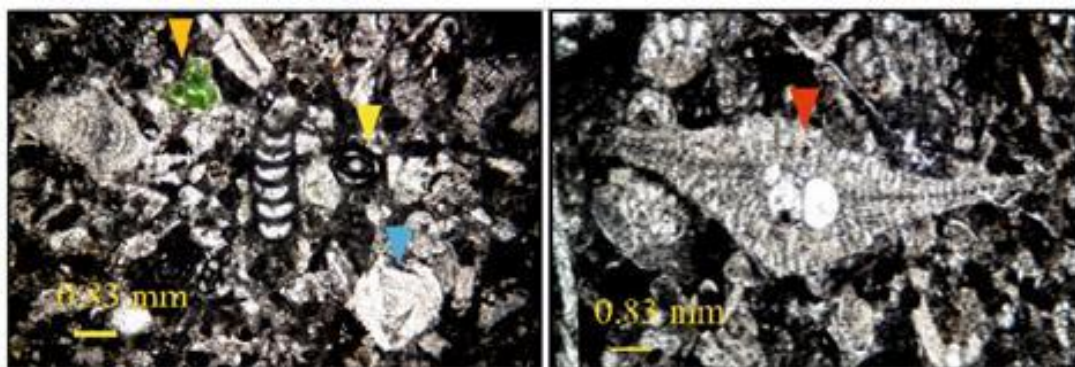
در این رخساره حدود ۴۰ تا ۵۰٪ آلوکم اسکلتی از خانواده نومولیتیده، اورتوفراگمینیده (Discocyclina, Actinocyclina)،

دیده می‌شود. گفتنی است این رخساره در تناوب با رخساره‌های پلاژیک رخنمون دارد؛ بنابراین، تغییر زیرمحیط رسوبی را نشان نمی‌دهد.

است (شکل‌های ۴ و ۵). این رخساره روی زمین به صورت آهک متوسط‌لایه با مرز زیرین ناگهانی با تناوب مارن ارغوانی و آهک مارنی نودولار و آهک بیوکلاستی ضخیم‌لایه دارای نودول چرت و بارو و آهک مارنی بیوکلاستی متوسط‌لایه



شکل ۴- تصویر رخساره T1: گریستون/ پکستون بیوکلاستی حاوی فرامینی فرای بتیک (بیشتر به صورت خرده‌های شکسته) و پلانکتونیک را نشان می‌دهد. فلش قرمز فرامینی فرای پلانکتونیک، فلش آبی دیسکوسیکلین، فلش زرد آلونولین و فلش سبز میلیولیده را نشان می‌دهند.



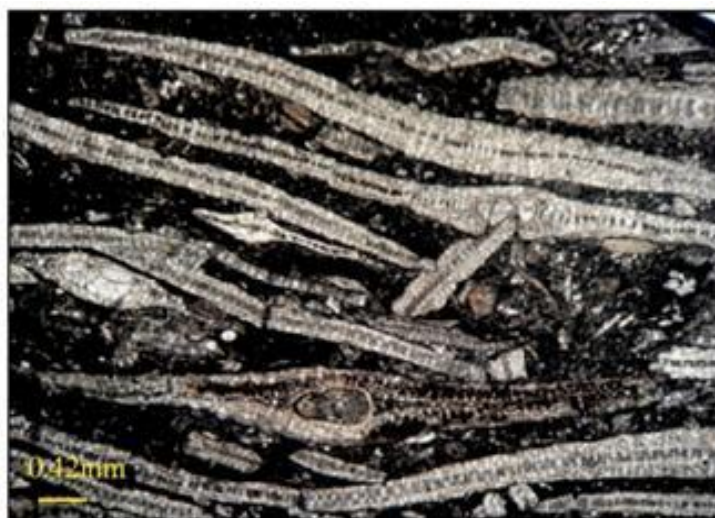
شکل ۵- رخساره T1: پکستون بیوکلاستی حاوی فرامینی فرای بتیک و پلانکتونیک (Bioclast (bentic and Planktonic Foraminifera) Packstone) فلش قرمز دیسکوسیکلین، فلش زرد میلیولیده، فلش آبی روتالیده، فلش نارنجی گلاکونیت را نشان می‌دهند.

پلانکتونیک مشاهده می‌شود. این رخساره به صورت آهک ضخیم‌لایه در تناوب با مارن خاکستری روشن رخنمون دارد. این رخساره در بخش بالایی سازند پابده مشاهده می‌شود. گفتنی است این رخساره در تناوب با رخساره‌های پلاژیک رخنمون دارد؛ بنابراین، تغییر زیرمحیط رسوبی را نشان نمی‌دهد.

رخساره T2: پکستون بیوکلاستی حاوی لپیدوسیکلینا

Bioclast (Lepidocyclinid) packstone:

در این رخساره بالغ بر ۲۰٪ آلوم اسکلتی از خانواده لپیدوسیکلینا دیده می‌شود. فسیل‌های بتیک دیگر شامل اپرکولینا، میلیولیده، بریزوا، نمولیت، پلسی‌پود و براکیوپود هستند (شکل ۶). در این رخساره کمتر از ۱۰٪ فرامینی فر



شکل ۶- رخساره T2: بگستون بیوکلاستی حاوی لپیدوسیکلینا (Bioclast (Lepidocclinid) Packstone)

ساختار ریزش و لغزش (اسلامپینگ) رخنمون دارد (شکل ۳).

رخساره T5: وکستون پلتی / پلوئیدی بیوکلاستی

Bioclastic (benthic and planktonic foraminifera) pelloidal/ pellet wackestone

در این رخساره بالغ بر ۱۰٪ بیوکلاست مشاهده می‌شود. بیوکلاست‌ها شامل فسیل پلانکتونیک از خانواده گلوبیژرینیده و گلوبوروتالیده و فسیل‌های بنتیک از قبیل اکتینوسیکلین، دیسکوسیکلین، نومولیت و میلیولیده هستند. در رخساره یادشده ۲۰-۱۵٪ پلت دیده می‌شود. این رخساره در سطح زمین به صورت ساختار ریزش و لغزش (اسلامپینگ) رخنمون دارد (شکل ۳).

همان‌طورکه در مطالعه محسنی و العاسم (۲۰۰۴) اشاره شده است (Mohseni and Al- Aasm 2004)، در سازند پابده علاوه بر رخساره‌های توربیدیتی، رخساره‌های طوفانی نیز مشاهده می‌شود. این رخساره‌ها با ویژگی‌هایی نظیر اختلاط اجزای تشکیل‌دهنده، سطح زیرین ناگهانی و فرسایشی و جای‌گیری در بین رخساره‌های دیگر متمایز می‌شوند. از ویژگی‌های بارز رخساره‌های طوفانی ساختار هاموکی است (شکل ۷). رخنمون نهشته‌های طوفانی سازند پابده به صورت لایینه‌های تیره و روشن نیز یافت می‌شود (شکل ۸).

رخساره T3: وکستون اینتراکلاستیکی بیوکلاستیکی همراه

با فرامینی فر فسفاتی و چرتی شده

Chertified phosphatic bioclastic (planktonic foraminifera) intraclastic wackestone:

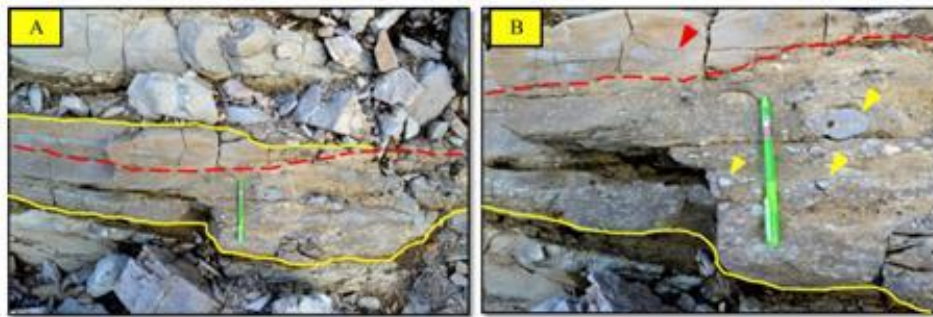
در این رخساره حدود ۱۲٪ اینتراکلاست و بالغ بر ۱۰٪ بیوکلاست (که فسیل پلانکتونیک هستند) در یک زمینه میکرایتی یافت می‌شود. در رخساره ذکرشده، فسیل‌های پلانکتونیک چرتی شده‌اند. در این رخساره فراوانی کانی فسفات حدوده ۱۰٪ است. این رخساره روی زمین به صورت آهک بیوکلاستی متوسط‌لایه رخنمون دارد.

رخساره T4: وکستون بیوکلاستی گلوبیژرین و

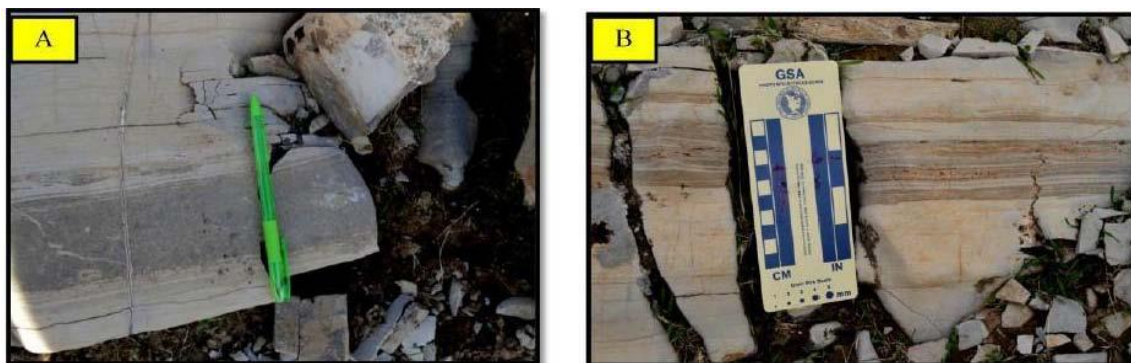
گلوبوروتالیادار پلتی / پلوئیدی با آشفستگی زیستی

Bioturbated pelloidal /pellet bioclast (globorotalid globigerinid) wackestone

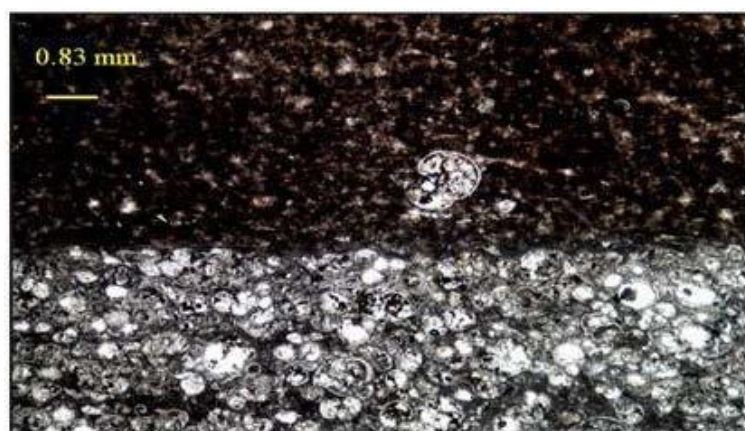
در این رخساره بالغ بر ۲۰٪ بیوکلاست یافت می‌شود. بیوکلاست اصلی فسیل پلانکتونیک (گلوبیژرین و گلوبوروتالیا) است؛ اما فسیل‌های ریزشی از قبیل میلیولیده، آلوئولین، دیسکوسیکلین، اکتینوسیکلین، تکستولاریا و گاستروپود نیز یافت می‌شوند. در رخساره مذکور حدود ۲۰٪ پلت مشاهده می‌شود. از ویژگی‌های بارز این رخساره وجود آشفستگی زیستی است. این رخساره روی زمین به صورت



شکل ۷- A، نمایی از ساختار هاموکی. B، نمای نزدیک از تصویر A. این ساختار در تناوب مارن و آهک مارنی کرم رنگ سازند پابده مشاهده می‌شود. از ویژگی‌های بارز رخساره طوفانی ساختار هاموکی است. همان‌طور که در تصویر مشاهده می‌شود این توالی یک تفرع در سطح پایین و یک تحدب در سمت بالا دارد. این توالی، اینتراکلاست‌های میکرایتی غنی از فسیل پلانکتونیک دارد (فلش‌های زرد). به سمت بالا فراوانی اینتراکلاست‌ها کاهش می‌یابد و در نهایت به یک مادستون ختم می‌شود که به صورت محدب دیده می‌شود (فلش قرمز). خط چین قرمز بخش اینتراکلاستی ساختار هاموکی را از بخش مادستونی آن جدا می‌کند.



شکل ۸- نمایی از لایه‌های طوفانی سازند پابده. لایه‌های طوفانی سازند پابده به صورت تناوب لامینه‌های تیره و روشن مشاهده می‌شود. به‌طور کلی، رخساره لامینه‌های تیره، Planktonic foraminifera bioclast packstone و رخساره لامینه‌های روشن، Fossiliferous lime mudstone است.



شکل ۹- تصویر میکروسکوپی از لایه‌های طوفانی که شامل تناوب رخساره‌های Planktonic foraminifera bioclast packstone و Fossiliferous lime mudstone است.

حضور Hantkenina و نخستین حضور لیبیدوسیکلینا، مرز ائوسن / الیگوسن در نظر گرفته شده است.

سکانس رسوبی اول (P1):

این سکانس به‌طور کامل در سازند پابده قرار ندارد. شروع این سکانس در سازند گورپی است. مارن‌های خاکستری قسمت بالای سازند گورپی به سن پالئوسن، جزء دسته رخساره پیش‌رونده (TST) این سکانس هستند (شکل ۱۰ C). مارن‌های ارغوانی قسمت پایین سازند پابده، دسته رخساره تراز بالا (HST) این سکانس را تشکیل می‌دهند. این دو دسته رخساره با *mfs* تفکیک می‌شوند (شکل ۱۰ A و B). دسته رخساره‌ای پیش‌رونده (TST) در این سکانس ۶۰ متر ضخامت دارد. از نظر سنگ‌شناسی، دسته رخساره پیش‌رونده شامل مارن‌های خاکستری و میان‌لایه‌های آهک مارنی نودولار است. دسته رخساره پیش‌رونده (TST) با رخساره Bioclastic (Planktonic foraminifera) pellet packstone شروع و به رخساره Bioturbated pelloidal bioclast wackestone (globorotalid globigerinid) ختم می‌شود. در رأس دسته رخساره‌ای پیش‌رونده، سطح حداکثر عمق (*mfs*) وجود دارد. سطح حداکثر عمق، تفکیک‌کننده رخساره‌های TST و HST است. این سطح به‌صورت یک لایه ۱۰ سانتی‌متری اکسید آهن رخنمون دارد (شکل ۱۰ A و B؛ "49°19'9.5" طول شرقی و "32°25'0.2" عرض شمالی). این سطح در این موقعیت چین‌های (در حد فاصل مارن خاکستری مایل به سبز رأس سازند گورپی و مارن‌های ارغوانی قاعده سازند پابده) در تاق‌دیس گورپی تعقیب می‌شود و گسترش زیادی دارد. این سطح نشان‌دهنده نبود رسوب‌گذاری است؛ زیرا پایین‌بودن میزان رسوب‌گذاری برای نهشته‌شدن اکسیدهای آهن در اعماق دریا لازم است (Mancini and Tew 1997). به همین دلیل به نظر می‌رسد این سطح، سطوح مترام را تشکیل می‌دهد؛ زیرا سطوح مترام در میزان رسوب‌گذاری پایین تشکیل می‌شوند. رخساره بالا و پایین این سطح، پلاژیک است و هر دو در کمربند رخساره‌ای شماره ۳

چین‌نگاری سکانسی و سکانس‌های رسوبی^۱ سازند پابده در تاق‌دیس گورپی:

تاکنون چین‌نگاری سکانسی سازند پابده در منطقه شیراز (دشت آریجان) مطالعه شده است (Mirzaee Mahmoodabadi et al. 2010). میزرائی محمودآبادی و همکاران (۲۰۱۰) طی مطالعه سازند پابده، دو سکانس رسوبی شناسایی کرده‌اند. آنها در این مطالعه مرز پایین و بالای سکانس رسوبی اول را از نوع دو (SB₂) و مرز بالایی سکانس رسوبی دوم را از نوع پیوستگی هم‌ارز با ناپیوستگی تعیین کرده‌اند.

براساس این مطالعه، سکانسی نهشته‌های پالئوسن - الیگوسن زیرین سازند پابده شامل ۷ سکانس رسوبی کامل و ۲ سکانس رسوبی ناقص است (شکل ۱۷) که براساس مفاهیم چین‌نگاری سکانسی شناسایی شده‌اند (Catuneanu 2006; Haq 1991; Hunt and Tucker 1992, 1995; Embry 1995; Embry and Myers 1996; Helland- Hansen and Gjelberg 1994; Van Wagoner et al. 1988). شناسایی دسته‌های رخساره‌ای و سکانس‌های مدنظر براساس شناسایی الگوی برانبارش پاراسکانس‌ها در صحرا، مرز سکانسی نوع دو (SB₂) سطح حداکثر عمق (*mfs*)^۲، سطح پیش‌رونده (Ts) و مطالعه پتروگرافی و میکروسکوپی نمونه‌ها صورت گرفته است.

محدوده زمانی هر سکانس و مرزهای زمانی پالئوسن / ائوسن و ائوسن / الیگوسن براساس حضور و انقراض گونه‌های پلانکتونیک تعیین شده‌اند. حضور و انقراض گونه‌های پلانکتونیک در سازند پابده با بیوزون‌های Berggren et al. 1995 تطبیق داده شده‌اند (Berggren et al. 1995). حضور و انقراض گونه‌های پلانکتونیک در سازند پابده نیز با مطالعات زیست‌چین‌نگاری بابازاده و همکاران (۱۳۸۹) در جنوب شرق شیراز و صادقی و هداوند خانی (۱۳۸۹) در شمال غرب ایذه مقایسه شده است. به‌طور کلی به‌دلیل حضور گونه‌های *Morozovella valascoensis* در بخش بالایی سازند گورپی، سن این واحد پالئوسن فوقانی است. از حضور گونه *Morozovella formosa* برای تعیین مرز پالئوسن / ائوسن استفاده شده است. آخرین

¹ Sequence stratigraphy and depositional sequences

² Maximum flooding surface

دسته رخساره‌ای تراز بالا (P9) Fossiliferous lime mudstone است. رأس پاراسکانس‌ها این بخش به مرز سکانشی نوع دو (SB₂) منتهی می‌شود (شکل ۱۱). فسیل‌های شناسایی شده در این سکانش شامل *Morozovella Globigerina*, *Globorotalia wilcoxensis*, *velascoensis*, *Morozovella crassata*, *boweri* و *Acarinina sp.* هستند. باتوجه به حضور گونه‌های *Morozovella velascoensis* و *Morozovella Globorotalia wilcoxensis* و حضورنداشتن *Morozovella Formosa*، سن این سکانش پالئوسن فوقانی است.

ویلسون قرار می‌گیرند. همچنین، الگوی رسوب‌گذاری واحدهای رسوبی بعد از این لایه تغییر نکرده است؛ به همین دلیل، احتمال اینکه این لایه خروج حوضه از آب را نشان دهد، بسیار ضعیف است. قاعده این سطح به صورت سطوح انحلالی مشاهده می‌شود (شکل ۱۰ B و A؛ "49°19'9.5" طول شرقی و "32°25'0.2" عرض شمالی). این سطح توسط دسته رخساره تراز بالا (HST) پوشیده می‌شود. دسته رخساره‌ای تراز بالا (HST) در این سکانش، ۳۳ متر ضخامت دارد. از نظر سنگ‌شناسی این دسته رخساره شامل مارن‌های ارغوانی و سبز و به ندرت میان‌لایه‌های آهک مارنی است. رخساره اصلی



شکل ۱۰- نمایی از سکانش رسوبی اول: A- نمایی از دسته رخساره‌های HST و TST سکانش رسوبی اول. این دو دسته رخساره با سطح mfs از یکدیگر تفکیک می‌شوند. سطح mfs با خط چین نشان داده شده است. مقیاس شخصی ایستاده در رخساره HST ۱/۷۵ متر (دید عکس به سمت شمال شرق). B- سطح mfs یک لایه ۱۰ سانتی‌متری اکسید آهن که یک سطح متراکم و انحلالی است. C- نمایی از مارن‌های خاکستری بخش بالایی سازند گورپی مقیاس شخصی ایستاده ۱/۷۵ متر. این مارن‌ها شبیه شیل‌های خاکستری سازند ایران هستند (دید عکس به سمت جنوب غرب).

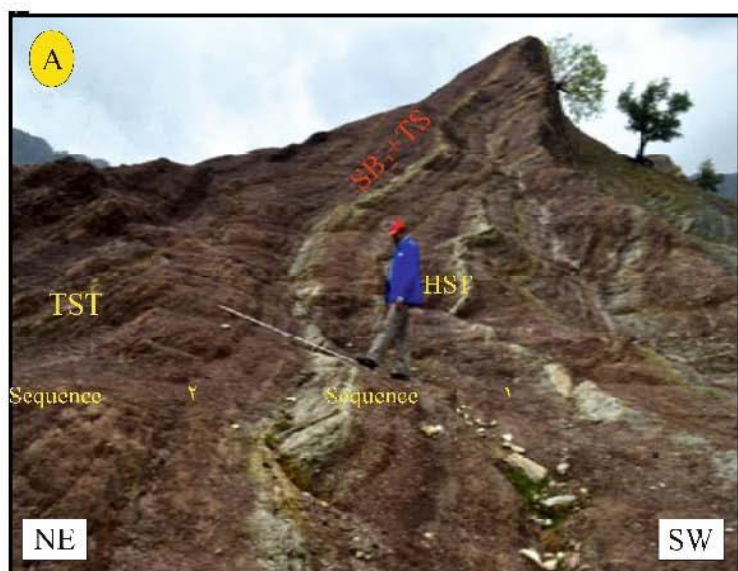
Morozovella velascoensis یافت می‌شود. دسته رخساره‌ای پیش‌رونده این سکانش با مرز سکانشی نوع دوم (SB₂)، سکانش رسوبی اول را می‌پوشاند. سطح پیش‌رونده (Ts) و مرز سکانشی نوع دو در این سکانش بر یکدیگر منطبق هستند. این سطح به صورت لایه نازک سلیتستون آهکی

سکانش رسوبی دوم (P2):

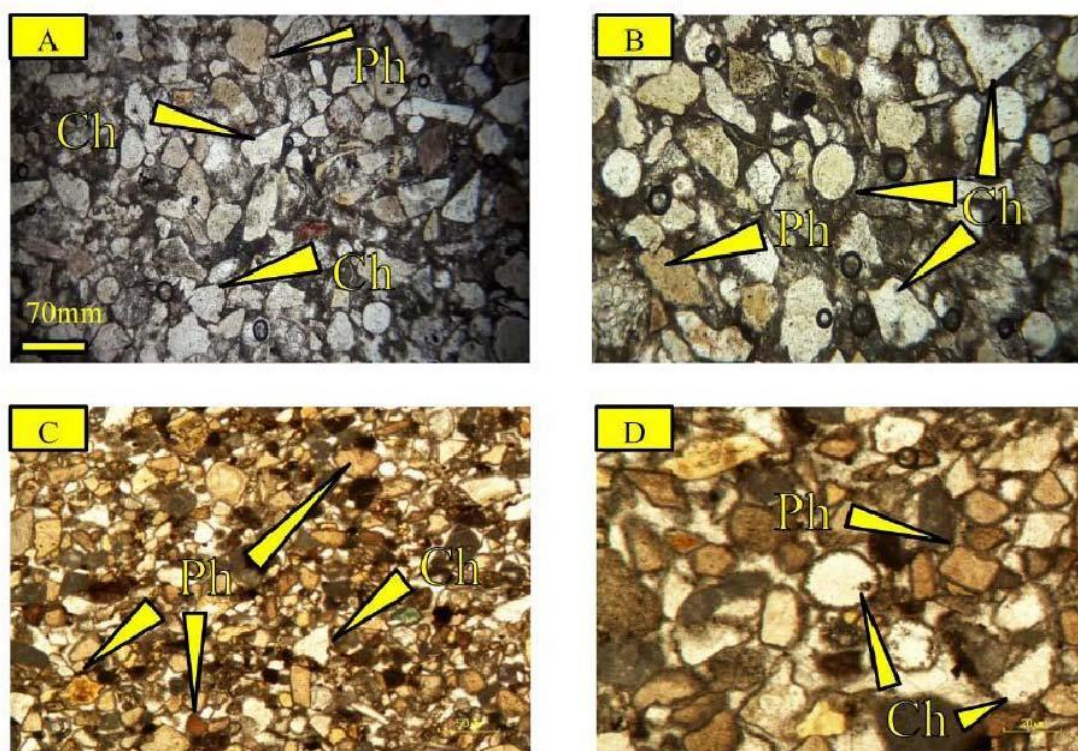
سکانش رسوبی دوم به ضخامت ۲۲ متر و سن پالئوسن است. این سکانش از نظر سنگ‌شناسی شامل مارن ارغوانی است؛ البته نزدیک به ۳ متر مارن سبز نیز در آن رخنمون دارد. در این سکانش، بوفور *Globigerina sp* و به مقدار کمتر

mudstone است. دسته رخساره‌ای تراز بالای این سکانس ۱۰ متر ضخامت دارد و از نظر سنگ‌شناسی شامل مارن ارغوانی Bioturbated bioclast رخساره‌ای، رخساره‌های Fossiliferos و (globorotalid globigerinid) wackestone lime mudstone را شامل می‌شود. دسته رخساره‌ای تراز بالا در رأس به مرز سکانسی نوع دو منتهی می‌شود. این مرز با شروع آهک‌های ریزشی مشخص می‌شود (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). با توجه به حضور گونه‌های *Morozovella velascoensis* و حضورنداشتن *Morozovella Formosa*، سن این سکانس پالئوسن فوقانی است.

خاکستری مایل به سبز رخنمون دارد و به‌طور جانبی تعقیب می‌شود (شکل ۱۱). رخساره این لایه Chertified phosphatic (شکل ۱۱). لایه سیلتستون آهکی از نظر رخساره شبیه سیلتستون‌های سازند امیران است (شکل ۱۲)؛ بنابراین، زبانه‌ای از سازند امیران است و قاعده آن مرز سکانسی نوع دو در نظر گرفته می‌شود. دسته رخساره پیش‌رونده (TST) از نظر سنگ‌شناسی شامل مارن‌های ارغوانی است. این دسته رخساره ۱۲ متر ضخامت دارد. رخساره اصلی این دسته رخساره‌ای، Bioturbated bioclast (globorotalid globigerinid) wackestone است. دسته رخساره‌ای پیش‌رونده در رأس به *mfs* می‌رسد. رخساره *mfs* این سکانس، Fossiliferos lime



شکل ۱۱ A- نمای از دسته رخساره HST سکانس رسوبی اول و مرز سکانس نوع دو و سطح TS سکانس رسوبی دوم. B- نمای نزدیک از مرز سکانسی نوع دو و سطح TS سکانس رسوبی دوم؛ در این تصویر ساخت بودیناژ مشاهده می‌شود که در بخش‌های عمیق حوضه رسوبی مختص رخساره همی‌پلاژیک است.



شکل ۱۲ A و B- تصویر میکروسکوپی لایه سیلتستونی سازند پابده، C و D- تصویر میکروسکوپی لایه‌های سیلتستونی سازند ایران (بهزاد نیا ۱۳۸۹)، (Ph: فسفات، Ch: چرت).

سکانس رسوبی سوم (P3):

سکانس رسوبی سوم به سن پالتوسن - ائوسن میانی و ضخامت تقریبی ۱۰۰ متر است. دسته رخساره‌ای مرحله افت سطح آب دریا (FSST) و دسته رخساره تراز پایین (LST) با مرز سکانسی نوع دو، سکانس رسوبی دوم را می‌پوشانند (شکل ۱۳). این سکانس رسوبی با قرارگیری آهک‌های ریزشی روی مارن‌های ارغوانی رنگ، شروع و در ادامه با تناوب مارن (به ترتیب ارغوانی و سفید مایل به زرد) و آهک مارنی نودولار و در نهایت با واحدهای همی‌پلاژیک دسته رخساره‌ای گوه‌های پس‌رونده سریع (FRWST)^۱ منتهی می‌شود (شکل‌های ۱۶ و ۱۷). آهک‌های ریزشی در دسته رخساره‌ای مرحله افت سطح آب دریا (FSST) و دسته رخساره تراز پایین (LST) قرار می‌گیرند. ضخامت واحد آهک ریزشی ۴۶ متر است (شکل ۱۳ و ۱۴). هم‌زمان با افت

سطح آب دریا و تداوم پائین ماندن آن، آهک‌های بخش‌های کم‌عمق‌تر به بخش عمیق ریزش کرده‌اند (Plint and Nummedal 2000)؛ به همین دلیل، آهک‌های ریزشی در دسته رخساره‌ای مرحله افت سطح آب دریا (FSST) و دسته رخساره تراز پایین (LST) قرار می‌گیرند (شکل ۱۳ و ۱۴) و تفکیک آنها از یکدیگر امکان‌پذیر نیست. آهک‌های ریزشی به صورت لایه‌های بهم‌ریخته، منقطع، لیزی شکل و با ساختار لغزش و ریزش (اسلامپینگ) مشاهده می‌شوند (شکل ۱۴). آهک‌های ریزشی از نظر رخساره در گروه رخساره توریدایتی قرار می‌گیرند و کمترین عمق را نشان می‌دهند. در بین آهک‌های ریزشی، تناوب مارن ارغوانی و آهک مارنی نودولار مشاهده می‌شود. رخساره اصلی آهک‌های ریزشی شامل موارد زیر است:

- Bioclast (benthic and planktonic foraminifera) packstone/ grainstone (T1)
- Chertified phosphatic bioclastic (planktonic foraminifera) intraclastic wackestone (T3)

¹ Forced regressive wedge system tract

است (شکل‌های ۱۶ و ۱۷ A و B). رخساره اصلی دسته Bioturbated bioclast شامل گوه‌های پس‌رونده سریع شامل *(globorotalid globigerinid) wackestone/packstone* است. فسیل‌های این واحد عبارتند از *Morozovella velascoensis*، *Morozovella aragonensis*، *Morozovella spinulosa*، *Globigerina graveli*، *Globigerina yeguaensis*، *Catapsydrax*، *Acarinina bullbrookii*، *Globorotalia renzi* و *Hantkenina sp. dissimilis*؛ البته به ندرت فسیل‌های بتتیک ریزشی شامل ایکنودرم، آسیلینا و دیسکوسیکلین مشاهده می‌شوند. بر مبنای محتوای فسیلی، سن این واحد ائوسن میانی است. گفتنی است ضخامت این واحد به‌طور جانبی به ۲/۱ متر کاهش می‌یابد و توالی سنگ‌شناسی آن شامل آهک‌های نازک تا متوسط‌لایه است (شکل ۱۷). تغییر جانبی توالی رسوبی از لایه‌های آهک به تناوب آهک و مارن، بودن شدن لایه‌های آهک و تغییر جانبی ریزرخساره‌ها از رخساره توربیدایتی گرینستون / پکستون بیوکلاستی حاوی فرامینی‌فرای بتتیک و پلانکتونیک (T1) به رخساره پکستون بیوکلاستی گلوبیژیرین و گلوبوروتالیادار با آشفستگی زیستی (P1)، نشان‌دهنده وجود یک فن زیردریایی^۴ هستند (شکل‌های ۱۷ و ۱۸)؛ به طوری که واحد رسوبی کم‌ضخامت، بخش نزدیک^۵ و واحد رسوبی ضخیم، بخش میانی^۶ این مخروط افکنه زیردریایی را نشان می‌دهند (شکل ۱۷). دسته رخساره FRWST در حین پایین آمدن سطح آب دریا در بخش‌های عمیق حوضه رسوبی تشکیل می‌شود (Hunt and Tucker 1992, Kolla et al 1995; Posamentier et al. 1992) تا سطح آب دریا به بیشترین افت خود، یعنی مرز سکانسی نوع دو برسد. هنگامی که سطح آب دریا به بیشترین افت خود رسیده، مرز سکانسی نوع ۲ سکانس چهارم تشکیل شده است. (شکل ۱۶). سن این سکانس بر مبنای فسیل‌های پلانکتونیک مذکور پالئوسن پایانی - ائوسن میانی است.

Bioturbated pelloidal/pellet bioclast (globorotalid globigerinid) wackestone (T4)
Bioclastic (benthic and planktonic foraminifera) pelloidal/pellet wackestone (T5)
فسیل‌های بتتیک شناسایی شده در واحد آهک ریزشی شامل *Ranikothalia*، *Asslina*، *Nummulites*، *Operculina*، *Bryozoa*، *Miliolidae*، *Alveolina*، *Discoyclina archiaci* و *Opertorbitolites* هستند. در ادامه با پیشروی آب دریا تناوب مارن (ارغوانی و سفید مایل به زرد) و آهک مارنی نودولار ته‌نشست کرده است. شروع این واحد نشان‌دهنده سطح پیش‌رونده است (شکل ۱۵). دسته رخساره‌ای پیش‌رونده سکانس سوم ۲۵ متر ضخامت دارد. رخساره اصلی آن *(globorotalid) bioclast wackestone* است. الگوی رسوب‌گذاری این دسته رخساره‌ای تجمعی^۱ است. این دسته رخساره‌ای در رأس به سطح حداکثر عمق می‌رسد. سطح حداکثر عمق این سکانس (نمونه P52)، به دلیل افزایش چشمگیر کانی‌گلاکونیت اولیه، عمیق‌ترین سطح حداکثر عمق سازند پابده را نشان می‌دهد (شکل ۱۹ A). رخساره این سطح *(globigerinid) packstone* است. دسته رخساره‌ای تراز بالا از نظر سنگ‌شناسی شامل آهک سفید مایل به زرد متوسط‌لایه است. ضخامت این دسته رخساره‌ای ۵ متر است. رخساره این واحد *(globorotalid globigerinid) bioclast wackestone* و *(planktonic foraminifera) wackestone/packstone* است. دسته رخساره‌ای تراز بالا در نهایت به سطح قاعده پسروی شدید (BSFR)^۲ منتهی می‌شوند (شکل ۱۶). این سطح با دسته رخساره‌ای گوه‌های پس‌رونده سریع (FRWST)^۳ پوشیده می‌شود. ضخامت دسته رخساره‌ای گوه‌های پس‌رونده سریع (FRWST) ۱۵/۳ متر است. از نظر سنگ‌شناسی این واحد شامل لایه‌های آهکی متوسط تا ضخیم‌لایه منقطع و به هم ریخته، مارن و آهک مارنی نودولار

⁴ Sub marine fan

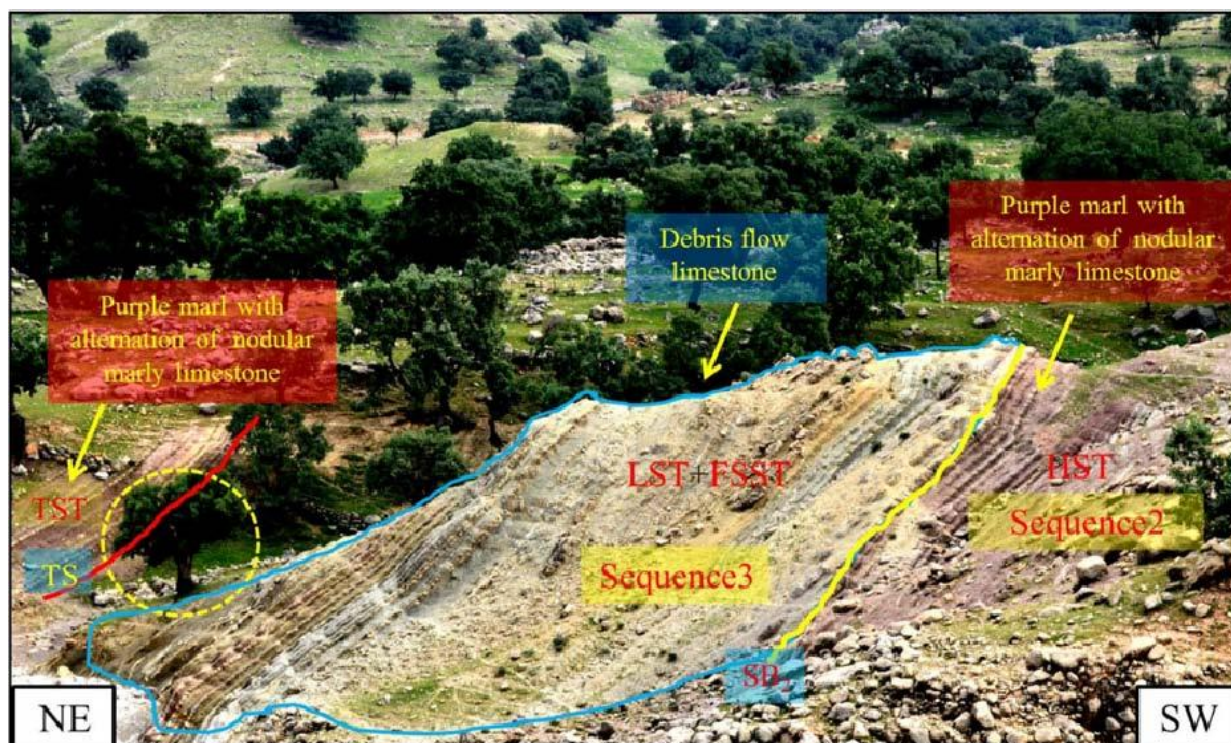
⁵ Proximal

⁶ Medial

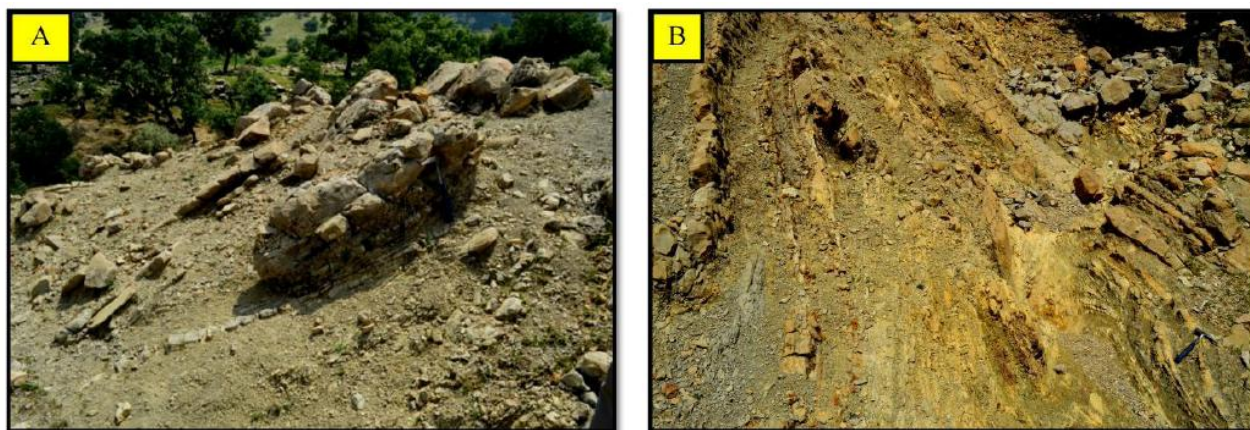
¹ Aggradational patern

² Basal surface of forced regression

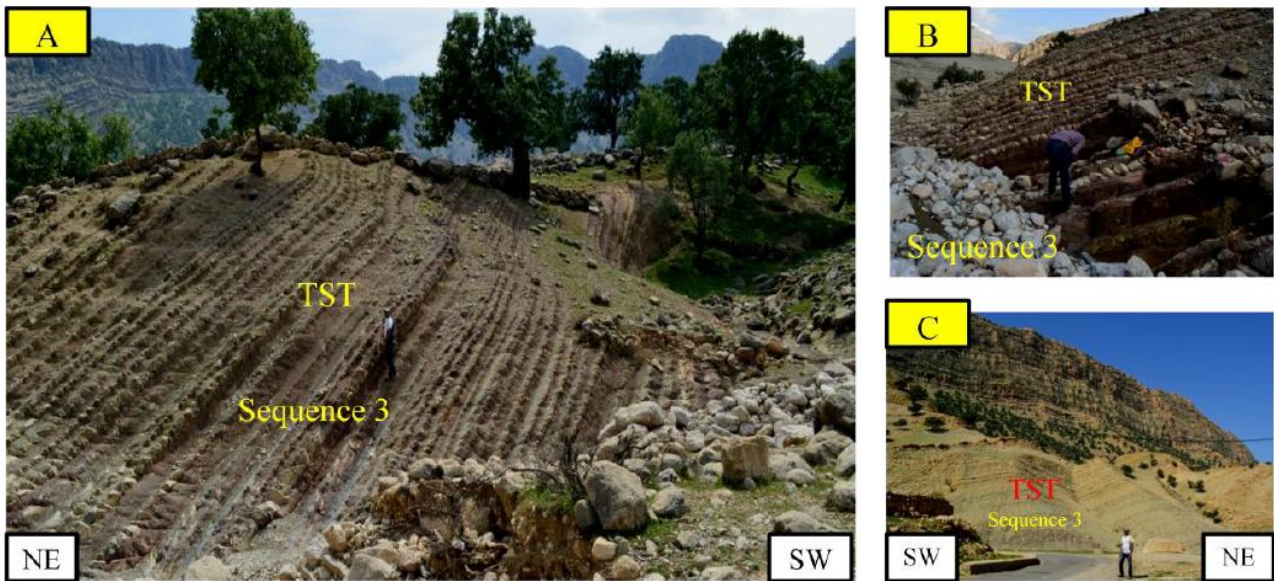
³ Forced regressive wedge system tract



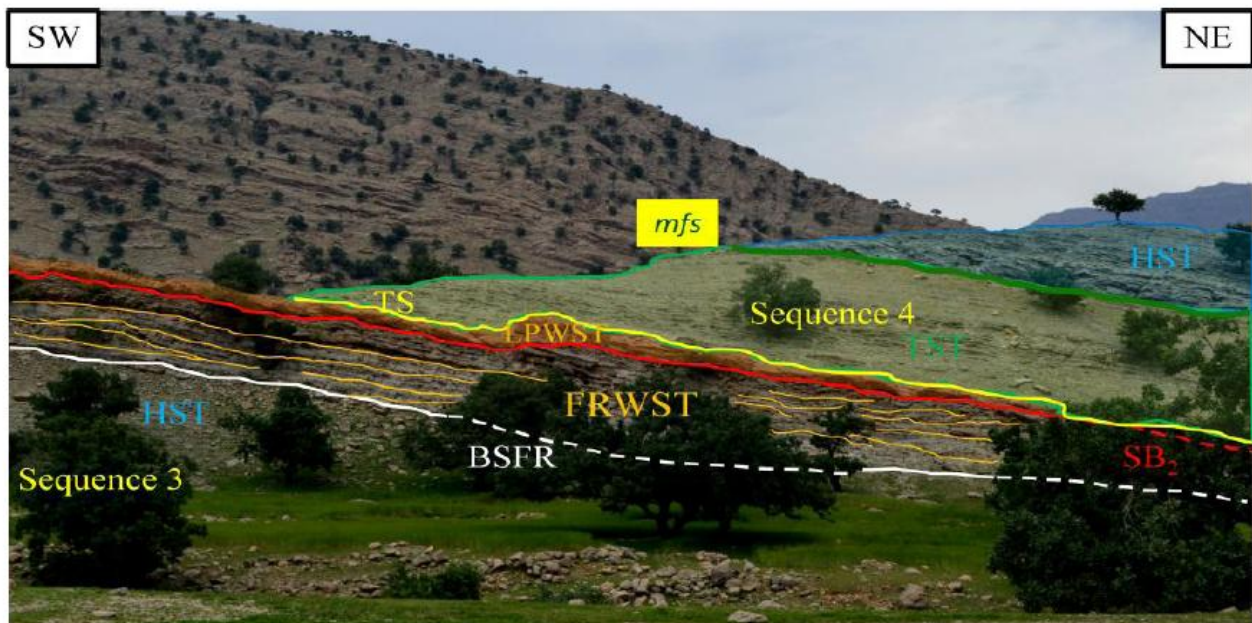
شکل ۱۳- نمایی از ارتباط بین سکانس رسوبی اول و دوم. A- نمایی از واحد آهک ریزش (LST+FSST) و دسته رخساره TST سکانس رسوبی سوم مقیاس درخت بلوط ۲/۸۰ متر.



شکل ۱۴- نمایی نزدیک از واحدهای آهک ریزشی

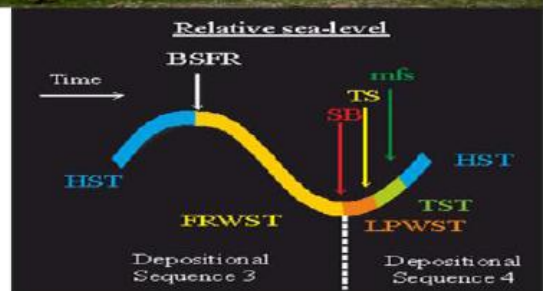


شکل ۱۵- نمایی از دسته رخساره TST سکانس رسوبی سوم. A- نمایی از تناوب مارن و آهک مارنی نودولار B- نمایی نزدیک از پراسکانس‌های مارن ارغوانی و آهک مارنی نودولار C- نمایی از تناوب مارن و آهک مارنی نودولار سفید مایل به زرد. مقیاس شخص ایستاده ۱/۷۵ متر.

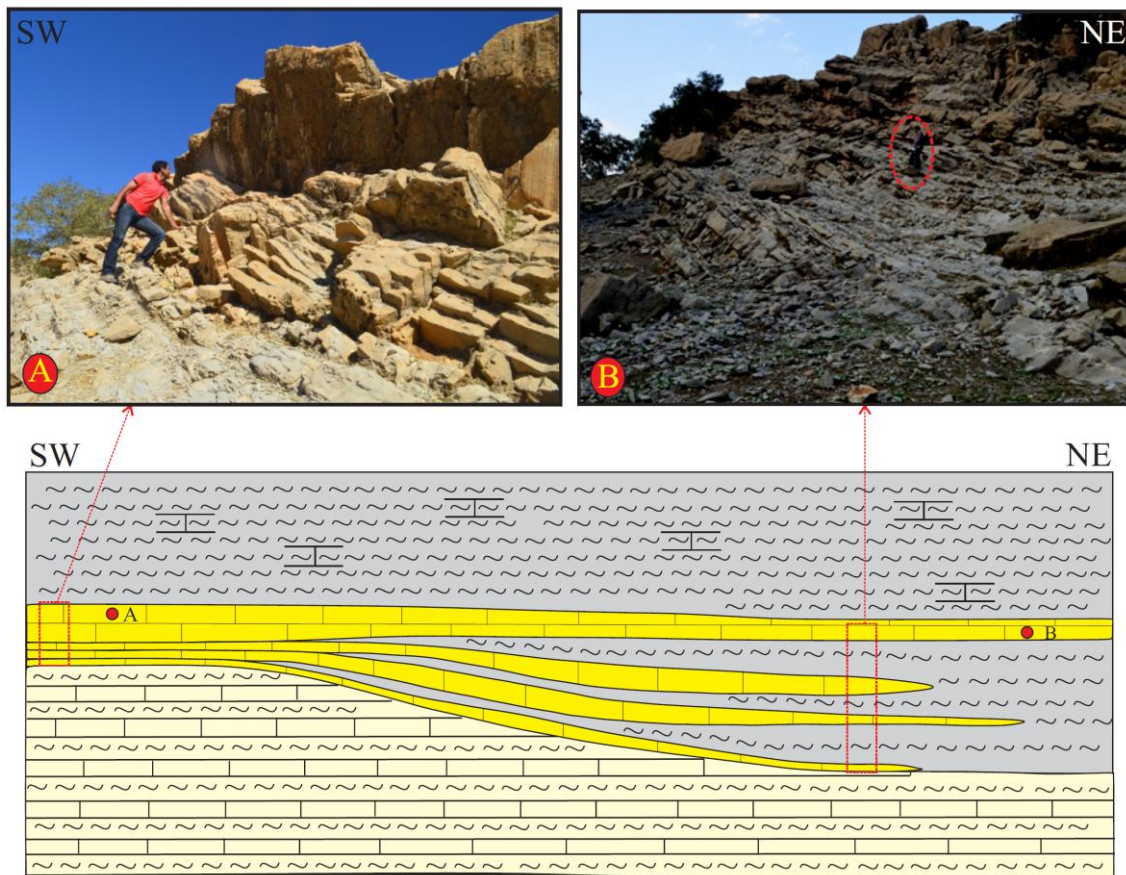


KEY

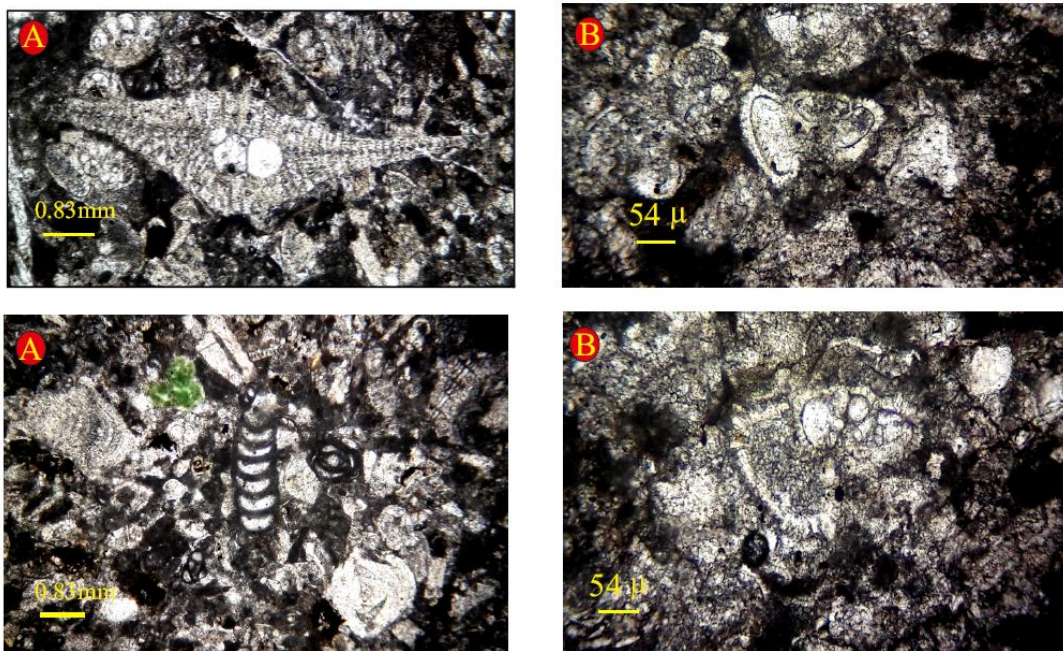
- HST: Highstand Systems Tract
- BSFR: Basal Surface of Forced Regression
- FRWST: Forced Regressive Wedge Systems Tract
- SB2: Sequence Boundary
- LPWST: Lowstand Prograding Wedge Systems Tract
- TS: Transgressive Surface
- TST: Transgressive Systems Tract
- mfs: Maximum flooding surface



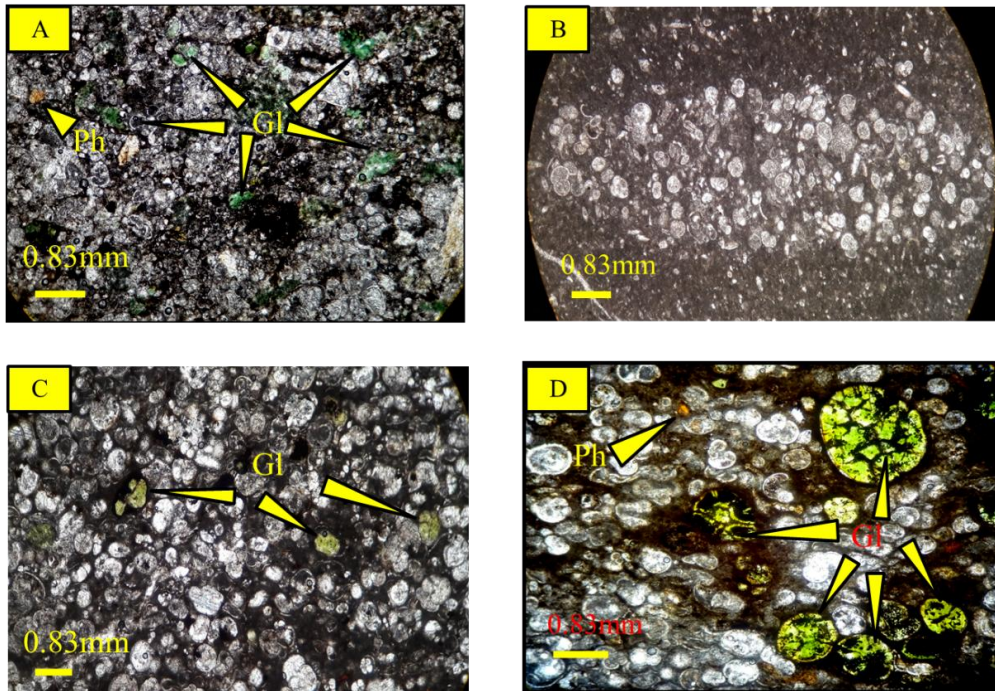
شکل ۱۶- نمایی از دسته رخساره‌های سکانس رسوبی سوم و چهارم. مقیاس درخت‌های بلوط به‌طور میانگین ۲/۸۰ متر.



شکل ۱۷- الگوی فن زیردریایی سازند پابده. عکس‌های صحرایی مربوط به برش‌های این فن در بخش نزدیک و میانی هستند. عکس‌های میکروسکوپی نمونه‌های A و B به صورت زیر هستند.



شکل ۱۸- عکس‌های A مربوط به نمونه A (بخش نزدیک فن) با رخساره توریدایتی گرینستون / پکستون بیوکلاستی حاوی فرامینی فرای بنتیک و پلانکتونیک (T1) و عکس‌های B مربوط به نمونه B (بخش میانی فن) با رخساره پکستون بیوکلاستی گلوبیژیرین و گلوبوروتالیادار (P1) هستند.



شکل ۱۹- نمایی از مقاطع میکروسکوپی سطوح کلیدی: شکل A- سطح *mfs* سکانس سوم در رخساره Glauconitic Burrowed pelloidial planktonic شکل B- سطح *mfs* سکانس چهارم در رخساره globigerinid bioclast packstone شکل C- سطح *mfs* سکانس پنجم در رخساره Glauconitic globigerinid foraminifera bioclastic wackestone شکل D- سطح *mfs* (نمونه P106) سکانس ششم در رخساره Phosphatic glauconitic bioclast bioclast packstone/ bioclaster wackestone/ fossiliferous lime mudstone (Ph: فسفات، Gl: گلاکونیت).

دارد. فسیل‌های بتتیک این لایه شامل Miliolidae، Nummulitid و Textularia هستند. دسته رخساره LPWST زبان‌های از معادل‌های جانبی سازند پابده (سازند تله زنگ) است (شکل A ۱۸). دسته رخساره‌ای LPWST در رأس به سطح TS می‌رسد (شکل‌های ۲۰ و ۲۱). در ادامه با پیشروی سطح آب دریا دسته رخساره‌ای TST نهشته می‌شود. ضخامت TST این سکانس ۳۵ متر است و از نظر سنگ‌شناسی شامل مارن‌های آهکی خاکستری روشن است. الگوی رسوب‌گذاری این واحد پس‌رونده است. رخساره آن Bioturbated bioclast wackestone (globorotalid globigerinid) است. دسته رخساره‌ای TST با سطح حداکثر عمق پوشیده می‌شود (نمونه P75). ویژگی بارز این سطح وجود بارو است (شکل B ۱۹). رخساره این سطح Burrowed pelloidial bioclastic wackestone (planktonic foraminifera) است. ضخامت

سکانس رسوبی چهارم (P4):

سکانس رسوبی چهارم به سن ائوسن میانی و ضخامت ۵۱ متر است. این سکانس با مرز سکانسی نوع دو شروع می‌شود. مرز سکانسی نوع دو با دسته رخساره‌ای گوه‌های پیش‌نشینی شده (LPWST)^۱ پوشیده می‌شود. دسته رخساره‌ای LPWST شامل یک لایه آهک توده‌ای (به ضخامت ۲ متر) با رنگ هوازده قهوه‌ای روشن است (شکل ۲۰). رخساره این لایه در بخش نزدیک مخروط افکنه زیردریایی Bioclast (benthic and planktonic foraminifera) packstone/grainstone و در بخش میانی آن Bioclast (planktonic foraminifera) packstone است؛ البته در بخش میانی نیز فسیل بتتیک مشاهده می‌شود؛ اما فراوانی آنها کمتر از ۱۰٪ است. از نظر رخساره‌ای این لایه در گروه توربیدایت‌های کربناتی قرار

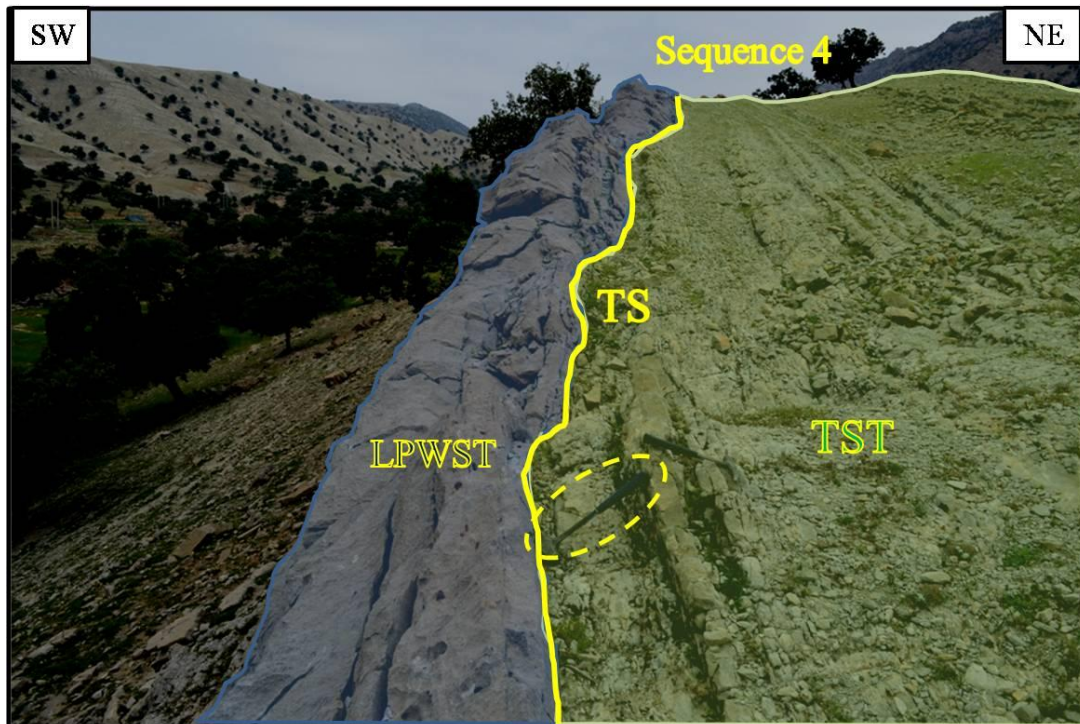
^۱ Lowstand prograding wedge system tract

دسته رخساره تراز بالا (HST) سکانس چهارم ۱۴ متر ضخامت دارد. از نظر سنگ‌شناسی شامل لایه‌های آهکی نازک تا متوسط لایه است که خوب لایه‌بندی شده است (شکل ۲۱). طرح برانبارش این واحد پیش نشینی^۱ است. رخساره اصلی این دسته رخساره‌ای Bioturbated bioclast (globigerinid) wackestone و Bioturbated bioclast (globigerinid) packstone است. به طور کلی از نظر رخساره HST سکانس چهارم مشابه رخساره TST آن است و تنها طرح برانبارش آن از پس نشینی^۲ به پیش نشینی تغییر یافته است (شکل ۲۱). دسته رخساره HST به مرز سکانسی نوع دو سکانس پنجم می‌رسد. فسیل‌های پلاژیک این سکانس شامل *Hantkenina sp.*، *Dentoglobigerina*، *Globigerina sp.*، *Morozovella lehneri*، *yeguansis*، *Turborotalia sp.* است. براساس فسیل‌های ذکر شده، سن این سکانس ائوسن میانی است.

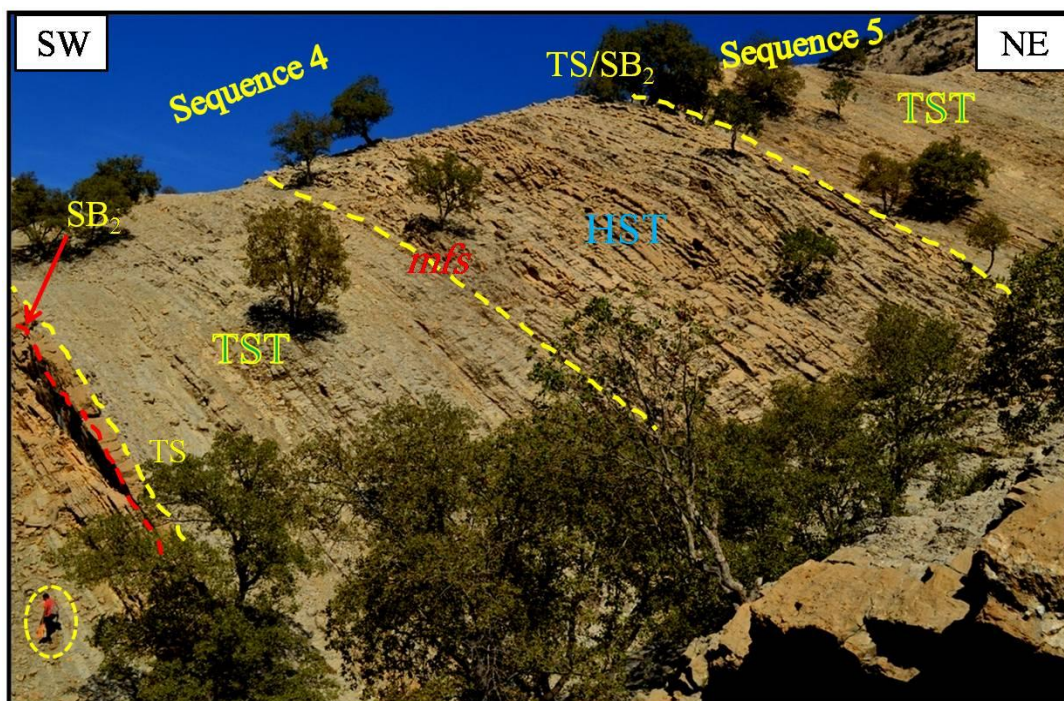
سکانس رسوبی پنجم (P5): ضخامت این سکانس ۵۵ متر است. دسته رخساره پیش‌رونده سکانس پنجم با مرز سکانسی نوع دو، سکانس چهارم را می‌پوشاند. در این سکانس سطح پیش‌رونده و مرز سکانسی نوع دو بر یکدیگر منطبق هستند. شروع این سکانس با تغییر الگوی رسوب‌گذاری از پیش نشینی به پس نشینی مشخص می‌شود. دسته رخساره‌ای پیش‌رونده سکانس پنجم ۱۳ متر است و از نظر سنگ‌شناسی از مارن و میان لایه‌های آهک مارنی نودولار تشکیل شده است (شکل‌های ۲۱ و ۲۲). رخساره‌های اصلی TST سکانس پنجم با رخساره Bioturbated bioclast (globigerinid) wackestone (planktonic foraminifera)، شروع و به رخساره Bioturbated bioclast (globigerinid) packstone منتهی می‌شود. در رأس دسته رخساره‌ای پیش‌رونده، سطح حداکثر عمق وجود دارد. این سطح با رخساره Glauconitic

¹ Progradational

² Retrogradational



شکل ۲۰- نمایی از دسته رخساره‌ای LPWST و TST سکانس چهارم. مقیاس چکش ۳۰ سانتی‌متر

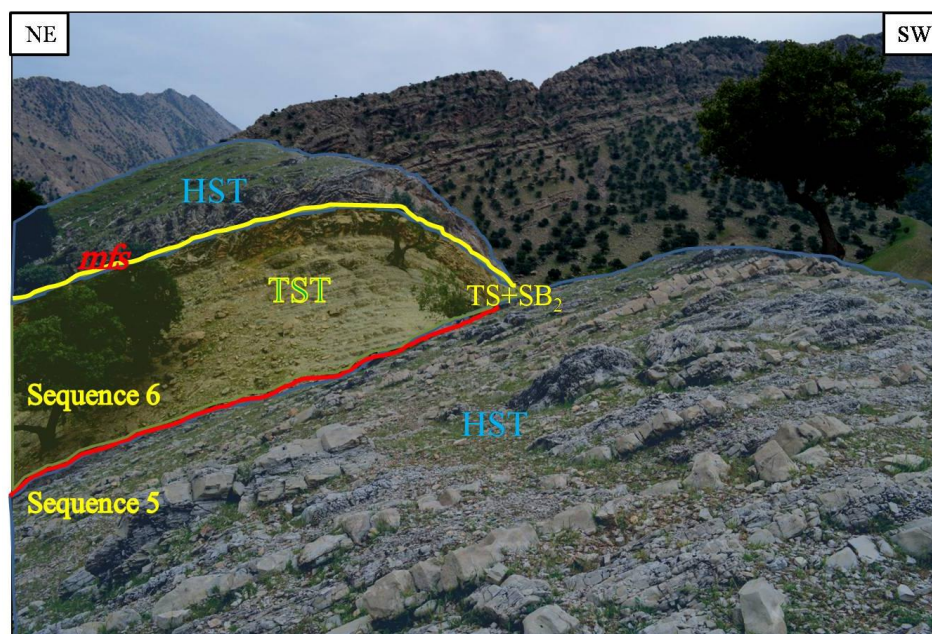


شکل ۲۱- نمایی از دسته رخساره‌ای TST و HST سکانس چهارم و دسته رخساره TST سکانس پنجم. مقیاس شخص ایستاده در عکس به ارتفاع ۱/۷۰ متر.

سکانس رسوبی ششم (P6)

ضخامت سکانس رسوبی ششم ۵۳ متر و سن آن ائوسن است. دسته رخساره پیش‌رونده این سکانس با مرز سکانسی نوع دو، سکانس رسوبی چهارم را می‌پوشاند (شکل ۲۲). سطح پیش‌رونده و مرز سکانسی نوع دو بر یکدیگر منطبق هستند و با شروع نهشته‌های طوفانی (نمونه P103) مشخص می‌شود. در این لایه، رخساره مادستونی ظاهر می‌شود که نشان‌دهنده شروع پیشروی سطح نسبی آب دریاست. ضخامت دسته رخساره TST سکانس پنجم ۱۵ متر است. رخساره اصلی آن Pelloidal wackestone است که در تناوب با نهشته‌های طوفانی رخنمون دارد. دسته رخساره TST سکانس پنجم با سطح *mfs* پوشیده می‌شود (نمونه P106). رخساره

سطح *mfs* این سکانس، Phosphatic glauconitic bioclast packstone/bioclast wackestone/ fossiliferous lime mudstone است (شکل ۱۹ D). دسته رخساره HST سکانس ششم ۳۵ متر ضخامت دارد. رخساره‌های اصلی این واحد Bioturbated bioclastic (planktonic foraminifera) و pelloidal wackestone هستند که در تناوب با نهشته‌های طوفانی هستند. این دسته رخساره با مرز سکانسی نوع دو سکانس هفتم پوشیده می‌شود. فسیل‌های این سکانس شامل *Globigerina sp.*، *Turborotalia sp.* و *Hantkenina sp.* است. براساس فسیل‌های مذکور، سن سکانس ائوسن میانی است.



شکل ۲۲- نمایی از ارتباط بین سکانس رسوبی پنجم و ششم. مقیاس درخت بلوط سمت راست عکس ۲/۵۰ متر.

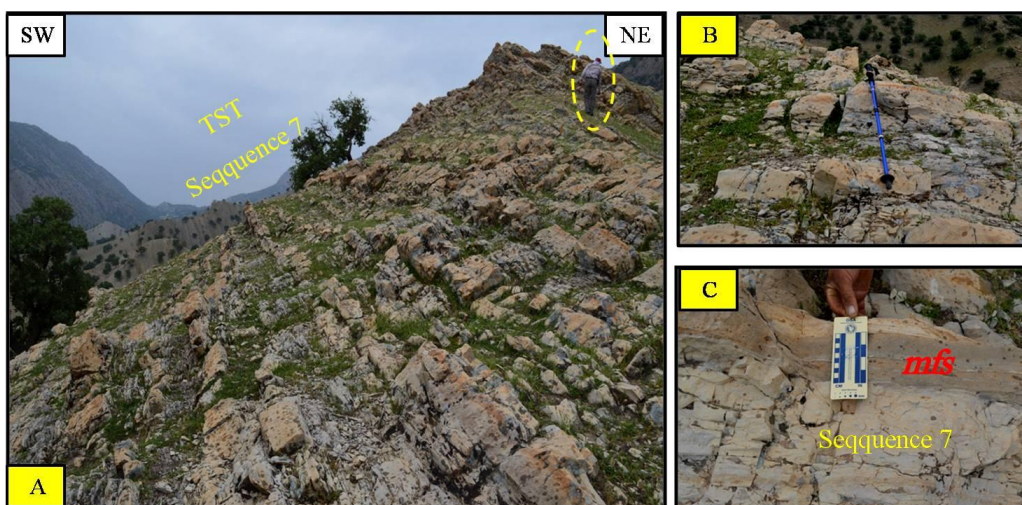
سکانس رسوبی هفتم (P7):

ضخامت این سکانس ۱۰۵ متر و سن آن ائوسن است. دسته رخساره TST این سکانس با مرز سکانسی نوع دو، سکانس رسوبی ششم را می‌پوشاند. سطح پیش‌رونده و مرز سکانسی نوع دو بر یکدیگر منطبق هستند. دسته رخساره TST از نظر سنگ‌شناسی شامل آهک مارنی متوسط‌لایه و مارن متورق

است (شکل ۲۳). رخساره دسته رخساره‌ای TST این سکانس، Bioturbated bioclastic (planktonic foraminifera) pelloidal wackestone است. این رخساره در تناوب با نهشته‌های طوفانی یافت می‌شود. دسته رخساره‌ای TST در رأس به سطح *mfs* می‌رسد. رخساره این سطح، Phosphatic bioclast (globorotalid globigerinid)

رخساره‌ای HST در رأس به مرز سکانسی نوع دو سکانس هشتم می‌رسد. فسیل‌های این سکانس عبارتند از *Subbotina frontosa*، *Turborotalia sp.*، *Globigerina sp.* براساس *Hantkenina sp.* و *Pseudohastigerina micra*. فسیل‌های مذکور، سن سکانس ائوسن میانی است.

packstone (نمونه P113) است. دسته رخساره‌ای HST سکانس هفتم ۶۰ متر است. از نظر سنگ‌شناسی شامل آهک مارنی متوسط‌لایه و مارن متورق است. رخساره‌های دسته رخساره‌ای HST شامل Bioturbated bioclast (globorotalid Bioturbated bioclastic (globigerinid) packstone (planktonic foraminifera) pelloidal wackestone و Planktonic fossiliferous lime mudstone هستند. دسته

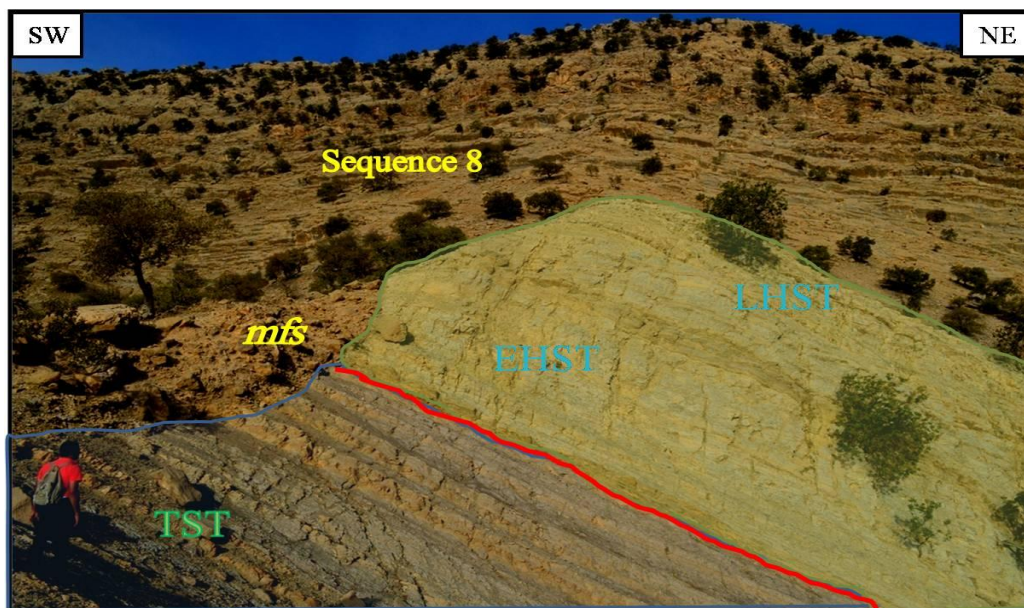


شکل ۲۳- بخش‌هایی از سکانس هفتم. A- نمایی از دسته رخساره TST سکانس هفتم (مقیاس شخص ایستاده ۱/۸۳) -B- نمایی از پاراسکانس‌های TST سکانس هفتم -C- نمایی از سطح mfs سکانس هفتم.

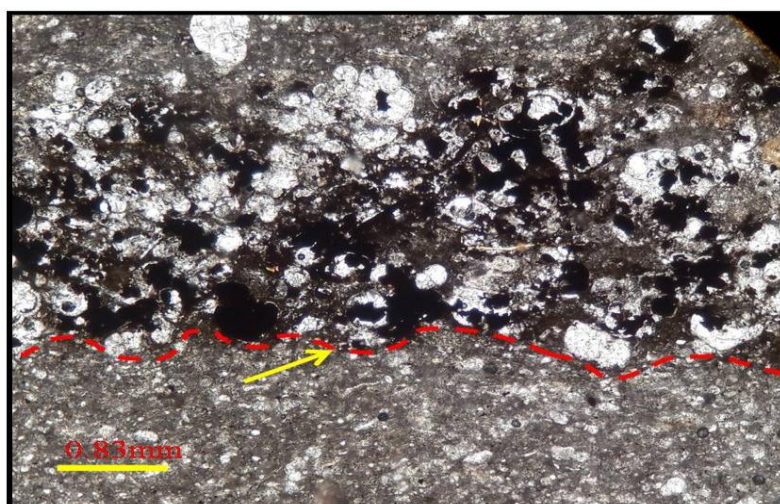
رخساره mfs این سکانس، Bioclast packstone / bioclastic wackestone (نمونه P130) است. بیوکلاست‌های این سطح فرامینی‌فر پلانکتونیک هستند که با اکسید آهن پر شده‌اند. ضخامت دسته رخساره‌ای HST سکانس هشتم ۱۲۷ متر است. الگوی رسوب‌گذاری EHST این سکانس، تجمعی و شامل تناوب مارن خاکستری متورق و آهک متوسط‌لایه قهوه‌ای روشن است. الگوی LHST پیش‌نشینی است و شامل آهک‌های متوسط قهوه‌ای روشن است (شکل ۲۴). رسوب‌گذاری این دسته رخساره‌ای در رأس به مرز سکانسی نوع دو سکانس نهم می‌رسد. فسیل شاخص این سکانس شامل *Turborotalia increbescens* و *Globigerina sp.* است. براساس فسیل‌های مذکور و حضورنداشتن *Hantkenina sp.*، سن سکانس ائوسن فوقانی است.

سکانس هشتم (P8)

سکانس هشتم ضخامت ۱۷۹ متر دارد و سن آن ائوسن میانی - فوقانی است. دسته رخساره‌ای TST این سکانس با مرز سکانسی نوع دو، سکانس هفتم را می‌پوشاند. سطح پیش‌رونده و مرز سکانسی نوع دو در این سکانس بر یکدیگر منطبق هستند. دسته رخساره پیش‌رونده این سکانس ۵۲ متر ضخامت دارد. از نظر سنگ‌شناسی شامل مارن‌های خاکستری تیره با تورق ریز همراه با میان‌لایه‌های آهکی متوسط‌لایه قهوه‌ای روشن است (شکل ۲۴). رخساره اصلی آن، Bioturbated planktonic fossiliferous pelloidal planktonic wackestone و رخساره میان‌لایه‌های آهکی آن، fossiliferous lime mudstone است. دسته رخساره‌ای TST در رأس به سطح mfs می‌رسد. وجه تمایز mfs این سکانس وجود رادیولر و سطح فرسایشی نامنظم است (شکل ۲۵).



شکل ۲۴- نمایی از سکانس هشتم. دسته رخساره TST این سکانس ۵۲ متر ضخامت دارد. از نظر سنگ‌شناسی شامل مارن‌های خاکستری تیره با تورق ریز همراه با میان‌لایه‌های آهکی متوسط‌لایه قهوه‌ای روشن است. رخساره اصلی آن **Bioturbated pelagic fossiliferous pelloidal wackestone** و رخساره میان‌لایه‌های آهکی آن **Planktonic fossiliferous lime mudstone** است. دسته رخساره‌ای TST در رأس به سطح *mfs* می‌رسد. وجه تمایز *mfs* این سکانس وجود رادیولر و سطوح فرسایشی نامنظم است. رخساره *mfs* این سکانس، **Bioclast packstone / bioclastic wackestone** است. بیوکلاست‌های این سطح فرامینی‌فرای پلانکتونیک هستند که با اکسید آهن پر شده‌اند. ضخامت دسته رخساره‌ای HST این سکانس ۱۲۷ متر است. الگوی رسوب‌گذاری EHST این سکانس، تجمعی و شامل تناوب مارن خاکستری متورق و آهک متوسط‌لایه قهوه‌ای روشن است. الگوی LHST پیش‌نشینی است و شامل آهک‌های متوسط‌لایه قهوه‌ای روشن است. مقیاس شخص ایستاده ۱/۷۵ متر.



شکل ۲۵- مقطع میکروسکوپی سطح *mfs* سکانس هشتم در رخساره **Bioclast packstone / bioclastic wackestone** (نمونه P130). وجه تمایز *mfs* این سکانس وجود رادیولر و سطح فرسایشی نامنظم است. بیوکلاست‌های این سطح فرامینی‌فرای پلانکتونیک هستند که با اکسید آهن پر شده‌اند.

سکانس نهم (P9): سکانس ۱۴۷ متر ضخامت دارد و بخش فوقانی سازند پابده و بخش پایینی سازند آسماری را دربرمی‌گیرد. سن آن ائوسن

سکانس نهم، سکانس رسوبی کاملی نیست. این قسمت

packstone است. دسته رخساره‌ای HST این سکانس به صورت پاراسکانس‌های آهک مارنی نودولار و آهک بیوکلاستیک رخنمون دارد. الگوی رسوب‌گذاری EHST به صورت تجمعی است (شکل ۲۶ B). الگوی رسوب‌گذاری LHST به صورت پیش نشینی است (شکل ۲۶ C). رخساره *Lepidocyclinid bioclast packstone* در این سکانس که مرز ائوسن الیگوسن را مشخص می‌کند در این دسته رخساره‌ای قرار می‌گیرد. باتوجه‌به نبود *Hantkenina* و ظهور *Lepidocyclinid*، سن این سکانس الیگوسن (زیرین) است.

فوقانی - الیگوسن زیرین است. دسته رخساره‌ای TST با مرز سکانسی نوع دو، سکانس رسوبی هشتم را می‌پوشاند. سطح پیش‌رونده و مرز سکانسی بر یکدیگر منطبق هستند. دسته رخساره‌ای TST از نظر سنگ‌شناسی شامل تناوب آهک متوسط تا ضخیم‌لایه خاکستری روشن در تناوب با مارن‌های خاکستری رنگ متورق است (شکل ۲۶ A). TST از نظر رخساره شامل *Bioturbated Bioclastic (planktonic Pelloidal, foraminifera) pelloidal wackestone Planktonic fossiliferous lime mudstone و wackestone* است. این دسته رخساره‌ای ۱۶ متر ضخامت دارد و در رأس به سطح *mfs* (نمونه P138) می‌رسد. رخساره این سطح، *Phosphatic bioclast (globorotalid globigerinid)*



شکل ۲۶- نمایی از پاراسکانس‌های بخش پایینی میانی و بالایی سکانس نهم. A- پاراسکانس‌های TST، B- پاراسکانس‌های EHST، C- پاراسکانس‌های LHST، D- پاراسکانس‌های بخش پایینی سازند آسماری

محسنی و همکاران، محیط رسوبی سازند پابده را بر مبنای آثار فسیلی مطالعه کرده‌اند (محسنی et al. 2011: ۱۳۸۲).

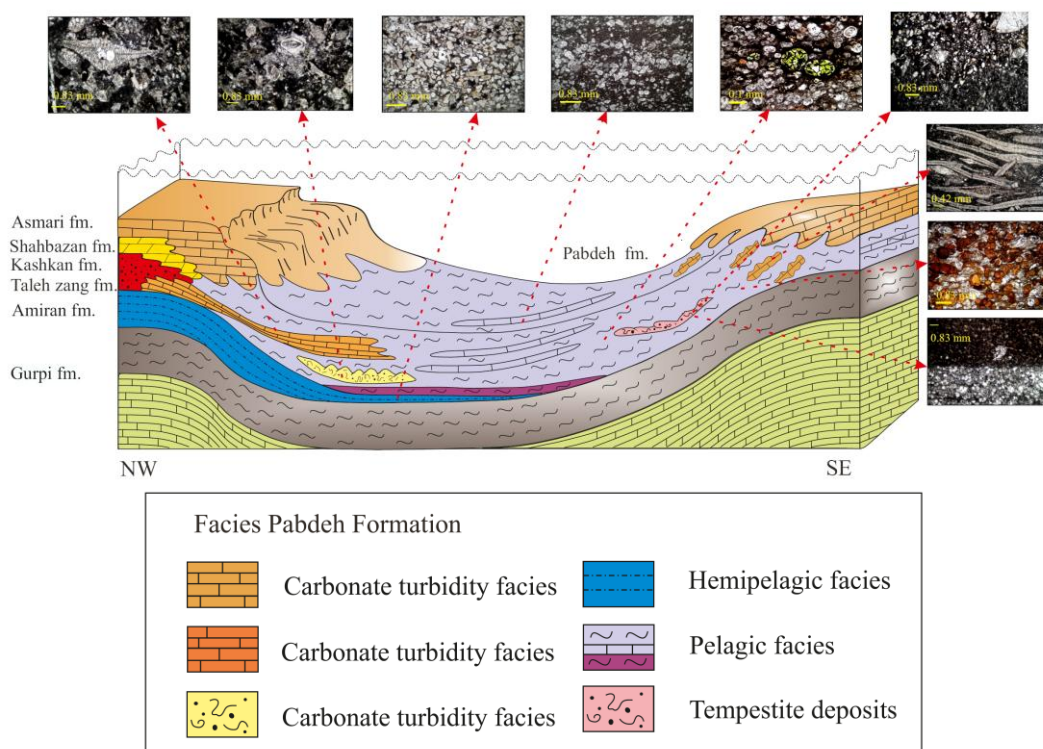
محیط رسوبی نهشته‌های پائوسن - الیگوسن مقطع تیپ سازند پابده:

رمپ کربناتی با بخش انتهایی پرشیب منجر به حمل نهشته‌های توریدایتی و طوفانی به بخش عمیق حوضه شده باشد؛ اما هنگامی با اطمینان خاطر در این خصوص نظر داده می‌شود که محیط رسوبی و رخساره‌های معادل‌های جانبی سازند پابده، سازند گورپی و سازند آسماری نیز بررسی شوند.

شکل ۲۷، محیط رسوبی سازند پابده در منطقه مطالعه شده را به صورت نمادین نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۲۷ مشاهده می‌شود، سازند امیران به صورت یک لایه نازک چرت آرنایت در حد فاصل مارن‌های خاکستری سازند گورپی و مارن‌های ارغوانی سازند پابده رخنمون یافته است. زبانه‌ای از سازند تله زنگ به صورت یک فن زیردریایی در سازند پابده مشاهده می‌شود. رخساره‌های توریدایتی مرتبط با سازند آسماری، فقط در بخش بالایی سازند پابده مشاهده می‌شود. این توریدایت‌ها در تناوب با رخساره‌های پلاژیک رخنمون دارند. نهشته‌های طوفانی در بخش میانی و بالایی سازند پابده مشاهده می‌شوند.

آنها معتقدند محیط رسوبی سازند پابده از رمپ بیرونی با رخساره پلاژیک و توریدایتی به تدریج به رمپ میانی تحول یافته است. میرزایی محمودآبادی و همکاران، چینه‌نگاری سکانسی و محیط رسوبی سازند پابده در منطقه آرجان (شیراز) را مطالعه کردند (Mirzaee Mahmoodabadi et al. 2010). براساس مطالعات پتروگرافی و مشاهدات صحرایی، آنها معتقدند سازند پابده در بخش عمیق دریا ته‌نشست کرده است.

باتوجه به نتایج بررسی‌های میکروسکوپی و برداشت‌های صحرایی و ارتباط عمودی رخساره‌ها، سازند پابده در بازه زمانی پالئوسن - الیگوسن زیرین در بخش عمیق حوضه رسوبی نهشته شده است. براساس این مطالعه، رخساره پلاژیک، رخساره اصلی سازند پابده است که از قاعده تا رأس آن رخنمون دارد؛ بنابراین، سازند پابده در بخش عمیق حوضه رسوبی ته‌نشست کرده است. رخساره‌های توریدایتی و طوفانی در تناوب با رخساره‌های پلاژیک رخنمون دارند. شاید یک



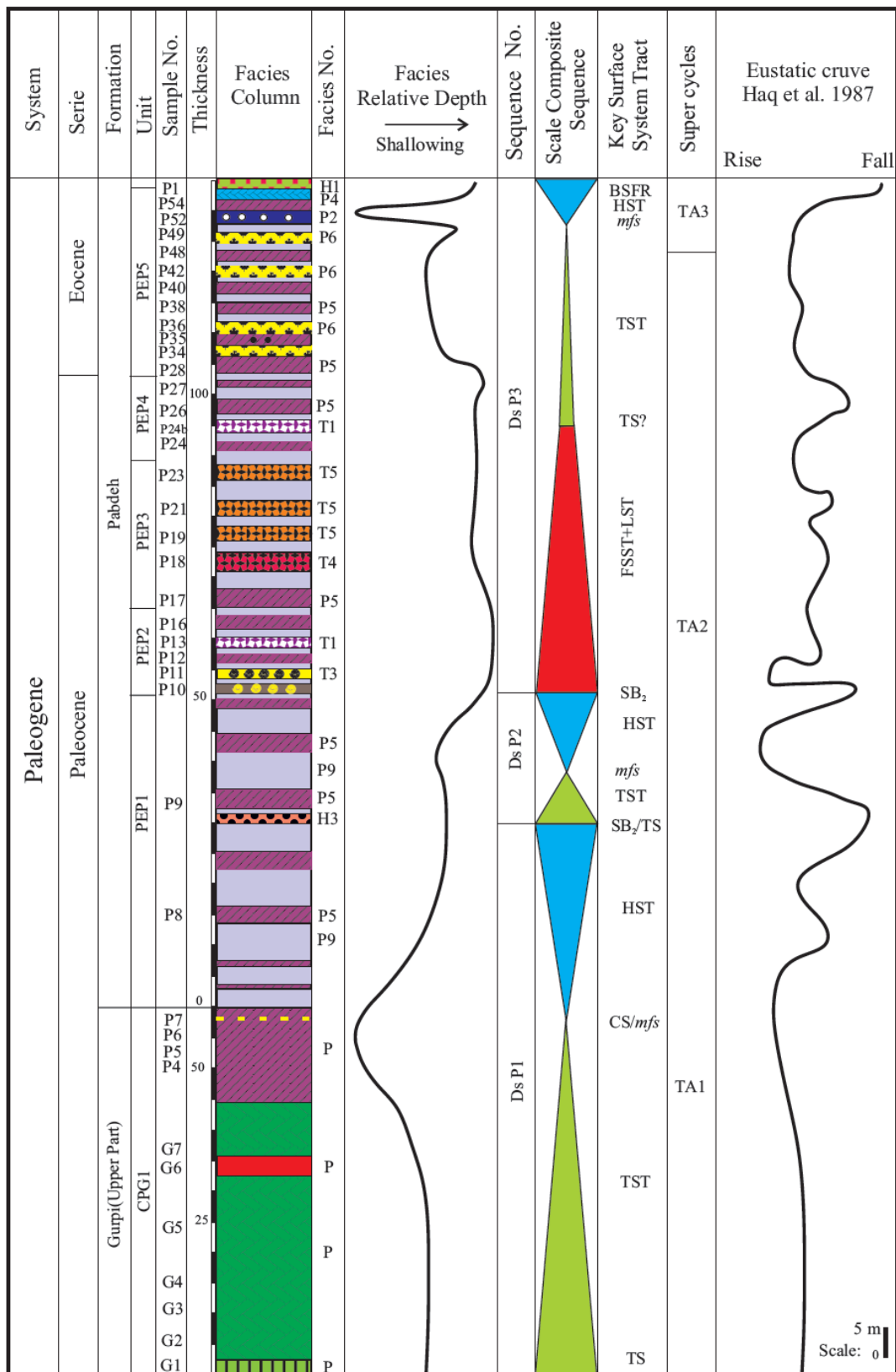
شکل ۲۷- الگوی سه‌بعدی محیط رسوبی نهشته‌های پالئوسن - الیگوسن زیرین سازند پابده

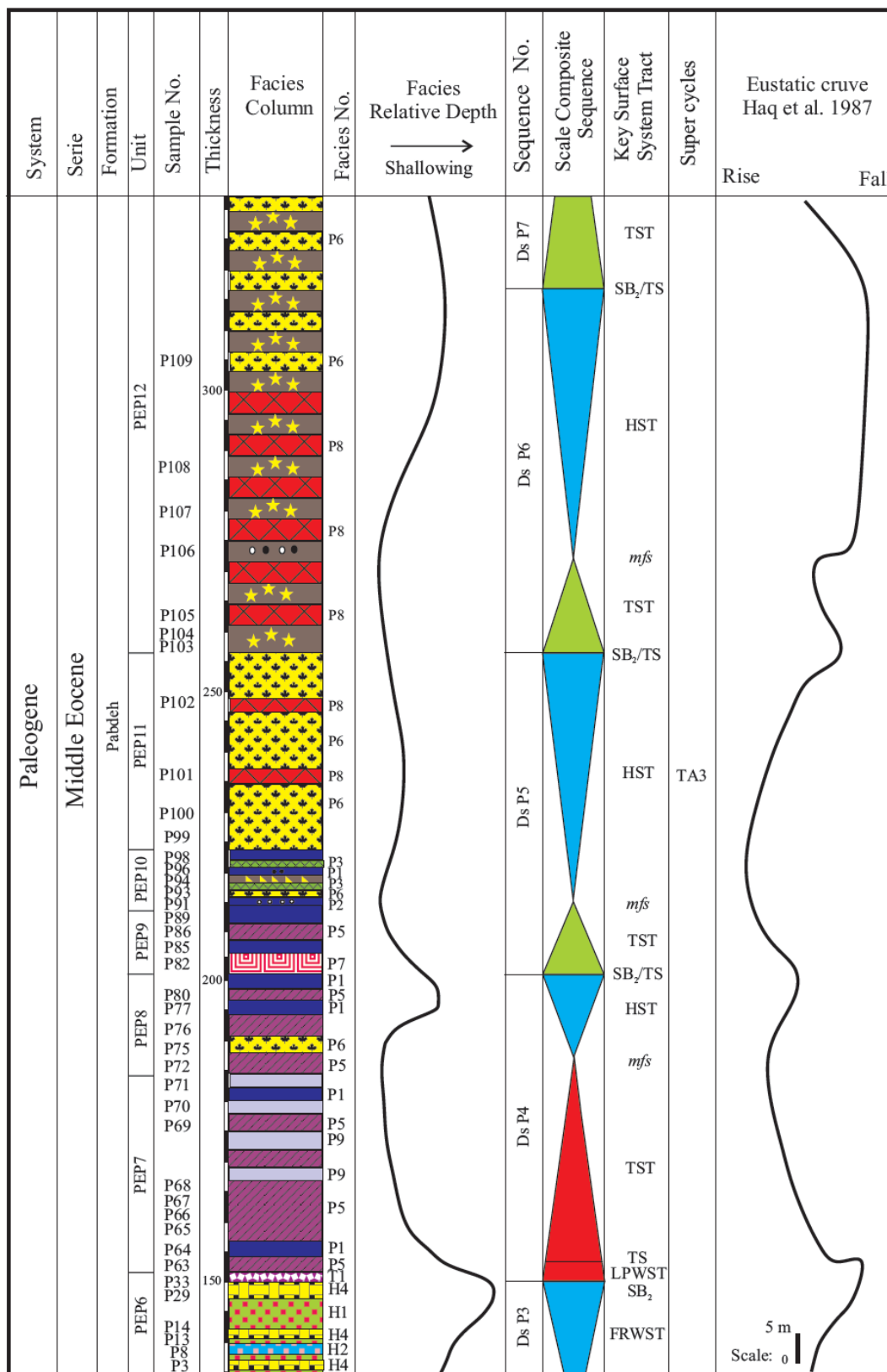
نتیجه

نوسانات جهانی سطح آب دریا (Haq 1991) برای بازه زمانی مدنظر انطباق خوبی دارد (شکل ۲۸). بنابراین، اتوستازی عامل اصلی گسترش فضای رسوب‌گذاری و تغییرات سطح آب دریا (Vail et al. 1991) در محیط رسوبی مدنظر بوده است؛ اما در بازه زمانی که سکانس، P8 و P9 نهشته شده‌اند، تکتونیک نقش مؤثرتری داشته است.

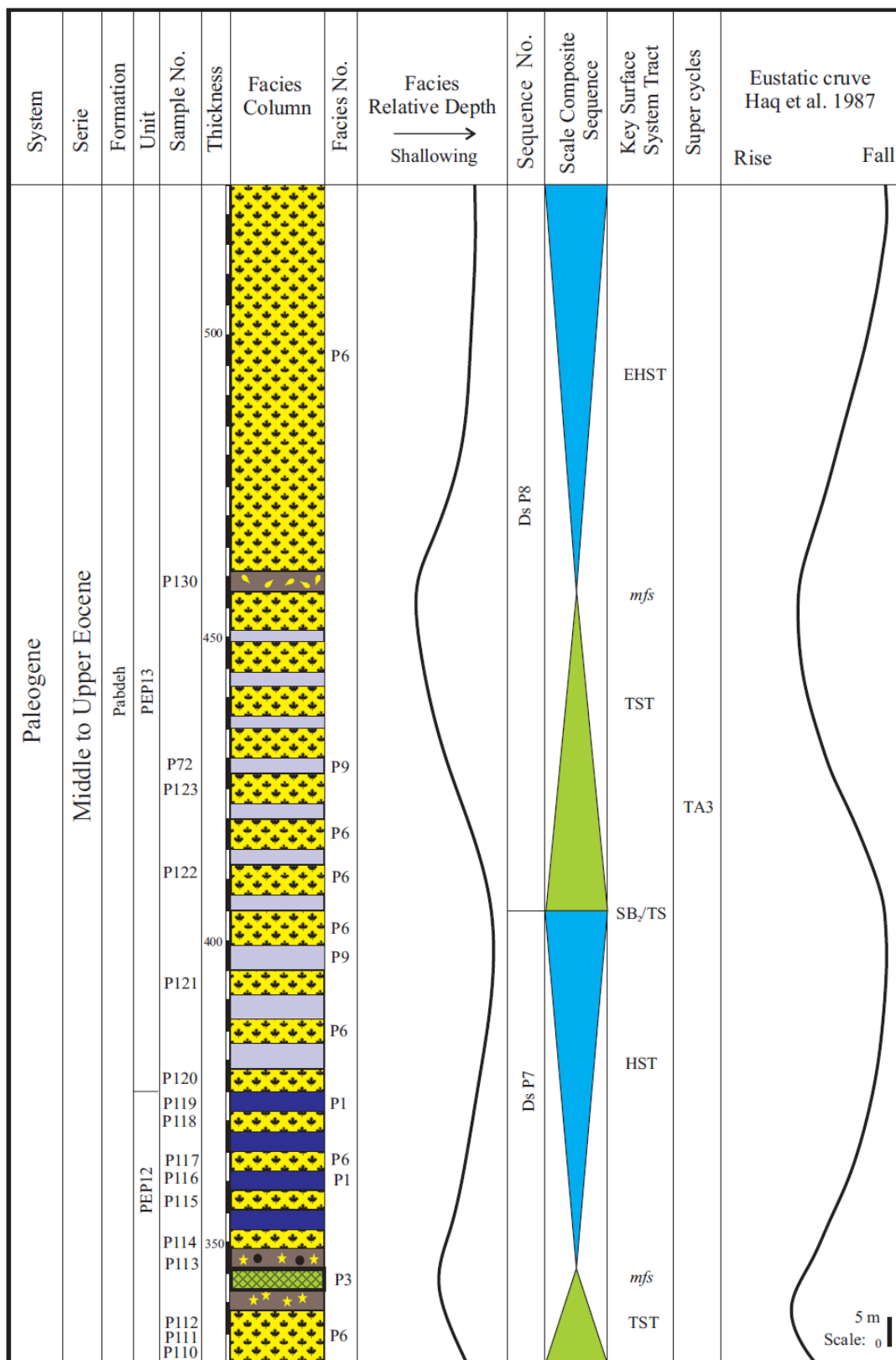
براساس مطالعات میکروسکوپی و مشاهدات صحرایی، رخساره‌های سازند پابده در سه گروه پلاژیک، همی‌پلاژیک و توریدایت کربناتی قرار می‌گیرند. تمام این رخساره‌ها در بخش‌های عمیق محیط رسوبی نهشته شده‌اند. برپایه بررسی‌های میکروسکوپی، مشاهدات صحرایی و مطالعات چینه‌نگاری سکانسی، برش مدنظر دربردارنده ۹ سکانس رسوبی است. سکانس‌های اول، دوم و بخشی از سکانس سوم (دسته رخساره‌ای FSST+LST) در بازه زمانی پالئوسن و دسته رخساره‌های TST، HST و FRWST سکانس‌های P3، P4، P5، P6، P7 و P8 در ائوسن و سکانس P9 در ائوسن فوقانی - الیگوسن زیرین نهشته شده‌اند. در مجموع، ۹ سکانس مطالعه‌شده در مگا سکانس جهانی تجاس^۱ قرار می‌گیرند. سکانس‌های سازند پابده، سیکل‌های رده دوم TA2 (از پالئوسن پایانی) تا TA4 (الیگوسن زیرین) را دربرمی‌گیرند. در سیکل رده دوم TA2، سطح آب دریا (در تانسین پایانی و ایپرسین پایانی) دو افت داشته است. افت سطح آب در تانسین پایانی با رخساره LST+FSST سکانس دوم انطباق‌پذیر است. افت سطح آب در ایپرسین پایانی با شروع دسته رخساره FRWST سکانس سوم مقایسه می‌شود. در سیکل رده دوم TA3 (ائوسن میانی) نوسانات سطح آب دریا شدید نبوده است. در نهشته‌های ائوسن میانی سازند پابده نیز اثری از نوسانات شدید سطح آب دریا مشاهده نمی‌شود. در شروع و میانه TA4 (در ائوسن پایانی و الیگوسن زیرین) سطح آب دریا دو افت نسبی داشته است؛ اما آثار این دو افت در سکانس‌های سازند پابده آشکار نیست. تمامی سکانس‌ها با مرز سکانسی نوع دو شروع می‌شوند. در بیشتر سکانس‌ها، به‌جز سکانس P3 و P4، مرز سکانسی نوع دو و سطح پیش‌رونده بر یکدیگر منطبق هستند. عمیق‌ترین *mfs* به سکانس P3 متعلق است. منحنی نوسانات سطح نسبی دریا در تمامی سکانس‌ها به‌جز سکانس P3، P8 و P9 با منحنی

¹ Tejas A

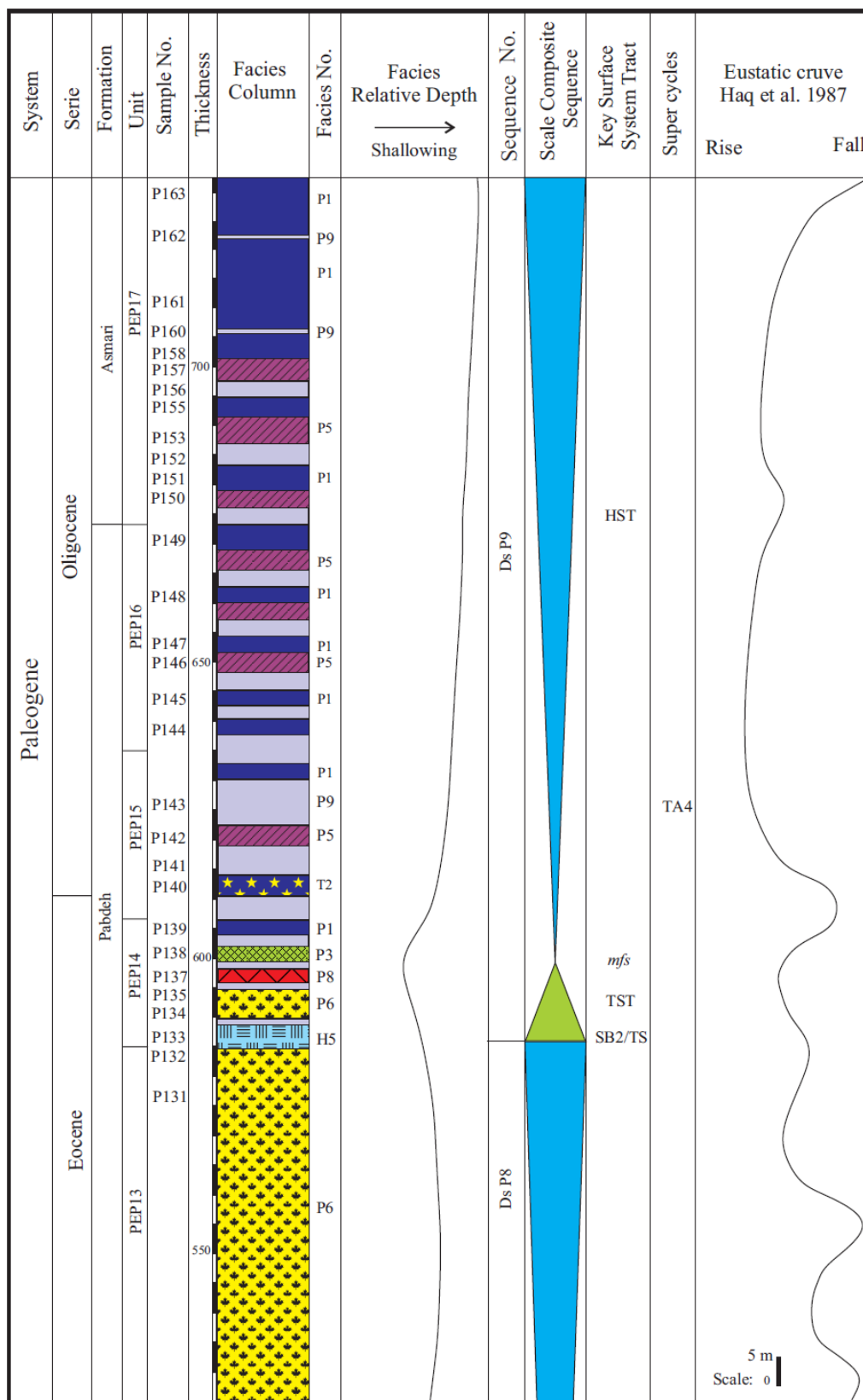




شکل ۲۸- ادامه

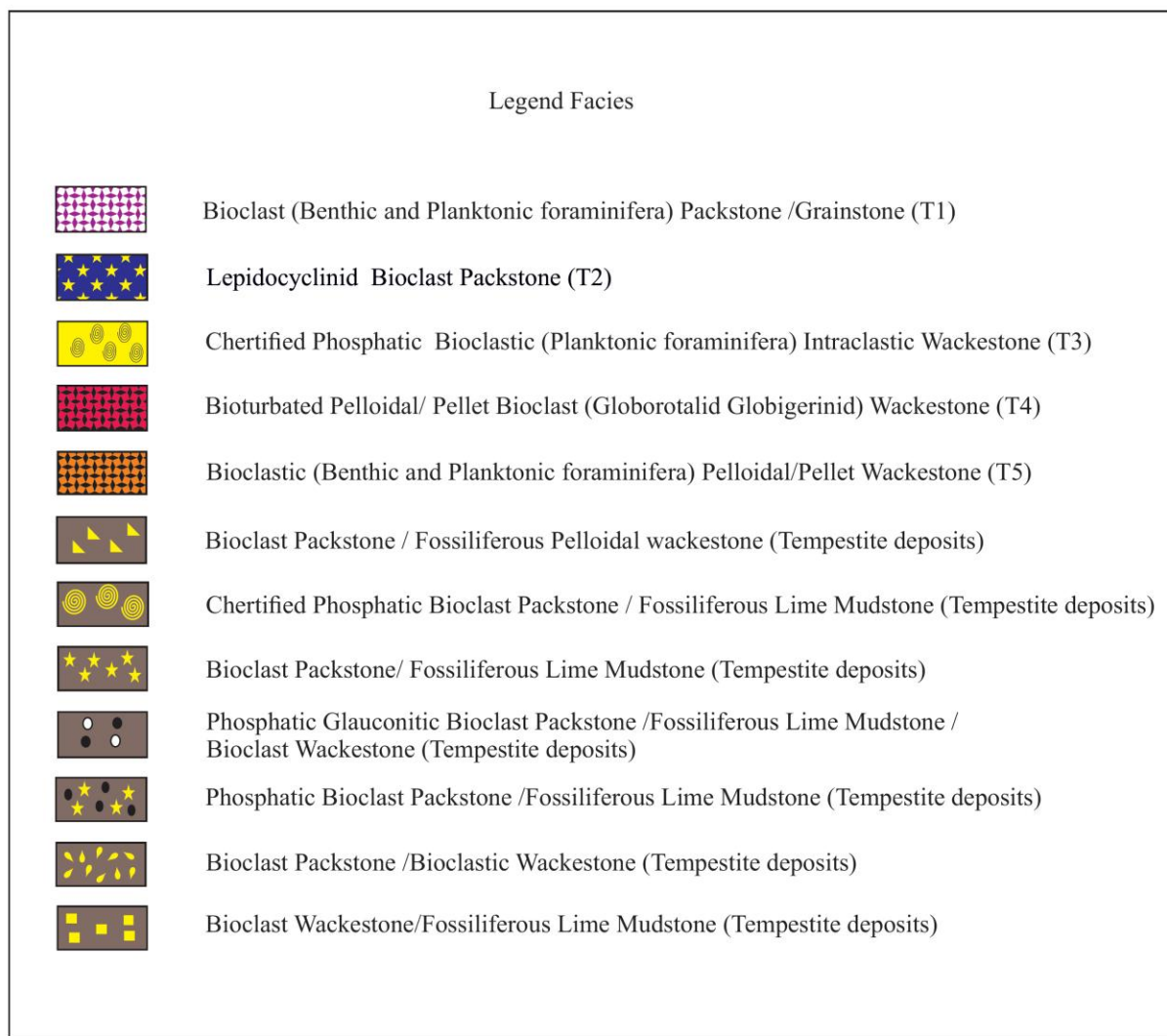


شکل ۲۸- ادامه



شکل ۲۸ - ادامه

Legened Facies	
	Phosphatized Bioturbated Bioclast (Globorotalid Globigerinid) Packstone (P1)
	Glaucanitic Bioclast (Globigerinid) Packstone (P2)
	Chertified Phosphatic Bioclast (Globorotalid Globigerinid) Packstone (P3)
	Bioclast (Planktonic Foraminifera) Wackestone / Packstone(P4)
	Bioturbated Pelloidal Bioclast (Globorotalid Globigerinid) Wackestone (P5)
	Bioturbated Pelloidal Bioclastic (Planktonic Foraminifera) Wackestone (P6)
	Bioclastic (Planktonic Foraminifera) Pellet Wackestone (P7)
	Pelloidal/ Pellet Wackestone (P8)
	Planktonic Fossiliferous Lime Mudstone (P9)
	Bioclastic (Planktonic Foraminifera) Pellet Packstone (P)
	Pellet Packstone(P)
	Bioclastic (Planktonic Foraminifera) Wackestone (P)
	Bioturbated Bioclast (Globorotalid Globigerinid) Packstone (H1)
	Pelloidal Bioclast (Globorotalid Globigerinid) Packstone (H2)
	Chertified Phosphatic Bioclast (Globigerinid)Packstone (H3)
	Biotubated Pelloidal Bioclast (Globorotalid Globigerinid) Wackestone (H4)
	Bioclastic (Planktonic foraminifera) Pelloidal Wackstone (H5)



شکل ۲۸ - ادامه

References

- Adams C.G. and Bourgeois E. 1967. Asmari biostratigraphy, Geological and Exploration Iranian Oil Offshore Company. Report. 1074, Unpublished.
- Ahifar A. and Amiri Bakhtiar H. 2015. Calcareous nannofossil biostratigraphy of Pabdeh Formation at Gurpi anticline. Iranian Journal of Geology 95: 107-120 (in Persian).
- Alizadeh B. and Moradi M. 2007. Geochemical evaluation of Pabdeh Formation in oilfields of Zeloi and Ahwaz. Shahid Chamran University Journal of Science 17: 33-45 (in Persian).
- Babazadeh A. Baharan S. Parvaneh Shirazi Nezhad M. and Bahrami M. 2010. Biostratigraphy of the Pabdeh Formation in Tang-e-Zanjiran section (southeast Shiraz) based on planktonic foraminifera, Stratigraphy and Sedimentology Researches 26: 145-158 (in Persian).
- Behbahani R. Khodabakhsh S. Mohseni H. Atashmard Z. and Moghadasi A.A.R. 2008. Ichnofossils and ichnofacies of Pabdeh Formation in NW Ilam, west Iran. Journal of Science (University of Tehran) 34: 103-112 (in Persian).
- Behbahani R. Khodabakhsh S. Mohseni H. Atashmard Z. and Moghadasi A.A.R. 2011. Evidences of tempestite and turbidite deposits in Pabdeh Formation, north and southwest of Zagros basin. Journal of Science (University of Tehran) 27: 73- 96 (in Persian).
- Behzadnia M. 2010. Petrology and sedimentary environment of Amiran Formation, in type section (Amiran anticline- North of the town of

- Pol Dokhtar). MSc thesis, Islamic Azad University, Zahedan, 108 p (in Persian).
- Berggren W. A. Kent D. V. Swisher C. C. and Aubrey M. P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren W. A. Kent D. V. Swisher C. C. III, Aubrey M.-P. and Hardenbol J (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, 129-212.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy: (first edition)* Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- Catuneanu O. Abreu V. Bhattacharya J.P. Blum M.D. Dalrymple R.W. Eriksson P.G. Fielding C.R. Fisher W.L. Galloway W.E. Gibling M.R. Giles K.A. Holbrook J.M. Jordan R. Kendall C.G.St.C. Macurda B.O.J. Martinsealln A.D. Neal Mi.J.E. Nummedal D. Pomar L. Posamentier H.W. Pratt B.R. Sarg J.F. Shanley K.W. Steel R.J. Strasser A. Tucker M.E. and Winker C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92: 1–33.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Mem* 1: 108-121.
- Embry A.F. 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: Steel R.J. Johannesson Felt V.L. and Mathieu E.P.C. (Eds.), *Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin, Norwegian Petroleum Society Special Publication*, 5: 1–11.
- Emery D. and Myers K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 297 p.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks, Analysis, Interpretation and application*. Springer, Berlin, 976p.
- Folk R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones, *Am Assoc Pet Geol Bull*, 43: 1–38.
- Folk R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham W.L. (Eds.), *Classification of carbonate rocks, American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 62–84.
- Haq B.U. 1991. Sequence stratigraphy, sea level change and sign can for the deep sea. *Sediment*, 12: 3-39.
- Helland-Hansen W. and Gjelberg J.G. 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sedimentary Geology*, 92: 31–52.
- Hunt D. and Tucker M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1–9.
- Hunt D. and Tucker M.E. 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall-reply. *Sedimentary Geology*, 95: 147–160.
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *AAPG Bull*, 49: 2182-2245.
- Kendall C.G.St.C. and Schlager W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, 44:181–212.
- Khavari Khorassani M.P. Hadavi F. Ghasemi-Nejad E. and Mousavi-Harami R. 2014. Biostratigraphy and Paleoecological Study of Pabdeh Formation in Interior Fars, Zagros Basin, Iran. *Open Journal of Geology* 4: 571-581.
- Kolla V. Posamentier H.W. and Eichenseer H. 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base- level fall- discussion. *Sedimentary Geology* 95: 139-145.
- Mancini E.A. and Tew B.H. 1997. Recognition of maximum flooding events in mixed siliciclastic-carbonate systems: Key to global chronostratigraphic correlation. *Geology*, 25: 351–354.
- Mirzaee Mahmoodabadi R. Afghah M. and Saeedi S. 2010. High Resolution Sequence Stratigraphy and Depositional Environment of Pabdeh Formation in Dashte – Arjan Area (Shiraz, Fars, Zagros, Iran). *World Academy of Science, Engineering and Technology* 4(11): 782-786.
- Mohseni H. and Al –Aasm I.S. 2004. Tempestite deposits on a storm – influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 27(2): 163-178.
- Mohseni H. Behbahani R. Khodabakhsh S. and Atashmard Z. 2011. Depositional environments and trace fossil assemblages in the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie* 262(1):59-77.
- Motiei H. 1995. *Petroleum geology of Zagros*. Geol. Survey of Iran, 1009 p (in Persian).
- Parandavar M. Mahanipur A. Aghanabati S. A. and Hosseini S. A. 2014. Calcareous Nannofossils Biostratigraphy of the Upper Part of Gurpi Formation- Lower Part of

- Pabdeh Formation (Purple shale) at the North-East of Gurpi Anticline. *Geosciences Scientific Quarterly Journal*, 89: 187-198 (in Persian).
- Plint A.G. and Nummedal D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. Geological Society, London, Special Publications, 172:1-17.
- Posamentier H.W. Allen G.P. James D.P. and Tesson M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1687-1709.
- Sadeghi A. and Hadavandkhani N. 2010. Biostratigraphy of Pabdeh Formation in Emamzadeh Soltan Ebrahim section, northwest of Izeh city in Khuzestan province, southern Iran. *Iranian Journal of Geology*, 15: 81-98 (in Persian).
- Salsani A. 2012. Biostratigraphy and paleoecological foraminiferal regarding its relationship with Phosphate-bearing bed Pabdeh Formation of the Lar Mountain (North of Gachsaran). MSc thesis, Kharazmi University, Tehran (in Persian).
- Tabatabaei H. Motamed A. Soleimani B. and Kamali M. 2012. Chemical Variation during Pabdeh Formation Deposition, Zagros Basin: Gurpi-Pabdeh-Asmari Boundaries determination and Paleoenvironmental Condition. *Journal of Geology & Geosciences*, 1:1-8.
- Vail P.R. Audemard F. Bowman S.A. Eisner P.N. Perez-Cruz C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: Einsele G. Ricken W. and Seilacher A (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, In Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 617-659
- Van Wagoner J.C. Posamentier H.W. Mitchum R.M. Vail P.R. Sarg J.F. Loutit T. Hardenbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus C.K. Hastings B.S. Kendall C.G.St.C. Posamentier H.W. Ross C.A. Van Wagoner J.C. (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach: SEPM, Special Publication*, 39-45.

