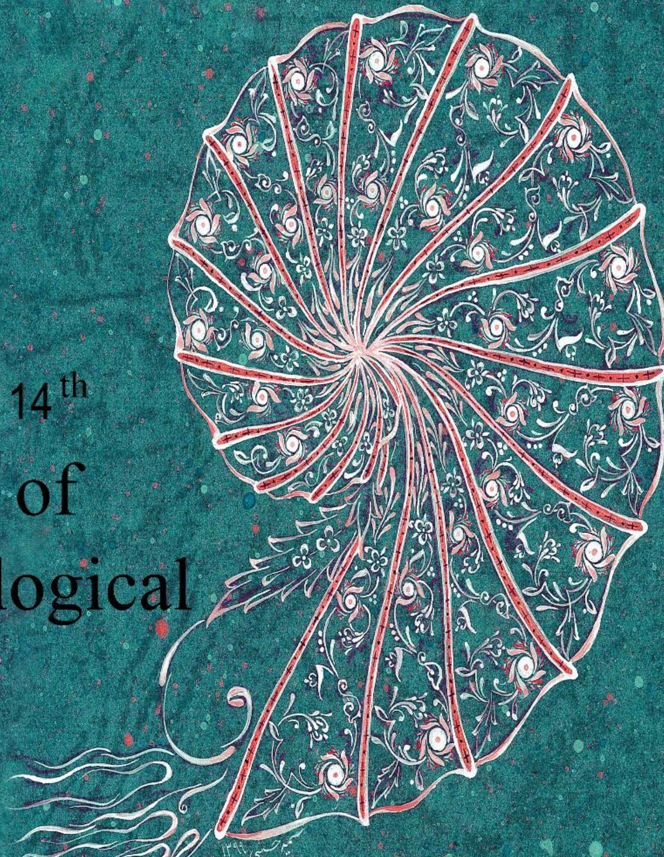
مجموعه مقالات

کد ۹۹۳۲۳-۰۱۲۱۰

چهاردهمین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران

Proceeding of the 14th

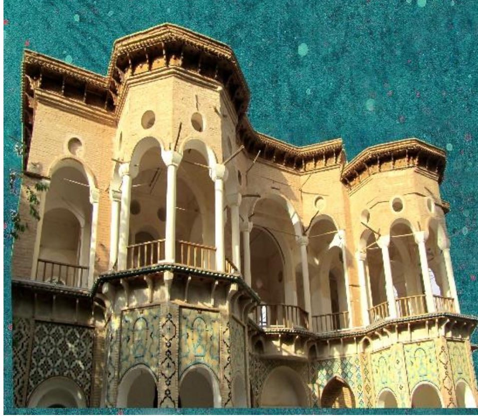
Symposium of Iranian Paleontological Society



۲۵ و ۲۶ آبان ماه ۱۴۰۰

کرمان

دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته



بسم الله الرحمن الرحيم

مجموعه مقالات چهاردهمین همایش

انجمن دیرینه شناسی ایران

۲۶ و ۲۶ آبانماه سال ۱۴۰۰

دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته

کرمان

ایران

پیشگفتار

انجمن دیرینه شناسی ایران با همکاری دانش پژوهان عرصه دیرینه شناسی در ایران و دیگر کشورهای جهان، از بدو تاسیس تا کنون اقدام به برگزاری همایش های علمی سالانه نموده است. این همایش ها همواره محل بحث و تبادل افکار متخصصین رشته دیرینه شناسی و دیگر علوم وابسته بوده و نقش مهمی در ارایه و نقد جدیدترین دستاوردهای علمی این عرصه دارند. چهاردهمین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران در ۲۵ و ۲۶ آبان ماه سال ۱۴۰۰ به میزبانی دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته در شهر کرمان و با استقبال اعضای جامعه دیرینه شناسی ایران برگزار گردید. برگزاری این همایش حاصل تلاش جمعی از مسئولین و پرسنل این دانشگاه بوده که بدینوسیله از زحمات و حسن نظر جناب آقای دکتر حسین محبی، ریاست محترم دانشگاه، پشتیبانی های بی دریغ جناب آقای دکتر امین باقی زاده، ریاست محترم پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی و همکاری مدیریت و کارشناس بخش فناوری اطلاعات دانشگاه و همچنین کارشناسان محترم روابط عمومی دانشگاه تشکر وقدردانی میگردد. از مقام محترم ریاست انجمن دیرینه شناسی ایران جناب آقای دکتر عباس قادری نیز بجهت همکاری و پشتیبانی از برگزاری همایش و ارایه راهکارهای ارزشمندشان قدردانی میگردد. از اعضای کمیته علمی همایش که با داوری مقالات برگزارگنندگان را یاری نمودند نیز کمال تشکر و قدردانی را بعمل آورده و برای همه عزیزان یا شده سلامتی و طول عمر باعزت آرزومندیم.

پاییز ۱۴۰۰

اعضای کمیته علمی و اجرایی همایش

اعضای تیم برگزار کننده:

دکتر حسین محبی: ریاست دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته

دکتر امین باقی زاده: ریاست پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی

دکتر حامد عامری: دبیر علمی

دکتر محمد جواد حسنی: دبیر اجرایی

دکتر ابراهیم محمدی: عضو هیأت علمی گروه اکولوژی

مهندس مهدی حسن نژاد رنجبر: خدمات فناوری اطلاعات دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته

مهندس مهرنوش علیزاده: روابط عمومی دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته

هیأت داوران

پروفسور محمد داستانپور

پروفسور مهدی یزدی

دکتر علی بهرامی

دکتر حسین غلامعلیان

دکتر عباس قادری

دکتر ابراهیم محمدی

دکتر امیرحسین رحیمی نژاد

دکتر فاطمه حسینی پور

دکتر احمد لطف آباد عرب

دکتر اعظم ماهانی پور

فهرست مطالب

مروری بر اسکافوپود های فسیل شده ادوارگذشته در ایران با تاکید براسکافوپودهای میوسن برش دوازده امام، زاگرس (اردل بختیاری)

مهدی یزدی[۱*]، علی بهرامی[۲] و محبوبه جمشیدی[۳]

۱ـ استاد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
۲- دانشیار چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
۳-دانشجوی کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

Email: Meh.yazdi@gmail.com; a.bahrami@sci.ui.ac.ir

چکیده

اسکافودپودا از زمان اردویسین بر روی کره زمین ظاهرشده و از زمان کرتاسه با ظهور جنس دنتالیوم تاکنون در نهشته های نرم، لجنی نزدیک ساحل در بیشتر دریا های گذشته (مخصوصا آب های گرم) زندگی می کرده و هنوز هم زندگی می کنند. صدف لوله ای و کمی خمیده کربناته اسکافوپود ها از دو طرف باز بوده با تقارن دو طرفی صدف و از طرف قطر بزرگتر در ماسه فرورفته و سمت با قطر کم تر در آب دریا قرار می گیرد. اسکافوپود ها معمولاً از فرامینیفر ها و لارو نرمتنان تغذیه می کنند. قدیمی ترین فسیل اسکافوپودای یافت شده از ایران از دونین میانی – بالایی (ژیوتین–فرازنین) برش های زفره و سه گزارش می گردد. در سازند سردر ارتفاعات شتری (برش دره نیاز) جنس پرودنتالیوم گزارش گردیده است. پس از آن می توان از حضور فسیل اسکافوپود در تریاس بالایی باقرآباد اصفهان، کرتاسه پائینی (بارمین) شمال اصفهان، آلبین کلاه قاضی و فسخود اصفهان را ذکر نمود. در نهایت اخیراً از برش دوازده امام اردل بختیاری، زاگرس در سازند میشان (میوسن) اسکافوپود های خوب حفظ شده بدست آمده است. اسکافوپود های عهد حاضر در خلیج فارس و دریای عمان به وفور یافت می شوند و قطر و اندازه صدف آن ها از خلیج فارس به سمت دریای عمان افزایش می یابد.

کلیدواژه‌ها: اسکافوپود، میوسن، زاگرس، اردل بختیاری، برش دوازده امام

Reviews on Scaphopoda fossils through Phanerozoic in Iran with emphasize on Miocene Scaphopoda from Davazdah-Emam section, Zagros (Ardal, Bakhtiari)

Mehdi Yazdi*[1], Ali Bahrami[2], Mahbobeh Jamshidi[3]

1- Professor Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran
2- Associate Professor Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran
3-MSc student, Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Email: Meh.yazdi@gmail.com; a.bahrami@sci.ui.ac.ir

Abstract

Scaphopoda appears on the Earth from Ordovician and since Cretaceous Dentaliida dominated then lived up to recent in marine muddy and shallow water environment (specially in warm shallow environments). Shell of Scaphopoda normally comprises molluscs with an elongate, bilaterary symmetrical tub shape, slightly crewed, carbonate and opened from both sides. The bigger side penetrate in sand or mud and the small side is in the water column. They normally feed on molluscan larvae and foraminifers. The oldest record or fossil of Scaphopoda is reporting from Zefreh and Soh sections in the age of middle to late Devonian (Givetian to

Frasnian). In the Shotori Range or Niaz section (Sardar Formation) genus prodentalium is reporting by this research. Scaphopoda in the age of late Triassic (Bagher-Abad) Isfahan, Early Cretaceous (Barremian) north of Isfahan, from Kolah-qazi and Fasakhod reporting as well. Recently well persevered (Miocene, Mishan formation) Scaphopoda is been discovered from Davazdah-Emam sections. Scaphopoda in living position can be seen in Persian Gulf through Oman sea, the size of their shell is increasing from the Persian Gulf to Oman sea.

Keywords: Scaphopod, Miocene, Zagros, Ardal, Davazdah-emam section.

مقدمه

اسکافوپود ها گروهی از نرم تنان بوده که بیشتر مطالعه فسیل آن ها در بازسازی شرایط دیرینه بکار گرفته می شود. گزارش اولیه بر روی اسکافوپودا توسط: Pilsbry and Sharp, 1897-1898 تدوین و گزارش شده است. پس از آن تا کنون گزارش ها و مقاله های زیادی بر روی اسکافوپود های فسیل و عهد حاضر تدوین و منتشر شده است. سوابق سیستماتیک این گروه از نرم تنان توسط: Steiner & Kabat, 2004 تهیه شده است. اولین گزارش درمورد اسکافوپود های کربونیفر ایران توسط یزدی و ترابی، ۱۳۷۶ منتشر شده است. اسکافوپود با سن دونین میانی تا بالایی توسط Könighof et al., 2016 از برش زفره و با سن ژیوتین –فرازنین و از برش سه توسط Bahrami et al., 2015 معرفی گردیده است. اسکافوپود های با سن تریاس بالای باقرآباد، بارمین کرتاسه پائینی دنبی، (آلبین کرتاسه) برش های کلاه قاضی و فسخود اصفهان و در نهایت میوسن برش دوازده امام اردل بختیاری برای اولین بارگزارش می گردد.

بحث

اولین فسیل اسکافوپودا که توسط این گزارش معرفی می گردد از برش زفره (شمال شرق اصفهان) می باشد. اسکافوپود بدست آمده از افق دارای گونیاتیت Centroceras می باشد Brice et al., 2006 با توجه به سن بدست آمده از این لایه ها توسط کنودونت ها سن افق های اسکافوپود دار ژیوتین- فرازنین مشخص گردیده است. شکل ۱-۴ و ۱-۵ لایه های حاوی اسکافوپود و سنتروسراس را نشان می دهد. دومین برش دارای افق های اسکافوپود های فسیل برش دره نچفت سه با سن دونین میانی- بالایی یا ژیوتین –فرازنین می باشد (یزدی ۱۳۸۴)، در این برش که یک محیط نزدیک به ساحل بوده و در زمان های بعد از رسوبگذاری لایه های فسیل دار تبدیل به خاک نسوز شده اند. شکل های ۱-۵- و ۱-۶ و ۱-۷ افق های خاک نسوز دره نچفت سه که فسیل اسکافوپودا در این افق ها یافت می شود را نشان می دهد.

سومین برش که اسکافوپود های فسیل شده توسط این گزارش مرور می گردد اسکافوپود های بزرگ ویزین (کربونیفر زیرین) می باشد که از برش دره نیاز یا برش C در Yazdi, 1999 و یزدی و ترابی ۱۳۷۶ می باشد. شکل های ۱-۸ و ۱-۹ این برش را در طبس نشان می دهد. لازم به ذکر است اسکافوپود های فسیل بدست آمده از این برش بسیار بزرگ بوده و مشابه اسکافوپود یا *Prodentalium* sp. گزارش شده توسط Young, 1949 از نیو مکزیکو می باشد. قابل ذکر است پوسته این اسکافوپودا در فرایند های بعدی زمین شناسی به فسفات تبدیل شده اند. رنگ سیاه این پوسته و آنالیز بدست آمده گویای این فرایند پس از مرگ و دفن شدگی آن ها می باشد. برش های بعدی آلبین فسخود واقع در شمال اصفهان نزدیک روستای عباس آباد پغری میباشد که از این منطقه تصویر آورده نشد شکل های ۱-۱۰ و ۱-۱۱. برش دیگر برش کلاه قاضی اصفهان می باشد که مقاله های زیادی بر روی مرجان ها، آمونیت ها وخرچنگ ها روی آن منتشر شده است. اسکافوپود های این برش در اشکال ۲-۱ و ۲-۲ آورده شده است. در این مورد می توان به مقاله Yazdi et al., 2009 مراجعه نمود. حضور اسکافوپود در برش کلاه قاضی همراه با حضور گاستروپود

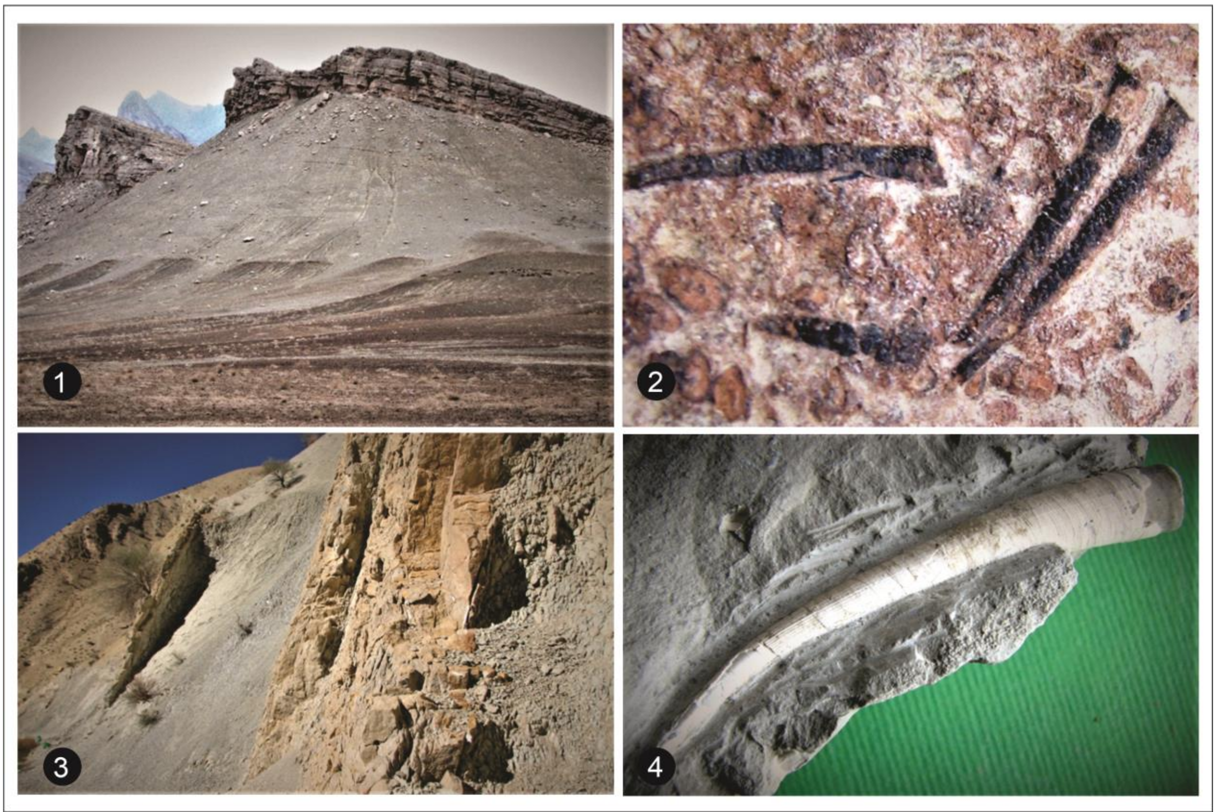
های تورتلید، خرچنگ نوتوکوپورایستس و آمونیت های دوویلیوسراس و بودانتی سراس می باشد. مجموعه این تجمع فون ها در برش کلاه قاضی نشانگر آب کم عمق و گرم می باشد.
در پایان آخرین برش، برش دوازده امام در اردل بختیاری در حوضه زاگرس می باشد که اسکافوپود های جدیداً یافت شده در سازند میشان با سن میوسن میانی- بالایی همراه با بقایای خوب حفظ شده دوکفه ای ها، شکمپایان، کرم های کربناته و بندرت خارپوستان می باشد. اسکافوپود های این برش هم از گروه دنتالید ها و هم از گروه پرودنتالید ها می باشند که مطالعات سیستماتیک بر روی آن ها در حال انجام می باشد اشکال ۲-۳ و ۲-۴.

نتیجه‌گیری

حضور اسکافوپود ها در برش های مطالعه شده در این تحقیق نشان می دهد که در زمان های حضور آن ها یک محیط کم عمق ساحلی و آب های گرم وجود داشته است. از آنجا که این گروه از نرم تنان در محیط های ماسه ای دانه ریز تا لجنی زندگی می گرده و اکنون هم همان شرایط زیست محیطی را دارند، مطالعه فسیل های آن ها می تواند در بازسازی شرایط دیرینه آن ها مورد استفاده قرار گیرد. پوسته این گروه از نرم تنان کربناته بوده و تغییر پوسته های آن ها به ترکیبات دیگر و مطالعه ژیوشیمی پوسته آن ها می تواند اطلاعات ذی قیمتی در بازسازی ترکیب آب در زمان دفن شدگی آن ها را مشخص نماید. بررسی و شکل شناسی این گروه از نرم تنان می تواند اطلاعات بسیار مفیدی در مطالعات فیلوژنی نمونه های فسیل شده و نمونه های در حال زندگی اسکافوپود ها را در اختیار قرار بدهد.

شکل ۱ : ۱-۲- نمونه اسکافوپود های عهد حاضر خلیج فارس ۳-۴ برش زفره و محل برداشت اسکافوپود دونین میانی-بالایی در شمال شرق اصفهان، اسکافوپود فسیل بدست آمده از برش زفره اندازه نمونه ۶ سانتیمتر و در دهانه بزرگتر حدود ۵ میلیمتر می باشد. ۵-۷ افق های خاک نسوز دره نجفت سه شمال غرب اصفهان با سن ژیوتین فرازنین فلش افق دارای اسکافوپود را نشان می دهد، نمونه دستی از خاک نسوز دره نجفت سه دارای بقایای فسیل شده اسکافوپودا با سن ژیوتین-فرازنین. لازم به ذکر است پوسته کربناته آن ها علاوه بر جایگزینی توسط آلومینوسیلیکات کمی آهنی نیز شده است. ۸-۹ نمایی از برش دره نیاز در طبس با سن ویزین (کربونیفر.زیرین) فلش محل لایه های اسکافوپود های بزرگ فسفاته را نشان می دهد. نمای وسط سد نهرین در شرق شهر طبس را نشان می دهد. ۱۰-۱۱ منطقه عمومی اصفهان در سن های تریاس بالایی و کرتاسه پایینی در دو فاصله زمانی بارمین و آلبین بعلت پیشروی دریای

کم عمق زمان هایی هستند که فسیل اسکافوپودا در نهشته های آن ها بوفور یافت می شود. در این شکل دگرشیبی زاویه دار بین تریاس بالا و کرتاسه پایینی در منطقه عمومی دنبی و باقر آباد در شمال اصفهان و فلش محل حضور اسکافوپود ها را در دنبی نشان می دهد.



شکل۲: ۲-۱ و ۲-۲ برش کلاه قاضی واقع در جنوب شهر اصفهان، فلش محل حضور اسکافوپود های آلبین کرتاسه را نشان می دهد. شکل ۲-۳ و ۲-۴ برش دوازده امام با سن میوسن میانی و اسکافوپود های برش دوازده امام اردل بختیاری در زاگرس اندازه نمونه های بدست آمده از این برش حدود ۱۳ تا ۱۵می باشد.

منابع

:

۱-یزدی، م و ح. ترابی، ۱۳۷۶. اولین گزارش بر روی اسکافوپودهای ویزین (کربونیفر) در ناحیه کال سردر- کوههای شتری در شرق ایران. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، جلد نهم- شماره های ۱و ۲. پاییز ۱۳۷۶. صفحات: ۱۱۷-۱۲۶.

۲-یزدی، م.، ۱۳۸۴. معرفی اسکافوپود های دوران اول ایران با سن های دونین، کربونیفر و پرمین. چکیده مقالات بیست و چهارمین گردهمائی علوم زمین. سازمان زمین شناسی کشور. صفحه: ۷۹.

3-Bahrami, A., Königshof, p., Boncheva. I., Tabatabaei. M. S., Yazdi. M. and Z. Safari 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, north-west Isfahan, Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. Palaeobio Palaeoenv. 95: 555-577.

4-Brice, D., Yazdi, M., Torabi, H. and M. Maleki, 2006. DEVONIAN BRACHIOPODS FROM THE ZEFREH SECTION (CENTRAL IRAN). Ann. Soc. Géol. Du Nord. T.13, (2ème série) P. 141-155.

5-Könighof, P., Carmichael, S. K., Waters, J., Jansen, U., Bahrami, A., Boncheva, I. and M. Yazdi, 2017. Palaeoenvironmental study of the Palaeotethys Ocean: the Givetian-Frasnian boundary of a shallow-marine environment using combined facies analysis and geochemistry (Zefreh Section/Central Iran). Palaeobio Palaeoenv. 97: 517-540.

6-Mannani, M. & M. Yazdi, 2009. Late Triassic and Early Cretaceous sedimentary sequences of northern Isfahan Province (Central Iran): stratigraphy and paleoenvironments. Boletín de la Sociedad Geológica Mexican, 62(2): 207-211.
7-Mannani, M., 2020. Late Triassic scleractinian corals from Nayband Formation, Southwest Ardestan, Central Iran. Boletin de la Sociedad Geologica Mexicana/ 72(2) 1-33.
8-Pilsbry, H., A., & Sharp, B., 1897-1898. Scaphopoda, in Manual of Conchology, 17. Conchological Section, Academy of Natural Sciences, Philadelphia, 280 p. [1897: 144 p., 26 pls; 1898: ixxxii + 145-280, pls 27-37; refer to Vanatta (1927) for further details].
9-Steiner, G. and A.R. Kabat, 2004. Catalog of species-group of Recent and Fossil Scaphopoda (Mollusca) zoosystema. 26(4) 549-726.
10-Yazdi, M., 1999, Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 105, 167-200.
11-Yazdi, M., Bahrami, A. & J. Vega, 2009. Albian decapods Crustacea from Southeast Isfahan, Central Iran-Kolah-Qazi area. Bulletin of the Mizunami Fossil Museum, (35). p. 71-77.
12-Young, J.A., Jr., 1949. Pennsylvanian Scaphopoda and Cephalopoda from New Mexica. Journal of paleontology 16:120-125. Tulsa, Oklahoma.

فسیل‌های اردویسین البرز:
یافته‌های جدید از تنوع زیستی اردویسین در منطقه البرز

منصوره قبادی‌پور*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان

* آدرس ایمیل: mghobadipour@yahoo.co.uk

چکیده

رشته کوه‌های البرز و دنباله شرقی آن جنوب کپه‌داغ، در شمال ایران قرار دارند و سرزمین پالئوزوئیکی محسوب می‌شود که از خرده قاره شرق ایران مرکزی با زون سبزوار جدا می‌شود. زون سبزوار دارای مجموعه‌های ملانژ افیولیتی به سن دونین، پرمین و کرتاسه پسین تا پلیوسن است که نشان‌دهنده جدایش آن از خرده قاره شرق ایران مرکزی در این زمان‌ها است، اما در زمان پالئوزوئیک زیرین همگی بخشی از قاره دیرینه گندوانا بوده‌اند. در طول بیست سال خیر، پیشرفت‌های زیادی در مطالعات فسیل‌شناسی اردویسین البرز و جنوب کپه‌داغ حاصل شده است. دستاورد این مطالعات ایجاد تقسیمات دقیق بر پایه تریلوبیت‌ها و کنودونت‌ها و تطابق توالی‌های رسوبی اردویسین زیرین تا میانی این منطقه بوده است. پالینومورف‌ها و به ویژه کیتینوزوآن‌ها برای تعیین سن زیست‌چینه‌ای و تطابق نهشته‌های اردویسین بالایی کاربردی و مفید بوده‌اند و مطالعه آنها روشنگر سن و منشا مجموعه دگرگونی شیست‌های گرگان بوده است. حیات دریایی متنوع اردویسین شمال ایران به غیر از تریلوبیت‌ها و کنودونت‌ها شامل گراپتولیت‌ها، بازوپایان، دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان، سرپایان، استراکودها و خارپوستان است. مطالعه آنها نشانگر ساختار پیچیده اجتماع کف‌زی آن زمان است که فهم بهتری از تغییرات محیطی، ارتباطات زیست جغرافیایی با مناطق دیگر و معبرهای مهاجرت موجودات ایجاد نموده است. بر این اساس مشخص شده است که در طول اردویسین، البرز و کپه‌داغ در عرض‌های متوسط جغرافیایی قرار داشته‌اند. شواهد فسیلی اردویسین بدست آمده، قرابت نزدیک زیست جغرافیایی با غرب مدیترانه‌ای پری–گندوانا را نشان می‌دهند و همچنین الگوهای پیچیده رفت و برگشت فوناها را آشکار می‌سازند. به ویژه قرابت نزدیک فوناهای کف‌زی البرز و کپه‌داغ با جنوب چین در طول زمان اردویسین زیرین تا میانی کاملا مشهود است، اما دوره‌هایی از گسترش اجتماعات فونای سردزی نزدیک به ساحل (برای مثال اجتماعات *Protambonites*، *Thysanotos–Leptembolon* و *Neseuretus*) با فروافتادن سطح آب دریا نیز دیده می‌شود. حضور فونای کف‌زی کم تنوع با بازوپایانی مانند *Hindella* و تریلوبیت *Vietnamia* در کپه‌داغ و شرق ایران مرکزی شواهدی بر وجود اقلیم سردتر در زمان کاتین است. مجموعه‌های کریپتواسپور و اسپورهای تری‌لت موجود در نهشته‌ای کم‌عمق دریایی هیرنانتین کپه‌داغ گویای انتشار گیاهان خشکی بر روی سرزمین‌های مجاور است.

The Ordovician fossils of Alborz:
New insights of the Ordovician biodiversity of Alborz Region

Mansoureh Ghobadipour*

[a] ***Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan***

*corresponding author: e-mail: mghobadipour@yahoo.co.uk

Abstract

The Alborz Mountains and their eastern prolongation in southern Kopet-Dagh are situated in the northern part of Iran. They are considered as Palaeozoic terrane separated from the Central-East Iranian Platform by the Sabzevar Zone which contain Devonian, Permian and Upper Cretaceous–to–Pliocene ophiolitic mélange complexes suggesting separation from the

Central-East Iranian Platform at these times, yet they are commonly considered as a part of the Gondwana palaeocontinent in the early Palaeozoic. Significant progress in the study of the Ordovician fossil record of Alborz and southern Kopet-Dagh has been achieved in the last 20 years. It is resulted in elaboration of the detailed trilobite- and conodont-based biostratigraphical subdivision and correlation of the Lower to Middle Ordovician sedimentary succession. It was also demonstrated that palynomorphs and especially chitinozoans are instrumental for biostratigraphical dating and correlation of the Upper Ordovician deposits, their studies put significantly new light on the age and origin of the Gorgan Schist Metamorphic complex. Diverse Ordovician marine life documented from North Iran include also such fossil groups as graptolites, brachiopods, bivalve, gastropod and cephalopod molluscs, ostracods and echinoderms. Their study reveal a complex benthic community structure, gave better understanding of environmental changes, biogeographical links with other regions and migration pass ways. It is well established now that Alborz and Kopet-Dagh located in temperate latitudes through the Ordovician. The available Ordovician faunal record suggest strong biogeographical affinities to the west Mediterranean peri-Gondwana, but also reveals more complex recurrent pattern. In particular, strong faunal affinity of the Alborz and Kopet-Dagh benthic faunas to South China prevailed through the Early to Middle Ordovician times; however, there were several episodes of proliferation of the cold-water faunal associations nearshore (e.g. *Protambonites*, *Thysanotos−Leptembolon* and *Neseuretus* associations), coincident with sea-level falls. Late Ordovician occurrences of low diversity benthic fauna with the brachiopod *Hindella* and trilobite *Vietnamia* in Kopet-Dagh and East-Central Iran can be taken as a sign of the cooler climate in the Katian time. Rich cryptospore and trilete spore assemblages preserved in Katian–Hirnantian shallow marine deposits of Kopet-Dagh may suggest on proliferation of the earliest terrestrial flora on the land nearby.

Keywords: Ordovician, palaeogeography, biogeography, peri-Gondwana, Alborz

مقدمه

در زمان اردویسین موقعیت سرزمین های ایران در حاشیه گندوانا بوده است. موقعیت زاگرس چسبیده به بخش عربی گندوانا تایید شده است اما موقعیت ایران مرکزی و البرز هنوز کاملا مشخص نشده است. در هر حال البرز به احتمال زیاد به آناميا (جنوب هندوچین: (امروزه: کومبوجیا، شرق تایلاند و لائوس) و جنوب چین نزدیک بوده است. داده های بدست آمده از مطالعات دیرینه شناسی، رخساره های زیستی و سنگی، چینه شناسی و رسوب شناسی و تطابق در البرز نشان می‌دهد که در این ناحیه چندین حوزه یا دومین چینه‌زمین‌ساختی در کامبرین- اردویسین تا پالئوزوئیک بالایی قابل تشخیص است.

تقسیمات سنگ‌چینه‌ای رسمی اردویسین برای البرز شامل عضو ۵ میلا و سازند لشکرک است که برای تطابق آنها مشکلات زیادی وجود دارد، چرا که قبلا عضو ۵ میلا فاقد فسیل معرفی شده بود و با مقاله گلاوس (۱۹۶۵) و بعد از آن بروتن و همکاران (۲۰۰۴) اغلب سازند لشکرک را اردویسین زیرین و بخشی با همپوشانی با عضو ۵ میلا در نظر می‌گرفتند. تحلیل فونای موجود در سازند لشکرک که ابتدا توسط گنسر و هوبر (۱۹۶۲) در شمال غرب تهران (علم کوه) معرفی شده بود، نشان داد که این سازند نمی‌تواند از داریویلین (اردویسین میانی) قدیمی‌تر باشد. فسیل‌هایی مانند خارپوستان فراوان، سرپایان و تریلوبیت‌های موجود در این سازند همگی دارای سن داریویلین هستند که در البرز شرقی با لایه‌ای آهن‌دار ائولیتی و در زیر آن ماسه‌سنگ‌های دارای رخساره تریلوبیت *Neseuretus* همراه است. این لایه‌های قرمز در ادامه به رخساره های آواری منتهی می‌شود. بنابر این شکی نیست که آغاز سازند لشکرک همانگونه که گنسر و هوبر از ابتدا تعریف کرده‌اند اردویسین میانی (داریولین) و جوان‌تر از آن است. قابل ذکر است که قاعده این سازند در تمام البرز با ناپیوستگی همراه است.

بحث و نتیجه

با مطالعه چندین برش اردویسین در البرز مشخص گردید که سازند لشکرک قابل تقسیم به سه عضو یا بخش است عبارتند از: ۱) عضو چشمه علی (ماسه‌سنگ با لایه‌های فسیل‌دار از بازوپایان و رخساره *Neseuretus*)؛ ۲) عضو حاجی‌آباد (واحد ناهمگن اساساً آواری ریزدانه با لایه‌های خارپوست‌دار و لایه قرمز آهندار ائولیتی)؛ ۳) عضو ابرسج (رسوبات آواری دانه‌بندی‌شده با فسیل‌های اثری و پالینومورف‌ها). زمان ساندبین در این منطقه فاقد رسوبگذاری است. فسیل‌های تریلوبیت موجود در عضو حاجی

آباد (سازند لشکرک) به سن داریولین شباهت زیادی به فونای جنوب چین و سیبوماسو (امروزه: غرب تایلند و میانمار تا کمی جنوب چین) دارند. از طرف دیگر فونای آب گرم *Saucrorthis* به سن داریولین که در عضو حاجی آباد (سازند لشکرک) منطقه ده‌ملا حضور دارد، قرابت نزدیکی با جنوب چین و سیبوماسو نشان می‌دهد.

در برش میلاکوه، بخش ابتدایی سازند سیمه کوه به سن ترمادوسین رخنمون دارد که در واقع معادل بخش بالایی عضو ۵ سازند میلا (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴) است. حضور تریلوبیت‌ها و بازوپایان در این رسوبات سن ترمادوسین را تایید می‌کند. در برش الگوی سازند سیمه‌کوه که در برش سیمه‌کوه قرار دارد این سازند شامل سیلتستون، آرژیلیت، و چند لایه آهک بایوکلاستیک و لایه صدف‌دار است که در محیط دور از ساحل ته نشین شده است. این سازند در نقاط دیگر البرز شرقی مانند میلاکوه، گردکوه و ده ملا رخنمون دارد. در نقشه های زمین شناسی منطقه دامغان متاسفانه سازند سیمه کوه به سن اردویسین زیرین به نام های سازندهای ایران مرکزی و با سن دونین نشان داده شده است. در بخش بالایی سازند سیمه کوه شیل‌های گراپتولیت‌دار شاخص فلوئین زیرین وجود دارد. با استفاده از این گراپتولیت‌ها امکان تشخیص مرز زیرین اشکوب فلوئین در برش الگو ممکن گردید. بر اساس مطالعات انجام شده، زونبندی بر مبنای تریلوبیت‌ها، کنودونت‌ها و تا حدودی گراپتولیت‌ها و همچنین بازوپایان تطابق را با دیگر نقاط ایران و دنیا ممکن ساخته است. در نبود کنودونت‌ها و گراپتولیت‌ها در بخش زیرین سازند سیمه‌کوه، تریلوبیت‌ها بسیار مفید هستند و تطابق را با جنوب چین به خوبی نشان می‌دهند.

سازند قومس پس از سازند سیمه‌کوه قرار دارد و در برش سیمه کوه در بخش فوقانی آن در آهک‌ها مرز اردویسین زیرین به میانی مشابه با آهک های همین دوره زمانی در جنوب چین و بالتوسکاندیا مربوط به عرض‌های متوسط جغرافیایی دیده می‌شود. در گردکوه واحد کربناته بخش بالایی سازند قومس با رخساره آواری سیلتستون غنی از بازوپایان جایگزین شده که عضو رضی‌آباد نامگذاری شده است. در بین بازوپایان عضو رضی‌آباد سازند قومس در برش گردکوه، نمونه‌هایی مشابه با جنوب چین، آرژانتین و همچنین اولین رکورد استروفومنوئیدها نزدیک به مرز فلوئین به داپینگین که مشابه آن تنها از شمال چین گزارش شده وجود دارد.

حوزه الستان از شاهرود به سمت شرق و شمال کوه‌های البرز شرقی است و همچنین شیست‌های گرگان را در بر می‌گیرد. این حوزه دارای تاریخچه زمین‌ساخت، رسوبی و فرونشست متفاوتی نسبت به حوزه‌های دیگر در زمان پالئوزوئیک است. از زمان کامبرین میانی تا اردویسین میانی در حوزه دامغان رسوبگذاری تقریبا بدون وقفه ادامه داشته است اما حوزه الستان در این زمان اغلب در بالای سطح آب یا خشکی بوده و گاهی با دریایی کم عمقی پوشیده می شده است. تا پایان اردویسین میانی (ساندبین) در حوزه دامغان بالاآمدگی و عدم رسوبگذاری اتفاق افتاده است در حالی که در حوزه الستان توربیدایت های عضو ابرسج تشکیل شده که نشان دهنده فرونشست سریع حدود صدها متر این منطقه است. از طرف دیگر زمان فوران آتشفشان بازالتی بوده است که احتمالا مربوط به شکل‌گیری ریفت در این منطقه بوده است. در حوزه الستان فوران بازالت از کاتین شروع شده و مرز زیرین سازند سلطان میدان غیرهمزمان بوده است. وقتی در ابرسج (کاتین) ضخامت زیادی از توربیدایت‌ها در حال تشکیل بوده در چشمه سید حدود ۷۰۰ متر بازالت زیردریایی فوران کرده است که نشان دهنده دره ریفت است. پس از آن تا آغاز سیلورین این دره با بازالت و رسوبات آواری پر شده و ادامه فوران بازالت در سیلورین بر روی خشکی صورت گرفته است (درخشی و همکاران، ۲۰۱۵، ۲۰۱۷). در خولین دره رسوبات اردویسین از کاتین تا هیرنانتین با پالینومورف ها تعیین سن شده است (قویدل سیوکی، ۲۰۱۷). به سمت شمال البرز، شیست‌های گرگان به سن اردویسین بالایی رخنمون دارند. بر اساس مطالعات پالینولوژی و زمین‌شیمی احتمالا

سنگ اولیه شیست‌های گرگان، عضو ابرسج از سازند لشکرک و سازند سلطان میدان بوده است که بیشترین گسترش را در حاشیه شمالی البرز دارد.

در حوزه سالوک واقع در کوه‌های سالوک در منطقه کپه‌داغ، در اردویسین تقسیمات سنگ‌چینه‌ای متفاوتی قابل شناسایی است. سازند قلی قبلا معرفی شده بود و سازندهای جدید قیزلر و پلمیس به آن افزوده شد. در ابتدای برش الگوی سازند پلمیس به نام برش کلات واقع در شرق کوه‌های سالوک، جنوب کپه داغ دارای لایه‌های قرمز آهندار ائولیتی با نمونه‌های فراوان سرپایان به سن داریویلین است.

به طور خلاصه سه حوزه مذکور، بر اساس تفاوت‌هایی که در نوع رسوب، ناپیوستگی‌ها، فسیل‌ها و فوران‌های آتشفشانی که در کپه داغ خیلی زودهنگام‌تر از نواحی دیگر بوده است قابل تشخیص هستند. مرز اشکوب‌ها و سری‌ها در اردویسین زیرین و میانی بر اساس گراپتولیت‌ها، کنودونت‌ها و تریلوبیت‌ها تشخیص داده شده است، در حالی که برای اردویسین بالایی تنها پالینومورف‌ها قابل استفاده هستند. بر اساس قویدل سیوکی (۲۰۰۱، ۲۰۱۷) در سازند پلمیس تا ۹۰ درصد پالینومورف‌ها کریپتواسپور و اسپورهای تریلت هستند که می‌تواند نزدیکی خشکی و همچنین گسترش و حضور فلورا یا گیاهان را در زمان اردویسین به این منطقه نشان دهد.

آخرین حوزه دور از دسترس به نام حوزه تالش در غرب البرز قرار دارد. ویژگی غیرعادی این منطقه ایجاد ضخامت زیادی از سنگ های کربناته در اردویسن بالایی است که در هیچ کجای ایران دیده نمی‌شود.تریلوبیت‌های اردویسین بالایی این منطقه توسط تالیا کریم (۲۰۰۹) مطالعه شده که در نقاط دیگر ایران دیده نمی‌شوند. مشابه این تریلوبیت‌ها از رشته کوه‌های آلایی و ترکستان و تاریم (امروزه: بخش‌هایی از ازبکستان، قرقیزستان و شمال غرب چین) گزارش شده است. به نظر می‌رسد در زمان اردویسین، منطقه تالش از سرزمین‌های دیگر ایران مجزا و دور از آنها بوده است، ولی در نزدیکی خرده قاره تاریم قرار داشته است که نیاز به مطالعه بیشتری دارد.

منابع

BRUTON, D.L., WRIGHT, A.J. & HAMEDI, M.A. 2004. Ordovician trilobites of Iran. *Palaeontographica, Abteilung A 271*, 111–149.

DERAKHSHI, M. & GHASEMI, H. 2015. Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development. *Arabian Journal of Geoscience 8*, 849–866.

DERAKHSHI, M., GHASEMI, H. & MIAO, L. 2017. Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere-lithosphere interaction and rifting along the N margin of Gondwana. *Chemie der Erde 77*, 131–145.

GANSSER, A. & HUBER, H. 1962. Geological observations in the Central Elburz, Iran. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen 42*, 583–630.

GHAVIDEL-SYOOKI, M. 2017a. Biostratigraphy of acritarchs and chitinozoans in Ordovician strata from the Fazel Abad area, southeastern Caspian Sea, Alborz Mountains, northern Iran: Stratigraphic and paleogeographic implications. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 28*, 37–57.

GHAVIDEL-SYOOKI, M. 2017b. Cryptospore and trilete spore assemblages from the Late Ordovician (Katian–Hirnantian) Ghelli Formation, Alborz Mountain Range, Northeastern Iran: Palaeophytogeographic and palaeoclimatic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology 244*, 217–240.

GLAUS, M. 1965. Die Geologie des Gebietes nördlich des Kandevan-Passes (Zentral Elburz), Iran. Published thesis. *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgenössischen, Technischen Hochschule und Universität Zürich N.S. 48*. 165 pp.

KARIM, T.S. 2009 (for 2008). Late Ordovician trilobites from northwest Iran and their biogeographical affinities. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh 99*, 101–124.

STÖCKLIN, J., RUTTNER, A. & NABAVI, M.N. 1964. New data on the Lower Palaeozoic and Precambrian of North Iran. *Geological Survey of Iran, Reports* **1**, 1–29.

مرز دونین میانی و پسین در برش‌های انارک و سراشک ایران مرکزی

حسین غلامعلیان[۱*]، واچیک هایراپطیان[۲] و محمد پوستی[۱]
۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس
۲ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان، اصفهان

چکیده

بررسی زیست چینه نگاری کنودونت‌ها در پژوهش حاضر نشانگر پیوسته بودن مرز ژیوتین – فرازنین در مناطق انارک و سراشک می‌باشد که قابل تطابق با برش الگوی جهانی در جنوب فرانسه است. بر این پایه، چهار زیست زون کنودونتی در هر کدام از برش‌های یاد شده شناسایی شد که منطبق بر زون‌های ژیوتین پسین و فرازنین پیشین هستند.
همچنین در این تحقیق، تعداد ۲۴ گونه و زیرگونه کنودونت شناسایی شد که شامل ۲۲ گونه در برش انارک، ۱۲ تا در سراشک هستند.
زیست چینه نگاری کنودونت‌ها نشان داد که قاعده‌ی سازند کربناتی بهرام در ایران مرکزی دو سنی است، به صورتی که در مناطق سه و زفره سن ایفلین پیشین دارد، در ازبک کوه ژیوتین میانی است، در شمال کرمان ژیوتین پسین است و در باختر کرمان فرازنین پسین می‌باشد.
یک گونه کنودونت جدید به نام *Polygnathus anarakensis* شناسایی و توصیف گردیده است و برای گونه‌ی *Icriodus excavatus* گستره‌ی سنی جدیدی پیشنهاد شده است.

واژگان کلیدی: دونین، زیست چینه نگاری، کنودونت، ایران مرکزی.

مقدمه

زیرکمیته‌ی چینه‌شناسی دونین، بر پایه ظهور نخستین نمونه‌های گونه‌ی *Ancyrodella rotundiloba* محل الگوی مرز دونین میانی – پسین را در قاعده‌ی لایه‌ی 42á در نزدیکی Col de Puech ناحیه‌ی Montagne Noir در جنوب فرانسه تعریف کرده است (Feist & Klapper 1985, Klapper 1985, Klapper et al. 1987). علاوه بر برش الگو، به تازگی پژوهش‌ها فراوانی بر روی این مرز در کشورهایی مانند مراکش (Aboussalam & Becker 2007) اسپانیا (Liao and Valenzuela-Ríos 2008; 2012; 2013) و بلژیک (Casier et al. 2013) انجام شده است. این موضوع در آسیای باختری تاکنون مورد توجه نبوده و تنها برخی نگارندگان مانند Gholamalian et al. (2013) این مرز را در ناحیه‌ی کرمان بررسی نموده و Özkan et al. (2000) به بررسی آن در تائورید ترکیه پرداخته‌اند. تعداد اندکی اشارات محدود نیز در مقالات وجود دارد و چندان بررسی فراگیری در این مورد انجام نشده است (Ashouri 2004, Königshof et al. 2016, Bahrami et al. 2019, Wendt et al. 2002; 2005).
در نوشتار حاضر کوشش شده که بررسی دقیق و فراگیری در مورد چینه‌شناسی این محدوده‌ی زمانی انجام گردد و موقعیت مرز با به کارگیری زیست چینه نگاری کنودونت‌ها مشخص گردد.

موقعیت جغرافیایی:

دو برش در شمال باختری و جنوب خرده قاره‌ی ایران مرکزی برای مطالعه انتخاب شده‌اند. برش انارک در دامنه‌ی شمال خاوری کوه بند عبدالحسین، ۳۵ کیلومتری جنوب خاوری شهر انارک و ۲۳۵ کیلومتری شمال خاوری اصفهان قرار دارد. برش سراشک در فاصله ۷۱ کیلومتری شمال کرمان و در نزدیکی روستای سراشک قرار دارد. این برش در حاشیه‌ی باختری جاده‌ی کرمان – راور می‌باشد.

زیست چینه نگاری

تعداد ۲۴ گونه و زیرگونه متعلق به سه جنس (*Polygnathus, Icriodus, Ancyrodella*) شناسایی شده که ما را در بکار گیری زون بندی‌های استاندارد Klapper (1989) و Klapper and Johnson (1990) کمک می کنند. گونه‌ی *Ancyrodella rotundiloba* به عنوان گونه‌ی شاخص برای تعیین مرز ژیوتین ـ فرازنین به ما اجازه می‌دهد که قاعده‌ی دونین پسین را در برش‌های مورد بررسی مشخص کنیم و آن را با برش الگوی جهانی در فرانسه مقایسه نمائیم. افزون بر این، در مواردی که لازم بوده است از زون بندی Ziegler & Sandberg (1990) برای بخش دونین پسین استفاده شده است.

در این پروژه نیز مانند بسیاری از مطلعات دیگر در ایران، به دلیل عدم حضور جنس‌های مربوط به مناطق ژرف مانند *Palmatolepis*، *Mesotaxis* و *Klapperina*، باید از جنس‌های دیگر مانند *Icriodus* و *Polygnathus* برای تعیین حدود زیست زون‌ها استفاده شود.

زیست زون Lower *hermanni –norrisi*: قاعده‌ی این زون با نخستین پیدایش گونه *Polygnathus dubius* که سن Lower *hermanni* – Lower *hassi* دارد شناخته می‌شود (Narkiewicz & Bultynck 2007, 2010). رأس این زون منطبق بر شروع زون بعدی است.

زیست زون Lower MN1: قاعده‌ی این زون با نخستین حضور *Ancyrodella rotundiloba* شناسایی می‌شود (Klapper 1989, Klapper & Feist 1985, Klapper et al. 1987). مرز بالایی این زون با پیدایش گونه‌ی *An. binodosa* در زون بعدی شناخته می‌شود.

زیست زون Upper MN1-MN2: هر دو مرز پائینی و بالایی این زون منطبق بر محدوده‌ی سنی *An. binodosa* است که سنی برابر Upper MN1-MN2 دارد. سایر گونه‌های این زون عبارت‌اند از: *Ancyrodella rotundiloba, Polygnathus dubius, P. xylus xylus, P. praepolitus, P.* sp. 2, *Icriodus expansus, I. cedarensis I. excavatus* and *I. subterminus*. گونه‌ی *Polygnathus pollocki* که محدوده‌ی سنی Upper *disparilis- jamieae* دارد در این زون دیده می‌شود.

زیست زون MN3- Lower *hassi*?:

قاعده‌ی این زون منطبق بر رأس زون پیشین است. رأس زون حاضر با آخرین حضور گونه‌ی *P. dubius* مشخص شده است.

نتیجه گیری:

تعداد سی و هشت گونه و زیرگونه کنودونت در سه برش انارک، سراشک و نقله (سه) شناسایی شده است.

مرز G-F بر پایه‌ی نخستین پیدایش *Ancyrodella rotundiloba* به عنوان گونه‌ی شاخص شروع دونین پسین، در لایه‌ی GA10 برش انارک و لایه‌ی G-F13 برش سراشک شناسایی گردید.

مرز دونین میانی – پسین در دو برش انارک و سراشک مانند بسیاری از مناطق دیگر ایران، پیوسته است.

منابع

Abboussalam, Z.S. and Becker, R.T. 2007. New Upper Givetian to basal Frasnian conodont faunas from the Tafilalt (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Geological Quarterly*, 51, 345-374.

Bahrami, A., Königshof, P., Vaziri-Moghaddam, H., Shakeri, B. and Boncheva, I. 2019. Conodont stratigraphy and conodont biofacies of the shallow water Kuh-e-Bande-Abdolhossein section (SE Anarak, Central Iran). *Palaeobiodiversity Palaeoenvironment*, DOI: 10.1007/s12549-019-00384-5.

Casier, J.G., Devleeschouwer, X., Maillet, S., Petitclerc, E. and Préat, A. 2013. Ostracods and rock facies across the Givetian/Frasnian boundary interval in the Sound d´Ave section at Ave-et-Auffe (Dinant Synclinarium, Ardenne, Belgium). Bulletin of Geosciences, 88, 241-264.

Gholamalian H., Hairapetian V., Barfehei N., Mangelian S. and Faridi P. 2013. Givetian - Frasnian boundary conodonts from Kerman Province, Central Iran *Riv. Ital. Paleont. Strat.,* 119(2), 141-158.

Klapper, G. 1985. Sequence in conodont Genus *Ancyrodella* in Lower *asymmetricus* Zone (earliest Frasnian, Upper Devonian) of the Montagne Noire, France. *Palaeontographica Abt. A.,* 188, 19-34.

Klapper, G. 1989. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. In: McMillan, N.J., Embry, A.F. and Glass, D.G. (Eds.), Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 3, 449-468.

Klapper, G., Feist, R. and House, M. 1987. Decision on boundary stratotype for the Middle/Upper Devonian series boundary. *Episodes*, 10, 97-101.

Klapper, G. and Johnson, J.G. 1990. Revisions of Middle Devonian conodont zones, In: Johnson, J.G. (ed.), Lower and Middle Devonian brachiopod-dominated communities of Nevada, and their position in a biofacies-province-realm model. *Journal of Paleontology,* 64, 934–941.

Königshof P., Carmichael S.K., Waters J., Jansen U., Bahrami A., Boncheva I. and Yazdi M. 2016. Palaeoenvironmental study of the Palaeotethys Ocean: the Givetian-Frasnian boundary of a shallow-marine environment using combined facies analysis and geochemistry (Zefreh Section/Central Iran). *Palaeob. Palaeoen*., DOI: 10.1007/s12549-016-0253-0.

Liao, J.C. and Valenzuela-Rios, J.I. 2008. Givetian and early Frasnian conodonts from the Compte section (Middle–Upper Devonian, Spanish Central Pyrenees). *Geological Quarterly,* 52, 1–18.

Liao, J.C. and Valenzuela-Rios, J.I. 2012. Upper Givetian and Frasnian (Middle and Upper Devonian) Conodonts from Ampriu (Aragonian Pyrenees, Spain): Global correlations and palaeogeographic relations. *Palaeontology,* 55, 819–842.

Liao, J.C. and Valenzuela-Rios, J.I. 2013. The Middle and Upper Devonian conodont sequence from La Guardi DeAres sections (Spanish Central Pyrenees). *Bulletin of Geosciences*, 88, 339-368.

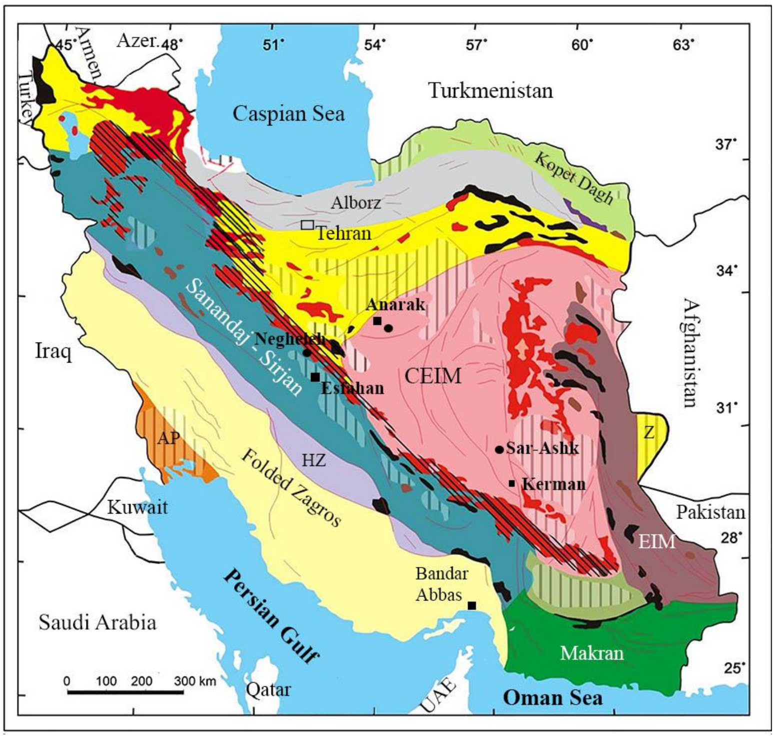
Narkiewicz K. and Bultynck P. 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom–Lublin area, SE Poland. *Geol. Quart.*, 51(4): 419-442, Warszawa.

Narkiewicz K. and Bultynck P. 2010. The Upper Givetian (Middle Devonian) *subterminus* conodont zones in North America, Europe and North Africa. *Jour. Paleont.,* 84(4): 588–625.

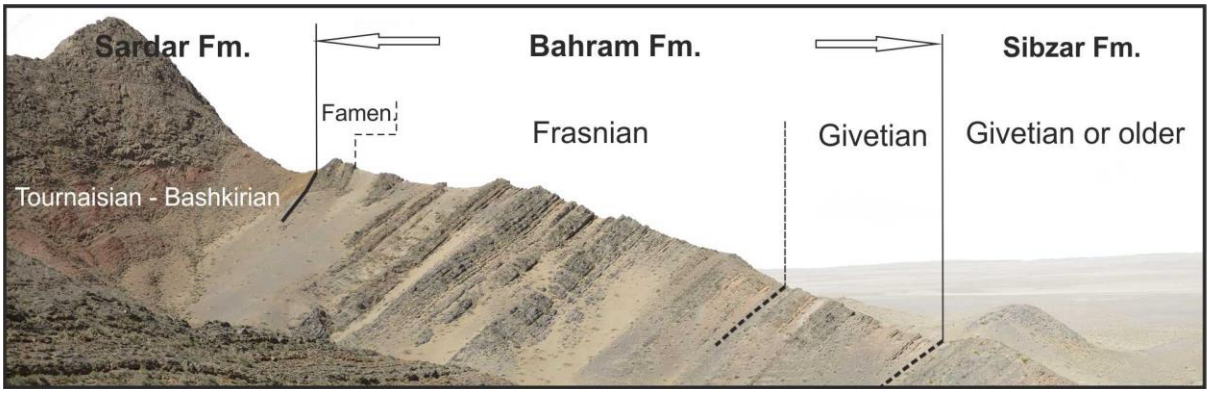
Özkan, R., Nazik, A., Munnecke, A., Saydam-Demiray, D.G., Schindler, E., Aydin Özbek, T., Şeker Zor, E., Yilmaz, I., Brocke, R., Sancay, R.H., Wilde, V. and Yalçin, M.N. 2019. Givetian/Frasnian (Middle/Upper Devonian) transition in the eastern Taurides, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences,* 28, 207-231.

Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Karimi Bavandpour, A. 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part I, southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52, No. 2, 129-168, Warszawa.

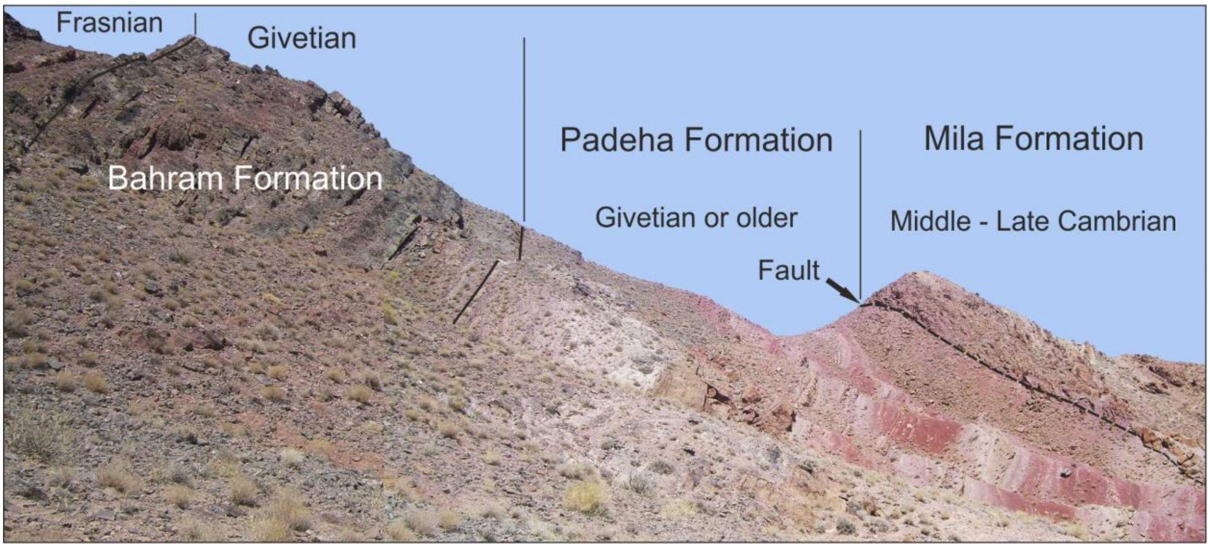
Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Karimi Bavandpour, A. 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II, northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55, No. 1, 31-97, Warszawa.



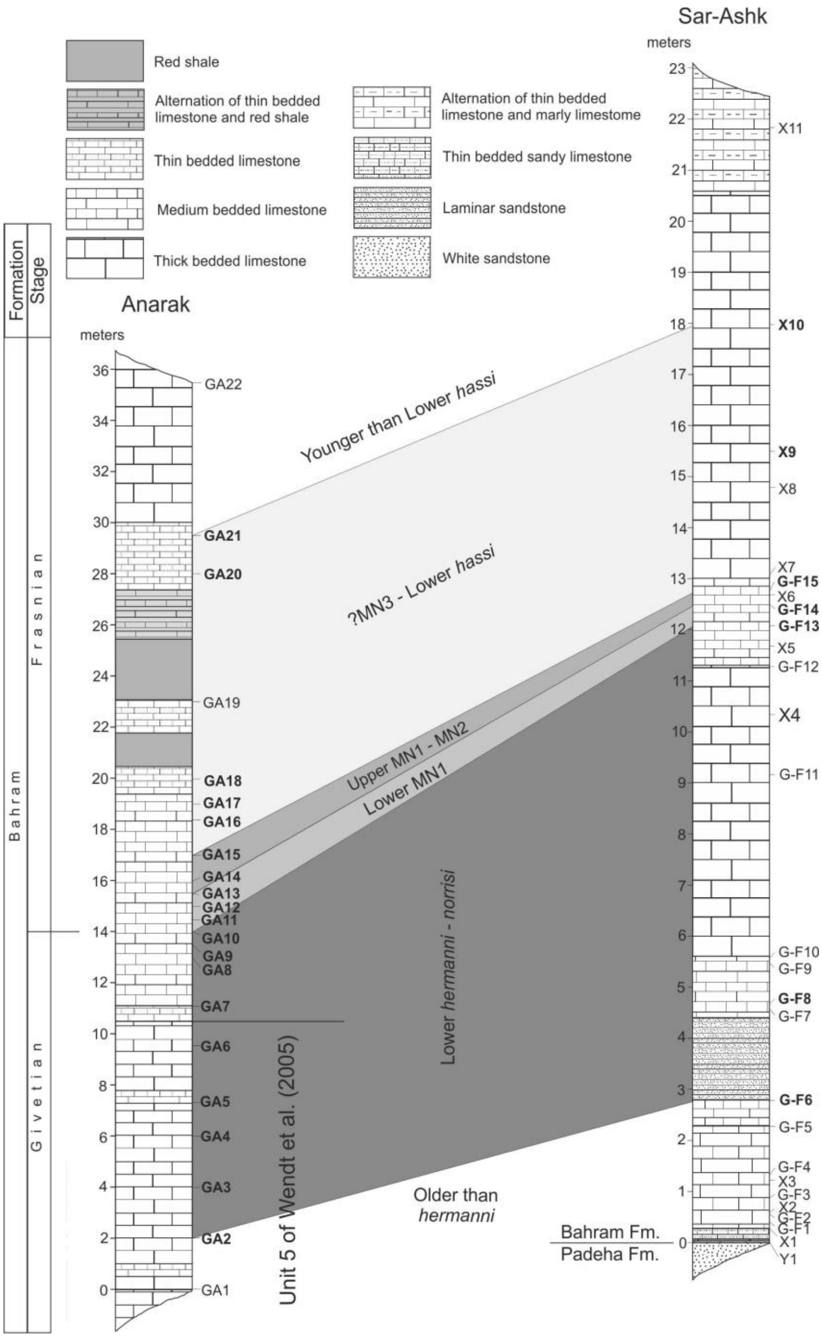
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه.



شکل ۴- دورنمای برش انارک (کوه بند عبدالحسین) همراه با واحدهای چینه شناسی رخنمون یافته در آن.



شکل ۴- نمای برش سراشک همراه با واحدهای چینه شناسی رخنمون یافته در آن.



شکل ۶- ستون‌های چینه نگاری دو برش انارک و سراشک همراه با زیست زون‌های کنودونتی.

مقایسه رخداد بی هوازی اقیانوسی OAE1a در حوضه های رسوبی کپه داغ و زاگرس

اعظم ماهانی پور
دانشیار بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده

در مطالعه حاضر رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین در حوضه های رسوبی کپه داغ و زاگرس از نقطه نظر نانوفسیلهای آهکی و داده های ایزوتوپ کربن ۱۳ بررسی شد. جهت انجام مطالعه مذکور سازند سنگانه در حوضه رسوبی کپه داغ و سازند گرو در حوضه رسوبی زاگرس مطالعه گردید. بر اساس داده های مربوط به نانوفسیلهای آهکی رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین در دو برش مورد مطالعه در قسمتهای فوقانی بیوزون نانوفسیلی NC6 و قسمتهای ابتدایی بیوزون نانوفسیلی NC7 ثبت شده است. در حوضه رسوبی کپه داغ همزمان با ثبت رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین، بحران نانوکونیدی و کاهش در میزان درصد کربنات کلسیم ثبت گردید. همچنین در داده های ایزوتوپی منفی شدگی (C3) و به دنبال آن مثبت شدگی (C4-C7) بسیار واضحی در روند منحنی ثبت شد. در حوضه رسوبی زاگرس، بحران نانوکونیدی قبل از ثبت منفی شدگی (C3) و مثبت شدگی (C4-C7) در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ ثبت شد، درحالیکه در حوضه کپه داغ از قطعه C3 تا اواسط قطعه C4-C6 ثبت گردید. همچنین در سازند گرو با توجه به تناوب لایه های سنگ آهک و مارن، میزان درصد کربنات کلسیم به صورت تناوبی کاهش و افزایش داشته و روند واضح کاهشی مشابه با کپه داغ نشان نمی دهد. بازسازی شرایط پالئواکولوژی و آب و هوای دیرینه بر اساس داده های مربوط به نانوفسیلهای آهکی بیانگر شرایط آب و هوایی گرم با میزان بالای مواد غذایی در محدوده رخداد بی هوازی اقیانوسی می باشد.

کلید واژه ها: رخداد بی هوازی اقیانوسی، ابتدای آپتین، نانوفسیلهای آهکی، داده های ایزوتوپی، حوضه زاگرس، حوضه کپه داغ.

Comparison of the Oceanic Anoxic Event 1a in the Kopet Dagh and Zagros basins

Azam Mahanipour
Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Abstract

In the current study, Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a) of the early Aptian is investigated in the Kopet Dagh and Zagros basins based on the calcareous nannofossils and carbon isotope data. The Sanganeh Formation in the Kopet Dagh Basin and the Garau Formation in the Zagros Basin were investigated. Regarding calcareous nannofossil data, in both section early Aptian OAE1a was recorded at the upper part of NC6 and lower part of NC7 biozone. In the Kopet Dagh Basin, a nannoconid crisis and a decrease in the amount of carbonate calcium is recorded in the OAE 1a interval. In the carbon isotope data, a negative (C3) and a subsequent positive excursion (C4-C7) is recorded. In the Zagros Basin, nannoconid crisis is recorded before the negative (C3) and the subsequent positive excursion (C4-C6), while in the Kopet Dagh Basin the nannoconid crisis is recorded from C3 to the middle part of C4-C6. In the Garau Formation, regarding an alternation of marls and limestone in the stratigraphy column, the amount of carbonate calcium is fluctuating, while in the Kopet Dagh Basin a decreasing trend in the amount of carbonate calcium during OAE 1a is recorded. The paleoecological and paleoclimatic reconstructions based on calcareous nannofossil data indicate warm and high nutrient condition during OAE 1a interval.

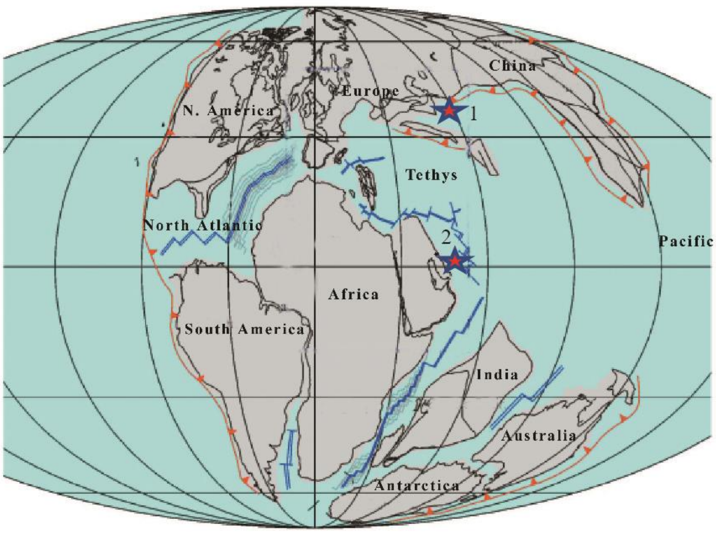
مقدمه

مفهوم رخداد بی هوازی اقیانوسی (OAE) از بیش ۳۰ سال قبل توسط اشلانجر و جنکینز (Schlanger and Jenkyns, 1976) معرفی شده است. رخدادهای بی هوازی اقیانوسی تغییرات عمیق در شرایط آب و هوایی و اقیانوسی دیرینه و آشفتگی های اساسی در چرخه کربن جهانی را ثبت می کنند. رخدادهای بی هوازی اقیانوسی که در اقیانوسهای مزوزوئیک رخ داده اند شامل رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای توآرسین (حادثه Posidonienschiefer، T-OAE، ۱۸۳ میلیون سال قبل)، رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین (حادثه Selli، OAE1a، ۱۲۰ میلیون سال قبل)، رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آلبین (حادثه Paquier، OAE1b،

۱۱۱ میلیون سال قبل) و حادثه بی هوازی اقیانوسی مرز سنومانین-تورونین (حادثه Bonarelli، OAE2، ۹۳ میلیون سال قبل) می باشند (Jenkyns et al., 2010). داده های اخیر بیانگر این مطلب است که عامل اصلی در تمامی رخدادهای بی هوازی اقیانوسی، افزایش سریع درجه حرارت بواسطه افزایش دی اکسید کربن اتمسفر به دلیل فعالیت آتشفشانها و منابع متانوژنیک است. گرم شدگی جهانی همراه با افزایش در چرخه هیدرولوژی، افزایش هوازدگی قاره ای، افزایش ورود مواد غذایی به اقیانوسها و دریاچه ها و افزایش میزان مواد ارگانیکی بوده است. افزایش هوازدگی قاره ای با افزایش میزان استرانسیوم ۸۷ به ۸۶ و اسمیوم ۱۸۷ به ۱۸۸ مشخص می شود که در مورد OAE1a و OAE2 میزان رادیوژنیک آن کاهشی بوده که می تواند بیانگر این مطلب باشد که مواد غذایی با منشا هیدروترمال و آتشفشانی نیز ممکن است باعث افزایش محلی مواد ارگانیکی شوند. همچنین افزایش ورود مواد ارگانیکی نیاز به میزان بالای اکسیژن در ستون اب همراه با افزایش نرخ تدفین کربن دریایی و دریاچه ای دارد. این مطلب بخصوص در محیط های اقیانوسی و دریایی محدود، جائیکه چینه بندی ایجاد شده بهتر منجر به ایجاد شرایط بی هوازی شده است (Jenkyns, 2010).

یکی از رخدادهای بی هوازی اقیانوسی که به صورت جهانی بررسی شده است، رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین (OAE 1a) است که در بیوزون های آمونیتی Deshayesites deshayesi-Dufrenoyia furcata، بیوزونهای فرامینیفری Globigerinelloides blowi-Leupoldina cabri از فرامینیفرهای پلانکتون و بیوزونهای نانوفسیلی Chiastozygus litterarius (NC6)-Rhagodiscus angustus (NC7) ثبت شده است (Bralower et al., 1993; Menegatti et al., 1998; Mahanipour et al., 2011, 2019) و با یک منفی شدگی (C3) و به دنبال آن یک مثبت شدگی اساسی (C4-C7) در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ ثبت شده است.

در مطالعه حاضر رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین (OAE 1a) در شمال (حوضه کپه داغ) و جنوب اقیانوس تتیس مرکزی (حوضه زاگرس)، شکل۱، بر اساس داده های مربوط به نانوفسیلهای آهکی و داده های ایزوتوپی مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته است.



شکل ۱. موقعیت حوضه های رسوبی کپه‌داغ (۱) و زاگرس (۲) در نقشه پالئوژئوگرافی آپتین.

روش مطالعه

در این مطالعه جهت بررسی بیوستراتیگرافی و پالئواکولوژی نانوفسیلهای آهکی، به ترتیب از دو روش اسمیر اسلاید (Perch-Nielsen, 1985) و ثقلی (Thibault and Gardin, 2006) استفاده شده است. برای شناسایی نانوفسیلهای آهکی از توصیفات پرکنیلسون (Perch-Nielsen, 1985)، بون (Bown, 1998) و سایت Nannotax3 استفاده شده است. در بررسی پالئواکولوژی نانوفسیلهای آهکی حداقل ۳۰۰ جنس و گونه شمارش و سپس با استفاده از نرم افزارهای آماری از جمله spss میزان درصد فراوانی جنس و گونه های نانوفسیلی، فراوانی مطلق، تنوع گونه ای و ... محاسبه شد.

نتایج و بحث

جهت بررسی بیوستراتیگرافی نانوفسیلهای آهکی از الگوی زیست چینه نگاری روث (Roth, 1978) تصحیح شده توسط برالوئر و همکاران (Bralower et al., 1995) و الگوی زیست چینه نگاری سیسینگ (Sissingh, 1977) تصحیح شده توسط پرکنیلسون (Perch-Nielsen, 1985) و اپلگیت و همکاران (Applegate and Bergen, 1988) استفاده شده است.

در حوضه رسوبی کپه داغ سازندهای سرچشمه و سنگانه در غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ در برش تکل کوه مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس نانوفسیلهای آهکی، در قسمتهای ابتدایی سازند سنگانه اولین حضور گونه شاخص *Eprolithus floralis* ثبت گردید که شاخص مرز بیوزونهای نانوفسیلی NC6 و NC7 از زوناسیون روث (Roth, 1978) تصحیح شده توسط برالوئر و همکاران (Bralower et al., 1995) بوده و بیانگر و سن آپتین پیشین می باشد. همزمان در قسمتهای فوقانی بیوزون NC6 و قسمتهای ابتدایی بیوزون NC7 برش مذکور کاهش اساسی در فراوانی نانوکونیدها ثبت گردید به طوریکه فراوانی آنها بین صفر تا یک درصد در این محدوده نوسان داشت. میزان درصد کربنات کلسیم نیز به صورت قابل ملاحظه ای کاهش داشته است.

بررسی داده های ایزوتوپ کربن ۱۳ بیانگر میزان تقریبی ۳o‰ در قسمتهای فوقانی سازند سرچشمه و قسمتهای ابتدایی سازند سنگانه می باشد و یک کاهش به ۲o‰ نشان می دهد که به عنوان C2 از قطعات تعریف شده توسط منگاتی (Menegatti et al., 1998) در نظر گرفته شده است. سپس در ادامه کاهش به میزان تقریبی ۱o‰ می رسد (C3) که با یک افزایش قابل ملاحظه ۴o‰ دنبال می شود و همراه با نوساناتی می باشد و به صورت کلی به C4-C6 نسبت داده شده است. در ادامه قطعه C7 تا ۵o‰ افزایش داشته و با نوساناتی همراه می باشد. در قسمتهای انتهایی سازند سنگانه نیز یک کاهش قابل ملاحظه به ۱o‰ ثبت گردید (C8). لازم به ذکر است که منفی شدگی (C3) و مثبت شدگی بعدی (C4-C6) در منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ دقیقا در قسمتهای فوقانی بیوزون NC6 و قسمتهای ابتدایی بیوزون NC7 ثبت گردید و منطبق بر کاهش نانوکونیدها (بحران نانوکونیدی) و کاهش در میزان درصد کربنات کلسیم می باشد. تمامی شواهد مذکور موید ثبت رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین در قسمتهای ابتدایی سازند سنگانه در برش تکل کوه است (شکل ۲) (Mahanipour et al., 2011).

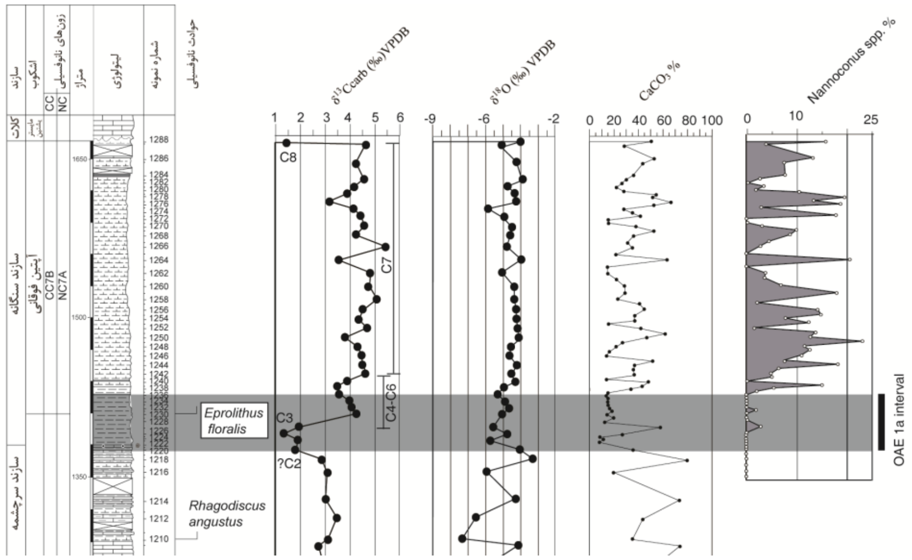
در حوضه رسوبی زاگرس سازند گرو در یال جنوب غربی تاقدیس کبیرکوه مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس داده های نانوفسیلی موجود و ثبت بیوزونهای NK3A تا NC7A، سن سازند گرو در برش تحت بررسی والانژینین تا آپتین پیشین می باشد (Mahanipour and Mutterlose, 2020). بررسی نانوفسیلهای آهکی در محدوده بیوزونهای NC6-NC7 موید ثبت کاهش نانوکونیدها در ابتدا و اواسط بیوزون NC6 است و در ادامه فراوانی نانوکونیدها به صفر می رسد که به عنوان بحران نانوکونیدی (Nannoconid crisis) در نظر گرفته شده است. همزمان با بحران نانوکونیدی افزایش در فراوانی *Micrantholithus* spp. ثبت شده است که موید شرایط یوتروف و نوتریکلاین کم عمق می باشد. افزایش میزان مواد غذایی و دمای بالا در محدوده ثبت این

رخداد با بررسی فراوانی سایر جنس و گونه های نانوفسیلی نیز اثبات شده است. بعد از ثبت بحران نانوکونیدی میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ یک روند کاهشی به ۲/۵‰ را نشان می دهد که به عنوان قطعه C3 در نظر گرفته شده است و به دنبال آن افزایش در میزان ایزوتوپ کربن ۱۳ تا ۴‰ ثبت گردید (C4-C6). در ادامه منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ ابتدا افزایش (C7) و سپس نوساناتی را نشان می دهد. اگر چه روند منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ در برش مورد مطالعه با روند ثبت شده در کپه داغ تفاوتهایی را نشان می دهد، اما قطعات منسوب به منگاتی و همکاران (Menegatti et al., 1998) در هر دو برش قابل ثبت می باشد. با توجه به تناوب لایه های مارن و سنگ آهک میزان درصد کربنات کلسیم به صورت تناوبی افزایش و کاهش نشان می دهد و در بعضی نمونه های مارنی بین صفر تا ۵ درصد نوسان دارد. مجموع شواهد بیانگر ثبت رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین در قسمتهای فوقانی سازند گرو در کبیرکوه می باشد (شکل ۳). بعد از بحران نانوکونیدی مذکور، نانوکونیدهای با کانال وسیع و متوسط ظاهر شده که موید چینه بندی ضعیف و مجدد در ستون آب می باشد. لازم به ذکر است که بعد از OAE1a فراوانی نانوکونیدهای کانال باریک هرگز به بالای یک درصد نرسیده و فراوانی نانوکونیدهای با کانال عریض تا متوسط نیز زیر ده درصد نوسان داشته اند، درحالیکه در حوضه رسوبی کپه داغ فراوانی در بالای این رخداد به ۲۵ درصد نیز رسیده است. این مطلب به دلیل تفاوت در شرایط پالئواکولوژی دو حوضه مورد مطالعه است.

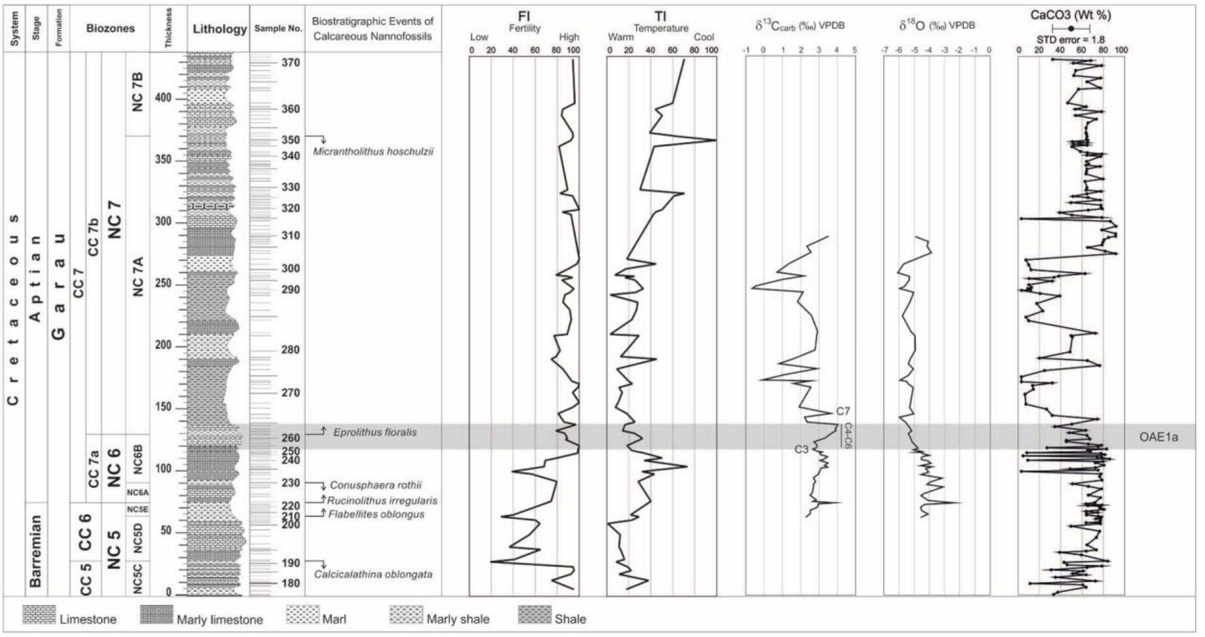
نتیجه گیری

بررسی داده های نانوفسیلی و ایزوتوپی در حوضه های رسوبی کپه‌داغ و زاگرس موید ثبت رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین در برشهای مورد مطالعه و در قسمتهای فوقانی بیوزون NC6 – قسمتهای ابتدایی بیوزون NC7 می باشد. بررسی شواهد ثبت این رخداد در دو حوضه مورد مطالعه در شمال و جنوب تتیس بیانگر تفاوتهایی در روند منحنی ایزوتوپ کربن ۱۳ (برای مثال روند منحنی در قطعه C7) است. همچنین مقدار C3 و C7 در دو برش میزان متفاوتی دارد. میزان درصد کربنات کلسیم نیز در دو برش مذکور کاملا متفاوت است که به دلیل تفاوت در لیتولوژی است. همچنین بحران نانوکونیدی در حوضه کپه داغ از C2 تا اواسط C4-C6 ثبت شده درحالیکه در حوضه زاگرس قبل از قطعه C3 ثبت شده است.

بررسی تجمع نانوفسیلهای آهکی در دوبرش مورد مطالعه بیانگر شرایط آب و هوایی گرم و سرشار از مواد غذایی در زمان ثبت رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین می باشد که بر اساس تجمع نانوفسیلهای آهکی شاخص میزان مواد غذایی و درجه حرارت ثبت شده است.



شکل ۲. موقعیت رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین (OAE1a) در برش تکل کوه، غرب حوضه رسوبی کپه داغ با کادر خاکستری مشخص شده است. حوادث و بیوزونهای نانوفسیلی، داده های ایزوتوپ اکسیژن و کربن، میزان درصد کربنات کلسیم و بحران نانوکونیدی در مجاورت ستون چینه شناسی نمایش داده شده است.



شکل ۳. موقعیت رخداد بی هوازی اقیانوسی ابتدای آپتین (OAE1a) در برش کبیره کوه، حوضه رسوبی زاگرس با کادر خاکستری مشخص شده است. حوادث و بیوزونهای نانوفسیلی، داده های ایزوتوپ اکسیژن و کربن، میزان درصد کربنات کلسیم و شاخص حرارتی (TI) و میزان مواد غذایی (FI) در مجاورت ستون چینه شناسی نمایش داده شده است.

منابع

Applegate, J.L. & Bergen, J.A., 1988. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of sediments recovered from the Galicia Margin, ODP Leg 103, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 103, 293-348.

Bown, P., 1998. Calcareous nannofossil biostratigraphy. Chapman and Hall; Kluwer Academic, 315 pp.

Bralower, T.J., Sliter, W.V, Arthur, M.A., Leckie, R.M., Allard, D., Schlanger, S.O., 1993. Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous): The Mesozoic Pacific, Geology, Tectonics, and Volcanism. Washington, DC, American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 77, 5-37.

Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. SEPM Special Publications 54, 65-79.

Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 11 (3), 1–30.
Mahanipour, A., Mutterlose, J., Eftekhari, M., 2019. Calcareous nannofossils of the Barremian – Aptian interval from the southeastern Tethys (Zagros Basin, West Iran) and their paleoceanographic implications: A record of Oceanic Anoxic Event 1a. Marine Micropaleontology 149, 64-74.
Mahanipour, A., Mutterlose, J., Kani, A.L., Adabi, M.H., 2011. Palaeoecology and biostratigraphy of early Cretaceous (Aptian) calcareous nannofossils and the δ13Ccarb isotope record from NE Iran. Cretaceous Research 32, 331-356.
Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A., Caron, M., 1998. High-resolution δ13C stratigraphy through the Early Aptian "Livello selli" of the Alpine Tethys. Paleoceanography 13, 530–545.
Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, pp. 329–426.
Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 44, 731–759.
Schlanger, S., Jenkyns, H., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. Geologie en Mijnbouw 55, 179–184.
Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of calcareous Nannoplankton. Geologie en Mijnbouw 56, 37–65.
Thibault, N., Gardin, S., 2006. Maastrichtian calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology in the Equatorial Atlantic (Demerara Rise, ODP Leg 207 Hole 1258A). Revue de Micropaléontologie 49, 199–214.

میکروبیواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی رسوبات نئوکومین در مرز فارس ساحلی و داخلی

مسیح افقه[۱]، محمدصادق دهقانیان[۲]، مسعود عابدپور[۱*]

۱ـ گروه زمین شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران
۲ـ گروه زمین شناسی، واحد بندرعباس، دانشگاه آزاد اسلامی، بندرعباس، ایران
Email: ma_493@yahoo.com

چکیده

رسوبات نئوکومین در مرز فارس ساحلی و داخلی شامل سازند فهلیان می باشد که از دیدگاه چینه شناسی دارای اهمیت خاصی بوده، چرا که یکی از سنگ مخزن های نفتی مرز ژوراسیک کرتاسه است. باتوجه به اینکه در زاگرس این سازند دارای دو نوع رخساره عمیق و کم‌عمق است ، تشخیص زون‌های زیستی سازند مورد مطالعه با سازندهای زیرین و زبرین مورد توجه است. جهت بررسی و مطالعه بیواستراتیگرافی سازند فهلیان، درچاه دی در جنوب شرق استان فارس انتخاب شد. این برش با ضخامت ۲۳۸ متر شامل آهک‌های نازک تا متوسط لایه، به همراه میان لایه‌هایی از آهک‌های ماسه‌ای و دولومیتی است و بطور همساز برروی سازند هیث و سورمه و در زیر مارنهای سازند گدوان قرار دارد. براساس مطالعه فرامینیفرها و جلبک‌های آهکی موجود ۳۴ جنس ، ۳۵ گونه و ۲ بایوزون *Trocholina Assemblage zone*, *Salpingoporella* و *Choffatella decipiens* zone و به سن بریازین – هوتریوین می باشد.

کلیدواژه‌ها: بایواستراتیگرافی، لیتواستراتیگرافی، سازند فهلیان، دی، زاگرس، ایران

Microbiostratigraphic and lithostratigraphic of Neocomian sediments at the boundary of Interior and Coastal Fars

Massih Afghah[1], Mohammadsadegh Dehghanian[2], Masoud Abedpour[1*]

1- Department of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran
2- Department of Geology, Bandar Abbas Branch, Islamic Azad University, Bandar Abbas, Iran

Email: ma_493@yahoo.com

Abstract

The Neocomian sediments in the coastal and inland Persian border include the Fahliyan Formation, which is of particular importance from a stratigraphic point of view because it is one of the oil reservoirs of the Jurassic-Cretaceous border. Because in the Zagros this formation has two types of deep and shallow facies, the identification of biozones of the studied formation is considered. To study the biostratigraphy of the Fahliyan Formation, it was selected in well Dey in the southeast of Fars province. This section with a thickness of 238 m consists of thin to medium layer limestones, along with interlayers of sandy and dolomitic limestones, and is located harmoniously on Heath and Surmeh Formations and below the marls of Gadvan Formation. Based on the study of calcareous foraminifera and algae, 34 genera, 35 species, and 2 biozones Trocholina, Salpingoporella Assemblage zone, and Choffatella decipiens zone are of Neocomian age.

Keywords: Biostratigraphy, Lithostratigraphic, Fahliyan Formation, day, Zagros Basin, Iran

مقدمه

رسوبات نئوکومین و بارمین در خلیج فارس و زاگرس با سازندهای فهلیان، گدوان و گرو معرفی شده‌اند. این رسوبات در پهنه خلیج‌فارس و زاگرس از نظر رخساره‌های سنگی و زیستی به طور جانبی و در طول نئوکومین و بارمین دارای تغییراتی می‌باشند که موید تحولات تکتونیکی و جغرافیای دیرینه در آن زمان بوده‌اند. چنانکه رسوبات مذکور با رخساره‌های کربناته و شیلی نریتیک، همی‌پلاژیک و پلاژیک در فارس، دزفول‌جنوبی و جنوب‌شرقی خلیج‌فارس و با سازندهای فهلیان و گدوان و در دزفول شمالی و

لرستان و شمال غرب خلیج‌فارس در غالب سازندهای گرو، فهلیان و گدوان معرفی شده‌اند. سازندهای گرو و فهلیان و گدوان با توجه به شرایط محیط رسوبی آنها، به ترتیب دارای خواص سنگ منشا و مخزن هیدروکربور می باشند (آقانباتی ، ۱۹۹۸). با مطالعه زیست چینه‌نگاری مرز ژوراسیک–کرتاسه در این رسوبات می‌توان به درک بهتری از اثرات فازکوهزایی سیمرین در نقاط مختلف زاگرس و نیز مقایسه آن با سایر مناطق پلیت عربی پی برد.

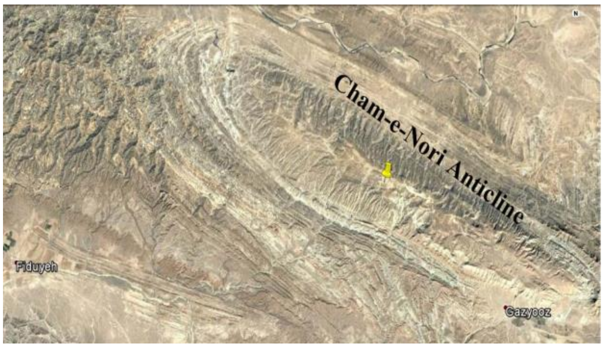
روش مطالعات

جهت انجام این مطالعه در عملیات صحرایی تعداد ۱۱۵ نمونه برداشت و از هر نمونه در جهت لایه بندی مقطع نازک تهیه گردید. در مرحله بعد تعیین جنس و گونه فرامینیفرها و جلبکهای آهکی براساس مطالعات زیر انجام گرفت:

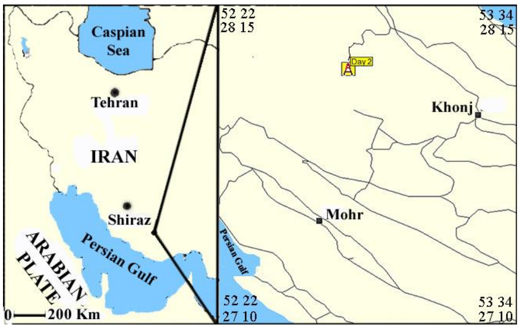
Abyat et al. (2016), Lopez-Martinez et al. (2015), Krische et al. (2013), Abyat et al. (2012), Petrova et al. (2012), Granier and Bucurm (2011), Turi et al. (2011), Ivanova and Koldzziej (2010), Hosseini and Conrad (2008), Afghah (2006), Canudo (2002), Danelian et al . (1997), Deloffre (1988) and Dragstan (1982).

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

این برش در فاصله ۲۵۰ کیلومتری جنوب شرق شیراز قرار گرفته است. مختصات جغرافیایی آن عرض ″09 ′02 °28 شمالی و طول ″51 ′58 °52 شرقی است. دی۲ در نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ مظفری تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات زمین شناسی قرار دارد. این برش در زاگرس چین خورده و زیر پهنه فارس بیرونی (فارس ساحلی) قرار گرفته است .



الف



ب

تصویر ۱- الف . تصویر ماهواره محل حفاری چاه دی ب. موقعیت جغرافیایی

لیتولوژی

سازند فهلیان در برش دی۲ با ضخامت ۲۳۸ متر بطور همساز برروی سازندهای هیث و سورمه و در زیر مارن های سازند گدوان بصورت قابل تفکیک قرار دارد. از نظر لیتولوژی می‌توان این سازند را به ۱۰ واحد سنگ‌چینه‌ای تقسیم کرد که واحدهای مذکور شامل واحد یک، ۱۳ متر ابتدایی این سازند شامل دولومیت به رنگ کرم به صورت پیوسته بر روی انیدریت‌ها و دولومیت‌های سازندهای هیت و سورمه قرار دارد. واحد دو، ۶۰ متر آهک کرم رنگ. واحد سه، ۸ متر سنگ آهک دولومیتی. واحد چهار، ۱۵متر سنگ آهک قهوه ای کرم نخودی متخلخل همراه با لکه های نفتی .واحد پنج، ۴ متر سنگ آهک سیلتی حاوی فسیل و لکه نفتی. واحد شش، ۲۸ متر سنگ آهک کرم رنگ مطبق .واحد هفت، ۱۴متر سنگ آهک خاکستری تا قهوه‌ای همراه با لکه‌های

نفتی. واحد هشت، ۱۰متر سنگ آهک کرم نخودی متخلخل. واحد نه، ۸ متر سنگ آهک و شیل سبز مایل به خاکستری. واحد ده، ۳ متر سنگ آهک کرم قهوه ای همراه با لکه ی نفتی که در زیر شیل و مارن های خاکستری رنگ سازند گدوان قرار دارد.

بیواستراتیگرافی

مطالعه فرامینیفرهای موجود در سازند فهلیان در برش مذکور نشان می‌دهد که این سازند به صورت کاملا پیوسته بر روی رسوبات سازندهای هیث و سورمه قرار گرفته است. براساس مطالعات آخرین حضور *Pfenderina* sp. و ایکنو فسیل‌های موجود (میکروکوپرولیت‌ها) نشان دهنده حد بالایی سازند هیث می باشد. حد بالایی سازند فهلیان با سازند گدوان با ابتدای حضور *Orbitolina lenticularis* مشخص می‌گردد که به صورت کاملا پیوسته بر روی رسوبات سازند فهلیان قرار دارد. علاوه بر این برای رسوبات سازند فهلیان در برش تحت الارضی دی دو زون زیستی تشخیص داده شده که این زون ها شامل:(شکل ۲)

Biozone 1: *Trocholina, Salpingoporella* Assemblage zone

این زون بخش پایینی سازند فهلیان در برش تحت الارضی دی را دربر می‌گیرد و بلافاصله برروی رسوبات سازند هیث قرار دارد. ابتدای این زون با عدم حضور *microcoprolite* های سازند هیث و همچنین ابتدای حضور گونه های *Trocholina* و فراوانی حضور *Salpingoporella* همراه می باشد. پایان زون شماره ۲ نیز با عدم حضور همین گونه ها همراه است. این زون ۲۰۱ متر ضخامت دارد و شامل آهک‌های مارنی آهک های دولومیتی و مارن است. از جمله فرامینیفرها و گونه های گیاهی همراه این زون می‌توان به گونه‌های زیر و سن این زون نئوکومین زیرین و معادل با بریازین- والانژین- هوتریوین می باشد.

Nautiloculina cf. broennimanni (Arnaud-Vanneau and Peybernès, 1978), *Nautiloculina oolithica* (Mohler, 1938), *Hedbergella* sp., *Lenticulina* sp., *Siphovalvulina* sp., *Trocholina arabica* (Henson, 1949), *Trocholina chouberti* (Hottinger, 1976), *Trocholina campanella*, *Trocholina sagittaria*, *Trocholina* sp. (Arnaud-Vanneau et al. 1988), *Salpingoporella* sp., *Actinoporella podolica* (Alth, 1878), *Lithocodium aggregatum* (Elliott 1956), *Macroporella pygmaea* (Carozzi, 1955), *Neomeris* sp., *Permocalculus* sp., *Permocalculus ampullacea, Taumatoporella parvovesiculifera (Raineri, 1922)*, *Solenoporella* sp., *Ottemestella sudgeni* (Elliott 1959), *Lithophylum* sp. (Plate 1)

Biozone 2: *choffatella decipiensis* zone

این زون بخش بالایی سازند فهلیان در برش تحت الارضی دی را دربر میگیرد و بلافاصله برروی زون شماره۱ قرار دارد. ابتدای این زون با ابتدای حضور *Choffatella decipensis* در نظر گرفته می‌شود. مرز بالایی این زون حد بین سازند فهلیان و سازند گدوان است که ابتدای حضور *Orbitolina lenticularis* و *Orbitolina discoidea* در نظر گرفته می شود. این زون ۵۰ متر ضخامت دارد و شامل سنگ آهک و آهک های مارنی است از جمله فرامینیفرها و گونه های گیاهی همراه این زون می‌توان به گونه‌های زیر اشاره کرد و سن این زون بارمین گزارش می‌شود.

Choffatella decipiens Schlumberger, 1905 *Nautiloculina cf. broennimanni* (Arnaud-Vanneau and Peybernès, 1978), *Nautiloculina oolithica* (Mohler 1938), *Hedbergella* sp., *Hedbergella occulta* (Longoria 1974), *Pseudolituonella sp*., *Lenticulina* sp., *Siphovalvulina* sp. (sample Wynd 3462), *Trocholina campanella* (Arnaud-Vanneau et al. 1988), *Trocholina arabica* (Henson, 1949), *Trocholina chouberti* (Hottinger, 1976), *Trocholina sagittaria* (Arnaud-Vanneau et al. 1988), *Trocholina* sp., *Everticyclammina cf. hedbergi* (Maync, 1953), *Valvulinid* sp., *Actinoporella podolica* (Alth, 1878), *Lithocodium aggregatum* (Elliott 1956), *Macroporella pygmaea* (Carozzi, 1955), *Neomeris* sp., *Permocalculus* sp., *Permocalculus ampullacea*, *Taumatoporella parvovesiculifera (Raineri, 1922)*, *Solenoporella* sp., *Ottemestella sudgeni*, *Lithocodium aggregatum* (Elliott, 1956), *Lithophylum* sp. (Plate 2&3)

مقایسه بایوزون های سازند فهلیان در برش تحت الارضی دی با مطالعات پیشین

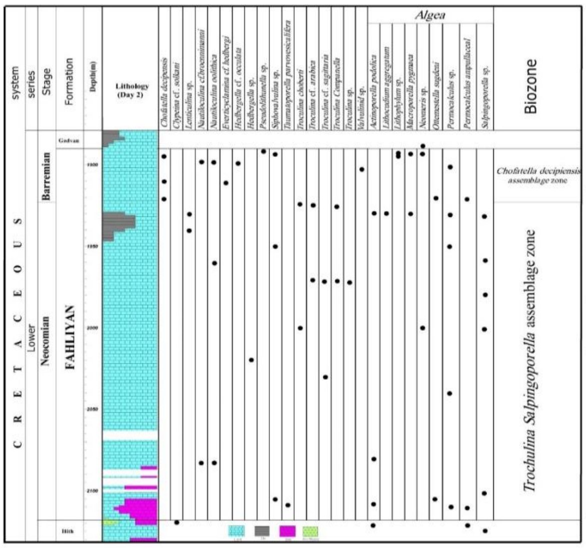
بیوزون شماره ۱ سازند فهلیان در برش تحت الارضی دی با نام *Trocholina, Salpingoporella* Assemblage zone و به سن نئوکومین زیرین و معادل با بریازین- والانژین- هوتریوین معادل با زون های زیر می باشد. *Tintinnid* zone و همچنین *Pseudocyclamina lithus*, *Dokhania arabica*, Algal zone III از مطالعات (Golestane, 1965). زون *B1* و B2 و B3 از مطالعات Sissigh (Sissigh,1977). *Calpionella - Spicules* Assemblage zone و همچنین *Calpionella - Spicules* Assemblage zone و *Pseudocyclammina lituus, Trocholina* Assemblage zone از مطالعات وایند (Wynd, 1965). *Dukhania, Trochulina* Assemblage Zone از مطالعات عبیات ۲۰۱۲. *Pseudocyclammina greigi* zone (&*Trocholina alpina* sub zone) و *Calpionella alpina* zone و همچنین زون *Pseudocyclammina lituus* zone و *Pseudochrysalidina conica* zone از مطالعات افقه۲۰۰۶.

زون شماره ۲ سازند فهلیان در برش تحت الارضی دی با نام *Choffatella decipiensis* zone و به سن بارمین معادل با *Orbitolina , Choffatella, Salpingoporella dinarica* Assemblage zone از مطالعات گلستانه ۱۹۶۵، زون *B4* و *B5* از مطالعات Sissigh. *Choffatella-Cyclammina Assemblage zone* از مطالعات Wynd, 1965 و زون *Orbitolina, Choffatella,* Assemblage zone از مطالعات عبیات۲۰۱۲ می باشد. (تابلو ۱).

نتیجه‌گیری

سازند فهلیان در این برش با ضخامت ۲۳۸ متر شامل آهک و آهک های دولومیت ، به همراه آهک‌های ماسه‌ای می‌باشد. این سازند بطور همساز برروی سازندهای هیث وسورمه در زیر مارن‌های سازند گدوان قرار گرفته است. براساس نتایج بدست آمده سن سازند فهلیان در برش تحت الارضی دی بریازین - بارمین است. بررسی محیط زیست فوناهای مورد مطالعه و همچنین بیوزون‌های تشخیص داده شده مشخص کننده شروع پیشروی حوضه رسوبی از ابتدای سازند فهلیان است که این افزایش عمق حوضه رسوبی تا انتهای برش مورد مطالعه ادامه داشته است.براساس مطالعه فرامینیفرها دو بیوزون در رسوبات سازند فهلیان تشخیص داده شده است که شامل:

Biozone 1: *Trocholina*, *Salpingoporella*, Assemblage zone
Biozone 2: *choffatella decipiensis* zone



شکل ۲- نمودار بیواستراتیگرافی سازند فهلیان در برش تحت الارضی دی

Age	This study,2016	Afghah,2006	Abyat,2012	Sissigh,1977	Golestane, 1965	Wynd,1965
Barremian	*choffatella decipiensis* zone		*Orbitolina*, *Choffatella*, Assemblage zone	B5	*Orbitolina*, *Choffatella*, *Salpingoporella* Assemblage zone	*Choffatella*-Cyclamina Assemblage zone
				B4		
Hauterivian	*Trocholina*, *Salpingoporella*, Assemblage zone	*Pseudocyclammina lituus* zone *Pseudochrysalidina conica* zone	*Dokhania Trochulina* Assemblage zone	B3	*Pseudocyclamina lithus*, *Dokhania arabica*, Algal zone III	*Pseudocyclammin lituus*, *Trocholina* Assemblage zone
Valanginian				B2		
Berriasian		*Pseudocyclammina greigi* zone (&*Trocholina alpina* sub zone) *Calpionella alpina* zone		*B1*		

تابلو شماره ۱- مقایسه بیوزون‌های سازند فهلیان در برش دی با مطالعات پیشین

منابع

Aghanabati A. 1998. Jurassic Stratigraphy of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 746 p. (In Persian)

Abyat, A., Baghbani, D., Afghah, M., Ghadimvand, K.N., Feghi, A. 2012. Microbiostra- tigraphy and Lithostratigraphy of Fahliyan and Gadvan Formations in Kuh-e-Surmeh (Zagros Basin, Southwest Iran). *Advances in Environmental Biology*, **6,** 3078-3086.

Abyat, A., Baghbani, D., Afghah, M., Afsari, S. Ghadimvand, K.N. 2016. Neocomian-Barremian Foraminifers and Algae from Coastal Fars (South Iran). *Arabian Journal of Geo-sciences*, **9,** 262.

Afghah M. 2006. Microbiostratigraphy of Fahliyan Formation in Kuh-e-Gadavan and Ab Siah. *Journal of sciences (Islamic Azad University*), **61,** 89-107.

Canudo J.I. 2002. Chapter 13: Tintínidos. In: Molina, E., Ed., Eustoquio MOLINA, Unive- sidad de Zaragoza, Espana, 265-280.

Carozzi, A. 1955. Dasycladacees du Jurassique superieur du bassin de Geneve. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **48,** 31-67.

Danelian, T., De-Wever, P., Azema, J. 1997. Palaeoceanographic Significance of New and Revised Palaeontological Datings for the Onset of Vigla Limestone Sedimentation in the Ionian Zone of Greece. *Geological Magazine*, **134,** 869-872.

Deloffre R. 1988. Nouvelle taxonomie des algues dasycladales. *Bulletin des Centres de Re- cherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **12,** 165-217.

Dragstan O. 1982. Lower Cretaceous Marine Algae and Calpionellida from Canada (San-1615 Pedro)-Asturisa Province (Spain). *Cuadernos Geología Ibérica*, **8,** 125-143.

Granier, B., Bucurm, I. 2011. Stratigraphic Ranges of Some Tithonian-Berriasian Ben-thic Foraminifers and Dasycladales. Re-Evaluation of Their Use in Identifying This Stage Boundary in Carbonate Platform Settings. *Boletín Del Instituto de Fisiografía y Geología*, **79-81**, 9-10.

Hosseini, S.A., Conrad, M.A. 2008. Calcareous Algae, Foraminifera and Sequence Stra- tigraphy of the Fahliyan Formation at Kuh-e-Surmeh (Zagros Basin, SW of Iran). *Geologia Croatica*, **61,** 215-237.

Ivanova, D., Kołodziej, B. 2010. Late Jurassic-Early Cretaceous Foraminifera from Š tramberk-Type Limestones, Polish Outer Carpathians. *Studia UBB Geologia*, **55,** 3-31.

Gollesstaneh A. 1965. Micropalaeontological Study of the Upper Jurassic and Lower Cre-taceous of Southern Iran. Unpublished PhD Thesis, University of London, London, 629p.

Krische, O., Bujtor, L., Gawlick, H. 2013. Calpionellid and Ammonite Biostratigraphy of Uppermost Jurassic to Lower Cretaceous Sedimentary Rocks from the Leube Quarry (Northern Calcareous Alps, Salzburg, Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, **106,** 26-45.

Lopez-Martinez, R., Barragan, R., Rehakova, D. 2015. Calpionellid Biostratigraphy across the Jurassic/ Cretaceous Boundary in San José de Iturbide, Nuevo León, Northeastern Mexico. *Geological Quarterly,* **59,** 581-592.

Petrova, S., Rabrenović, D., Lakova, I., Koleva-Rekalova, E., Ivanova, D., Metodiev, L., Malešević, N. 2012. Biostratigraphy and Microfacies of the Pelagic Carbonates across the Jurassic/Cretaceous Boundary in Eastern Serbia (Stara Planina—Poreč Zone). *Geologica Balcanica,* **41,** 53-76.

Schlumberger, C. 1905. Note sur le genre Choffatella n. g. *Communicações da Commissão do Serviço Geologico de Portugal.* **6,** 155-157

Sissigh W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Non-Nopiancton. *Geologie enMijnbouw,* **56,** 37-65.

Turi, V., Săsăran, E., Bucur, I. 2011. New Data on the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Limestones from Bihor Mountains: Case Study of Gârda Seacă—Hodobana Region, Romania. *Studia UBB Geologia,* **56,** 11-27.

Wynd J.G. 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area: Iranian Oil Operating Companies. Geological and Exploration Division Report 1082, 89p.

Plate1

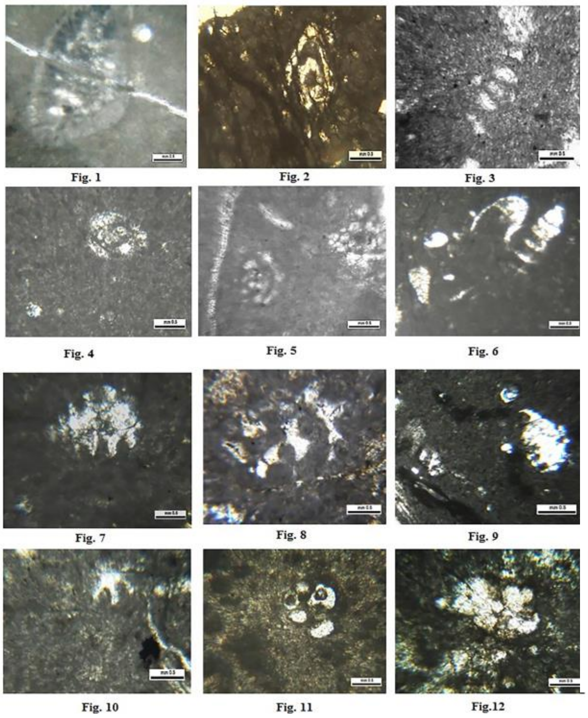
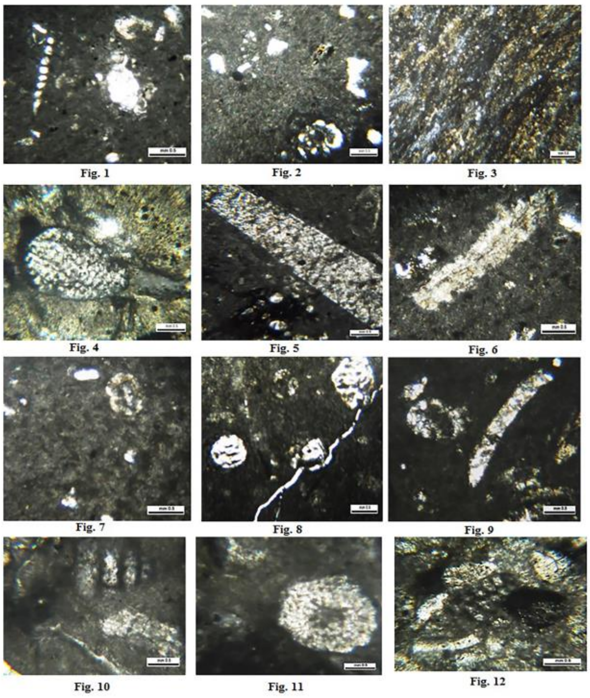
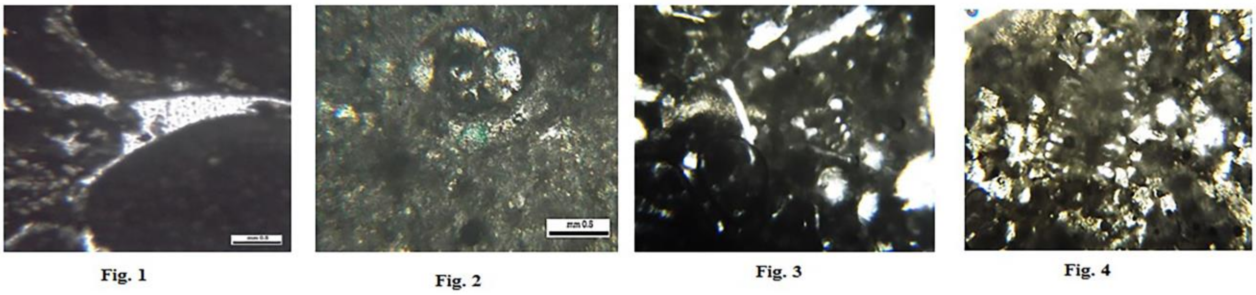


Plate 2





زیست‌چینه‌نگاری و تعیین سن نهشته‌های الیگوسن در شمال‌غرب اردستان

اسماء آفتابی آرانی[۱]*، جهانبخش دانشیان [۲]، عباس قادری [۳]، علیرضا عاشوری[۴]، محمدرضا آریانسب[۵]

۱ـ دانشجوی دکتری چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲ـ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی تهران، تهران، ایران
۳ ، ۴- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۵. رئیس اداره مطالعات و تحقیقات دیرینه‌شناسی، مدیریت اکتشاف نفت، تهران، ایران

*Email: asmaaftabi@gmail.com

چکیده

سازند قم در حوضه مرکزی ایران دارای فراوانی و تنوع وسیعی از روزن‌داران بنتیک با پوسته بزرگ هیالین است که امکان ارتباط بین این نهشته‌ها و بیوزون‌های استاندارد آب‌های کم‌عمق حوضه اروپا را فراهم می‌سازد. به منظور تعیین سن سازند قم و انطباق بیوزون‌ها با بیوزون‌های استاندارد الیگوسن– میوسن اروپا (بیوزون‌های SBZ) ، برش چینه‌نگاری خارزن، واقع در شمال غربی اردستان مورد مطالعه قرار گرفت. حضور زون مارکرهای لپیدوسیکلینید و میوژیپسینید در رسوبات مورد مطالعه ، نشان دهنده انطباق خوبی با بیوزون SBZ 23 است که بیانگر سن الیگوسن پسین (شاتین) می‌باشد. بنابراین ، به نظر می‌رسد که آخرین پیشروی آبراهه دریایی تتیس در ناحیه اردستان در الیگوسن پسین (شاتین) رخ داده و در طول میوسن این آبراهه بسته شده است.

کلید واژه‌ها: روزن‌داران بنتیک بزرگ، سازند قم، الیگوسن، شاتین، ناحیه اردستان

Biostratigraphy and relative age determination the Oligocene of deposits in Northwestern Ardestan

Asma Aftabi Arani[1]*, Jahanbakhsh Daneshian[2], Abbas Ghaderi[3], Alireza Ashouri[4], Mohammadreza Arianasab[5]

1- Ph.D. candidate, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
2- Associate Professor, Geology Department, Earth Sciences Faculty, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran
3- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
4- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
5- National Iranian Oil Company, Exploration Directorate, Tehran, Iran

Abstract

The Qom Formation in the Central Iran Basin (C.I.B.) has a wide frequency and diversity of large hyaline benthic foraminifera (L.B.F.) that allow correlation between these deposits and standard shallow water biozones of the European Basin (SBZ). To age determining of the Qom Formation and biozones correlation with the standard Oligocene-Miocene biozones of Europe (SBZ biozones), the Kharzan stratigraphic section, located in the northwest of Ardestan was studied. The presence of Lipidocyclinidae and Miogypsinidae zone markers in the study deposits, show a good correlation with the SBZ 23 that indicates the Late Oligocene (Chattian) age. Therefore, it seems that the last Tethyan Seaway transgression in the Ardestan region, occurred in Late Oligocene (Chattian) and during the Miocene Tethyan Seaway was closed.

Keywords: Large Benthic Foraminifera, Qom Formation, Oligocene, Chattian, Ardestan area.

مقدمه

مقایسه گروه‌های مختلف روزن‌داران نشان می‌دهد که روزن‌داران پلانکتیک به‌خاطر ویژگی‌های‌شان نسبت به روزن‌داران بنتیک در مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و تعیین سن نهشته‌ها بیشتر مورد توجه قرار دارند و از دقت بالاتری برخوردارند. در بین روزن‌داران بنتیک نیز غالبا فرم‌های بزرگ (Lager Foraminifera) و بیشتر با پوسته هیالین مورد توجه قرار می‌گیرند. ایران مرکزی به دلیل ویژگی‌های زیست محیطی خاص خود، یکی از مناطقی است که در آن روزن‌داران بنتیک بزرگ حضور خوب و فراوانی را نشان می دهد. سازند قم که معرف پیشروی دریا در ایران‌مرکزی است، به علت گسترش وسیع، وجود ذخایر هیدروکربنی و همچنین محتوای بالای فسیلی آن (در مقایسه با سازندهای دیگر) از دیرباز مورد توجه محققین قرار دارد. علی‌رغم انجام مطالعات دیرین‌شناسی فراوان که عمده آن بر اساس روزن‌داران (بنتیک یا پلانکتیک) می باشد، هنوز جمع‌بندی جامعی در مورد سن این سازند در نقاط مختلف حوضه ایران مرکزی ارائه نشده است. شاید مهمترین دلیل این امر، عدم‌تمرکز مطالعاتی روی جنس‌ها و گونه‌های شاخص سنی بنتیک و تفاوت معیارهای تعیین فسیل‌های شاخص برای یک مجموعه فسیلی در طول الیگوسن- میوسن باشد. در این میان بیشترین اختلاف‌نظر در تعیین سن نهشته‌های شاتین- اکیتانین سازند قم می‌باشد. در این مطالعه به‌منظور تعیین سن نهشته‌های سازند قم با تاکید بر فرم‌های بنتیک بزرگ، برش چینه‌نگاری خارزن در شمال‌غرب اردستان با مختصات جغرافیایی ″۴۸/۳ ′۰۶ °۵۲ طول شرقی و ″۵۰/۹ ′۲۴ °۳۳ عرض شمالی انتخاب گردید (شکل ۱). نهشته‌های سازند قم در این برش با ۴۲۲ متر ضخامت به‌طور عمده شامل سنگ‌آهک، سنگ‌آهک رسی و ماسه‌ای و مارن است. سازند قم در این برش با ناپیوستگی آذرین‌پی برروی آندزیت‌های سازند قرمز زیرین و با ناپیوستگی فرسایشی در زیر سازند قرمز بالایی قرار گرفته است.

بحث

بررسی ۲۶۱ نمونه برداشت شده از نهشته‌های سازند قم در برش چینه‌نگاری خارزن نشان داد که سن این نهشته‌ها در برش مذکور برمبنای گسترش چینه‌شناسی روزن‌داران بنتیک شناسایی شده الیگوسن پسین (شاتین) است (شکل ۲). روزن‌داران بنتیک در این مطالعه دارای تنوع و گسترش خوبی می‌باشند لذا در این مطالعه اساس کار تعیین سن نهشته‌ها، برمبنای فرم‌های بنتیک قرار گرفت. در بیشتر مطالعاتی که در دنیا برروی نهشته‌های الیگوسن- میوسن (همچنین سازند قم و یا معادل های زمانی آن) انجام شده است گونه‌های شاخص *Nummulites*, lepidocyclinid و *Miogypsinides* به‌عنوان شاخص‌های مهم زمانی محسوب شده و براساس آنها بیوزون‌هایی ارائه شده است. به‌عنوان مثال: بلن و همکاران (Bellen *et al.*, 1959) با ارائه زون‌بندی‌هایی برای سازندهای گروه کرکوک (شامل ۹ سازند) در عراق، براساس روزن‌داران بنتیک، حضور *Nummulites*ها به تنهایی را به الیگوسن پیشین، حضور هم‌زمان *Nummulites*ها با *Lepidocyclina*ها یا *Lepidocyclina*ها به تنهایی را به‌سن الیگوسن پسین و حضور *Lepidocyclina* ها همراه‌با *Miogypsinoides*ها یا *Miogypsinoides*ها به تنهایی را به‌سن الیگوسن پسین نسبت داده‌اند. سارتوریو و ونتورینی (Sartorio & Venturini, 1988) آخرین حضور *Nummulites* را به الیگوسن پیشین، حضور *Austrotrillina, Archaias, Meandropsina, Lepidocyclina* را به الیگوسن پیشین و *Miogypsinoides* را به الیگوسن‌پسین نسبت داده‌اند. ریسی (Racey, 1994) با مطالعه روی نهشته‌های کم‌عمق پالئوسن پسین تا میوسن پیشین شمال عمان معتقد است که حضور *Nummulites* همراه با *Eulepidina* و *Nephrolepidina* نشانگر سن شاتین و بدون آنها روپلین است. همچنین جونز و ریسی (Jones & Racey, 1994) با بررسی چینه‌نگاری سنوزوئیک شبه‌جزیره عربی وخلیج‌فارس معتقدند که حضور *Nummulites* همراه با *Eulepidina* و

Nephrolepidina نشانگر سن شاتین و بدون آنها نشانگر سن روپلین است. سرا-کیل و همکاران (Serra-Kiel *et al*., 1998) براساس گروه‌های مختلفی از روزن‌داران بزرگ، زون‌هایی برای بنتیک‌های کم‌عمق سنوزوئیک تتیس معرفی کرده‌اند که شامل ۲۶ بیوزون (SBZs) است. ۲۰ بیوزون پایینی (شامل مرزهای K/Pg و E/O) و ۶ زون بالایی (الیگوسن تا مرز میوسن/ پلیوسن حوضه اروپا) توسط کازاک و پوینان (Cahuzac & Poignant, 1997) تشخیص داده شده است. در این بیوزوناسیون دو بیوزون برای روپلین (SB21 و SB22A) دو بیوزون برای شاتین (SB22B و SB23)، یک بیوزون برای اکیتانین (SB24) و یک بیوزون برای بوردیگالین (SB25) ارائه شده است. براساس کازاک و پوینان حضور هم‌زمان *Nummulites vascus* و *Nummulites fichteli* نشان‌دهنده روپلین پیشین است در حالی که *Eulepidina formosoides* به تنهایی روپلین پسین را نشان می‌دهد. هم‌چنین حضور هم‌زمان *Nummulites vascus* و *Eulepidina + Nummulites fichteli* را به‌سن شاتین پیشین و حضور هم‌زمان *Eulepidina + Miogypsinoides* را به‌سن شاتین پسین دانسته‌اند. آنها *Austrotrillina howchini + Miogypsina + Miogypsinoides deharti* را شاخص اکیتانین و *Borelis melo group + Miogypsina* را شاخص بوردیگالین در نظر گرفته‌اند. ون‌بوخم و همکاران (Van Buchem *et al*., 2010) با مطالعه زیست‌چینه‌نگاری ۱۰ برش سطحی و ۱۰ مغزه چاه و ایزوتوپ استرانسیم ۹ برش سطحی و ۶ چاه نهشته‌های الیگوسن- میوسن در جنوب غرب ایران برای آب‌های کم‌عمق الیگوسن سازند آسماری غلبه حضور *Eulepidina* ها بدون *Nummulites* ها را در شاتین در نظر گرفته‌اند. بیشتر مطالعاتی که برروی سازند قم و معادل آن سازند آسماری در محدوده سنی الیگوسن صورت گرفته گونه‌های شاخص lepidocyclinid ,*Nummulites* و *Miogypsinoides* به‌عنوان شاخص‌های مهم زمانی محسوب شده‌اند. به عنوان مثال: بزرگ‌نیا و کلانتری (Bozornia & Kalantari, 1965) ، کلانتری (Kalantari, 1976)، وزیری (۱۳۶۶)، سجادی (۱۳۶۹)، رضیعی (۱۳۸۳)، کاروان و همکاران (۱۳۹۳)، محمدی و همکاران (۱۳۹۳)، منیبی و سامانی (۱۳۹۳)، ستاری و همکاران (۱۳۹۴)، حبیبی (۱۳۹۵)، امیرشاه‌کرمی و نعیمی (۱۳۹۵)، بیات (۱۳۹۶)، یزدی‌مقدم (Yazdi-Moghadam, 2011) و یزدی‌مقدم و همکاران (Yazdi-Moghadam, 2018).

مجموعه فسیلی مورد مطالعه در برش خارزن با توجه به عدم‌وجود رخساره‌های بخش عمیق دارای رخساره‌های محدود به نواحی کم‌عمق است. بنابراین صرفاً فسیل‌های بنتیک شاخص این محیط است، در نتیجه امکان استفاده از روزن‌داران پلانکتیک برای زیست‌چینه‌نگاری ممکن نبوده است. این مجموعه با توجه به حضور *Eulepidina dilatata, Eulepidina elephantina* تقریباً در طول برش براساس بیوزون شماره ۱ آدامز و بورژوا (Adams & Bourgeouis, 1967) و بیوزون تجمعی شماره ۵۷ وایند (Wynd, 1965) دارای سن الیگوسن است. همچنین به استناد سارتوریو و ونتورینی (Sartorio & Venturini, 1988) که حضور *Austrotrillina, Archaias, Meandropsina, Lepidocyclina* و *Miogypsinoides* را به شاتین و را به الیگوسن پسین نسبت داده‌اند. به استناد ریسی (Racey, 1994) و جونز و ریسی (Jones & Racey, 1994) که حضور *Nummulites* همراه با *Eulepidina* و *Nephrolepidina* را به سن شاتین نسبت داده‌اند. به استناد بیوزوناسیون کازاک و پوینان (Cahuzac & Poignant, 1997) که حضور هم‌زمان *Nummulites vascus* و *Eulepidina + Nummulites fichteli* را به‌سن شاتین پیشین و حضور هم‌زمان *Eulepidina* و *Miogypsinoides* را به‌سن شاتین پسین دانسته‌اند. همچنین به استناد ون‌بوخم و همکاران (Van Buchem *et al*., 2010) که غلبه حضور *Eulepidina* ها بدون *Nummulites* ها را در شاتین در نظر گرفته‌اند سن نهشته‌های سازند قم در برش خارزن را به شاتین نسبت داده می‌شود. همچنین با توجه به حضور گونه‌هایی نظیر *Carpenteria* spp., *Asterigerina rotula*, *Dendritina rangi*, *Amphistegina* spp., *Halkyardia maxima*, *Valvulina* sp.1, *Austrotrillina asmariensis*, *Haddonia* spp., *Peneroplis thomasi*, *Peneroplis evolutus*, *Halkyardia minima*, *Idalina* spp., *Borelis haueri*, *Austrotrillina* *paucialveolata, Triloculina trigonula, Borelis pygmaea, Borelis merici, Glomospirella* spp., *Austrotrillina striata, Brizalina* spp., *Sphaerogypsina globulus, Triloculina tricarinata, Gypsina* spp., *Praehapydionina delicata, Sherbornina* spp., *Bullalveolina* spp., *Heterostegina* spp., *Operculina complanata, Pseudolituonella reichelli, Miogypsinoides* spp., *Nephrolepidina* spp., *Orduella spherica, Penarchaias glynnjonesi, Risananeiza pustulosa, Spirolina* sp., *Eulepidina dilatata, Meandropsina anahensis, Eulepidina elephantina* به ما امکان مقایسه برش مورد مطالعه با بیوزون‌های استاندارد آب‌های کم‌عمق حوضه اروپا را داد بنابراین برش مورد مطالعه معادل بیوزون SB23 کازاک و پوینان (Cahuzac & Poignant, 1997) به سن شاتین در نظر گرفته شد.

نتیجه‌گیری

سازند قم در برش خارزن در جنوب شرق نطنز با ضخامت ۴۲۲ متر که عمدتا از سنگ‌آهک، سنگ آهک رسی و ماسه‌ای و مارن تشکیل شده و با ناپیوستگی آذرین پی برروی سازند قرمز زیرین و با ناپیوستگی فرسایشی در زیر سازند قرمز بالایی قرار گرفته است. مطالعه ۲۶۱ نمونه برداشت شده از این سازند منجر به شناسایی ۵۷ جنس و ۷۵ گونه از روزن‌داران بنتیک شد. مطالعه روزن‌داران بزرگ در این برش جهت تعیین سن نهشته‌ها منجر به تعیین سن نسبی الیگوسن پسین (شاتین) و معادل بیوزون SBZ23 براساس کازاک و پوینان (Cahuzac & Poignant, 1997) شد.

منابع

وزیری، م. ر.، ۱۳۶۶. مطالعه زمین‌شناسی، چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی در جنوب و جنوب غرب کاشان (ایران‌مرکزی). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

منیبی، س.، نظریان سامانی، پ.، ۱۳۹۳. مطالعه و بازنگری سنی زیست‌چینه‌ای سازند آسماری در یکی از میادین جنوب غرب ایران. پژوهش نفت، شماره ۸۴، صفحات ۸۸–۹۸.

محمدی، ا.، وزیری، م. ر.، داستانپور، م.، ۱۳۹۳. بررسی ریزرخساره‌ها و بازسازی محیط رسوب‌گذاری سازند قم در ناحیه سیرجان، جنوب غرب کرمان، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی. سال سی‌ام، شمار پیاپی ۵۵، شماره ۲، صفحات ۳۵–۵۴.

کاروان، م.، محبوبی، ا.، وزیری مقدم، ح.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۳. رخساره‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در شمال خاوری دلیجان– شمال باختری ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین (چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی)، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، ص ۲۳۷–۲۴۸.

سجادی، ف.، ۱۳۶۹. مطالعه پترولوژی، فسیل‌شناسی و چینه‌شناسی محدوده بین نطنز و اردستان (ایران مرکزی). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

ستاری، ا.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، طاهری، ع.، ۱۳۹۴. چینه‌نگاری زیستی و پالئواکولوژی سازند آسماری در تنگ شیوی در یال شمال غربی تاقدیس نودان در شمال شهر کازرون (فارس داخلی) و مقایسه سنی با سه برش دیگر در نواحی فارس ساحلی و زون ایذه، صفحات ۴۴–۶۱.

رضیعی، الف.، ۱۳۸۳. بیواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازند قم در جنوب غرب کاشان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.

حبیبی، ط.، ۱۳۹۵. تطابق زیست‌چینه‌نگاری و مجموعه‌های فرامینیفری توالی‌های الیگوسن در حوضه فارس، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال ۳۲، شماره پیاپی ۶۵، شماره ۴، صفحات ۱۱۳-۱۳۴.

بیات، ز.، ۱۳۹۶. زیست‌چینه‌نگاری سازند قم در برش آزران، جنوب غرب کاشان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی تهران.

امیرشاه‌کرمی، م.، نعیمی، م.، ۱۳۹۵. زیست‌چینه‌نگاری روزن‌داران کف‌زی بزرگ نهشته‌های الیگوسن- میوسن از سازند قم در ناحیه کهک در ارومیه دختر، ، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال ۳۲، شماره پیاپی ۶۳، شماره ۲، صفحات ۹۱-۱۰۸.

Yazdi-Moghaddam, M., 2011. Early Oligocene larger foraminiferal biostratigraphy of the Qom Formation, South of Uromieh (NW Iran). Turkish Journal of Earth Science, vol. 20, p. 847–856.

Yazdi-Moghadam, M., Sadeghi, A., Adabi, M.H. and Tahmasbi, A., 2018. Foraminiferal biostratigraphy of the lower Miocene Hamzian and Arashtanab sections (NW Iran), northern margin of the Tethyan Seaway. Geobios, 51(3), pp.231-246.

Wynd, J. G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. Iranian Oil Operating Companies Geological and Exploration division. Report no. 1082, pp. 1-213.

Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L. , Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedvenne, V., Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SWIran. Ecological Society, London, Special Publications, v. 329, pp. 219-263.

Serra-Kiel, J., Martin-Martin, M., El Mamoune, B., Martin-Algarra, A., Martin-Perez, J. A., Tosquella, J., Frrandez-Canadell, C., Serrano, Y. F., 1998. Bioestratigraphia y litoestratigraphia del Paleogeno del area de Sierra Espuna (Cordillera Betica oriental, SE de Espana). Acta Geologica Hispanica, v. 31, pp. 161-189.

Sartorio, D., Venturini, S., 1988. Southern Tethys Biofacies. Agip Stratigraphic Department, pp. 1- 215.

Racey, A., 1994. Biostratigraphy and palaeobiogeographic significance of Tertiary nummulitids (foraminifera) from northern Oman. Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East, pp. 343-367.

Kalantari, A., 1986. Iranian fossil, National Iranian Oil Company, Geological Laboratories Publication 9.

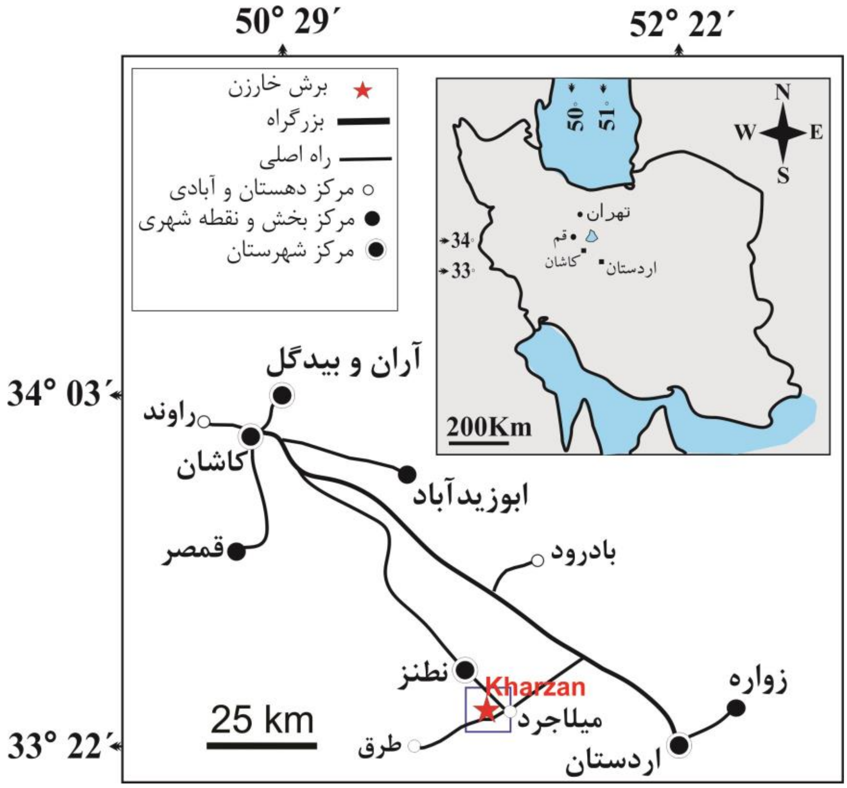
Jones, R.W., Racey, A. and Simmons, M.D., 1994. Cenozoic stratigraphy of the Arabian Peninsula and Gulf. Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East. Chapman & Hall, London, pp.273-307.

Cahuzac, B., Poignant, A., 1997. Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. BulL Soc. géoL France, v. 168, n. 2, pp. 155-169.

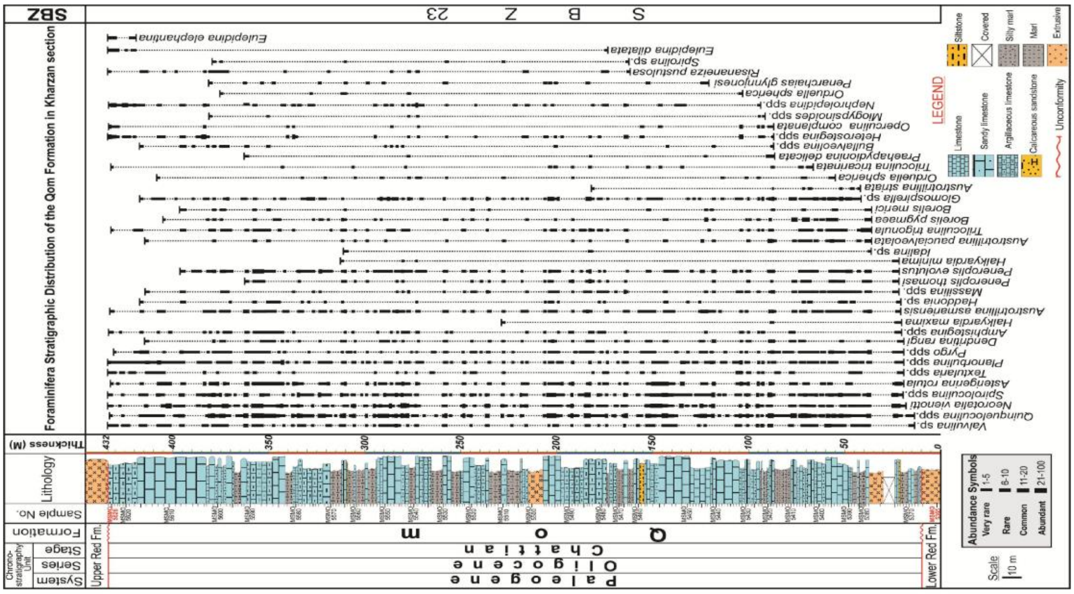
Bozorgnia, F. and Kalantari, A., 1965. Nummulites of Parts of Central and East Iran: A Thin-section Study (No. 2). National Iranian Oil Company.

Bellen, R. C. Van. M., Dunnington. H.V., Wetyzel. R., Morton, D., 1959. Lexique stratigraphique, International. Asia, Iraq, v. 3, pp. 1-333.

Adams, T. D., and Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy Iran. Iranian Oil Operating Companies Geological and Exploration Division, Report no.1074, pp:1-37, unpublished.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش چینه‌نگاری خارزن.



شکل ۲: گسترش چینه‌شناسی روزن‌داران در طول برش چینه‌نگاری خارزن.

سنگ چینه نگاری و سنگ رخساره های سازند گچساران (میوسن پیشین) در جنوب خاوری زاگرس چین خورده، فروافتادگی بندر لنگه

فاروق عالیان[۱]، پیمان رضائی[۲*]، رضوان زارع زاده[۳]

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه هرمزگان، بندر عباس

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، نویسنده مسئول

۳- دانش آموخته دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه هرمزگان، بندر عباس

Email: p.rezaee@hormozgan.ac.ir

چکیده

سازند گچساران(میوسن پیشین) به عنوان پوش سنگ مخازن هیدروکربوری ترشیاری و میزبان کانسار های تبخیری (با تاکید بر گچ و نمک) از جایگاه مهمی در سنگ چینه نگاری پهنه ساختاری –رسوبی زاگرس برخوردار است. در این پژوهش چهار برش از این سازند در فروافتادگی بندر لنگه از دیدگاه سنگ چینه نگاری و سنگ رخساره ای مورد بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی قرار گرفت. در این چهار برش، سازند گچساران (میوسن پیشین) با مرزی همشیب و تدریجی بر روی سازند آسماری (اولیگومیوسن) (در یک برش ، این مرز رخنمون ندارد) و با مرزی مشخص و هم شیب در زیر سازند میشان (میوسن میانی–پلیوسن میانی) واقع می شود. رخساره های تبخیری (ژیپش و انیدریت) و مارن آهکی در کنار مقادیر ناچیزی رخساره کربناته (سنگ آهک و دولومیت)، ترکیب سنگ شناسی سازند گچساران در این گستره هستند. از باختر به سوی خاور فروافتادگی بندر لنگه از ستبرای این سازند و میزان رخساره های مارن آهکی کاسته می شود. این امر شاهدی از عملکرد گسلهای پیرامونی، تفاوت در دیاپیرسیم سری هرمز در زاگرس چین خورده در بازه زمانی ترشیاری پسین و تحت رویداد زمین ساختی آلپ است.

کلیدواژه‌ها: سازند گچساران، سنگ چینه نگاری، سنگ رخساره ها، فروافتادگی بندر لنگه

Lithostratigraphic and lithofacies of the Gachsaran Formation (Early Miocene) in the Southeastern Zagros, Bandar Lengeh embayment

Farooq Alian [1], Payman Rezaee [2] *, Rezvan Zarezadeh [3]

1- Graduate of Sedimentology and Sedimentary Petrology, University of Hormozgan, Bandar Abbas

2- Associate Professor, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abbas

3- PhD student in sedimentology and sedimentary Petrology, University of Hormozgan, Bandar Abbas

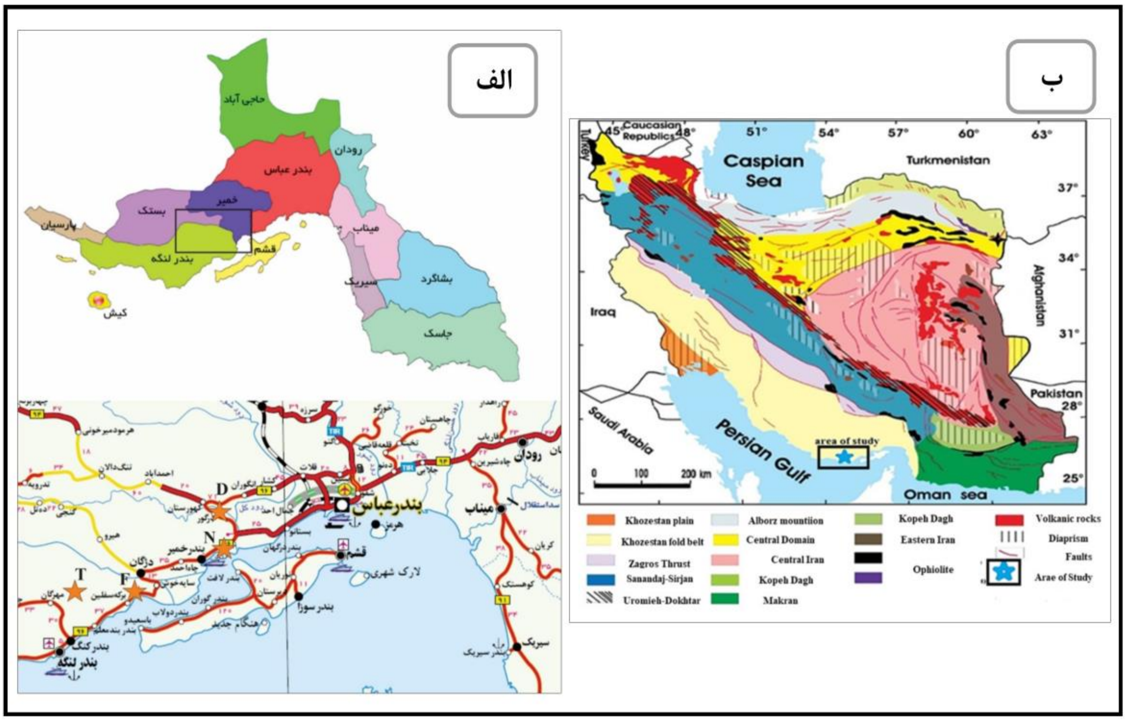
Abstract

Gachsaran Formation (Early Miocene) as a cap rock of Tertiary hydrocarbon reservoirs and host of evaporitic deposits (with emphasis on gypsum and salt) has an important place in the stratigraphy of the Zagros structural-sedimentary zone. In this study, four sections of this formation in the Bandar Lengeh embayment were studied from the perspective of lithostratigraphic and petrofacis in the field and laboratory. In these four sections, Gachsaran Formation (Early Miocene) with a gradual and continuous boundary on the Asmari Formation (Oligomyocene) (in one section, this boundary has no outcrop) and with a continuous boundary below the Mishan Formation (Middle Miocene-Middle Pliocene) Is located. Evaporitic facies (gypsum and anhydrite) and calcareous marl along with small amounts of limestone facies are the lithological composition of Gachsaran Formation in this area. From the west to the east, the Bandar Lengeh embayment reduces the thickness of this formation and the amount of limestone marl facies. This is due to the operation of peripheral faults, the difference in the diapersium of the Hormuz series in the folded Zagros in the Late Tertiary period and under the tectonic event of the Alps.

Keywords: Gachsaran Formation, stratigraphy, Lithofacies, Bandar Lengeh embayment

مقدمه

نهشته های تبخیری در توالی های رسوبی پرکامبرین پسین تا کواترنری حضور قابل توجهی دارند (Boggs,2009). این مهم درباره توالی های رسوبی ایران نیز صدق می کند. مهمترین توالی های تبخیری ایران، سری هرمز (پرکامبرین پسین – کامبرین پیشین) و سازند گچساران(میوسن پیشین) هستند. واحدهای سنگ چینه ای حاوی تبخیری ها از دیدگاه زمین شناسی نفت، زمین شناسی اقتصادی و زمین شناسی رسوبی (چینه شناسی، رسوب شناسی و جغرافیای دیرینه) همواره مورد توجه محققان علوم زمین قرار دارند. سازند گچساران (میوسن پیشین) اولین عضو گروه فارس شامل سازندهای گچساران، میشان و آغاجاری است. این سازند به عنوان پوش سنگ مخازن هیدروکربوری ترشیاری (سازند آسماری) زاگرس و برخورداری از کانسارهای گچ و نمک از اهمیت بسیاری برخوردار است (امیری بختیار و نورائی نژاد، ۱۳۹۳).



شکل ۱- الف: موقعیت جغرافیایی گستره مورد مطالعه و چهار برش سازند گچساران (با تغییراتی از موسسه گیتاشناسی،۱۳۸۹) ب: موقعیت زمین شناسی گستره واحد¬های ساختاری - رسوبی ایران (Alavi,2004)

سازند گچساران از سال ۱۹۳۹ میلادی تاکنون از جنبه های مختلف زمین شناسی مورد مطالعه قرار گرفته است. برخی از این بررسی ها، عبارت هستند از Bahadori و همکاران(۲۰۱۱)، Rezaee و Salari (۲۰۱۶) و عالیان (۱۴۰۰)، گستره مورد مطالعه در استان هرمزگان و باختر این استان قرار دارد. در شکل ۱–الف موقعیت جغرافیایی این گستره و برش های مورد مطالعه دیده می شود. سازند گچساران در فارس ساحلی (از جمله فروافتادگی بندرلنگه) شامل سه بخش تحتانی (چهل)، میانی (چمپه) و فوقانی (مول) است که دارای

ترکیب رخساره های تبخیری (گچ/ انیدریت)، مارن و آهک می باشند. این سازند به سوی فارس داخلی به سازند رازک تبدیل می شود.

استان هرمزگان محل تلاقی ۳ پهنه مهم ساختاری رسوبی ایران شامل سنندج-سیرجان، مکران و زاگرس است. محدوده مطالعاتی در جنوب خاوری زاگرس چین خورده و در فروافتادگی بندر لنگه واقع است(شکل ا-ب). در این پژوهش، ویژگی های چینه شناسی و سنگ شناسی سازند گچساران (میوسن پیشین) در فروافتادگی بندرلنگه، واقع در جنوب خاوری پهنه ساختاری-رسوبی زاگرس پرداخته می شود. بر مبنای بررسی های آغازین چهار برش از این سازند در گستره مورد مطالعه، از بندر لنگه تا بندر خمیر انتخاب شد. دو برش در محدوده بندر خمیر(خاور شامل برش های D و N) و دو برش در بندر لنگه (باختر شامل برش های T و F) انتخاب شدند. بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی بر اساس شیوه های رایج در زمین شناسی رسوبی بر روی ۴۰ نمونه انجام شد. در نهایت ستون سنگ چینه نگاری و تغییرات رخساره های رسوبی آنها توسط نرم افزار Corl Draw رسم گردید.

بحث

شرح برش های سنگ چینه نگاری سازند گچساران ، سازند گجساران در بندر خمیر و بندر لنگه به صورت زیر می باشد:

شرح برش D: این برش در شمال خاوری بندر خمیر با ستبرای ۲۱۶/۳ متر قرار دارد. ستبرای توالی ژیپس / انیدریت این برش ۱۳۹/۳ متر و مارن آهکی همراه با مقادیر ناچیزی از سنگ آهک و دولومیت نیز ۷۷ متر می باشد. در این برش سازند گچساران با مرز همشیب و تدریجی بر روی سازند آسماری و با مرزی مشخص و هم شیب در زیر سازند میشان واقع می شود(شکل۲ و۳).

برش N: این برش در محدوده خاور بندر خمیر قرار دارد و ۲۳۹/۳ متر ستبرای سازند گچساران در این برش است. واحدهای پایینی، بالایی و نوع مرزهای بالایی و پایین سازند گچساران در این برش مشابه برش D می باشد. سازند گچساران در این برش شامل توالی ژیپس / انیدریت به ستبرای ۱۲۳/۶متر و مارن آهکی همراه با مقادیری سنگ آهک و دولومیت نیز۱۱۵/۳ متر می باشد(شکل۴).

برش T: این برش در محدوده شمال خاوری بندر لنگه با ستبرای ۴۱۷/۲ متر واقع شده است. جایگاه چینه شناسی سازند گچساران در برش T مانند دو برش قبل می باشد. ۲۰۶/۵ از این توالی، ژیپس / انیدریت و ۲۱۰/۷ متر را مارن آهکی همراه باکمی میان لایه های سنگ آهک و دولومیت بسیار ناچیز تشکیل داده است(شکل۵)

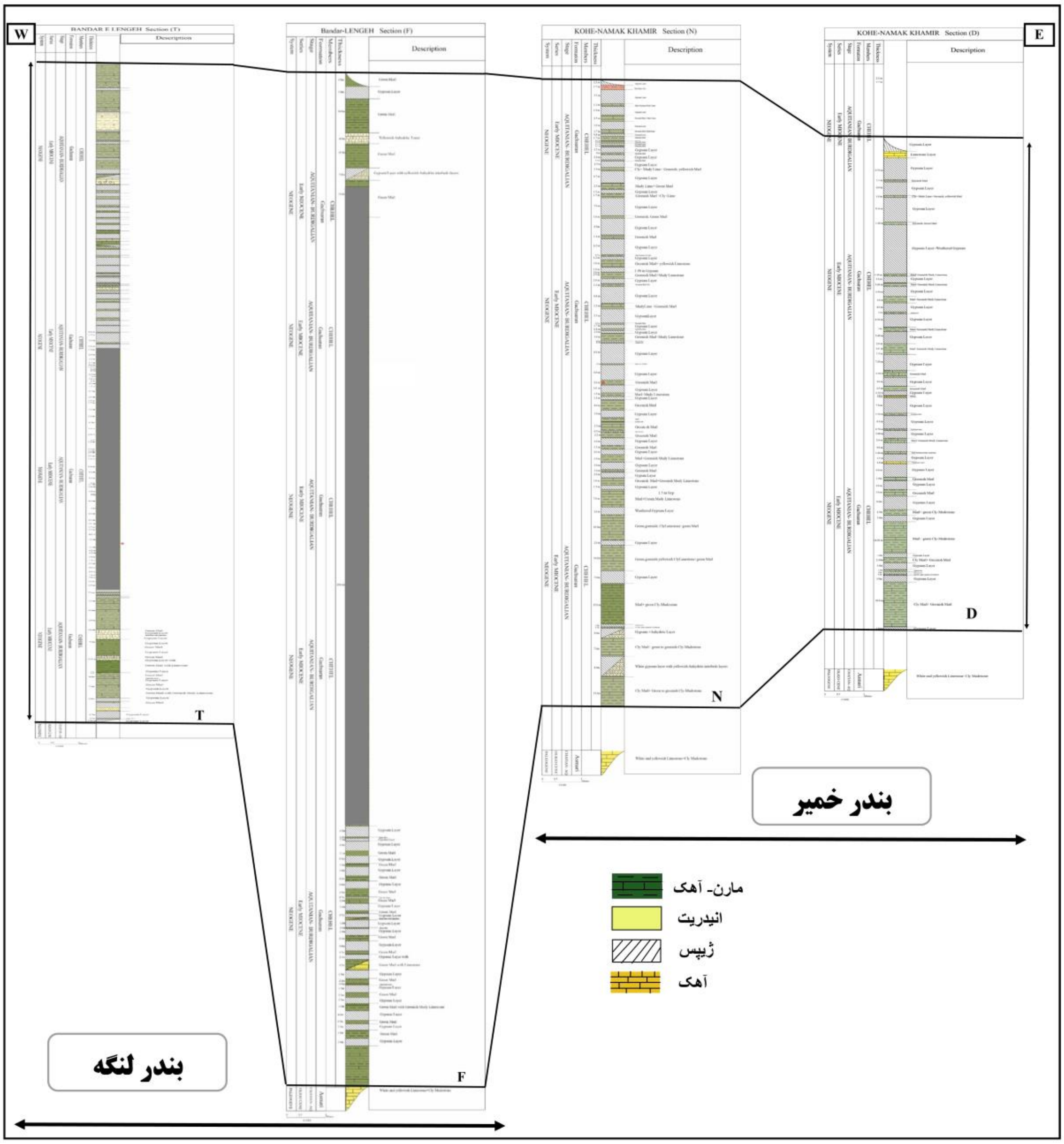
برش F: این برش در محدوده شمال خاوری بندرلنگه با ستبرای ۴۰۰/۵ متر قرار دارد. ۲۱۳/۸ متر را مارن آهکی با میان لایه های سنگ آهک و مقدار ناچیزی دولومیت و ۱۸۶/۷ متر دیگر را ژیپس / انیدریت تشکیل می دهند. مرز زیرین سازند گچساران در این برش پنهان است اما مرز بالایی آن از نوع همشیب و مشخص با سازند میشان است(شکل۶). در شکل ۷ ستون سنگ چینه نگاری چهار برش مذکور در فروافتادگی بندر لنگه ارائه شده است.

شکل۳- نهشته های تبخیری(ژیپس / انیدریت) و مارن آهکی سازند گچساران در برش D خاور بندر خمیر نگاه به سمت جنوب.

شکل۴- تغییرات جانبی رخساره های تبخیری(ژیپس / انیدریت) و مارن آهکی سازند گچساران در برش N خاور بندر خمیر نگاه به سمت جنوب.

شکل ۵- تناوب لایه‌های رخساره های تبخیری (ژیپس /انیدریت) و مارن آهکی سازند گچساران در برش T باختر بندر لنگه نگاه به سمت خاور.

شکل ۶- تغییرات ستبرا و مرز تدریجی میان رخساره های تبخیری (ژیپس/انیدریت) و مارن آهکی سازند گچساران در برش F باختر بندر لنگه نگاه به سمت شمال خاوری



شکل ۷- تطابق سنگ چینه نگاری سازند گچساران در برش های مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

در فروافتادگی بندرلنگه در جنوب خاوری پهنه ساختاری رسوبی زاگرس و زیر پهنه زاگرس ساحلی، سازند گچساران (میوسن پیشین) با مرزی هم شیب و مشخص در زیر سازند میشان (میوسن میانی-پلیوسن میانی) واقع می شود. در گستره مورد مطالعه سازند گچساران شامل دو سنگ رخساره اصلی ژیپس/انیدریت و مارن آهکی همراه با مقادیر ناچیزی رخساره سنگ های کربناته (سنگ آهک و دولومیت) می باشد. ستبرای سازند گچساران از باختر (بندرلنگه) به خاور (بندر خمیر) کاسته می شود(از حدود ۴۰۰ متر به حدود ۲۰۰ متر) . در همین روند بر میزان رخساره های تبخیری (ژیپس و انیدریت) افزوده و از میزان رخساره های مارنی کاسته می شود . به نظر می رسد این روند نشانه ای از تفاوت در عملکرد و دیاپریسیم سری هرمز (پی سنگ شناخته شده زاگرس چین خورده) و گسلهای پیرامونی، فروافتادگی بندرلنگه در بازه زمانی ترشیاری پسین (به ویژه میوسن پیشین) و تاثیر رویداد زمین ساختی آلپ است.

منابع

امیری بختیار، ح.، نورائی نژاد، خ.، ۱۳۹۳. بازنگری چینه شناسی زاگرس :سازند های گچساران. ماهنامه علمی اکتشاف و تولید نفت و گاز، ۱۱۱: ۴۰-۴۵.

عالیان، ف.، ۱۴۰۰. مطالعه ژئوشیمی نهشته های تبخیری سازند گچساران در جنوب خاوری زاگرس چین خورده، فروافتادگی بندر لنگه. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه هرمزگان، ۱۳۴ص.

موسسه گیتاشناسی، ۱۳۸۹. اطلس راه های ایران، موسسه گیتاشناسی، ۳۲۴ص.

Alavi, M. 2004. Regional Stratigraphy of Zagros fold- thrust belt of Iran and proforland evolution,American Journal of Science,304:1-20.

Bahadori, A., Emmanuel, J., Carranza, b.M., and Soleimani, B., 2011. Geochemical analysis of evaporite sedimentation in the Gachsaran Formation, Zeloi oil field, southwest Iran, Journal of Geochemical Exploration, 111: 97–112

Boggs, J.R.2009.Petrology of Sedimentary rock, Second Edition, Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York, 600p.

Rezaee. P., Salari. Sh.2016. Petrography and mineralogy of Gachsaran formation in west of Bandar -E - Abbas, Kuh- E- Namaki Khamir section, south of Iran. Journal of Fundamental and Applied Sciences, 8(2S): 956-969.

تحلیلی از نقش رسوبات سازندامیران بر پالئواکولوژی رودیست های سازند تاربور در زاگرس مرکزی

برزو عسگری پیربلوطی[1*] محمدصادق دهقانیان [2]

۱- گروه مهندسی نفت، واحد مسجدسلیمان، دانشگاه آزاد اسلامی، مسجدسلیمان، ایران
۲- گروه زمین شناسی، واحد بندرعباس، دانشگاه آزاد اسلامی، بندرعباس، ایران
Email: Askariborzu@gmail.com

چکیده

به منظور بررسی های پالئواکولوژیک رودیست ها و تاثیرات محیط و شرایط رسوبگذاری بر زندگی آنها در زاگرس مرکزی سه برش از نهشته های سازند تاربور شامل تنگ ونک، تنگ زندان و کوه دزداران در استان چهارمحال و بختیاری انتخاب گردید. ضخامت واقعی این سازند در تنگ ونک ۴۷۵ متر، در تنگ زندان ۱۵۶ متر و در کوه دزداران ۱۱۱ متر اندازه گیری گردید. نهشته های سه برش بصورت صحرایی(بررسی ماکروسکپی) و آزمایشگاهی (مطالعات میکروسکپی) و نمونه های رودیست نیز از طریق زدن انواع برش (طولی-عرضی-مایل) به نمونه ها به صورت سیستماتیک مطالعه و نامگذاری شد و همچنین شرایط پالئواکولوژی آنها نیز مورد بحث و تحلیل قرار گرفت. ورود رسوبات آواری سازند امیران به داخل حوضه زاگرس در کرتاسه پایانی در برش های تنگ ونک و تنگ زندان موجب ازدیاد مواد غذایی و ایجاد شرایط یوتروفیک شده است که این موقعیت برای تغذیه فونای رودیستی که همگی معلق خوار بوده اند بسیار ایده آل بوده است و میزان مواد غذایی بسیار بالا موجب عظیم الجثه شدن رودیست ها گردیده است، در صورتیکه در برش کوه دزداران با عدم وجود نهشته های سازند امیران جثه رودیست ها حالت نرمال دارند.رودیست های دو خانواده *هیپوریتیده ها و دیکتیوپچیده ها* که زندگی منفرد در بستر های نرم و گلی داشته اند در دو برش تنگ ونک و تنگ زندان بسیار طویل و شکل چکمه مانند داشته که علت آن از دست دادن تعادل و خوابیدگی و واژگون شدن صدف بخاطرطول و وزن زیاد در انرژی بالا بوده و از طرفی رشد مجدد صدف پس از خوابیدن، به سمت قائم جهت مصون ماندن از تدفین شدن در رسوبات آواری بوده است. پیچیدگی در صدف رودیست ها خود روشی برای حفظ تعادل آنها در محیط های پر انرژی بوده است همچنین خانواده هایی که زندگی گروهی (گله ای) داشته اند مانند *رادیولیتس ها*، در کنار هم بودن موجب ایجاد تکیه گاه و حفظ تعادل آ نها شده و هیچگونه خمیدگی در صدفهای آنها ایجاد نشده است.

کلیدواژه‌ها: سازند امیران، پالئواکولوژی، رودیست، سازند تاربور، زاگرس مرکزی

Analysis of the role of sediments in the Amiran Formation on the paleoecology of the Tarbur Formation rudists in the Central Zagros

Borzu Askari-pirbalouti [1]*, Mohammadsadegh Dehghanian [2]
1 -Department of Petroleum, Masjed Soleiman Branch, Islamic Azad University, Masjed Soleiman, Iran.
2- Department of Geology, Bandar Abbas Branch, Islamic Azad University, Bandar Abbas, Iran

Email: Askariborzu@gmail.com

Abstract

To study the paleoecological studies of Rudists and the effects of the environment and sedimentation conditions on their life in the Central Zagros, three sections of the Tarbour Formation deposits including Tang Vanak, Tang Zendan, and Kuh-e Dezdaran in Chaharmahal and Bakhtiyari province were selected. The actual thickness of this formation was 475 meters in Tang Vanak, 156 meters in Tang Zendan, and 111 meters in Dezdaran Mountain Was measured. The deposits of three sections were field (macroscopic) and laboratory (microscopic studies) and the Rudist samples were systematically studied and named by slicing the sections (longitudinal-transverse-inclined) and also their paleoecological conditions were discussed and analyzed. The entry of detrital sediments of Amiran Formation into the Zagros Basin in the Late Cretaceous in the Tang-e Vanak and Tang-e-Zendan sections has caused an increase in nutrients and created eutrophic conditions. This situation was ideal for feeding the Rudist fauna, all of which were suspended, and the very high amount of food caused the Rudists to become huge. So that in the Kuh-e Dezdaran section of the prison with the absence of deposits of the Amiran Formation, the Rudists are in a normal state. The Rudists of two families of *Hippuritidae* and *Dictyoptychidea* who lived alone in soft and muddy beds, had a very long and boot-shaped shape in two sections Tang Vanak and Tang Zendan it has a very long and boot-like shape due to loss of balance and dormancy and overturning of the oyster due to high length and weight at high energy, and on the other hand oyster regrowth after dormancy, to

the vertical to avoid burial in detrital sediments have been. The complexity of rye oysters has been a way to balance them in high-energy environments, which caused them to lose balance and lie down and overturn. The oyster is high in energy due to its length and weight, and on the other hand, the oyster regrowth after sleeping has been to the vertical to be safe from burial in detrital sediments. The complexity of rye oysters has been a way to balance them in high-energy environments. Also, families that have had a group (herd) life, such as radiolites, being together have created support and balance for them, and no curvature has been created in their shells.
Keywords: Amiran formation, Paleoecology, Rudist, Tarbur formation, Centeral Zagros.

مقدمه

سازند تاربور یکی از پرفسیل ترین سازندهای کرتاسه پایانی زاگرس بشمارمی آید که نمونه های آن دارای تنوع بسیار بالایی از ماکروفسیل و میکروفسیل ها می باشد. ازطرفی بسیاری از فونای زیستی موجودات از جمله رودیست ها که از گروه دوکفه ایهای بزرگ جثه بوده اند در کرتاسه پایانی دستخوش انقراض بزرگ جهانی قرار گرفته و منقرض شده اند (عسگری،ب،و همکاران ۱۳۹۰). رودیست ها همگی متعلق به راسته هیپوریتوئیدا (Hippuritoida) و از دو کفه ای های هترودونت (Heterodont) می‌باشند. رودیست ها دارای زندگی ثابت[1] ، سطح زیی[2] ، و معلق خوار[3] هستند که از اجزای مهم پلاتفرم های کم عمق کربناته حوضه تتیس در زمان کرتاسه بشمار آمده که هم دارای ارزش چینه شناسی و هم دارای اهمیت مخزنی در ذخایر نفت و هیدروکربورهای این دوره می باشند. (Fenerci – Masse, 2006; Steuber, 2000; Skelton &Smith, 2000)

رودیست ها برخلاف اسفنج ها شکل شاخه درختی نداشته ، و بسترهای نرم و بسترهای گلی را جهت زندگی ترجیح می داده اند (Steuber .et.al,2007) و همچنین با وجود اینکه زندگی کاملاً اجتماعی داشته اند اما برخلاف مرجان ها ، موجودات ریف ساز کاملی نبوده اند(Philip, J. & Skelton, P.W, 1995). این موجودات اگر چه در اجتماعات ریفی زندگی اجتماعی داشته اند ولی زندگی هر کدام مستقل از دیگری بوده ، و رشد و فعالیت هر کدام مجزا بوده است. زندگی آنها ثابت و زندگی متحرک آنها تنها شامل زمان مرحله لاروی این موجودات بوده است (Skelton, 2000). رودیست ها در محیط هایی با دمای بالاتر از ۲۵ درجه سانتیگراد یعنی در عرض های جغرافیایی پایین زندگی می کرده اند و دما یکی از فاکتورهای کنترل کننده اندازه آنها بوده است. با گرمتر شدن محیط زندگی شان اندازه این موجودات نیز بزرگتر می شده است که این مطلب با مقایسه نمونه های نزدیک استوا و دورتر از استوا به اثبات رسیده است (Chahida & Jafrian, 1976). رشد صدف در رودیست ها نیز همانند دو کفه ای های عهد حاضر از رشد یکنواختی برخوردار بوده ، که خطوط رشد آنها شامل سیکل های روزانه، شبانه روزی و فصلی و سالیانه بوده است و این امکان وجود دارد که از روی لایه های خطوط رشد صدف رودیست ها می توان طول زمان زندگی آنها را تخمین زد (Asgari et al., 2013). بررسی های صورت گرفته بر روی خطوط رشد صدف های رودیست ها نشان داده است که در ۷۰ میلیون سال پیش روزها نسبت به حال نیم ساعت کوتاهتر بوده اند (Niels.J. et. al, 2020).

در گذشته پژوهشگران اجتماعات رودیستی را بعنوان ریف های رودیستی نام می بردند. اما محققان اخیراً پیشنهاد داده اند که برای توده های رودیستی واژه " لیتوسوم رودیستی " بکار ببرند و پس از این از اصطلاحات بایوهرم و بایوستروم پرهیز گردد. (Carannante et al., 2003; Ross & Skelton 1993; Skelton. et. al, 1995; Gili. et. al, 1995a)

تغییرات درونی لیتوسوم ها و روند این تغییرات ناشی از توالی های فونی و رسوبگذاری می باشد و شکل گیری نهایی هر کدام از لیتوسوم ها نیز تابع تبادل پیچیده این دو توالی است (Stossel & Bernoulli 2000). بررسی ها نشان می دهد که این

[1] - Sessile
[2] - Epi- faunal
[3] - Suspension feeding

موجودات براساس نحوه زندگی گذشته خود در داخل رسوبات به چهار دسته انفرادی، دسته ای، خوشه ای و توده ای تقسم میشوند (Gili ,et. al, 1995b ;Ruberti et al.,1997, 2006) ،ازطرفی رودیست ها به سه طریق به کف بستر ثابت شده اند (Gili.et .al, 1995b) که عبارتند از:۱- بالا رونده[4] (افراشته- ایستاده قائم) مربوط به محیط هایی با انرژی آرام که در قسمت های داخلی پلاتفرم های کربناته گلی با بستر نرم به صورت متراکم و نزدیک به هم بوده اند و ساختارهایی بنام ریفوئید لیتوسوم ها[5]را تشکیل داده اند .۲- چسبنده[6] به بستر و ۳- خوابیده[7]، که این گروه مربوط به محیط های پر انرژی هستند و شکل صدف در افراد این گروه کاملاً کمانی شکل می باشد. (مغفوری مقدم،ا وجلالی،م .۱۳۹۳) اثبات نمودند که خاستگاههای رسوبی سازند رودیست دار تاربور مربوط به دو پهنه همتافت های حاشیه شلف با زاویه کم و همتافت های حاشیه حوضه های شلف داخلی پیش رونده مربوط به سازند آواری امیران در منطقه خرم آباد می باشد.

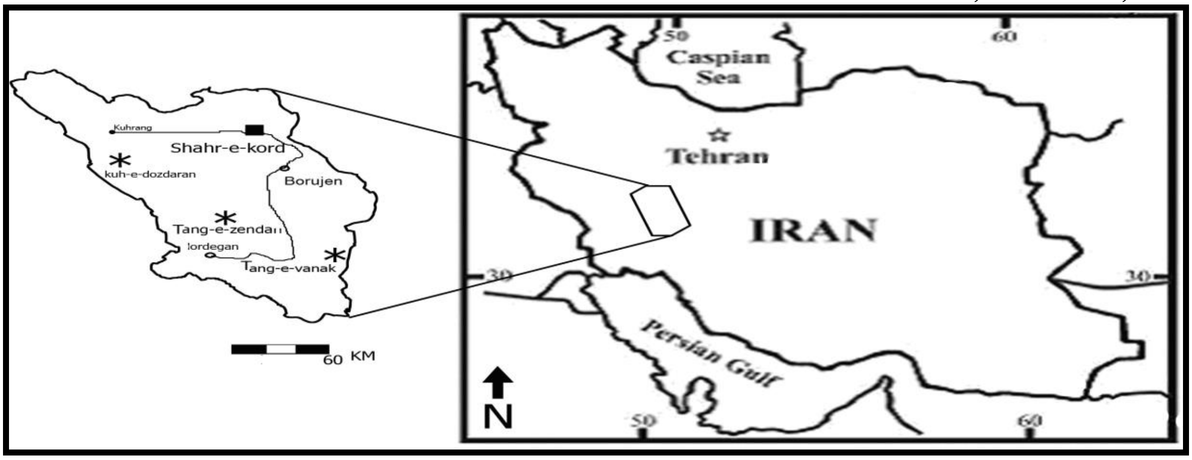
به منظور بررسی های پالئواکولوژی رودیست ها و تاثیرات محیط و شرایط رسوبگذاری در زندگی آنها در زاگرس مرکزی سه برش از نهشته های سازند تاربور دراستان چهارمحال و بختیاری انتخاب گردید که عبارتند از تنگ ونک- تنگ زندان و کوه دزداران(شکل ۱).ضخامت واقعی این سازند در تنگ ونک ۴۷۵ متر، در تنگ زندان ۱۵۶ متر و در کوه دزداران ۱۱۱ متر اندازه گیری گردید که عمدتاً شامل سنگ های کربناته رودیست دار و آهکهای شیلی و مارنی می باشد.همچنین مرز زیرین این سازند در دو برش تنگ ونک و تنگ زندان که در محدوده زاگرس چین خورده قرار دارند با سازند امیران به صورت تدریجی و بین انگشتی و مرز بالایی آنها با سازند شهبازان هم شیب و ناپیوسته می باشد همچنین با مطالعات میکروفسیل ها و رودیست ها سن تاربور در دو برش فوق ماستریشتین زیرین تا پالئوسن آغازی تعیین گردید در صورتیکه برش کوه دزداران در زاگرس مرتفع واقع شده و مرز زیرین آن با سازند گورپی تدریجی و بین انگشتی و مرز بالایی آن با سازند جهرم ناپیوسته و هم شیب می باشد و سن آن ماستریشتین زیرین تا میانی می باشد(Asgari et al., 2013 – عسگری،ب،و همکاران ۱۳۹۰). نهشته های هرسه برش تاربور هم بصورت صحرایی(بررسی ماکروسکپی) و هم بصورت آزمایشگاهی (مطالعات میکروسکپی) و نمونه های رودیست نیز از طریق زدن انواع برش (طولی-عرضی-مایل) به نمونه ها به صورت سیستماتیک مطالعه و نامگذاری گردیدند و همچنین شرایط پالئواکولوژی آنها نیز مورد بحث و تحلیل قرار گرفت (عسگری،ب، ۱۳۹۰).

بحث

رودیست ها در طی دوره گسترش حیات خود (از انتهای ژوراسیک تا انتهای کرتاسه) در محیط های کم عمق می زیسته اند با توجه به اینکه همیشه یکی از دو کفه این موجودات به بستر دریا چسبیده بوده و یا اینکه درون بستر قرار داشته است و به همین جهت آنها را کف زی ثابت محسوب کرده اند(Ross & Skelton, 1993; Steubet, 2002).شکوفایی و گسترش مجموعه های رودیستی در هر منطقه ای وابسته به مجموعه ای از عوامل و شرایط مناسب زمین شناسی و زیستی بوده است که از مهمترین شرایط عمومی آنها می توان به وضعیت تکتونیکی، نوسانات سطح آب دریا، گسترش دریاهای اپیریک و پلاتفرم های کربناته، جریانات دریایی، رسوبگذاری و انرژی محیط به همراه سایر شرایط اکولوژیکی خاص نظیر دما، شوری، عمق، ذخیره مناسب مواد غذایی و

[4] - Elevator
[5] - Reefoid lithosomes
[6] - Clinger
[7] - Recumbent

مجموعه‌های سایر تولید کنندگان موجود در محیط و نیز توانایی اتصال و رشد سریع آنها به بستر اشاره کرد. (Carannante et al., 2003; Rubirti et al., 2006)



شکل ۱ : موقعیت برش های مورد مطالعه در استان چهارمحال و بختیاری.

رودیست ها موجودات نسبتاً مقاومی بوده اند، به طوری که توانایی آنها در تحمل تغییرات دما، شوری و نور بالا بوده و همچنین امکان زیستن آنها در محیط های گل آلود و محدود شده[8]،فراهم شدن شرایط محیطی از نظر عمق آب و ماهیت کف بستر وازطرفی گسترش سریع فرم های کربناته سبب توسعه سریع این جانداران گردیده است (Riding, 2002). بررسی ها نشان می دهد که از بین رودیست ها خانواده هیپوریتیده ها از بقیه خانواده ها مقاومتر بوده و به همین دلیل بیشترین گسترش را از تتیس تا مدیترانه و به سمت مکزیک داشته اند(Jose. M. et al., 2017).

همان گونه که گفته شد رودیست ها همگی معلق خوار و بیشتر از فیتو پلانکتون ها تغذیه می کرده اند و در محیط های سرشار از مواد غذایی که حالت یوتروفیک (EutroPhic) داشته ، زیست می کرده اند.(Gili. et. al, 1995 b; pomar & Hallock 2008)

در این موجودات آب به همراه مواد غذایی وارد حفره بدنی می شده و سپس موجود مواد غذایی را فیلتر کرده (صافی خواری) و مواد مورد نیاز خود را جذب می کرده و آب مازاد به همراه مواد زائد دفعی توسط دو لوله سیفونی(یکی مختص آب مازاد و دیگری مخصوص مواد زائد) که از کفه ثابت به داخل کفه دریوش مرتبط بوده انتقال یافته و از روی کفه دریوش (متحرک) خارج می شده است.

تا کنون تکرار تناوبی لایه های مرجانی و لیتوسوم های رودیستی از بسیاری مناطق دنیا گزارش شده است. در برش های مورد مطالعه زاگرس مرکزی نیز در برش تنگ ونک و تنگ زندان حضور فونای فسیلی مرجانهای کلنی ضعیف تراما مرجانهای انفرادی ازجمله خانواده سیکلولیتس ها بخصوص در طبقات آهک مارنی و آهک شیلی بسیار فراوان رویت می گردد. در بررسی های رخساره ای چنین مشاهده شد که در طبقاتی که تجمعات رودیستی بالاست حضور مرجان ها بسیار ضعیف تر است و بالعکس اما در برش کوه دزداران این پدیده بسیار نامحسوس می باشد از طرفی با مطالعه دقیق فونای فسیلی سازند تاربور چنین استنباط میگردد که رودیست ها و مرجان ها در کرتاسه پایانی زیست رقابتی داشته اند که خود باعث شده محیط زندگی مرجان‌ها با محیط زندگی رودیست‌ها متفاوت باشد. که عامل این رقابت میزان غذا در محیط آنها بوده است بطوریکه مرجان‌ها به شرایط درجه حرارت، نور و شوری حساس بوده و اصولاً در محیط‌هایی با چرخش آزادتر آب و تقریباً فقیر از مواد غذایی

[8] - Restricted

(poor-nutrient) که حالت الیگوتروفیک (oligotrophic) دارند زیست می‌کنند اما رودیست‌ها دوکفه‌ای‌هایی هستند که تحملشان نسبت به تغییر شرایط دما، شوری و نور بسیار بیشتر از مرجان‌هاست (Riding, 2002) و این موجودات معلق خوار (suspended feeder) بیشتر از فیتوپلانکتون‌ها تغذیه کرده و در محیط‌های سرشار از مواد غذایی که حالت یوتروفیک (eutrophic) دارند زیست می کرده اند (Gili et al., 1995b; Riding, 2002; Pomar & Hallock, 2008).بنابراین اگرچه دما نیز روی رشد و اندازه رودیست ها بسیار تأثیرگذار می باشد بطوریکه در عرض های پایین تر و نزدیک استوا میزان رشد آنها بالاتر و در نتیجه جثه نمونه ها بزرگتر می باشد اما از آنجایی که شرایط عرض جغرافیایی برای هر سه برش مطالعاتی تقریبا در یک راستا و یکسان بوده است زیرا فاصله این برش ها از یکدیگر از یکصد کیلومتر تجاوز نمی کند اما آنچه تعجب بر انگیز است این است که در برش های تنگ ونک و تنگ زندان که رسوبات فلیش مانند و آواری سازند امیران وارد حوضه می شده است هم فراوانی و هم تنوع جمعیتی رودیست ها بیشتر است و هم اندازه آنها بسیار بزرگتر، بطوری که بعضی از خانواده ها(*Hippuritidae* و *Dictyoptychidea*) بسیار عظیم الجثه بوده و گاهی طولشان به ۵۰ سانتیمتر نیز رسیده است .بررسی ها برروی رخساره های رودیستی نشان می دهد از آنجایی که رودیست ها منطقه کم عمق را برای زندگی انتخاب می کرده اند لذا برخی از تاکسونهای آنها قادر به زندگی در محیط های بین جذر و مدی[9] بوده اند اما بیشترآنهازندگی در بخشی های مختلف محیط ساب تایدال را ترجیح می داده اند واز طرف دیگر تولید مثل غیر جنسی و زندگی گروهی رودیست ها شرایط را مساعد می ساخته تا چارچوب خود را بر روی سطح رسوبات گسترش دهند، و حالت بسترزی ی یا رو لایه ای[10] داشته باشند.حال با چنین شرایطی با ورود رسوبات آواری امیران به داخل حوضه دو اتفاق مهم رخ داده است،اول اینکه میزان مواد غذایی با ورود این مواد بسیار بالا رفته که برای زیست رودیست ها بسیار سودمند بوده و باعث رشد بیشتر و بزرگ جثه شدن آنها شده است و از طرفی طی یک رقابتی ساده مرجانها که بیشتر محیط های کم غذا (الیگوتروفیک) را برای زیست خود انتخاب می کنند خودبخود در چنین شرایطی میدان را برای زیست رودیست ها که معلق خوار بوده و به محیط های غنی ازغذا(یوتروفیک) نیازمند هستند خالی کرده و رودیست ها برنده محیط می شوند. دوم اینکه با تداوم ورود مواد آواری به داخل حوضه و پر شدن آن در بین ریف ها ی نوار ساحلی، خود موجب پوشیده شدن رودیست ها توسط رسوبات می شده است. لذا رودیست ها برای زنده ماندن مجبور به رشد بیشتر در جهت قائم شده تا از این وضعیت مصون بمانند بطوری که سرعت رشد آنها هماهنگ با میزان رسوبگذاری رسوبات آواری شده است بنابراین چنین شرایطی موجب شده تا بعضی از خانواده ها از جمله هیپوریت ها و دیکتیوپچیداها عظیم الجثه گردند. بررسی ها بر روی نهشته های سازند تاربور در کوه دزداران که سازند امیران در آنجا تشکیل نشده و در هنگام تشکیل ریف های تاربور ورود رسوبات آواری به داخل حوضه اتفاق نیافتاده است چنین شرایطی نیز ایجاد نشده است و رشد و تنوع رودیست ها حالت عادی دارند.نکته حائز اهمیت دیگر این است که در مشاهدات صحرایی رویت می شود که نمونه های رودیست های بسیار بزرگ همگی شکل خمیده یا چکمه مانند دارند یعنی تا حدود ۱۰ الی ۱۴ سانتیمتر طول صدف تا محل اتصال کفه به سطح بستر شکل صاف داشته و سپس بقیه طول صدف دچار خمیدگی و چکمه ای شکل شده است.دلیل این خمیدگی در آنها مستقیماً به به دو عامل ورود رسوبات در حوضه و میزان انرژی محیط بستگی دارد زیرا ورود رسوبات آوری همانطور که گفته شد موجب رشد سریع آنها شده تا از مدفون شدن در امان بمانند و از طرفی وفور مواد غذایی نیز موجب بزرگ شدن جثه آنها گردیده بنابراین وزن آنها سریعاً افزایش یافته و از آنجایی که خانواده هیپوریتیده ها و دیکتیوپچیده ها بر روی بستر

[9] - Intertidal
[10] - Superstratal

های نرم و بخصوص گلی چسبیده و ثابت گردیده اند که در این صورت از یک طرف با افزایش طول و وزن صدف تعادل برافراشته نگهداشتن آنها کاهش یافته و از طرفی انرژی های بالا موجب خوابیدگی و واژگون شدن آنها شده است که در این صورت اگرچه صدف بر روی بستر حالت خوابیده داشته اما مجبور بوده جهت بالاتر قرار گرفتن از سطح بستر و جلوگیری از تدفین خود و گرفتن آزادانه آب و مواد غذایی رشد عمودی داشته باشد پس بنابراین شکل صدف از حالت مخروطی مستقیم به مخروطی خمیده و یا چکمه ای شکل مبدل گردیده است.لازم بذکر است خمیدگی صدف رودیست ها بیشتر در خانواده هایی اتفاق افتاده است که زندگی منفرد دارند که خود گویای این واقعیت است که خانواده هایی که زندگی به صورت گروهی (گله ای) داشته اند در کنار هم بودن آنها به حفظ تعادلشان در انرژی های بالا کمک می کرده است همانند خانواده رادیولیتس ها که به صخره های مرتفع ریف چسبیده و در اجتماعات گروهی به هم چسبیده زندگی می کرده و از پوشیده شدن توسط رسوبات آواری مصون بوده اند و همگی دارای صدف مخروطی مستقیم بوده و هیچگونه انحنا ندارند. بطور کلی شکل صدف در رودیست ها به صورت کله قندی شکل(مخروط مستقیم) می باشد اما شکل های پیچیده که گاهی مانند پیچش شاخ های قوچ و غیره دیده میشوند همگی بخاطر حفظ تعادل در محیط های پر انرژی بوده است.

نتیجه‌گیری

۱-ورود رسوبات آواری و فلیش مانند سازند امیران به داخل حوضه زاگرس در مائستریشتین در برش های تنگ ونک و تنگ زندان موجب ازدیاد مواد غذایی و ایجاد شرایط یوتروفیک شده است که این شرایط برای زیست رودیست ها که معلق خوار بوده اند بسیار ایده آل بوده است .۲-در برش های تنگ ونک و تنگ زندان که میزان مواد غذایی بسیار بالا بوده است رودیست ها بسیار عظیم الجثه شده اند در صورتی که در برش کوه دزداران با عدم وجود نهشته های سازند امیران جثه رودیست ها حالت نرمال دارند. ۳- رودیست‌های دو خانواده هیپوریتیده‌ها و دیکتیوپچیده ها که بستر های نرم و گلی را برای زیستگاه خود انتخاب می کرده اند در دو برش تنگ ونک و تنگ زندان بسیار طویل و شکل چکمه مانند دارند که علت آن از دست دادن تعادل و خوابیدگی و واژگون شدن صدف بخاطرطول و وزن زیاد در انرژی بالا و از طرفی رشد مجدد صدف پس از خوابیدن به سمت قائم جهت مصون ماندن از تدفین شدن در رسوبات بوده است. ۴-پیچیدگی در صدف رودیست ها خود روشی برای حفظ تعادل آنها در محیط های پر انرژی بوده است ۵- خمیدگی صدف رودیست ها بیشتر در خانواده هایی اتفاق افتاده است که زندگی منفرد داشته اند و خانواده هایی که زندگی گروهی (گله‌ای) داشته اند مانند رادیولیتس ها هیچگونه خمیدگی در صدفهای آنها دیده نمی‌شود.

منابع

عسگری،ب.،خزاعی،ا .،جعفریان،م .،خسروتهرانی،خ.،افقه،م.،عبیات،ع.، (۱۳۹۰)،چینه نگاری زیستی سازند تاربور در برش تنگ زندان،سبزه کوه(جنوب غربی بروجن،زاگرس مرکزی)بر اساس روزن بران و رودیست ها. پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی دانشگاه اصفهان، ۲۷-۴۵: ۴۹-۶۴

غفوری، م.، جلالی،م .، خاستگاه رسوبی و بوم شناسی نهشته های رودیست دار کرتاسه پسین خرم آباد حوضه زاگرس. فصلنامه علوم زمین، ۱۰۴-۲۶: ۱۸۸-۱۷۳.

عسگری،ب، ۱۳۹۰. بیواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی سازند تاربور در منطقه چهارمحال و بختیاری(زاگرس مرکزی). پایان نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۲۹۰ صفحه.

Asgari pirbalouti, B., Mirzaie Ataabadi, M., Jafarian, M.A., Khosrow-Tehrani, K., Afghah, M., & Davoudifard, Z., 2013. Biostratigaphy and regional aspects of the Tarbur Formation (Maastrichtian) in central Zagros southwest Iran. Riv Ital Paleontol S: 119(2):215-227.

Carannante, G., Graziano, R., & L. Simone, 2003. Sedimentological and taphonomic characterization of low-energy rudist-dominated Senonian carbonate shelves (Southern Apennines, Italy), in E. Gili et al., eds., North African Cretaceous Carbonate Platform System, p. 189-201.

Chahida, M.R., & Jafarian, M.D., 1976. Zwei rudistenvorkommen in der Kreide des zenteralen Iran, Aus den Sitzungsberichten der Osterr: Akademie der Wissenschaften Mathem. – Naturw. Kl, 185(17): 295- 306.

Fenerci- Masse, M., Masse, JP., & Pernarcic, E., 2006. Quantitative stratigraphy of rudist limestones and ts bearing on spatial organisation of rudist communities: The Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (S.E. France). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 215(s 3–4):265–284.

Gili, E., Skelton, PW., Vicens, E., & Obrador, A., 1995a. Coral to rudists and environmentally induced assemblage sequence, In: In: Philip, J., Skelton, P.W. (Eds.), Palaeoenvironmental Models for the Benthic Associations of Cretaceous Carbonate Platforms in the Tethyan Realm. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol: 119:127-136.

Gili, E., Masse, JP., Skelton, PW., 1995b. Rudists as gregarious sediment-dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platform. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol: 118:245-267.

Pons, JM., Vicens, E., & García-Barrera, P., 2017. Campanian and Maastrichtian hippuritid rudists (Hippuritida, Bivalvia) of the Chiapas Central Depression (southern Mexico) and implications for American multiple-fold hippuritid taxonomy, Journal of paleontology: 91(2): 230–244.

Ruberti, D., Toscano, F., Carannante, G., & Simone, L., 2006. Rudist lithosomes related to current pathways in Upper Cretaceous temperate-type, inner shelves: a case study from the Cilento area, southern Italy. In: Pedley HM, Carannante G (eds) Cool-water carbonates: depositional systems and palaeoenvironmental controls, vol 255. Geological Society, London, 179–195 (Special Publications).

Ruberti, D., 1997. Facies analysis of a Upper Cretaceous high energy rudist-dominated carbonate ramp (Matese Mts., central- southern Apennines, Italy): subtidal and peritidal cycles, Sed. Geolology: 103: 81-110.

Skelton, PW., & Smith, AB., 2000. A preliminary phylogeny for rudist bivalves: sifting clades from grades. In: Harper, E.M., Taylor, J.D., & Crame, J.A., (eds.): The Evolutionary Biology of the bivalvia. Geol Soc Lond Mem: 177: 97-127.

Steuber, T., 2002. A palaeontological database of Rudist Bivalves (Mollusca, Hippuritoidea, Gray, 1848). http://www.ruhr-uni-bochum.de/sediment/rudinet/intro.htm.

Philip, J., & Skelton, P.W., 1995. Palaeoenvironmental Models for the Benthic Associations of Cretaceous Carbonate Platforms in the Tethyan Realm, Palaeo,119, 199 p.

Pomar, L., & Hallock, P., 2008. Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology, Ear-Scie: Review: 87: 134-169.

Ross, D.S., & Skelton, P.W., 1993. Rudist formation of the certaceous: a paleoecological, sedimentological and stratigraphic review, In wright, P. (ed.), sedimentology review, Blackwell, London. pp 73 - 91.

Riding, R., 2002. Structure and composition of organic reefs carbonate mudmounds: concepts and categories, Earth-Science Reviews: 58: 163-231.

Steuber, T., & Löser, H., 2000. Species richness and abundance patterns of Tethyan Cretaceous rudist Bivalves (Mollusca: Hippuritacea) in the Central-Eastern Mediterranean and Middle East, analysed from a palaeontological database: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology: 162: 75-104.

Steuber, T., Parente, M., Hagmaier, M., Immenhauser, A., Kooij, B., & Frijia, G., 2007. Latest Maastrichtian species-rich rudist associations of the Apulian Margin of Salento (S Italy) and the Ionian Islands (Greece), In: Scott, R., (Eds.), Cretaceous rudist and carbonate platform: environment feedback, SEPM, S.P, 87, 257p.

Stossel, I., & Bernoulli, D., (2000). Rudist lithosome development on the Maiella Carbonate Platform margin. In: Insalaco, E., Skelton, P.W., and Palmer, T.J., (Eds.), Carbonate Platform Systems: Components and Interactions. Geol. Soc. London S. P.l: 178: 177-190.

de Winte, Nj., Goderis, S., Van Malderen, SJM., Sinnesaelr, M., Vansteenberge, S., Snoeck, C., Belza, J., Vanhaecke, F., Claeys, P., 2020. Subdaily-Scale Chemical Variability in a Torreites Sanchezi Rudist Shell: Implications for Rudist Paleobiology and the Cretaceous Day-Night Cycle., Jounal of Paleoceanography and paleoclimatology: 35(2): 1029.

بررسی پتانسیل های ژئوتوریسم و زمین باستان شناسی منطقه هفشجان از توابع استان چهارمحال و بختیاری(زاگرس مرکزی)

برزوعسگری پیربلوطی[۱*]

۱- گروه مهندسی نفت، واحد مسجدسلیمان، دانشگاه آزاد اسلامی، مسجدسلیمان، ایران
Email: Askariborzu@gmail.com

چکیده

منطقه هفشجان از توابع استان چهارمحال و بختیاری بخاطر داشتن پتانسیل‌های بالقوه مهم زمین گردشگری(ژئوتوریسم) یکی از جذابترین و زیباترین مناطق زاگرس محسوب می شود. از میان نقاط مهم و دیدنی این منطقه می‌توان مجموعه ژئوسایت های گردشگری رشته کوه جهان بین و رشته کوه بزلر را نام برد که با داشتن پدیده‌های بسیار دیدنی و طبیعی شامل: گسل زاگرس، غارها، آبشارها، چشمه ها ی خروشان ، سنگ نگاره های باستانی، صخره‌ها و ستیغ مرتفع، ارتفاعات فرسایش یافته و ساختارهای فرسایشی جالب(تخت دیو، دودکش جن و گرز رستم)دره های عمیق و شگرف و مناظر کم‌نظیر بیشه‌زارها، باغ های زیبا و دلپذیر با درختان متنوع میوه، جویبارها،چشم‌اندازهای طبیعی و مراتع کوهستانی، دامنه های مملو از گیاهان دارویی، گل‌های وحشی، لاله های واژگون و همچنین ده ها تپه باستانی و آثار تاریخی که می توانند منطقه فوق را به قطب زمین گردشگری تبدیل کرده و با ترویج صنعت توریسم موجب اشتغالزایی،درآمدزایی و تحول اقتصادی گردند.

کلمات کلیدی: ژئوتوریسم، هفشجان، باستان شناسی، زاگرس، جهان بین

Investigation of geotourism and geological potentials of Hafshejan region of Chaharmahal and Bakhtiyari province (Central Zagros).

Borzu Asgari-Pirbalouti[1*]
1 -Department of Petroleum, Masjed Soleiman Branch, Islamic Azad University, Masjed Soleiman, Iran.
Email: Askariborzu@gmail.com

Abstract

Hafshjan region is one of the functions of Chaharmahal and Bakhtiari province and is considered as one of the most attractive and beautiful regions of Zagros due to its potentially important potentials for geotourism. Among the important and scenic points of this region, we can name the Jahanbin and Bozlar mountain tourism complex, which has very spectacular and natural phenomena, including: Zagros fault, caves, waterfalls, roaring springs, Inscription, rocks and High ridges, eroded heights and interesting structures (demon platform, Genii chimney and Rostam mace) Deep and wonderful valleys and rare landscapes of forests, beautiful and pleasant gardens with various fruit trees, streams, natural landscapes and mountain pastures, steep slopes Medicinal plants, wild flowers and overturned tulips, as well as dozens of ancient hills and historical monuments that the above natural potentials can turn the region into a tourism hub and promote employment, income generation and economic transformation by promoting the tourism industry.

Keywords: Geotourism, Hafshejan, Archaeology, Zagros, Jahanbin

مقدمه:

انسان به صورت ذاتی و طبیعی، طبیعت و جاذبه های دیدنی آن را دوست دارد. جاذبه های کره زمین در طی میلیونها سال طی رخدادها و فرایندهای متنوع زمین شناسی همانند فرسایش، آتشفشان،کوهزایی،هوازدگی و......تشکیل و مناظر شگفت را پدید آورده اند(عسگری.ب، ودهقانیان.م ۱۳۹۶).زیبایی ها و جاذبه های زمین شناسی جهان در مقیاس های میکروسکوپی مثل بلورهای کانی ها تا مقیاس های بزرگ مثل رشته کوهها و دریاها می توانند پتانسیل و جاذبه دیدنی برای یک زمین گردشگر باشند.

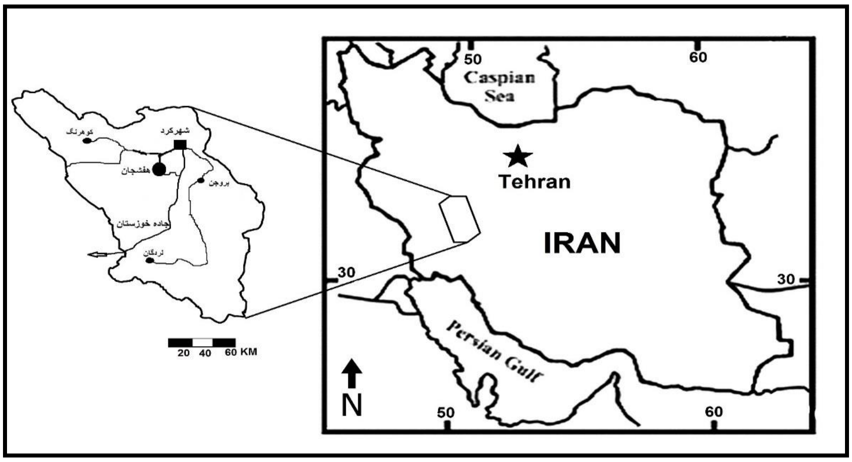
ژئوتوریسم اولین بار توسط آدام سدویک در انگلستان مطرح شد و اقدامات اولیه در این زمینه به قرنهای ۱۷ و ۱۸ انگلستان باز می گردد و بصورت آکادمیک در دنیای امروزی به سال ۱۹۹۵ یعنی تاریخ ارائه نخستین تعریف ژئوتوریسم درجهان توسط تام هوز ، به انگلستان بازمی گردد وی ژئوتوریسم را بازدید زمین شناختی و ژئومورفولوژیک نه بصورت صرفا زیبایی شناختی بلکه فراتر از این نگاه بطور مفصل تعریف کرد(نکوئی صدری ،۱۳۹۰). فری(۱۹۹۸) تعریف زیبایی برای ژئوتوریسم عنوان کرده است:ژئوتوریسم یعنی همکاری

میان رشته ای درون یک رشته اقتصادی،نتیجه بخش و به سرعت پیش رونده که با زبان مخصوص خود سخن می گوید و یک بخش جدید تجاری و اشتغال زا است.مأموریت اصلی و اساسی ژئوتوریسم عبارت از تبادل و انتقال دانش علوم زمین و تصور کلی از آن به عموم مردم است (پرهامی و همکاران، ۱۳۸۷).کشور پهناور ما دارای شرایط زمین شناسی و جغرافیایی متفاوت است بطوریکه از سیزده اقلیم شناخته شده در جهان، یازده نوع آن را دارا می باشد که این مهم باعث شده تا توانمندی ها و پتانسیل های متنوعی در زمینه زیست محیطی، تفریحی و به طور کلی گردشگری داشته باشد(جعفری.غ و همکاران ۱۳۹۹) در نتیجه شناسایی و ارزیابی این پدیده های طبیعی بعنوان اهداف گردشگری میتواند در توسعه منطقه کمک نماید(وهاب زاده،ق و موسوی،ر. ۱۴۰۰).

پدیده های زمین شناسی طی میلیونها سال در مناطق مختلف ایران شاهکارهای زیبا و دیدنی در طبیعت خلق نموده اند که امروزه می توانند در صنعت ژئوتوریسم و جذب گردشگران داخلی و خارجی بسیار ارزشمند و منبع اقتصادی پایدار و پویا برای کشور باشند(ساکت و همکاران ۱۳۸۷). بررسی میراث زمین شناسی ایران در قالب زمین گردشگری یا ژئوتوریسم برای نخستین بار توسط نبوی (۱۳۷۸) در هجدهمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین شناسی کشور عنوان گردید. علاوه بر این برگزاری اولین کنفرانس زمین گردشگری ایران در محل سازمان زمین شناسی و در ژئوپارک قشم را می توان ادامه روند فعالیتهای علمی شناخت میراث زمین شناسی در کشور دانست(امری کاظمی ۱۳۸۱،۱۳۸۳، ۱۳۸۵). چاپ اطلس ژئوتوریسم قشم(امری کاظمی ۱۳۸۷) و مجموعه مقالات ژئوپارک قشم(معاونت سیاحتی و گردشگری سازمان منطقه آزاد قشم ۱۳۸۷) را می توان بارزترین فعالیت علمی در حیطه زمین گردشگری و میراث شناسی زمین طی سالهای گذشته در ایران دانست. با این حال نقطه عطف این تلاش ها را می توان تاسیس ژئوپارک قشم در سال ۱۳۸۵ دانست، ثبت این ژئوپارک در فهرست ژئوپارک های جهان (GGN) را می توان آغازی انقلابی بر ارزش گذاری رسمی سازمانی بر میراث زمین شناسی ایران قلمداد کرد(رحمانی و همکاران، ۱۳۸۶) .استان چهارمحال و بختیاری با قرار گرفتن در زاگرس مرکزی همچون نگینی در قلب زاگرس، دارای پتانسیل های فراوان و کم نظیر زمین گردشگری بوده و مرتفع ترین شهرهای ایران را در خود جای داده و به بام ایران شهرت یافته است(عسگری.ب، ودهقانیان.م ۱۳۹۶). مجموعه زمین گردشگری منطقه هفشجان نیز با داشتن پتانسیل های متنوع و بکر گردشگری می تواند عامل مهم صنعت گردشگری، اشتغال زایی و رشد اقتصادی برای منطقه، استان و کشور باشد. این منطقه دارای کلکسیون ارزشمندی از زیبایی های آفرینش خالق هستی،نقاط زمین باستانشناسی(معادن دستی و سنتی قدیمی–سنگ نگاره ها– سازه های خیلی قدیمی و باستانی) را در خود جای داده که در دیگر نقاط ایران ما کمتر شاهد آن هستیم. بطوری که با ورود هر گردشگر به این منطقه با توجه به سلیقه و علاقه مندی شخصی خود با مقاصد علمی- پژوهشی، بوم گردشگری، سرگرمی و تفریح، ژئوتوریسم ماجرا جویانه و ورزشی می تواند از این مواهب بهره مند گردد.

موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی:

مجموعه زمین‌گردشگری شهر هفشجان در استان چهارمحال و بختیاری، با فاصله ۱۵کیلومتری جنوب غربی شهرکرد (مرکز استان) واقع است. این مجموعه در اطراف هفشجان پراکنده بوده و این شهر با مختصات جغرافیایی ۵۰ درجه و ۴۷ دقیقه طول شرقی و ۳۲ درجه و ۱۳ دقیقه عرض شمالی ، دارای جمعیتی بالغ بر ۲۲ هزار نفر با ارتفاع ۲۰۸۶ متری از سطح دریا واقع است. جاده های دسترسی شامل دو جاده اصلی و فرعی آسفالته بوده که اصلی از مسیر شهرکرد به هفشجان و فرعی از مسیر جاده خوزستان امکان پذیر می باشد.



نقشه۱: موقعیت مجموعه گردشگری هفشجان بر روی نقشه ایران و استان چهارمحال و بختیاری و کروکی جاده دسترسی به آن.

بحث:

در گذشته آنچه از گردشگری در ذهن ما خطور می کرد دیدن بناهای تاریخی و آثار باستانی بود اما امروزه این موارد تنها بخش کـوچکی از صنعت گردشگری را شامل می شوند.کشور ما جایگاه ویژه ای در جهان از دیدگاه ویژگی های طبیعی و گوناگونی زمـین شـناختی دارد به همین سبب مناطق زیادی از ایران پتانسیل معرفی جهت ژئوپـارک دارد(سـعادتی فـر و همکـاران، ۱۳۹۹).دیـدن منـاظر زیبـا و جـذاب از پدیده های زمین شناسی که به دست معمار هنرمند و خلاق طبیعت در طی میلیونها سال خلق شده اند جذابترین محور اصلی گردشـگری را شامل می شوند بطوریکه زمین گردشگری برای تمام رده های سنی با هر رشته و مقاطع تحصیلی مفرح و نشاط آور می باشـد.با گسـترش و پیشرفت علم و صنعت در جوامع بشری صنعت ژئوتوریسم نیز خود مفهوم عمومی پیدا کرده و شـاخه هـای تخصصـی زیـادی از آن مشـتق گردیده است مانند توریسم ماجراجویانه–توریسم سخت–توریسم سیاه–توریسم کاوشگر–توریسـم درمـانی–اکوتوریسـم–توریسـم ورزش های خاص و غیره. مجموعه گردشگری منطقه هفشجان با داشتن استعدادها و پتانسیل‌های طبیعی متنوع یکـی از منـاطق سـیاحتی کـم نظیـر زاگرس مرکزی است که جاذبه ها و پدیده‌های بسیار زیبای آن چشم هر بیننده‌ای را به خود خیره کرده و محـو شـگفتی‌های آفـرینش مـی کند. در این تحقیق سعی گردید که حتی المقدور به توصیف همه پدیـده‌ها و جاذبـه هـای آن کـه کلکسـیون ارزشـمندی از میـراث زمـین شناسی،بوم شناسی و باستان شناسی است پرداخته شود.

الف– پتانسیل های زمین شناسی

۱–هفشجان از لحاظ محل استقرار زمین شناسی محل تلاقی زون سنندج– سیرجان و زاگرس خردشده(لبه زاگرس مرتفع) قرار گرفته اسـت که می توان رخسارهای هر دو زون را در منطقه رویت کرد.

۲–رشته کوه جهان بین و گسل جهان بین در جنوب این شهر بخشی از گسل اصلی زاگرس بوده که علاوه بر ایجاد کوهها با ساختار بلنـد و جاذبه های کوهستانی، عملکرد گسل که موجب راندگی آهکهای کرتاسه بر روی کنگلومرای بختیاری شده است خود از مناظر دیـدنی و کم نظیر زمین شناسی محسوب می گردد که همه از جاذبه های زمین گردشگری منطقه بشمار می آیند.

۳–قرارگیری زنجیرمانند رشته کوه جهانبین در جنوب و رشته کوه بزلر در شمال این شهر با داشتن دره های عمیق، شگفت، دیـدنی و غنـی از آثار باستانی همانند دره دیو، دره بید، دره جن لو، دره دزکوه(دژ کوه)، دره شاه منظـر، دره دیگچی،میـل هـای شـاه نشـین و.... از جاذبـه های زیبا و بسیار دیدنی این منطقه محسوب می شوند.

۴-وجود چشمه های خروشان آب شیرین و گوارای دائمی و معروف همانند چشمه زنه، چشمه قاطرچی، چشمه وقت و ساعت(چشمه از نوع سیفونی)، چشمه شرشر، چشمه مروارید، چشمه نا، چشمه لری ،چشمه دره دز و........که هر کدام دارای جذابیت و مناظر زیبای منحصربفرد خود هستند.

۵-معادن سنگ سنتی خیلی قدیمی(زمین باستان شناسی) در کوه سنگ کن و کوه بزلر که حجاران قدیم پس از استخراج سنگ(سیلت استون-ماسه سنگ) به روش قلم و چکش و نعل و پاس(گوه) طی حجاری با تیشه زنی از آنها سنگ های آسیاب قدیمی، شیرهای سنگی، آسیاب دستی(آردچی)، هاون سنگی، غلتک سنگی[۱۱] خلق می کردند.

۶-غارهای آهکی متنوع(تک تونل تا چندین طبقه)، تفرجگاه ها، قله های صعب العبور، پرتگاه های مرتفع، صخره ه ای خشن و شگرف که همگی محل هایی بالقوه برای جذب ژئوتوریست های ورزشی و گردشگری های ماجراجویانه می باشند.

۷-آثار فرسایشی کم نظیر در تمامی قلل کوه بزلر با جنس کنگلومرا -ماسه سنگ و سیلت استون که شاهکار طبیعت طی میلیونها سال اشکال متنوعی از ستون های مرتفع سنگی(تخت دیو-دودکش جن)-فرسایش لانه زنبوری- ستون های سنگی قارچی شکل-حفره های غار شکل ، ایوان شکل،طاقچه شکل و دیگر اشکال مهیج فراوانی را خلق نموده است که خود کلکسیون بی نظیری از اشکال ژئومورفولوژیکی فرسایشی با مناظر و جلوه های حیرت آور در منطقه می باشد و یکی از بهترین نواحی برای ژئوتوریست های ماجراجویانه، صخره نوردان، کوه نوردان، اکوتوریست ها، دوست داران طبیعت و پژوهشگران معرفی می شود مانند گرز رستم، سنگ عمر و میل های شاه نشین.

۸-وجود بیش از ۶ رشته قنات بسیار قدیمی با دبی خروجی بالا و با حلقه چاه های متعدد و مادرچاه و مظهر قنات(زمین باستان شناسی) که همگی بدست مهندسین توانمند قدیم با شناسایی سفره های آب زیرزمینی،طراحی و حفاری شده اند و جهت مصارف کشاورزی و شرب، آب های زیر زمینی دشت هوشنگان را به سطح زمین منتقل و جاری نموده اند.

۹- چشمه بسیار پرآب و دائمی چشمه زنه که مرکب از چندین چشمه آب گوارا، بسیار شگفت‌انگیز با دبی بسیار بالا و خنک می‌باشد. مجموع این چشمه‌ها ساختاری مرکب از نوع کارستی و گسلی دارند و اخیرا در پایین دامنه جهت ذخیره آب، سدخاکی بزرگی احداث کرده اند و محلی زیبا برای گردشگری در فصول مختلف بشمار می آید.

۱۰-زاگرس مرکزی با ژئواقلیم سرد و برفگیر با کوهستانهای مرتفع و پربارش با یخچال های دائمی برای توریست های ورزشی و هنری بخصوص ورزش اسکی و مجسمه سازی با برف بسیار مستعد بوده بخصوص شهرکرد و هفشجان که به بام ایران شهرت داشته و یکی از بهترین و توانمندترین مناطق کشور برای ژئوتوریسم زمستانی معرفی می شود.

ب- پتانسیل های زمین شناسی-زمین باستان شناسی-میراث فرهنگی

۱- دشت هفشجان(هوشنگان) که طبق مطالعات باستان شناسی توسط پورفسور آلن زاگارل(۱۹۷۸) بر روی ظروف سفالی جمع آوری شده، ظروف و ابزارهای سنگی(کلسدوئن-ابسیدین-ماسه سنگ-رنگ های متنوع سیلیس)قدمت بسیار قدیمی سکونتگاه از نوسنگی به بعد در این دشت اثبات و گزارش شده است.

۱۱- بوم تورنه که در قدیم برای نفوذناپذیر کردن پشت بام ها در برابر نزولات جوی بر روی آن می غلطاندند.

۲-کتیبه گرنوشته شامل دو کتیبه سنگ نوشته(به ابعاد ۲در ۱ متر و ۱ در ۱ متر) که نوشته های آن ترکیبی از خط بسیار ابتدایی(پیش از خط میخی) و نقوش(با مفهوم کوه-درخت-بزکوهی-غار-انسان-شکار)در دیواره سنگی بلند بر دامنه شمالی کوه جهانبین که از حجاری های ابتدایی با قدمت حداقل ۵۰۰۰ هزار ساله می باشد.

۳-تپه های باستانی(چغات) دشت هوشنگان همانند چغات اسکندری، چغات هوشنگی، چغات شاهقلی بیک، چغات سیراله- چغات ترابی و ..... که شباهت زیادی به زیگورات دارند و مطالعات باستان‌شناسی قدمت ۶۰۰۰ تا ۴۰۰۰ ساله آنها را تعیین نموده است.

۴-آثار باقی مانده از جاده باستانی دژپارت (اسپارت)که هزاران سال شاهراه دسترسی خوزستان به فلات مرکزی ایران بوده و در مسیر آن تراش دستی دامنه های سنگی، پل‌های ساخته شده از سنگ‌های تراش خورده و سنگ چین‌های کنار این جاده قابل رویت می‌باشد.

۵-محدوده باستانی تخت سمنبر و آثار قلعه تاریخی با جنس سنگ و ملات ساروج و آثار برج های دیده بانی ساخته شده از سنگ در ارتفاع ۲۸۵۰ متری از سطح دریا در یکی از قلل صعب العبور رشته کوه جهانبین از جذابیت های بی نظیری برخوردار است.

۶-گورستان بسیار تاریخی دامنه کوه بزلر با حدود ۲۰۰۰ قبر باستانی و بیش از ۱۰۰۰ قبر عهد صفوی که بر روی آنها شیرهای سنگی و سنگ های حجاری شده توسط حجاران قدیم به وفور دیده می شود.

۷-امامزاده شاه منظر[۱۲] در ۵ کیلومتری شمال غربی هفشجان بر روی یکی از قله های کوه های بزلر که حجاران قدیم برای دسترسی به آن بیش از ۲۰۰ پله سنگی در دیواره های سنگی مسیر تراش داده اند. همچنین آب انبار تراش خورده در قله کوه و جنب مرقد امامزاده برای جمع آوری آب حاصل از بارش ها یک اثر دیدنی و کم نظیر است.

۸-گورستان ارامنه در سیرک با سنگ های قبور بسیار بزرگ حجاری شده با تیشه زنی دوره صفوی تا پهلوی با حروف- خط روسی بسیار دیدنی هستند.

۹-کتیبه بزرگ عیلامی(۱۱۲۰-۱۱۳۰ قبل از میلاد) مکشوفه از چغات اسکندری که در این کتیبه پادشاه عیلامی نام خود را هوتنه اینشو شیناکو نام پدرش را هوتنه روتو معرفی کرده و سپس نام چند تن از خدایان عیلامی و نام مناطق حکومتی خود را ذکر نموده و در آخر برای بانوی خود اوروک و برادران و خواهرانش: الها لاهو، آهوبان، هامرو، ترکتاش، نیکارباد، پانی‌گیر و کوتیر آرزوی سلامتی و پیروزی نموده است (رستمی هفشجانی، ۱۳۹۶.).

۱۰-محله سنگ تراش های هفشجان که از قدیم الایام محل کسب و کار حجاران چیره دست صنایع دستی بوده و هر کدام در کارگاه خود با دست هنرمند با همان ابزارهای ابتدایی تیشه و قلم انواع شیر های سنگی برای نصب بر مزار شیرمردان این خطه ، آسیاب دستی(آردچی)، هاون سنگی، غلتک سنگی، سنگ مزار و دیگر مصنوعات سنگی و صنایع دستی را خلق می کنند.

۱۱- ارتفاعات رشته کوه جهانبین و مناظر کم نظیر آن با یخچال های دائمی برف و یخ،دره‌های متعدد و عمیق با حیات وحش و طبیعت بکر و مملو از گیاهان دارویی و گل‌های وحشی که در فصل بهار بسیار سرسبز و سکوت کوهستان و چشمه‌های خروشان و چشم انداز دشت هوشنگان در پایین دست ارتفاعات یک منظره رویایی و بیاد ماندنی در ذهن هر بیننده‌ای به تصویر می کشد.

۱۲-بیشه‌زارهای متراکم و مرتفع با درختان صنوبر، تبریزی و سپیدار همچون کمربند سبز در جنوب شهر و سرتاسر دشت هوشنگان را پوشش داده است و همچنین در دامنه های رشته کوه جهان بین باغ‌های زیبا و دلپذیر با درختان متنوع میوه شامل: گردو، بادام، زردآلو، انگور و .....که از زیبایی و تنوع از چشم اندازهای بسیار خوبی بهره‌مند هستند.

۱۲ -بنام قمرخاتون از نوادگان امام جعفر صادق(ع)

دسته‌بندی پدیده‌های زمین‌شناسی در مجموعه زمین گردشگری هفشجان:

از لحاظ کارشناسی هر جاذبه گردشگری زمین‌شناسی براساس ارزش و اهمیت آن و همچنین میزان گیرایی برای جذب جهانگردان دارای یک رتبه می‌باشد. در این تحقیق جهت تعیین رتبه مجموعه زمین گردشگری هفشجان از دو طبقه‌بندی استفاده شده است.

الف–طبقه‌بندی بر پایه ارزش (نبوی، ۱۳۷۸):

در این طبقه‌بندی پدیده‌های زمین‌شناسی بر پایه ارزش آنها برای گروه‌های سنی و کاری و همچنین گیرایی آنها برای گردشگران درون مرزی و برون مرزی به ۶ گروه: ۱–بی‌همتا بودن، ۲–تک‌پدیده استانی، ۳–کمیاب بودن، ۴–الگو و شناساگر، ۵–چندگونگی و ۶–نونده (تغییر و دگرشکلی آن زود نمود است و زمین‌ریخت‌شناسی آن در یک دوره کوتاه چند ماهه یا چند ساله به خوبی قابل بازشناسی است) تقسیم شده است. براساس ویژگی‌های موجود، مجموعه زمین گردشگری هفشجان در رده‌های زیر قرار می گیرد:

۱–بی‌همتا بودن: قرارگیری چندین پدیده زمین‌شناسی و زمین باستانی جذاب و دیدنی در کنار هم در یک محل در کشور ما بی‌همتا است (رخنمون چندین پدیده زمین شناسی مانند گسل، آثار زیبای فرسایش، غار، آبشار، تونل ، کتیبه‌های تاریخی، چشمه، دودکش جن، تختگاه دیو، پرتگاهها و صخره ها، آثار باستانی برجای مانده از قلعه ها و معادن قدیمی و دژها).

۲– تک‌پدیده استانی: در بین پدیده های مختلفی که در این منطقه مجموعه ارزشمندی از جاذبه های ژئوتوریستی محسوب می شوند تعدادی از آنها تک پدیده استانی هستند مانند آثار فرسایشی و اشکال عجیب و غریب آنها و بسیاری از آثار تاریخی.

۳– الگو و شناساگر: که برای هدف های آموزشی، پژوهشی، ورزشی، توریست های ماجراجوی، بوم گردی و باستانی دارای ارزش فراوانی است و برای گردشگران عادی و توریسم های سلامت و توریسم سخت نیز گیرایی و جذابیت بی‌بدیل دارد.

۴–چند گونگی: که پدیده‌های این مجموعه اگرچه متنوع و کنار هم قرار گرفته‌اند اما شرایط تشکیل و ظهور هر کدام جداگانه و در طی فرآیندهای متفاوت اتفاق افتاده است.

در نهایت مجموعه زمین‌گردشگری فوق با قرارگیری در گروه های۱،۲،۴ و۵ برای پژوهشگران و دانشجویان تخصصی رشته‌های زمین‌شناسی، باستان‌شناسی، محیط زیست،جغرافیا، گردشگری، زیست شناسی، منابع طبیعی و هنر جذابیت و گیرایی دارد و از طرفی برای تمامی اقشار جامعه با تمام رده های سنی و در هر مقطع تحصیلات جذاب و دیدنی است.

ب) طبقه‌بندی براساس نحوه تشکیل و ماهیت (امری کاظمی، ۱۳۸۵):

در این طبقه‌بندی پدیده‌های زمین‌شناسی براساس نحوه تشکیل و ماهیت خود به گروه‌های مختلفی تقسیم‌بندی شده است که عبارتند از: ۱–ماگماتیسم،۲–فرسایش، ۳–تکتونیک و زمین‌ساخت، ۴–زمین‌شناسی مهندسی و زیست محیطی، ۵–مرتبط با ژئوتوریسم، ۶–رسوب‌شناسی و ۷– باستان–زمین‌شناسی.

طبق این طبقه‌بندی نحوه تشکیل مجموعه زمین‌گردشگری هفشجان شامل گروههای ۲،۳،۴،۵ و۷ می‌شود که حاکی از نحوه تشکیل متنوع در اثر فرآیندهای گوناگون بوده است.

مجموعه جاذبه های زمین گردشگری هفشجان به جز زیبایی و منحصر به فرد بودن امتیازات دیگری نیز دارد که هر یک از آن‌ها می‌تواند نقش ویژه‌ای درراستای شکوفایی صنعت ژئوتوریسم دراین منطقه باشد که عبارتند از:

۱- فراوانی، تنوع و جذابیت های شگرف پدیده‌ها که هر کدام را می‌توان بعنوان جاذبه‌ی ژئوتوریسم معرفی نمود.

۲–کنار هم بودن این مجموعه که همگی در یک ناحیه و در طی دو تا سه روز ژئوتوریست ها می توانند از همه بازدید بعمل آورند.

۳-وجود جاده های دسترسی آسفالته ، شوسه، جیپ رو و مالرو جهت بازدید مکانهای مذکور که خود تنوعی از جاده ها ی دسترسی با چشم اندازهای زیبا و شگرف می باشند.

۴- وجود کلیه امکانات رفاهی مورد نیاز گردشگران در هفشجان مثل مسجد، پارکینگ، فروشگاه‌های خرید، مراکز درمانی و ....

نتیجه گیری:

۱-مجموعه زمین گردشگری هفشجان با داشتن پتانسیل‌های مهم گردشگری و پدیده‌های متنوع زمین‌شناسی –باستانی-تاریخی یکی از مکان‌های بکر و بی نظیر کشور است که می‌تواند در جذب توریست و شکوفایی صنعت گردشگری بسیار مهم باشد.

۲-این مجموعه زمین گردشگری در دسته‌بندی پدیده‌ها براساس پایه ارزش در گروه های ۴،۲،۱و۵ قرار دارد که برای گردشگران(زمین،ورزشی،ماجراجو،سخت،سیاه،طبیعت،باستانی) و پژوهشگران رشته‌های زمین‌شناسی، باستان‌شناسی، جغرافیا، گردشگری، زیست‌شناسی، منابع طبیعی ،محیط زسیت و هنر جذابیت و گیرایی دارد و از طرفی برای تمامی اقشار جامعه با تمام رده‌های سنی جذاب و دیدنی است.

۳-مجموعه زمین گردشگری هفشجان در طبقه‌بندی پدیده‌ها براساس نحوه تشکیل شامل گروههای ۵،۴،۳،۲ و۷ می‌شود که حاکی از نحوه تشکیل متنوع در اثر فرآیندهای گوناگون زمین‌شناسی در طی میلیونها سال بوده است.

۴- مجموعه زمین گردشگری هفشجان با داشتن پدیده‌های متنوع زمین‌شناسی-تاریخی-باستانی که تعداد آنها به بیش از ۲۰ مورد می‌رسد یکی از مکان‌های بی نظیر کشور است و پیشنهاد می‌شود که این مکان به یک ژئوپارک زمین‌شناسی تبدیل شود.

پیشنهادات:

۱-سازمان گردشگری و میراث فرهنگی با همکاری سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور می‌توانند با مدیریت و برنامه‌ریزی های صحیح در معرفی و شناساندن پدیده‌های متنوع و مهم این مجموعه ، کوشش کرده تا از طریق صنعت توریست موجب اشتغال‌زایی ، رشد اقتصادی و توسعه پایدار در این منطقه شوند.

2-منطقه هفشجان با داشتن انواع ژئوسایت های بکر و طبیعی و همچنین اکوسایت ها، آرکئوسایت ها و..... یکی از کم نظیرترین مناطق ایران بوده و شایسته است این میراث ارزشمند در پایگاه ملی داده های علوم زمین سازمان زمین شناسی کشور و همچنین در فهرست آثار طبیعی و ملی ایران ثبت و حفظ گردند.

منابع

جعفری،غ.،طاهرخانی،م.، رضایی،خ.،۱۳۹۹.بررسی ژئوتوریسم حوضه آبریز قزل اوزن بر اساس روش فاسیلاس.نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی دانشگاه خوارزمی، ۲۰-(۵۹): ۵۹-۷۹.

سعادتی فر،زنگنه اسدی،م.ع.، گلی مختاری،ل.، ۱۳۹۹. اهمیت زمین گردشگری (و پیشنهاد برای ژئوپارک) یک اولویت در اقتصاد منطقه شمال غرب نیشابور، فصلنامه توسعه پایدارمحیط جغرافیایی، ۵(۲): ۶۹-۸۳

وهاب زاده،ق.،وموسوی،ر.،۱۴۰۰.ارزیابی پتانسیل ژئوتوریسم غار اسپهبد خورشید، جنگل و رودخانه اطراف بر اساس مدل‌های پرالونگ و کوچین در حوزه آبخیز تالار.مجله: یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی-دانشگاه بوعلی همدان. doi:10.22084/nfag.2021.24024.1463

امری کاظمی، ع.ر.،۱۳۸۳. اطلس ژئوتوریسم قشم (نگاهی به پدیده های زمین شناسی جزیره قشم). پایگاه ملی داده‌های علوم زمین. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۱۱۳ صفحه.

امری‌کاظمی، ع.ر.،۱۳۸۵. نگاهی به مفاهیم کلی ژئوپارک، میراث زمین‌شناسی و ژئوتوریسم و بررسی جایگاه ایران در این زمینه ، مجموعه مقالات بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، تهران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

پرهامی، س.،اسدی، ن.، غلامحسینی، ق. و پرتابیان، ع.، ۱۳۸۷. معرفی جاذبه های آبشار مارگون استان فارس برای گردشگری، ژئوتوریسم و ایجاد ژئوپارک، مجموعه مقالات اولین همایش زمین گردشگری(ژئوتوریسم) و ایجاد ژئوپارک، تهران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

امری‌کاظمی، ع.ر.،۱۳۸۱. آغازی بر ژئوتوریسم ایران، مجموعه مقالات بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

رحمانی، ع.، غبیشاوی، ع.، چهارده‌چریک،غ.ر.،۱۳۸۶. ژئوتوریسم چشمه های گازی گنبد لران(مناطق نفتخیز جنوب ایران)، مجموعه مقالات بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، تهران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

ساکت،ع.،رضایی،پ.،فهیمی،ن.، ۱۳۸۷. جاذبه های ژئوتوریستی جزیره هرمز به عنوان بهشت زمین شناسی ایران، مجموعه مقالات اولین همایش زمین گردشگری (ژئوتوریسم) و ایجاد ژئوپارک. وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

عسگری،ب.،دهقانیان،م.ص.،۱۳۹۶. ژئوتوریسم پیرغار فارسان از توابع استان چهارمحال و بختیاری، اولین همایش ملی پژوهش های کاربردی نوین در علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحدبندرعباس.

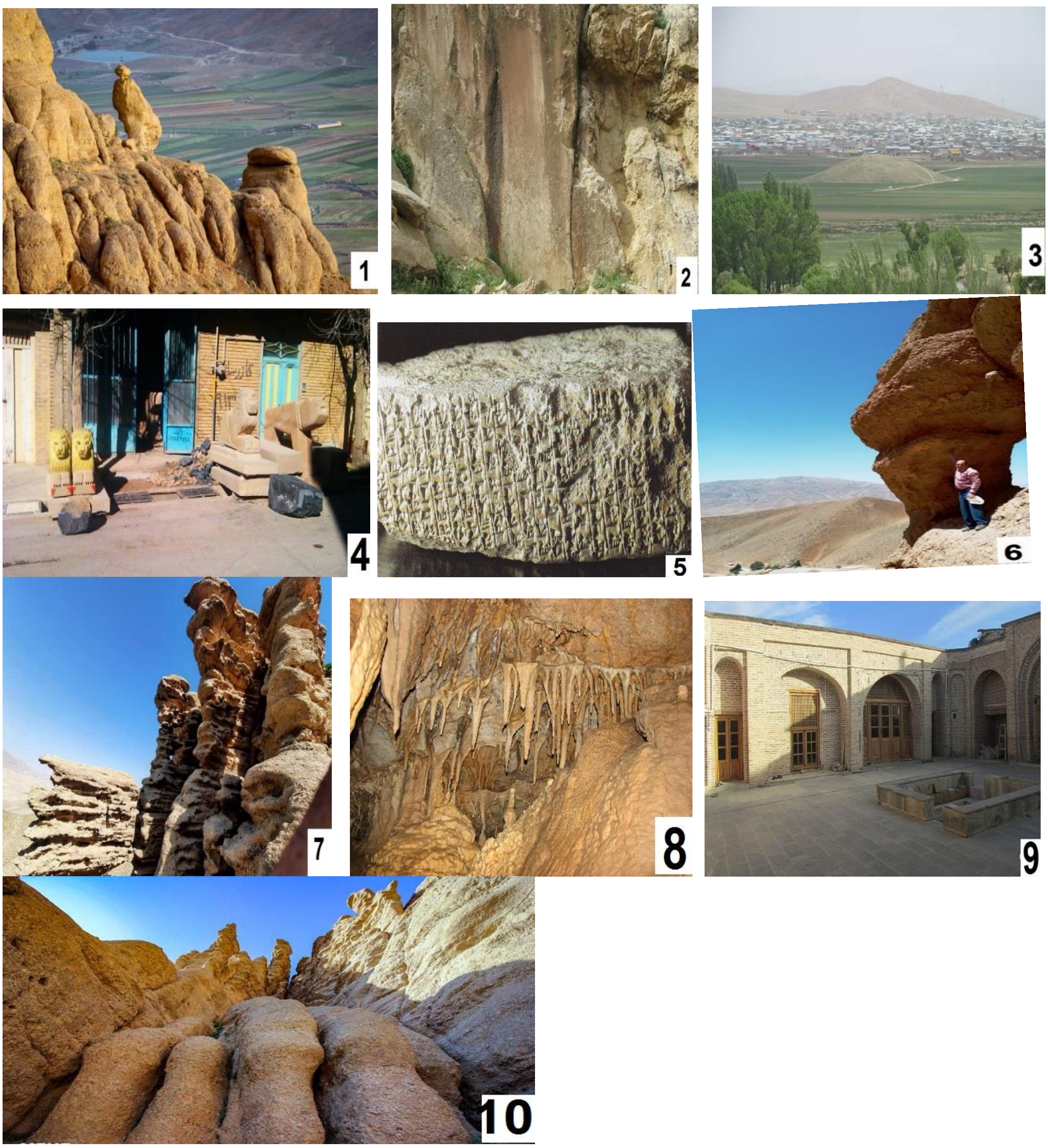
نبوی، م. ح.،۱۳۸۴. گردشگری زمین شناسی. (Geotourism) مجموعه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحات ۱۰۳۹ تا ۱۰۴۹.

زاگارل، آ.، ۱۹۷۸. باستان شناسی پیش از تاریخ منطقه بختیاری، ظهور شیوه زندگی در ارتفاعات زاگرس، ترجمه،کورش روستایی، میراث فرهنگی و جهانگردی استان چهارمحال و بختیاری، ۱۳۸۷

رستمی هفشجانی،ح.، ۱۳۹۶. سیمای جغرافیایی،تاریخی و ....شهر هفشجان (جهان بین ۲)، انتشارات آرام

نکوئی صدری، ب.،۱۳۸۹.. مبانی زمین‌گردشگری با تأکید بر ایران. انتشارات سازمان مطالعه و تدوین کتب دانشگاهی. ص ۲۲۰.

-Frey, M.L.,1998. Geologie-Geo-Tourismus-Umweltbildung: Themen und Tatigkeits-bereiche im Spannungsfeld Okonomie und Nachhaltige Entwicklung,Terra Nostra,Schriften der Alfred-Wegner Stiftung, Technical University Berlin.



۱-آثار فرسایشی (تخت دیو) واقع در کوه بزلر، ۲- کتیبه گرنوشته(سنگ نگاره) واقع در دامنه شمالی کوه جهانبین، ۳- دورنمای شهر هفشجان، دشت هوشنگان و چغات اسکندری ۴-تصویر از یک کارگاه سنگ تراشی سنتی در محله سنگ تراش های شهر هفشجان۵-کتیبه عیلامی ۳۱۰۰ ساله مکشوفه از چغات اسکندری ۶- آثار فرسایشی(گرز رستم) در کوه شاه منظر، ۷-ستون های حاصل فرسایش(دودکش جن-تخت دیو) واقع در ضلع شرقی کوههای بزلر که اینجا به میل های شاه نشین معروف هستند ۸-تصویر از داخل غار جهانبین و ساختارهای استالاگتیت و استالاگمیت۹-مسجد خلج ها با معماری صفویه در یکی از محله های قدیمی هفشجان ۱۰- اشکال فرسایشی(دودکش جن) در دامنه جنوبی کوههای بزلر.

زیست چینه نگاری تریلوبیت های کامبرین میانی در برش کمر سیاه ، جنوب شرق کرمان

حامد عامری

۱ـ استادیار گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

Email: Ameri.hamed@gmail.com

چکیده

برونزدهای نسبتاً وسیعی از رسوبات کامبرین در استان کرمان وجود دارد. این برونزدها داری قطعات تریلوبیت می¬باشند. یکی از مناطق مناسب جهت بررسیهای فسیل شناسی برش کمر سیاه در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر کرمان است. این برش با داشتن ۲۰۰ متر ضخامت، بر اساس حضور فسیلهای بی مهرگان به ویژه تریلوبیتها به دو سازند کوهبنان و بی نام تقسیم می¬شود. بررسیهای فسیل شناسی در این برش به شناسایی ۱۱ جنس و ۱۷ گونه از تریلوبیتها شامل *Afghanocera lategenatum*، *Anomocarella chainensis*، *A.* sp.، *Blountia blountia*، *Cheliedonocephalus farsia*، *Iranoleesia* pisiformis، Kermanella lata lata، Kermanella lata minuta، Kermanella sp.، Kobayashiella sp.، *Latouchella*? *huckriedea*، *Paragralous*? *dahuensis*، *Redlichia* cf. *chinensis*، *Redlichia noetlingi*، *Redlichia* sp.، *Stoecklina spinosa* و *Syspachelius* sp. انجامیده است. با توجه به وجود فسیل تریلوبیتها در این برش ۳ بیوزون تجمعی برای سازند کوهبنان و ۱ بیوزون برای سازند بی نام مشخص گردید. این بیوزونها شامل *Redlichia noetlingi* Biozone، *Kermanella kuhbananensis* Biozone، *Iranoleesia pisiformis* Biozone و *Cheliedonocephalus farsia* Biozone است. با در نظر گرفتن محدوده گسترش فسیلهای فوق الذکر، سن این برش از اواخر کامبرین پیشین تا اوایل کامبرین پسین در نظر گرفته شده است.

کلیدواژه‌ها: تریلوبیت، کامبرین، کمر سیاه.

Biostratigraphy of Middle Cambrian Trilobites in Kamar Siah Section (southeast Kerman)

Hamed Ameri

1- Assistant Professor, Ecology Department, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

Abstract

Cambrian sediments are widely exposed in the Kerman Province. Parts of these deposits are containing trilobite fossils. One of the suitable areas for paleontological studies is Kamar Siah section. This section located about 60 Km north east of Kerman. These sediments have 200 m thickness with fossil invertebrates of trilobites, brachiopod, gastropods and stromatolite which includes Kuhbanan and Unnamed formations. In this study, 17 genera and 11 species of trilobites were identified and described that include *Afghanocera lategenatum*, *Anomocarella chinensis*, *Anomocarella* sp., *Blountia blountia*, *Cheliedonocephalus farsia*, *Iranoleesia pisiformis*, *Kermanella lata lata*, *Kermanella lata minuta*, *Kermanella* sp., *Kobayashiella* sp., *Latouchella*? *huckriedea*, *Paragralous*? *dahuensis*, *Redlichia* cf. *chinensis Redlichia noetlingi*, *Redlichia* sp., *Stoecklinaspinosa*, *Syspachelius* sp. Based on trilobite assemblages, Kamar Siah section is dividedby four trilobite biozones: *Redlichia noetlingi* Biozone, *Kermanella kuhbananensis* Biozone, *Iranoleesia pisiformis* Biozone, *Cheliedonocephalus farsia* Biozone. Three biozone belong to Kuhbanan formation and one biozone belong to Unnamed Formation. The age of this section, based on trilobite biozone, is late Early Cambrian to early Late Cambrian.

Keywords: Trilobite, Cambrian, Kamar Siah

مقدمه

برونزدهای نسبتاً وسیعی از رسوبات کامبرین در نواحی شمالی استان کرمان وجود دارد. این رسوبات در قالب سریهای ریزو، دزو و سازندهای داهو و کوهبنان معرفی و مورد مطالعه قرار گرفته اند. از میان مجموعه های فوق تنها در بخشهای میانی و بالایی سازند کوهبنان می توان آثار و بقایای بی مهرگانی همچون: تریلوبیت، براکیوپود، دوکفه ای و گاستروپود را یافت نمود. سازند کوهبنان در ناحیه کرمان عمدتاً از دوبخش تخریبی – آواری حاوی شیل و ماسه سنگ های ارغوانی و نخودی در قاعده و آهک های دولومیتی و مارنی در قسمت فوقانی که سرشار از قطعات بیهرگان می باشد تشکیل شده است.

باتوجه به اهمیت و حضور فراوان قطعات بدنی تریلوبیت ها در بخش هایی از سازند کوهبنان مطالعات بیواستراتیگرافی دقیقی برروی این سازند و این مجموعه فسیلی صورت پذیرفت.

بحث

با مطالعات صحرایی و پی جویی های بعمل آمده در ناحیه کرمان، یکی از نواحی مساعد جهت بررسی های بیواستراتیگرافی، ناحیه جنوب و جنوب شرقی کرمان می باشد. این ناحیه درحقیقت بخشی از رشته کوه های سیرچ می باشد که دارای برونزد های معدود و پراکنده ای از رسوبات به دیرینگی کامبرین زیرین تا میانی می باشد. با بررسی های صحرایی و درنظر گرفتن تمامی عوامل چینه شناختی و فسیل شناسی بهترین برش تعیین و مورد مطالعه قرار گرفت.

برش مورد مطالعه در ۶۰کیلومتری جنوب شرقی شهر کرمان و در مجاورت ارتفاعات کوه کمر سیاه واقع شده است. قاعده این برش دارای مختصات زیر می باشد: (شکل۱).

X: 524685.862
Y: 3344321.808

زمین شناسی و سنگ چینه نگاری

برش مورد مطالعه در زون ساختاری ایران مرکزی جای دارد. قاعده سازند کوهبنان بصورت گسله بر روی رسوبات تبخیری سری دزو قرار می گیرد. برروی سازند کوهبنان در این ناحیه رسوبات عمدتا آهکی سازند بی نام بصورت پیوسته قرار می گیرند که باتوجه به حضور فسیلهای تریلوبیت سن این بخش از برش متعلق به کامبرین پسین می باشد.

مرز بالایی سازند بی نام با رسوبات کوارتزیت سفید رنگ دونین پسین بصورت گسله پوشیده می شود. ستبرای برش کمر سیاه ۱۶۰/۵ متر می باشد . (شکل۲).

زیست چینه نگاری

برش مورد مطالعه به لحاظ زیستی دارای آثار و بقایای گروه های تریلوبیت، براکیوپود، دوکفه ای، گاستروپود، استروماتولیت می باشد. از این میان تریلوبیت ها دارای فراوانی بوده و اهمیت بسزایی در این دوره از حیات کره زمین دارند. باتوجه به مطالعات صورت پذیرفته ۱۷گونه در قالب ۱۱ جنس از تریلوبیتها جمع آوری و شناسایی گردیده است که شامل گونه‌های *Afghanocera* ،*Cheliedonocephalus farsia* ،*Blountia blountia* ،*A.* sp. ،*Anomocarella chainensis* ،*lategenatum* ،*Kermanella* sp. ،*Kermanella lata minuta* ،*Kermanella lata lata* ،*Iranoleesia pisiformis* ،*Redlichia* cf. *chinensis* ،*Paragralous*? *dahuensis* ،*Latouchella*? *huckriedea* ،*Kobayashiella* sp. ،*Redlichia noetlingi* ،*Redlichia* sp. ،*Stoecklina spinosa* و *Syspachelius* sp. است.

باتوجه به وجود این فسیل ها و درنظر گرفتن برد سنی آنها، سازند کوهبنان به ۳ بایوزون تریلوبیتی و سازند بی نام به ۱ بایوزون تقسیم گردید.

بایوزون: I ***Redlichia noetlingi*** **Biozone**

این بایوزون حاوی فسیل های *Redlichia noetlingi*, *Redlichia* cf. *chinensis*, *Redlichia* sp. می باشد ابتدا و انتهای این بایوزون با اولین ظهور و انقراض گونه *Redlichia noetlingi* مشخص می گردد. به لحاظ فراوانی جنس *Redlichia* sp. بیشترین نرخ حضور را دارا می باشد. بیشترین فراوانی و تنوع گونه ای در ۹ متری قاعده سازند کوهبنان به وقوع پیوسته است. ستبرای این تجمع زیستی ۷ متر می باشد که از ۴ متری قاعده سازند کوهبنان آغاز می گردد. باتوجه به برد زیستی گونه *Redlichia noetlingi* در ایران و سایر نقاط دنیا این محدوده زیستی سن اواخر کامبرین زیرین را برای این بخش از برش نشان می دهند.

بایوزون: Π ***Kermanella kuhbananensis*** **Biozone**

این زون زیستی متشکل از گونه‌های *Kermanella lata lata*، *Kermanella lata minuta*، *Kermanella* sp.، *latouchella*? *huckriedea*، *Paragralous*? *dahuensis* و *Stoecklina spinosa* می‌باشد. ابتدا و انتهای بایوزون با اولین و آخرین ظهور گونه *Kermanella kuhbananensis* مشخص می گردد. گونه مذکور تقریبا در تمام پهنه بیوزون حضور دارد، بیشترین فراوانی آن در قسمتهای قاعده ای بیوزون است. ستبرای این بیوزون ۴۵ متر می باشد که از ۳۵ متری قاعده سازند کوهبنان آغاز می گردد. بیشترین فراوانی گونه ای در این محدوده زیستی متعلق به زیر گونه *Kermanella lata lata* می باشد که ۳۵ درصد از کل فراوانی نمونه ها را دارا می باشد. باتوجه به مجموعه فسیلی و برد سنی آنها، سن این بخش از برش کمرسیاه معادل با اوایل کامبرین میانی می باشد.

بیوزون : III ***Iranoleesia pisiformis*** **Biozone**

این بیوزون با اولین حضور گونه *Iranoleesia pisiformis* در ۸۰ متری از قاعده سازند آغاز شده و تا انقراض گونه مذکور در فاصله ۹۶ متری از قاعده ادامه دارد این مجموعه زیستی شامل جنس و گونه‌های زیر می‌باشد:

Afghanocera lategenatum, *Anomocarella chainensis*, *A.* sp., *Blountia blountia*, *Iranoleesia pisiformis*, *Syspachelius* sp.

باتوجه به حضور مجموعه فوق و درنظر گرفتن سن آنها در سایر نقاط دنیا سن این بخش از برش اواخر کامبرین میانی مشخص می گردد.

بیوزون: IIII ***Cheliedonocephalus farsia***

باتوجه به حضور گونه *Cheliedonocephalus farsia* در بخشهای فوقانی سازند کوهبنان و در نظر گرفتن سن این فسیل که متعلق به اوایل کامبرین پسین می باشد. قسمتهای یاد شده دیگر متعلق به سازند کوهبنان نمی‌باشند (طبق تعریف سازند کوهبنان)

بنابراین تحت عنوان سازند بی نام در منطقه شناخته می‌شوند. این بایوزون تنها از دو گونه قابل شناسایی ***Cheliedonocephalus farsia*** و *Kobayashiella* sp. تشکیل شده است.

باتوجه به حضور فسیلهای فوق الذکر، سن این بخش از برش اوایل کامبرین پسین می‌باشد.

با تکیه بر اطلاعات فسیل شناسی و بیوزوناسیون تریلوبیت های برش مورد مطالعه، رسوبات کامبرین موجود در این ناحیه را می توان با سایر برونزد های ایران مطابقت داد، از آنجایی که بخش های زیرین برش مذکور، محدوده زیستی زون *Redlichia noetlingi* Biozone را در برمی گیرد و با توجه به سن دقیق گونه *Redlichia noetlingi* (اواخر کامبرین پیشین)، این محدوده از برش با بخش های انتهایی سازند کالشانه در ناحیه طبس و پاره سازند ۱ میلا در البرز معادل می باشد. بر اساس برد زیستی بایوزون های *Kermanella kuhbananensis* Biozone و *Iranoleesia pisiformis* Biozone می توان این بخش از برش کمر سیاه را با سازند درنجال در حوضه طبس و پاره سازند های ۲ و ۳ میلا معادل دانست و محدوده زیستی زون *Cheliedonocephalus farsia* را هم ارز پاره سازند ۴ میلا و بخش های انتهایی سازند درنجال در نظر گرفت. با توجه به حضور فراوان گونه های جنس *Redlichia* و عدم حضور آرکئوسیاتیت ها و بر اساس مدل ایالتی Kobayashi 1972 خرده قاره ایران مرکزی در ایالت Redlichian قرار می گیرد بطوری که این جایگاه جغرافیای دیرینه در سایر نواحی دنیا (افغانستان، استرالیا، جنوب چین و کره جنوبی) توسط فونای تریلوبیتی مشابه با ایران مرکزی انطباق داده شده است. (عامری ۱۳۸۸)

نتیجه‌گیری

بررسیهای چینه شناسی و فسیل شناسی رخنمونهای مختلف سیستم کامبرین در ناحیه کرمان به ویژه برش کمرسیاه نشان دهنده حضور گسترده زیای تریلوبیتی است که امکان زون بندی را در برش مذکور فراهم می¬نمایند. این برش براساس محدوده زمانی گسترش تریلوبیتها به چهار زون تجمعی تقسیم گردیده است. با توجه به بایوزونهای مذکور سن برش کمرسیاه از اواخر کامبرین پیشین تا اوایل کامبرین پسین پیشنهاد می¬شود.

براساس داده¬های چینه شناختی و زیست چینه¬ای، سازند کوهبنان در حوضه کرمان قابل قیاس با بخشهای انتهایی سازند کالشانه و سازند درنجال در حوضه طبس و همچنین پاره سازندهای ۱ تا ۳ و بخش زیرین پاره سازند ۴ سازند میلا در حوضه البرز است.

بر اساس وجود فونای تریلوبیتی در برش مورد مطالعه جایگاه جغرافیایی این برونزدها در ایالت Redlichian می¬باشند. تریلوبیتهای موجود در این برش با بیوزونهای تریلوبیتی سرزمینهای چین، استرالیا، پاکستان و افغانستان قرابت نزدیک دارند.

باتوجه به داده¬های موجود و مقایسه فونای زیستی این ناحیه می¬توان چنین نتیجه گرفت که برش مورد مطالعه در زمان نهشته شدن در حاشیه شمال شرقی ابرقاره گندوانا قرار داشته و نشان دهنده محیط رسوبی فلات قاره می¬باشد.

منابع

عامری حامد، داستانپور محمد، وزیری محمد رضا، ۱۳۸۳. چینه شناسی و دیرینه شناسی کامبرین در کرمان، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شاهرود، صفحه ۴۸۰.

عامری، ح.، ۱۳۸۴. بیواستراتیگرافی نهشته¬های کامبرین درشمال و جنوب شرق کرمان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۵۹ ص. عامری، ح.، ۱۳۸۸. دیرینه شناسی و بیواستراتیگرافی سازند کوهبنان در استان کرمان. پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۹۴ ص.

Ameri, Hamed, Dastanpour, Mohammad, 2010, Stratigraphy and Paleontology of Trilobites in Kuhbanan Formation in the Akbar-Abad Section (North of Kerman), Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 21(1):37-42

Huckriede, R., Kursten M., and Venzlaff Hm 1962, Zur Geolog. des Gebietes Zwischen Kerman und Saghand (Iran). Beih. Geol.Jarb., No 51 ,pp. 197.

Kobayashi, M. J. A. 1972, Three faunal provinces in the Early Cambrian period, Proc. Japan Acad., Vol. 48, pp. 242- 247.

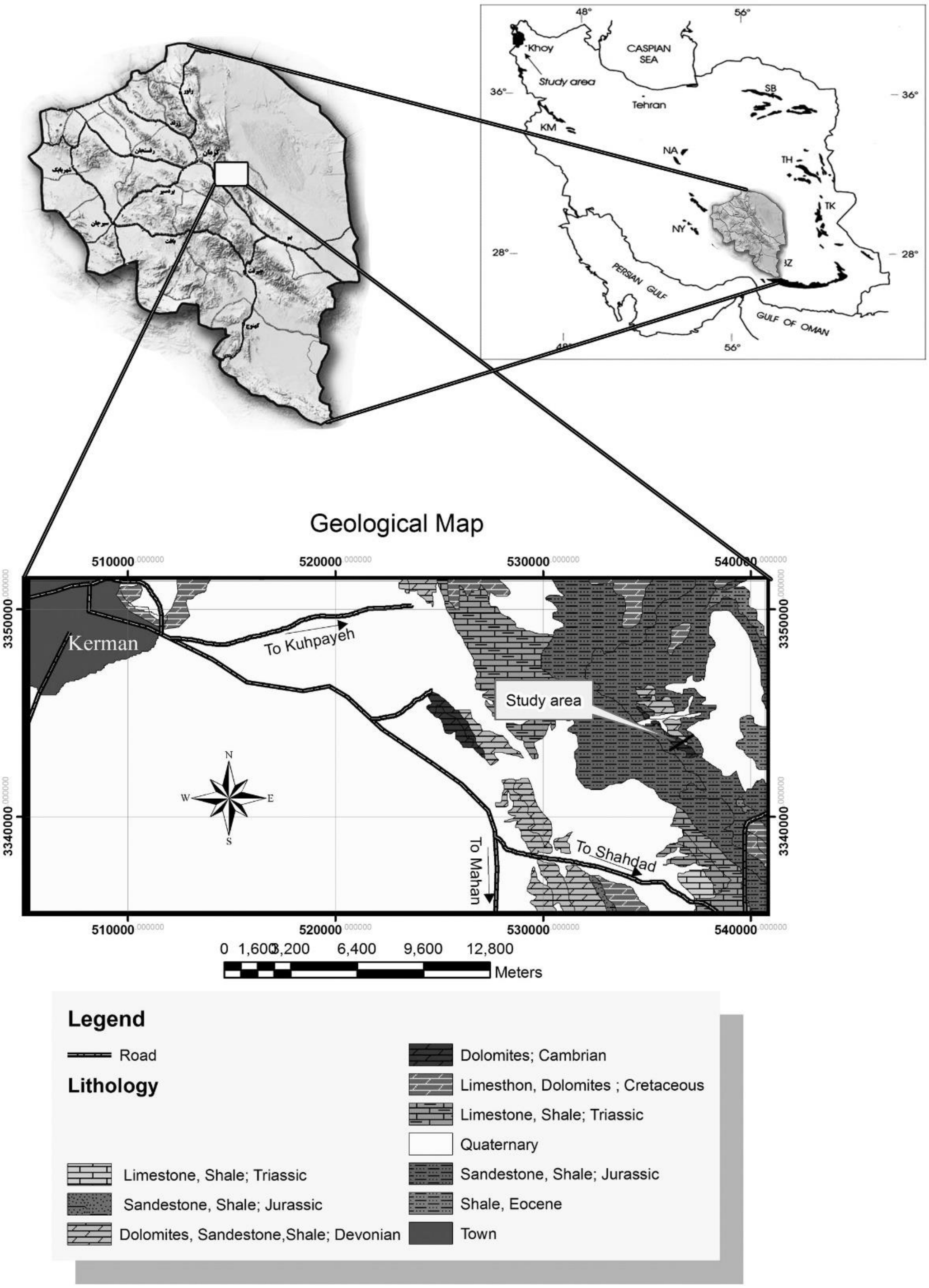
Whittington,H,B. ,Chatterton,B.D.E, Speyer, R.A.,1997., Tretise on Invertebrate Paleontology Pat O, Arthropoda 1, Trilobita , Revised. The Geological Socity of America. and The Univercity of Kansas.

Wolfart R., 1974.a, Die Fauna (Brachiopoda , Mollusca , Trilobita)aus dem Unter – Kambrian von Kerman , Sudost- Iran. Geol,. Jb, B.8,pp.5-70.

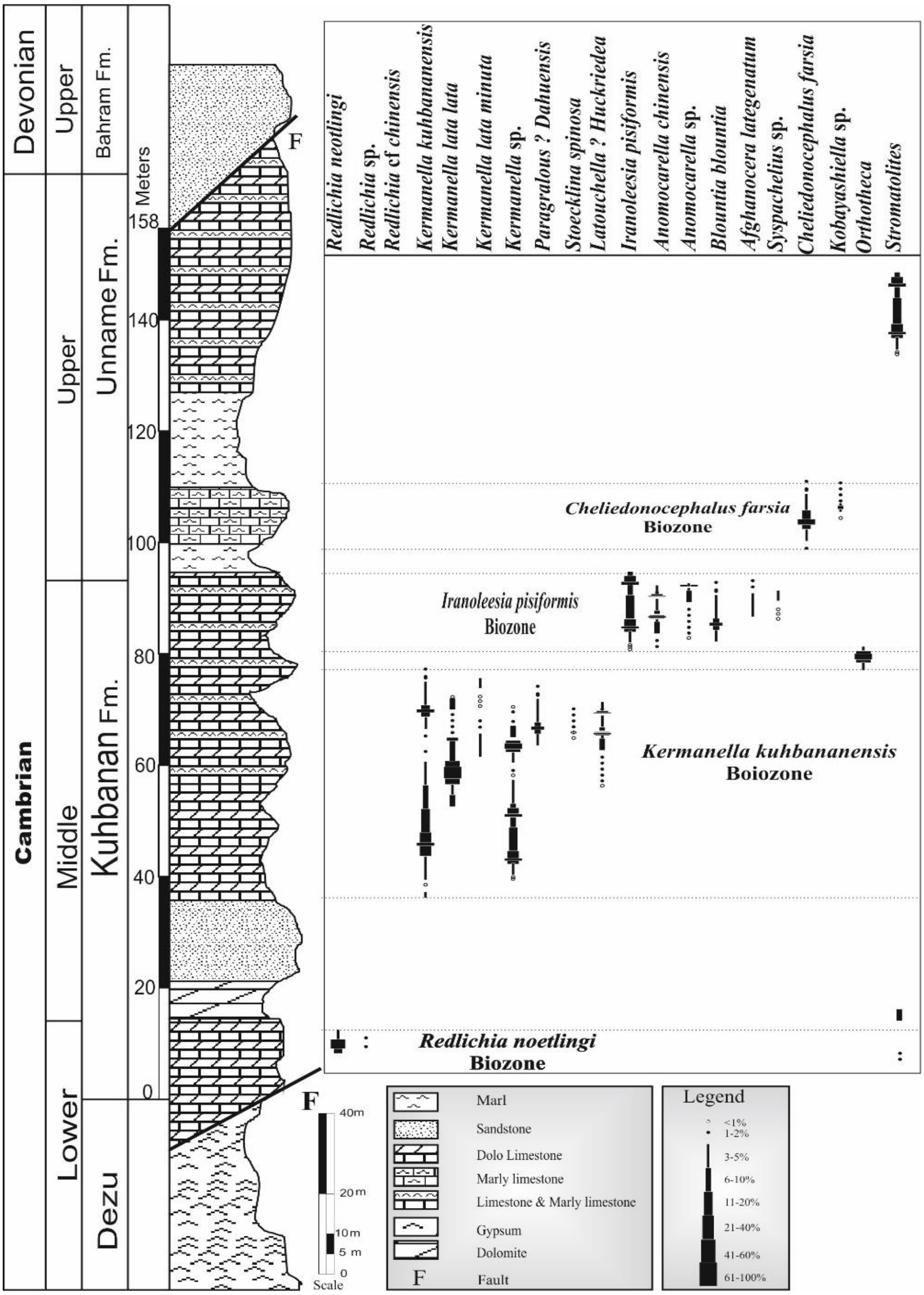
Wolfart R., 1974.b, Die Fauna (Brachiopoda , Mollusca , Trilobita) des alteren ober – Kambrian (Ober- Kushanian) vonDorah Shah-Dad , Sudost – Iran , Und Surkh Bam , Zentral – Afghanistan. Geol. Jb., B.8. S. 71-184.

Wolfart R., 1983., The Cambrian System in the Near and Middle East.. F. Inst. F. Geos. and N. Res Hannover Germany.

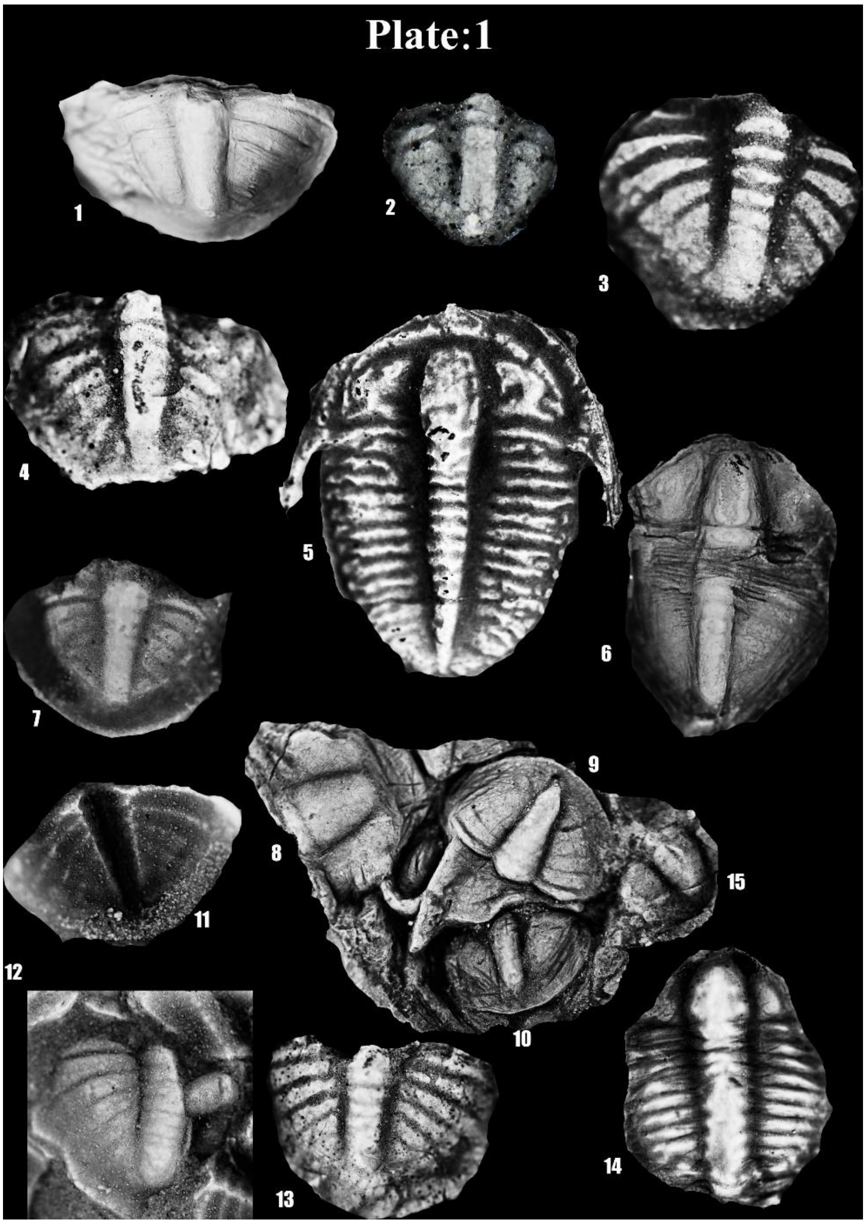
Wolfart R., and Kursten M., 1974., Stratig. U.Palaeont d. Kambrium im mittleren sud –Asia (Iran bis Nord – Indian). Geol.Jb.B8.Hannover,Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Lasami, Y ,. &Brenner, R.L., 2001. Sequence stratigraphy and relative sea level history of the Upper Paleocenesediments in the Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. Bulletin of American Association of Petroleum Geoleologists, 85: 839-859 .



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی، راه دسترسی و نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه



شکل ۲: ستون چینه شناسی و پراکندگی زیستی تریلوبیت ها در برش مورد مطالعه



Figures: 1, 7, 10, 11& 12. *Anommocarella chainensis*, Pygidium, M.I.C.S.T., loc, 51-55. ×2.

Figure: 6. *Anommocarella chainensis*, Pygidium, M.I.C.S.T., loc, 57. ×1.5.

Figures: 2, 3, 9. *Kermanella* sp., Pygidium, M.I.C.S.T., loc, 51-48 &47 ×2.

Figures: 4&13. *Kermanella kuhbananensis*, Pygidium, M.I.C.S.T., loc, 54&49. ×4.

Figure: 5. *Kermanella kuhbananensis*, M.I.C.S.T., loc, 53. ×1.5.

Figure: 8. *Kermanella kuhbananensis*, Cranidium, M.I.C.S.T., loc, 58. ×3.

Figue: 14. *Kermanella* sp., M.I.C.S.T., loc, 56. ×2.

تعیین سن لایه‌های بایوسترومی در برش شاهزاده محمد براساس کنودونت‌ها

فتانه زمانی[۱]، مهدی یزدی[۲]*، علی بهرامی[۳]

۱ـ دکتری چینه و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
۱ـ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
۱ـ دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

Email: zamani.paleo@gmail.com

چکیده

سازند بهرام با داشتن لایه‌های حاوی مرجان‌های روگوزا و تابولاتا و استروماتوپوروئید شناخته می‌شوند. این لایه‌هـا بـه صـورت دیـاکرونوس و بـا ضـخامت‌هـای متفاوت در برش‌های مختلف حوضه کرمان حضور دارند. نهشته‌های قاعده سازند بهرام در برش شاهزاده محمد به جهت تعیین سن آهک‌های بایوسترومی بررسی و بایوزون‌های کنودونتی ژیوتین میانی تا فرازنین میانی معرفی گردید. بر اساس کنودونت‌های موجود در لایـه Sh13 و Sh18 سـن آهـک‌هـای بایوسـترومی زون کنودونتی Zone *transitans* می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: دونین، بهرام، بایوستروم، کنودونت.

Age of biostromal layers in Shahzadeh Mohammad section based on conodonts

Fatane Zamani[1], Mehdi Yazdi[2]*, Ali Bahrami[3]

1- Ph.D in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, Isfahan University, Isfahan, Iran
2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Isfahan University, Isfahan, Iran
3- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Isfahan University, Isfahan, Iran

Email: zamani.paleo@gmail.com

Abstract

The Bahram Formation is known for having layers containing tabulate and rugose corals and stromatoporoids. These layers are exposed as diachronous and with different thicknesses in various sections of Kerman basin. The deposits of the base of the Bahram Formation in the Shahzadeh Mohammad section were examined to determine the age of the biostromal limestones and the conodont biozones of the middle Givetian to the middle Farasnian were introduced. Based on the conodonts in layer Sh13 and Sh18, the age of biostromal limestones is recognized the *transitans* zone.

Keywords: Devonian, Bahram, Biostrome, Conodont.

مقدمه

توالی‌های دونین میانی و پسین ایران مرکزی در مناطقی مانند کرمان، طبس و اصفهان برونزد دارند و اغلب شـامل رخسـاره‌هـای آب‌هـای کم عمق و بایوستروم‌ها می‌باشند. رسوبات دونین میانی و پسین در شمال کرمان در قالب سازند بهـرام معرفـی و بررسـی مـی‌گردنـد سـازند بهرام به طور کلی از دو بخش تخریبی و کربناته تشکیل شده است.

برش شاهزاده محمد در فاصله ۹۵ کیلومتری شمال شهر کرمان واقع شده است. گسترش سازند بهرام در این برش با رسوبات تخریبی آغاز شده و در ادامه گسترش سنگ آهک‌های فسیل‌دار و سنگ آهک‌های بایوسترومی را داریم (Zamani et al., 2020). سنگ آهک‌های بایوسترومی در فاصله ۴۷ متری از قاعده این سازند قرار داشته و با ۶۳ متر ضخامت، شامل مرجان‌های روگوزا و تابولاتا، استروماتوپروئیدها، بریوزوئرها و براکیوپودها می باشند که بیشترین تراکم فسیلی در بخش میانی بایوستروم قابل مشاهده است. این لایه‌ها در تمامی برونزدهای این سازند در ناحیه کرمان قابل تعقیب می‌باشند. باتوجه به دیاکرونوس بودن لایه‌های یاد شده در مناطق مختلف، نمی‌توان از آن‌ها به عنوان افق‌های کلیدی برای تطابق استفاده نمود. برای تعیین سن سنگ آهک‌های بایوسترومی، نمونه‌های کنودونتی برداشت و عناصر کنودونتی استخراج گردید.

بحث

به جهت تعیین سن لایه های بایوسترومی تعداد ۲۴ نمونه ۴-۵ کیلوگرمی به هدف استخراج عناصر کنودونتی برداشت شد و پس از طی مراحل آزمایشگاهی ۳۷۶ عنصر کنودونتی حاصل شد تعداد ۲۳ گونه از ۳ جنس شامل *Ancyrodella, Icriodus, Polygnathus* بدست آمد. بر این اساس تعداد ۶ بایوزون کنودونتی مربوط به ژیوتین میانی تا فرازنین میانی برای قاعده سازند بهرام شناسایی گردید (شکل ۱) که عبارتند از:

ansatus to Lower _hermanni_ zones

حد پایینی این زیست‌زون با پیدایش *Polygnathus ansatus* مشخص می گردد که بر اساس Narkiewicz & Bultynck (2008, 2010) و Aboussalam (2003) اولین حضور این گونه در قاعده the *ansatus* Zone می‌باشد. حد بالایی این زیست‌زون بوسیله اولین حضور *Icriodus subterminus* در قاعده زیست‌زون بعدی مشخص می گردد. سایر گونه‌های همراه عبارتند از:

Icriodus arkonensis arkonensis, I. brevis, I. difficilis, Polygnathus varcus and P. xylus.

Upper _hermanni_ to lower part of the Lower _falsiovalis_ (_norrisi_) zones

قاعده این زیست‌زون بوسیله اولین حضور *Icriodus subterminus* و مرز بالایی آن بر اساس اولین حضور *Ancyrodella rotundiloba pristina* در قاعده زیست‌زون بعدی مشخص می گردد. اولین حضور *Icriodus subterminus* مشخص کننده قسمت‌های بالایی Upper *hermanni* Zone می‌باشد(Narkiewicz & Bultynck 2010) . سایر گونه های موجود در این بایوزون عبارتند از:

Icriodus brevis, Polygnathus alatus, P. ovatinodosus, P. varcus, P. xylus.

Upper part of the Lower _falsiovalis_ to Upper _falsiovalis_ zones

اولین حضور *Ancyrodella rotundiloba pristina* مشخص کننده مرز پایینی این زیست‌زون می‌باشد که در قسمت‌های بالایی Lower *falsiovalis* Zone و یا به عبارتی در قاعده Frasnian Zone 1 ظاهر می‌شود. قاعده فرازنین در نمونه Sh12 و با اولین حضور *Ancyrodella rotundiloba pristina* مشخص می گردد. حد بالایی این زیست‌زون با حضور *Polygnathus aequalis* در قاعده زیست‌زون بعدی مشخص می گردد. این زیست‌زون معادل با Frasnian Zone 1 تا Frasnian Zone 3 از زون‌بندی Klapper and Kirchgasser (2016) می‌باشد. سایر گونه‌های موجود در این زیست‌زون عبارتند از:

Icriodus expansus, I. symmetricus, I. tafilaltensis, Polygnathus alatus, P. dubius, P. praepolitus, P. webbi.

***transitans* Zone**

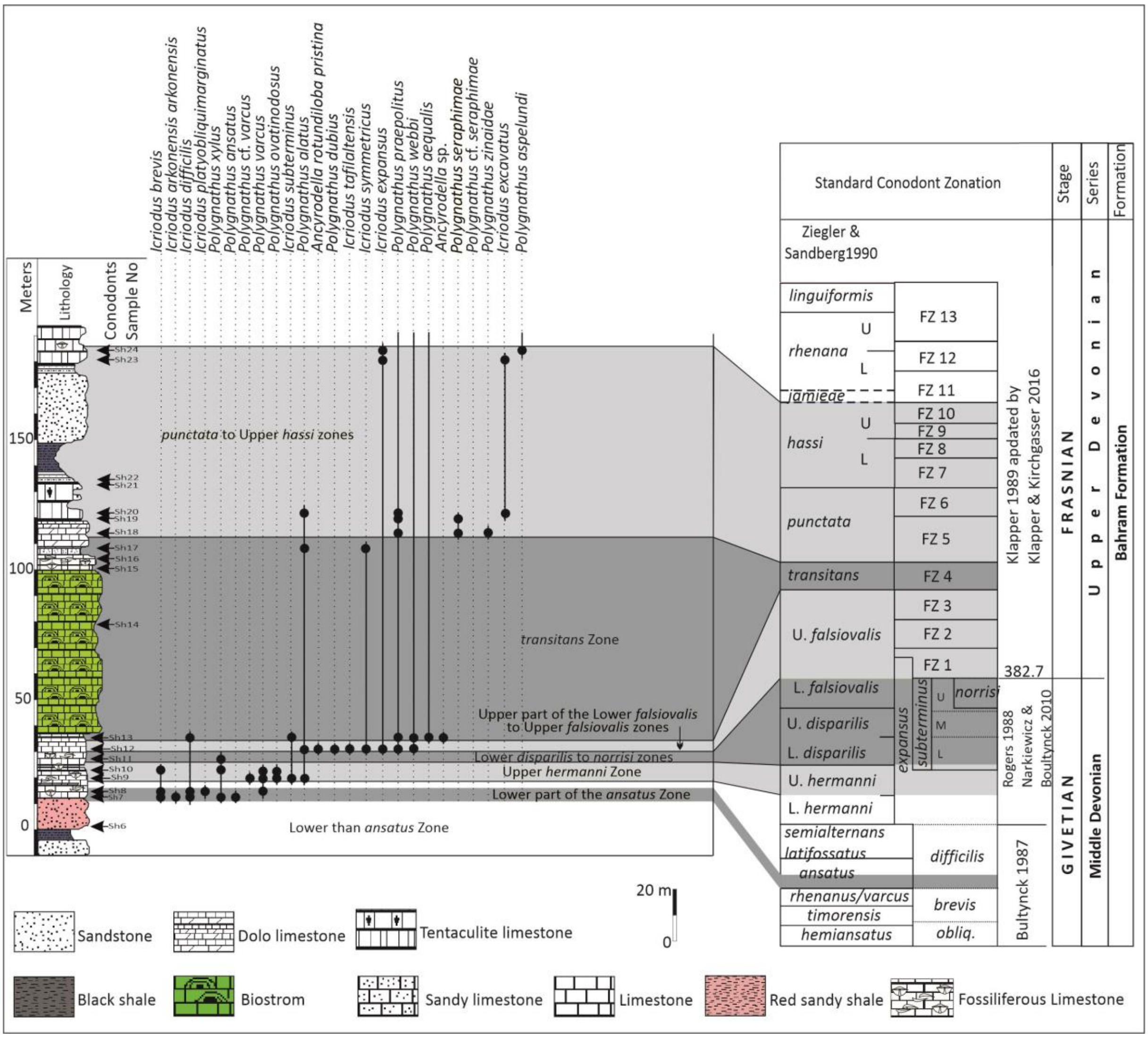
حد پایینی این بایوزون با اولین حضور *Polygnathus aequalis* مشخص میگردد که رنج سنی *transitans* Zone to the Lower *rhenana* Zoneرا دارد .(Barskov et al. 1991; Ji & Ziegler, 1993) غلامعلیان ۲۰۰۷ رنج بالایی این گونه را تا *linguiformis* Zone گسترش میدهد. مرز بالایی بوسیله اولین حضور گونه های *Polygnathus seraphimae* و*Polygnathus zinaidae* مشخص میگردد. این بایوزون معادل با Frasnian Zone 4 میباشد و در فاصله ۳۴ متری از قاعده سکشن با ضخامت ۷۵ متر قرار دارد ولیتولوژی غالب آن سنگ آهک بایوسترومی می باشد. سایر گونه های همراه عبارتند از :

Ancyrodella sp., *Icriodus difficilis*, *I. subterminus*, *I. symmetricus*, *Polygnathus alatus*, *P. praepolitus*, *P. webbi*.

punctata to Upper _hassi_ zones

این زیست‌زون بوسیله اولین حضور *Polygnathus seraphimae* و *Polygnathus zinaidae* در قاعده مشخص می گردد که اولین حضور این دو گونه در *punctata* Zone می‌باشد .(Ovnatanova & Kononova 2001) حد بالایی این بایوزون با آخرین حضور *Icriodus expansus*مشخص می گردد، که بر اساس نظر Bultynck (2003) آخرین حضور این گونه به طور احتمالی در Upper *hassi* Zone قرار دارد، علاوه بر این Ovnatanova & Kononova (2001) این گونه را تا انتهای زون ناحیه ای Upper Semiluki گزارش کرده اند که براساس مطابقت زون‌های ناحیه ای و زون‌های استاندارد معادل با *punctata*–Late *hassi* zones می باشد (Ovnatanova & Kononova 2008, 2020). این زیست‌زون معادل با Frasnian Zone 5 تا Frasnian Zone 10 می باشد و در فاصله ۱۱۲ متری از قاعده سکشن با ضخامت ۷۴ متر و شامل سنگ آهک فسیل‌دار، شیل و ماسه سنگ می‌باشد. گونه‌های همراه این زیست‌زون عبارتند از :

Icriodus excavatus, *Polygnathus alatus and P. praepolitus*.



شکل ۱: ستون چینه شناسی قاعده سازند بهرام در برش شاهزاده محمد

نتیجه‌گیری

بر اساس کنودونت‌های بدست آمده از قاعده برش شاهزاده محمد، شش بایوزون کنودونتی *ansatus* to Lower *hermanni* zones, Upper *hermanni* to lower part of the Lower *falsiovalis* (*norrisi*) zones, Upper part of the Lower *falsiovalis* to Upper *falsiovalis* zones, *transitans* Zone, *punctata* to Upper *hassi* zones شناسایی گردید که سنگ آهک‌های بایوسترومی در محدوده بایوزون کنودونتی *transitans* Zone قرار میگیرند.

منابع

- Aboussalam Z.S. 2003. Das" Taghanic-Event" im hoheren Mitteldevon von West-Europa und Marokko. Munstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie. 97: 1-332.

- Barskov I. Vorontsova T. Kononova L. and Kuzmin A. 1991. Index conodonts of the Devonian and Early Carboniferous. Moscow University. Moscow. 183 p.
- Bultynck P. 2003. Devonian icriodontidae: Biostratigraphy, classificación and remarks on paleoecology and dispersal. Revista española de micropaleontología. 35(3): 295-314.
- Ji Q. and Ziegler W. 1993. The Lali Section: An Excellent Reference Section for Upper-Devonian in South China. Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 157: 1–183.
- Klapper G. and Kirchgasser W.T. 2016. Frasnian Late Devonian conodont biostratigraphy in New York: graphic correlation and taxonomy. Journal of Paleontology. 90(3): 525-554.
- Narkiewicz K. and Bultynck P. 2010. The Upper Givetian (Middle Devonian) subterminus conodont Zone in North America, Europe and North Africa. Journal of Paleontology. 84(4): 588-625.
- Narkiewicz K. and Narkiewicz M. 2008. The mid-Frasnian subsidence pulse in the Lublin Basin (SE Poland): sedimentary record, conodont biostratigraphy and regional significance. Acta Geologica Polonica. 58(3): 287-301.
- Ovnatanova N.S. and Kononova LudI. 2001. Conodonts and Upper Devonian (Frasnian) Biostratigraphy-of Central Regions of Russian Platform. Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 233: 1-115.
- Ovnatanova N.S. and Kononova LudI. 2008. Frasnian conodonts from the eastern Russian Platform. Paleontological Journal. 42(10): 997-1166.
- Ovnatanova N.S. and Kononova LudI. 2020. Taxonomic problems of some zonal species of the genus Palmatolepis and the correlation of the Frasnian of the East European Platform with conodont zonations. Acta Geologica Polonica. 70(1): 107-124.
- Zamani F. Yazdi M. Bahrami A. Girard C. Spalletta C.and Ameri H. 2020. Middle Givetian to late Famennian (Middle to Late Devonian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Kerman region, Central Iran). Historical Biology. pp.1-19.

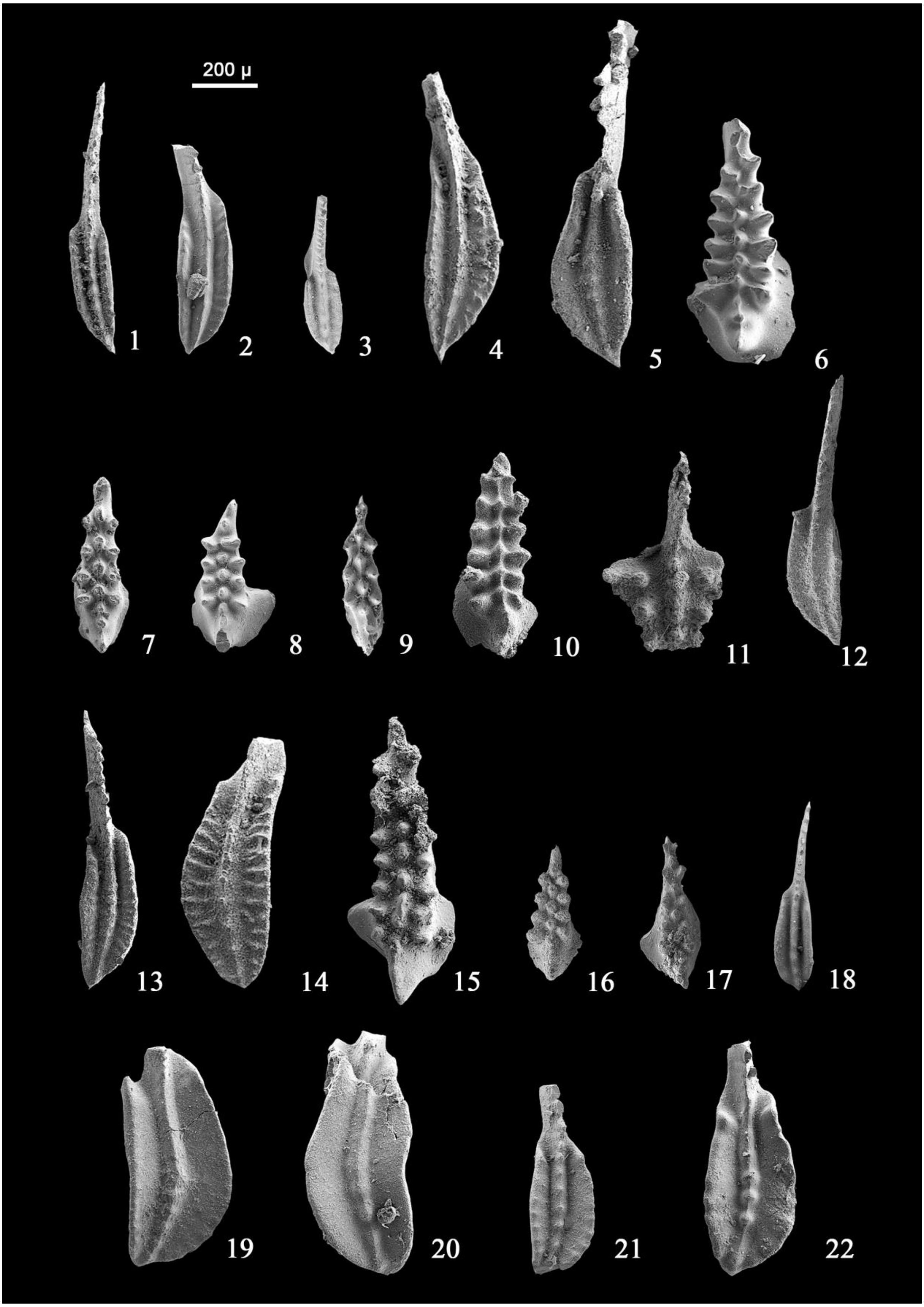

200 μ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

Plate:

1- *Polygnathus xylus* Stauffer 1940; upper view of EUIC S519, Sample Sh7.

2- *Polygnathus ansatus* Ziegler & Klapper 1976 (in Ziegler, Klapper & Johnson 1976); upper view of EUIC S523, Sample Sh7.

3- *Polygnathus varcus* Stauffer 1940; upper view of EUIC S543, Sample Sh8.

4- *Polygnathus ovatinodosus* Ziegler & Klapper 1976; upper view of EUIC S546, Sample Sh9.

5- *Polygnathus alatus* Huddle 1934; upper view of EUIC S568, Sample Sh12.

6- *Icriodus arkonensis arkonensis* Stauffer 1938; upper view of EUIC S527, Sample Sh7.

7- *Icriodus brevis* Stauffer 1940; upper view of EUIC S530, Sample Sh7

8- *Icriodus difficilis* Ziegler, Klapper & Johnson 1976; upper view of EUIC S588, Sample Sh13.

9- *Icriodus platyobliquimarginatus* Bultynck 1987; upper view of EUIC S536, Sample Sh8.

10- *Icriodus tafilaltensis* Narkiewics & Bultynck 2010; upper view of EUIC S579, Sample Sh12.

11- *Ancyrodella rotundiloba pristina*, Khalymbadzha & Chemysheva 1970; upper view of EUIC S566, Sample Sh12.

12- *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Braskov & Reimers 1996; upper view of EUIC S570, Sample Sh12.

13- *Polygnathus dubius* Hinde 1879; upper view of EUIC S573, Sample Sh12.

14- *Polygnathus aequalis* Klapper & Lane 1985; upper view of EUIC S593 Sample Sh13.

15- *Icriodus symmetricus* Branson & Mehl 1934; upper view of EUIC S600, Sample Sh17.

16- *Icriodus subterminus* Youngquist 1947; upper view of EUIC S587, Sample Sh13.

17- *Icriodus expansus* Branson & Mehl 1938; upper view of EUIC S616, Sample Sh24.

18- *Polygnathus praepolitus* Kononova, Alekseev, Braskov & Reimers 1996; upper view of EUIC S603, Sample Sh18.

19- *Polygnathus alatus* Huddle 1934; upper view of EUIC S599, Sample Sh17.

20- *Polygnathus zinaidae* Kononova, Alekseev, Braskov & Reimers 1996; Shahzadeh Mohammad section, upper view of EUIC S605, Sample Sh18.

21, 22- *Polygnathus seraphimae* Ovnatanova & Kononova 1996; (21) upper view of EUIC S604, Sample Sh18; (22) Shahzadeh Mohammad section, upper view of EUIC S609, Sample Sh19.

رخساره‌های رسوبی سازند آسماری در جنوب خرامه (استان فارس)

محمدصادق دهقانیان[۱]* برزو عسگری پیربلوطی[۲]

۱- گروه زمین شناسی، واحد بندرعباس، دانشگاه آزاد اسلامی، بندرعباس، ایران
۲- گروه مهندسی نفت، واحد مسجدسلیمان، دانشگاه آزاد اسلامی، مسجدسلیمان، ایران
Email: msadeghdehghanian@gmail.com

چکیده

در این تحقیق یک برش چینه‌شناسی از سازند آسماری در جنوب شهرستان خرامه انتخاب گردید. ضخامت سازند آسماری در این برش ۲۰۸/۲ متر است و ۷۸ نمونه براسا تغییرات خصوصیات لیتولوژیک برداشت گردید. پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه رخساره‌های رسوبی مشخص گردید رخساره‌های مطالعه شده شامل مادستون، وکستون و گرینستون است. پس از آن میزان پراکندگی عناصر تشکیل دهنده رخسارها مطالعه گردید و مشخص شد این عناصر شامل بیوکلاست، پلت، اکستراکلاست و اینتراکلاست است که در روندهای کاملاً متغییری است و میزان بیوکلاست از سایر عناصر بیشتر و اکستراکلاست از سایرین کمتر است.

کلیدواژه‌ها: سازند آسماری، رخساره رسوبی، خرامه، زاگرس، ایران.

Microfacies of Asmari Formation in South Kherameh (Fars Province)

Mohammadsadegh Dehghanian[1]*, Borzu Askari-pirbalouti[2]
1- Department of Geology, Bandar Abbas Branch, Islamic Azad University, Bandar Abbas, Iran
Department of Petroleum, Masjed Soleiman Branch, Islamic Azad University, Masjed Soleiman, Iran
Email: msadeghdehghanian@gmail.com

Abstract

In this study, a stratigraphic section of Asmari Formation in the south of Kharameh city was selected. The thickness of Asmari Formation in this section is 208.2 meters and 78 samples were taken based on changes in lithological characteristics. After preparing the thin sections and studying the sedimentary facies, it was determined that the studied facies include Mudstone, Wackestone and Grainstone. Following that, the dispersion of the constituent elements of the facies was studied and it was found that these elements include Bioclasts, Pellets, extraclasts, and Intraclasts, which are in entire variable processes and the amount of bioclast is more than other elements and extraclast is less than others.

Keywords: Asmari Fornmation, Microfacies, kherameh, Zagros, Iran.

مقدمه

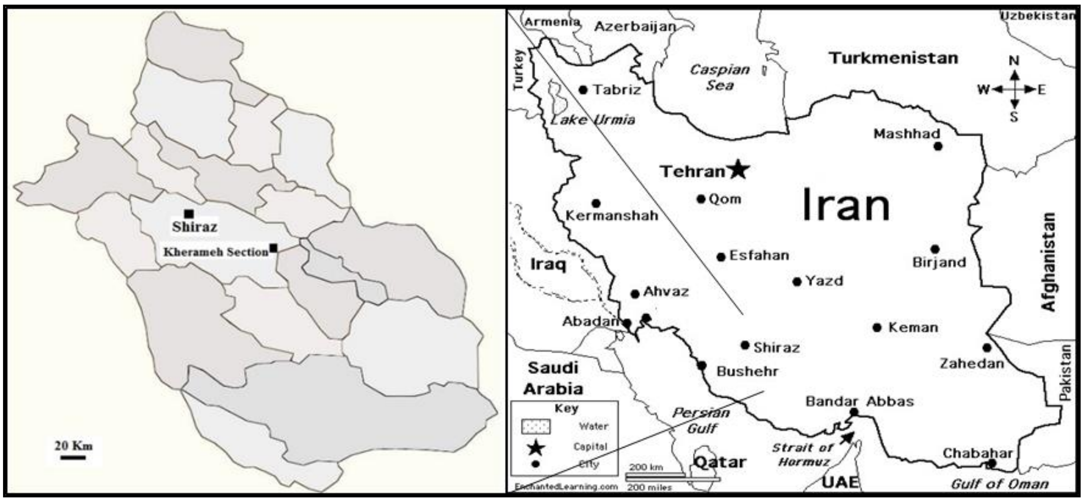
سازند آسماری به عنوان مهم‌ترین سنگ مخزن نفتی ایران است در بین زمین‌شناسان نفتی دنیا شناخته شده است. در این مطالعه نحوه توزیع رخساره‌های رسوبی سازند آسماری در برش خرامه با مطالعه ۷۸ نمونه و به ضخامت ۲۰۸/۲ متر انجام گرفته است. در این مطالعه رخساره‌های شاخص سازند آسماری بررسی مشخص شده که این رخساره‌ها شامل شامل مادستون، وکستون و گرینستون است. بر طبق مطالعه عناصر موجود در رخساره‌ها (اُرتوکم و آلوکم) و میزان توزیع و پراکندگی آن‌ها ستون چینه‌شناسی ترسیم و مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. جهت مطالعه رخساره‌های رسوبی از مطالعات Dunham, 1962 استفاده گردیده است.

مطالعات سازنده آسماری با چاپ اولین مقاله توسط(Busk and Mayo,1918) شروع شد و ایشان به صورت رسمی نام سازند آسماری را به کار بردند و سن این سازند را تعیین نمودند. (مطیعی، ۱۳۸۲). پس از آن Richardson برای اولین‌بار برش نمونه این سازند را مورد مطالعه قرار داد (در در تنگ گل ترش) و آن‌را اندازه‌گیری کرد اندازه گیری نمود. (مطیعی ۱۳۸۲)، مطالعات مهم بعدی توسط شرکت ملی نفت ایران و بوسیله (James and Wynd, 1965) انجام گرفت و یافته‌های آنها تحت عنوان Stratigraphic nomenclature of the

Iranian oil consortium agreement area به چاپ رسید. به دلیل اهمیت سازند آسماری مطالعات گسترده‌ای در سال‌های اخیر انجام گرفته که برخی از آنها به این شرح است: ,Vaziri-Moghaddam et al, 2011), (Amirshahkarami and Taheri, 2010) (Amirshahkarami et al, 2010), Shafieeardestani, 2010), Dehghanian et al., 2012, 2013, 2017, 2018, 2022).

بحث

این برش در نزدیکی شهرستان خرامه و درفاصله ۸۸ کیلومتری جنوب شرقی شیراز واقع شده است. که به نام برش خرامه معرفی می‌گردد و دسترسی به این برش از طریق جاده اصلی شیراز–سروستان و جاده فرعی سروستان خرامه یا جاده اصلی شیراز–خرامه و جاده فرعی خرامه–سروستان امکان‌پذیر است. (شکل۱) ضخامت سازند آسماری در این برش ۲۰۸/۲ متر است و حد زیرین آن در این ناحیه با سازند جهرم به صورت همساز و حد بالایی آن نیز با سازند رزک همساز می‌باشد.



شکل ۱: موقعیت برش مورد مطالعه در جنوب خرامه

مطالعه رسوبات سازند آسماری در این برش نشان داد که سازند آسماری دارای ۶ واحد سنگ‌چینه‌ای به شرح زیر است:

الف– اولین واحد سنگ‌چینه‌ای دارای ۱۱/۶ متر ضخامت است و شامل سنگ آهک‌های نازک لایه است. رخساره رسوبی در کل این واحد مادستون است که نشان دهنده انرژی کم حوضه رسوبی در زمان تشکیل است .

ب– این واحد ۱۱/۸ متر ضخامت دارد و شامل آهک‌های ضخیم لایه است. رخساره رسوبی این واحد ادامه رخساره مادستون واحد قبلی است و این رخساره تا پایان این واحد ادامه دارد. وجود رخساره مادستون در واحدهای ۱و۲ نشان دهنده پائین بودن انرژی در زمان تشکیل این دو واحد چینه‌شناسی است و ثبات شرایط حوضه رسوبی در زمان تشکیل این دو واحد را به خوبی نشان می‌دهد .

پ– این واحد شامل آهک‌های ماسه‌ای نازک لایه است و ۳۸/۴ متر ضخامت دارد. رخساره‌های رسوبی این واحد با ادامه رخساره مادستون واحدهای ۱و۲ شروع می‌شود ولی پس از آن طور متناوب به رخساره‌های گرینستون ، وکستون و مادستون تبدیل می‌شود. این توالی رخساره‌ها و تبدیل آنها به یکدیگر در این واحد نشان دهنده این است که شرایط حوضه رسوبی در زمان تشکیل این واحد نسبت به سایر واحدها بی‌ثبات‌تر بوده و پیشروی و پسروی‌های متوالی اتفاق اُفتاده است .

ت- ضخیم‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای این برش بوده و ۱۲۹/۱ متر ضخامت دارد و شامل آهک‌های نازک لایه ماسه‌ای است. رخساره‌های رسوبی آن در ابتدا مادستون بوده و سپس به رخساره‌های گرینستون و وکستون تبدیل می‌گردد، ولی به طور کلی رخساره غالب در این واحد رخساره مادستون و گرینستون است. حوضه رسوبی در این بخش نیز تا حدودی بی‌ثبات است .

ث- این واحد ۹ متر ضخامت داشته و شامل آهک‌های ماسه‌ای نازک لایه است. رخساره رسوبی این بخش کلاً گرینستون است که شاهد ثبات شرایط و انرژی زیاد حوضه رسوبی در زمان تشکیل است .

ج- آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای ۹ متر ضخامت دارد و شامل آهک‌های نازک لایه است. این واحد با رخساره گرینستون شروع شده و سپس به رخساره وکستون و نهایتاً به رخساره مادستون تبدیل می‌شود. ضمناً رخساره غالب در این بخش مادستون است. بر روی رسوبات این بخش سازند رازک واقع گردیده است که رخساره رسوبی ابتدایی این سازند نیز از نوع مادستون است.

مطالعه رخساره‌های رسوبی این برش نشان دهنده آن است که رخساره‌ها شامل تناوبی از مادستون، وکستون و گرینستون است و عدم وجود پکستون در این برش بسیار مهم و قابل تأمل است. مطالعه منحنی توزیع عناصر آلوکم در این برش نشان می‌دهد که:

بیوکلاست: حداکثر میزان بیوکلاست‌ها ۴۰٪ است که در نمونه S73 مشاهده گردیده است و این در حالی است که حداقل میزان بیوکلاست نیز به میزان ۰٪ در ۲۸ نمونه تشخیص داده شده است.

پلت: منحنی توزیع پلت‌ها نشان می‌دهد که حداکثر میزان پلت ۳۰٪ است که در نمونهS9 دیده می‌شود و حداقل میزان آن نیز به میزان ۰٪ در ۳۲ نمونه دیده شده است.

اینتراکلاست: منحنی توزیع اینتراکلاست‌ها نشان داد که حداکثر میزان آن ۵٪ است که در نمونه‌های S52, S54, S70, S72, S73 دیده شده است و حداقل میزان آن نیز ۰٪ بوده که در ۳۷ نمونه مشاهده گردیده است.

اکستراکلاست: منحنی توزیع این آلوکم نشان داد که حداکثر میزان آن ۱٪ است که در ۱۲ نمونه دیده شده و حداقل میزان آن نیز ۰٪ بوده که در ۶۶ نمونه مطالعه شده است.

با مقایسه درصد عناصر آلوکم در هر یک از واحدهای سنگ‌چینه‌ای این برش را به صورت زیر می توان خلاصه نمود:

در واحد سنگ‌چینه‌ای۱ هیچ یک عناصر آلوکم دیده نمی‌شود.

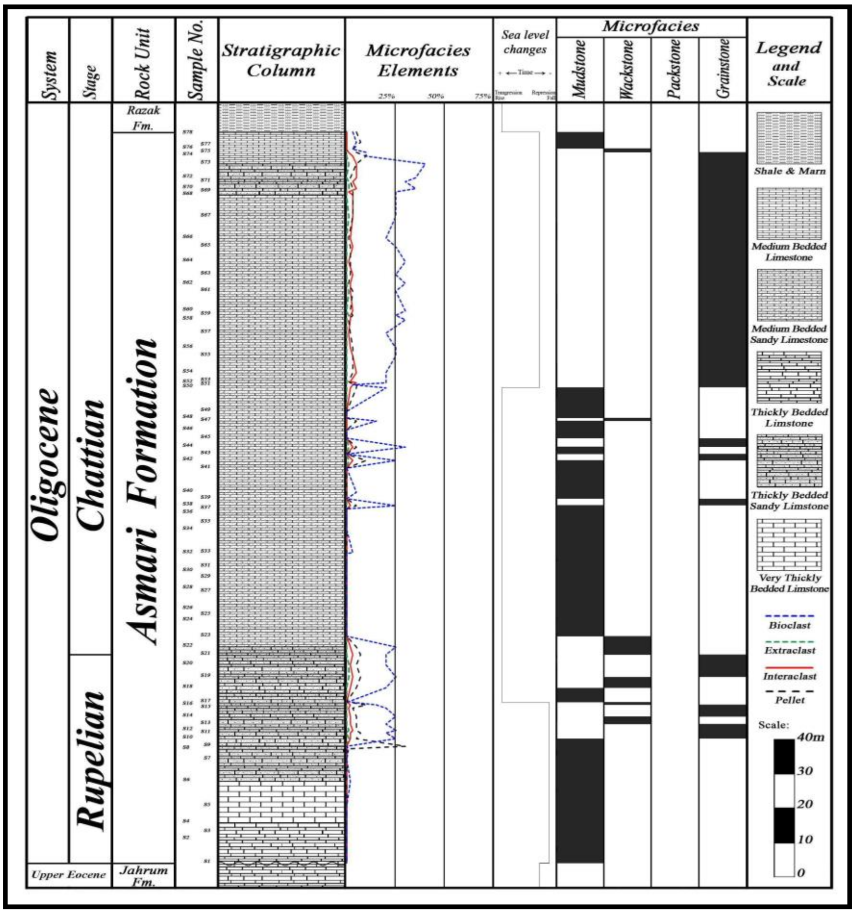
در انتهای واحد سنگ‌چینه‌ای۲ بیوکلاست ها ظاهر می‌شوند ولی سایر عناصر آلوکم نیز همانند واحد قبلی در این واحد دیده نمی‌شوند.

در واحد سنگ‌چینه‌ای۳ منحنی توزیع بیوکلاست و پلت در ابتدا به صورت واگرا و سپس به صورت همگرا است. منحنی اینتراکلاست هم حالت متغیری از خود نشان می‌دهد و منحنی اکستراکلاست هم حداکثر بین صفر تا یک درصد متغییر است.

در واحد سنگ‌چینه‌ای۴ در ابتدا هیچ عنصر آلوکمی دیده نمی‌شود ولی سپس منحنی‌های توزیع عناصر آلوکم روند متغیری را نشان می‌دهد و این در حالی است که در این بخش اینتراکلاست و مخصوصاً اکستراکلاست به ندرت دیده می‌شود .

در واحد سنگ‌چینه‌ای۵ منحنی توزیع بیوکلاست دو روند افزاینده و یک روند کاهنده را نشان می‌دهد. منحنی توزیع اینتراکلاست هم نشان دهنده ثابت بودن تغییرات در ابتدا و سپس کاهش و نهایتاً افزایش این عنصر آلوکم است. مقایسه منحنی تغییرات بیوکلاست با اینتراکلاست نیز نشان دهنده همگرایی این دو نمودار با یکدیگر است. ضمناً اکستراکلاست نیز فقط در دو نمونه مشاهده شده است .

در واحد سنگ‌چینه‌ای۶ توزیع بیوکلاست‌ها در این واحد با دو روند کاهنده و یک روند افزاینده مشخص می‌گردد. مقایسه منحنی تغییرات بیوکلاست و پلت نیز همگرایی این دو نمودار را نشان می‌دهد. ضمناً منحنی تغییرات اینتراکلاست‌ها نیز روند کاهنده‌ای را تا انتهای برش از خود نشان می‌دهد و این در حالی است که در این واحد اکستراکلاست هم مشاهده نمی‌شود. (شکل ۲)



شکل ۲- نمودار رخساره‌های رسوبی و تغییرات عناصر آلوکم سازند آسماری در برش چینه‌نگاری خرامه

نتیجه‌گیری

سازند آسماری در برش خرامه دارای ۲۰۸/۲ متر ضخامت است و از ۶ واحد سنگ‌چینه‌ای تشکیل شده است. مرز زیرین و بالایی آن با سازندهای جهرم و رزک به صورت همساز است. با مطالعه رخساره‌های رسوبی مشخص شد میزان بیوکلاست در اکثر بخش‌ها از سایر عناصر آلوکم بیشتر است. افزایش درصد بیوکلاست‌ها و خصوصاً بیوکلاست‌های بنتیک نشان دهنده پسروی حوضه رسوبی از سمت دریای باز به سمت ساب‌تایدال و اینترتایدال است. ضمناً مطالعه و بررسی نمودار درصد پراکندگی پلت در طول ستون چینه‌شناسی مورد مطالعه نشان دهنده روند کاملاً متغیر و بی‌ثبات آن است. و به طور کلی میزان پلت نسبت به کل آلوکم‌ها ۱۶٪ می‌باشد. مطالعه پراکندگی عناصر تخریبی (اکستراکلاست) موجود در رخساره‌های رسوبی مورد مطالعه مشخص می‌کند که میزان این عناصر عمدتاً به حدی کم است که قابل صرف نظر کردن است و تنها حدود ۱٪ از کل دانه‌ها را دربرمی‌گیرد. این موضوع نشان دهنده کاهش عمق حوضه رسوبی و افزایش انرژی در درون حوضه و فراهم بودن شرایط مناسب جهت انتقال این عناصر از خارج از حوضه به داخل

حوضه رسوبی است و در نهایت در قسمتهای مختلف برش مورد مطالعه در رخساره‌های گرینستون و پکستون افزایش میزان اینتراکلاست مشاهده گردیده که نشان‌دهنده کاهش عمق حوضه رسوبی و افزایش انرژی آن است. پیشنهاد می‌شود جهت مطالعات دقیق‌تر، برش‌های بیشتری در فارس داخلی مطالعه گردد تا رخساره‌های رسوبی سازند آسماری به صورت دقیق‌تر مشخص گردد.

منابع

مطیعی، ه. ۱۳۸۲. زمین‌شناسی‌ایران (چینه‌شناسی زاگرس). انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. (کتاب شماره ۸۴)، ۵۷۲ ص.

Amirshahkarami, M., & Taheri, A., 2010. Biostratigraphy characterization of the Rupelian-Burdigalian carbonate succession at the Chaman-Bolbol area in the Zagros Basin. Stratigraphy and Sedimentology, 40(3): 119-136.

Amirshahkarami, M., Ghabishavi, A., & Rahmani, A., 2010. Biostratigraphy and Paleoenvironment of the larger bentic foraminifera in wells sections of Asmari Formation from the Rag-e-Safid oil field, Zagros Basin, southwest Iran. Stratigraphy and Sedimentology: 40(3): 63-84.

Busk, H.G., & Mayo, H.T., 1918. Some notes on the geology of the Persian oilfields. Journ. Inst. Petroleum Technology; 5(17): 3-26.

Dehghanian, M., Khosrotehrani, K., Afghah, M., & Keshani, F., 2012. Microfacies Study of Asmari Formation in the Northwest and Southeast of Shiraz, Iran. Advances in Environmental Biology: 6(2): 556-563.

Dehghanian, MS. Asgari-Pirbalouti, B. and Masoumi HR. (2013). Oligocene-Miocene Microfacies Study of Asmari Formation (NW - SE of Shiraz, Iran). Iranian journal of earth science: 5: 66-73.

Dehghanian, M., 2017. Microfacies study of Oligo-Miocene in SE Norabad in Fars Province. 1st National Conference on Modern Applied Research of Basic Sciences, 1:43-51.

Dehghanian, M., & Asgari-Pirbalouti B., 2018. Bio-sequence stratigraphy of Oligocene deposits in Interior Fars, Zagros Basin, Iran. Himalian Geology, 39(1): 133-143.

Dehghanian, M., 2022. Biostratigraphy of the Asmari Formation in northwest of Shiraz (Tang-e Jalab) on the basis of the large benthic foraminifera, Advanced Applied Geology (In Press).

Dunham, R.J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture in: Classification of Carbonate Rockes, Symposium ed. W. Ham. AAPG, Mem.1: 108-121.

James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of the Iranian Oil Consortium Agreement area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin: 49: 2182-2245.

Richardsons, R.K., 1924. The geology oil measures of south-west Persia. J. Inst. Petrol. Tech: 43(10): 256-283.

Vaziri-Moghaddam, H., Kalanat, B., & Taheri, A., 2011. Sequence stratigraphy and depositional environment of the Oligocene deposits at Firozabad section, Southwest of Iran based on microfacies analysis. JGeope: 1(1): 71-82.

کنگلومراها و ماسه سنگ‌های سازند قم: پراکندگی زمانی و مکانی و محیط‌های ته-نشینی

ابراهیم محمدی

گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران؛ پست الکترونیک: emohammadi02@gmail.com

چکیده

با وجود اینکه واحدهای تخریبی (کنگلومرا و ماسه سنگ) سازند قم، معمولا یاداور مارن ماسه‌سنگی عضو b (به سن شاتین) این سازند در ناحیه الگو است، ولی بررسی پراکندگی زمانی و مکانی و همچنین محیط ته نشینی رخساره های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم در ۳ برش چینه شناختی جدید (آباده، ورکان، و خورآباد) و همچنین در بیش از ۱۰۰ برش چینه شناختی (که توسط محققان دیگر مطالعه شده است) بیانگر این است که واحدهای تخریبی سازند قم در همه زمان‌های گسترش دریای قم (روپلین، شاتین، آکیتانین و بوردیگالین) و تقریبا در سرتاسر گستره دریای قم وجود دارند، بطوریکه شاید نتوان نظم خاصی از نظر پراکنش مکانی برای آنها در نظر گرفت. به علاوه محیط های رسوبی مختلفی برای ته نشینی رخساره های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم پیشنهاد شده است که عبارتند از: رمپ/شلف داخلی دور (بسمت دریای باز)، نزدیک ساحل، ساحل، توربیدایتی، دلتایی، و رودخانه های گیسوئی.

کلمات کلیدی: توربیدایت، تخریبی، پتروفاسیس، کنگلومرا و ماسه‌سنگ، رودخانه گیسوئی، سازند قم.

Conglomerate and Sandstones of the Qom Formation: Temporal and Spatial Distribution and Depositional Environments

Ebrahim Mohammadi

Department of Ecology, Institute of science, High technology and environmental science, Graduate University of advanced Technology, Kerman; e-mail address: emohammadi02@gmail.com

Abstract

Although the terrigenous units (conglomerate and sandstone) of the Qom Formation are usually reminiscent of the sandy marls "b" member (with Chattian age) of the formation in the type area, but the study of temporal and spatial distribution, as well as depositional environments of conglomerate and sandstone petrofacies of the Qom Formation in 3 new stratigraphic sections (Abadeh, Varkan, and Khurabad), as well as in more than 100 stratigraphic sections (studied by other researchers) indicate that the conglomerate and sandstone units of the Qom Formation are present in Rupelian, Chattian, Aquitanian, and Burdigalian, as well as almost throughout the Qom Sea realm; so that it may not be possible to consider a specific order in terms of their spatial distribution. In addition, various depositional environments have been proposed for deposition of these conglomerate and sandstone petrofacies, including: distal inner ramp/shelf (towards the open sea), nearshore, shoreface (shoreline), peritidal fat, coastal, turbidite, delta, and braided streams.

Keywords: turbidite, terrigenous, petrofacies, conglomerate and sandstone, braided stream, Qom Formation.

مقدمه

به دلیل تغییرات رخساره ای زیاد سازند قم، تا کنون برش الگویی برای آن معرفی نشده است. به‌طورکلی رخساره‌های سازند قم را می‌توان به چهار نوع تقسیم نمود: ۱- رخساره رودخانه‌ای؛ ۲- رخساره سکوی کربناتی- تبخیری؛ ۳- رخساره سراشیبی حاشیه سکوی کربناته و ۴- رخساره منطقه عمیق‌تر. دو رخساره آخری متعلق به سکوی قاره‌ای (کانتیننتال شلف) هستند (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳). در این مطالعه رخساره های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم از نظر پراکندگی زمانی و مکانی و همچنین محیط ته نشینی، در بیش از ۱۰۰ برش چینه شناختی که حاصل بیش از ۱۰۰ سال مطالعه (توسط محققان مختلف) بر روی سازند قم است و همچنین در ۳ برش چینه شناختی جدید (آباده، ورکان، و خورآباد) مورد بررسی قرار گرفته است.

موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی منطقه موردمطالعه

سازند قم (با سن روپلین-بوردیگالین) از توالی ضخیمی از مارن‌های دریایی، سنگ‌های کربناته، ژیپس و سیلیسی آواری تشکیل شده (Reuter et al. 2009) و رسوبگذاری آن در سه حوضه‌ی پیش کمان سنندج- سیرجان، درون کمانی ارومیه- دختر و پس کمان ایران مرکزی صورت گرفته است (Reuter et al. 2009 ؛ Mohammadi et al. 2013, 2015, 2019). برش های مطالعه شده قبلی (به تعداد بیش از ۱۰۰ برش)، در هر سه حوضه مذکور و تقریبا در سرتاسر گستره دریای قم، به غیر از منطقه جیرفت-جازموریان (مناطق جنوب شرقی استان کرمان)، واقع شده اند (جدول ۱). برش های بوجان و ورکان نیز در حوضه پیش کمان سنندج-سیرجان واقع شده اند و ریزرخساره ها و محیط رسوبگذاری آنها در محمدی (۲۰۲۱) مطالعه شده است. برش خورآباد نیز در حوضه پس کمان سنندج-سیرجان واقع شده اند و توسط محمدی (۲۰۲۰) از نظر ریزرخساره ها و محیط رسوبگذاری مورد مطالعه قرار گرفته اند.

کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های سازند قم

صحبت از واحدهای تخریبی سازند قم، معمولا یاداور عضو b (مارن ماسه‌سنگی) این سازند در ناحیه الگو است که ازنظر سنگ‌شناسی، از مارن ماسه‌ای خاکستری‌رنگ با میان لایه‌های ماسه‌سنگی و گاهی کالکارنایت ماسه‌ای به رنگ قهوه‌ای-سبز تشکیل گردیده است. عضوb دارای سن شاتین است (آقانباتی، ۱۳۸۳). با اینحال مطالعات و مشاهدات میدانی نگارنده و همچنین بررسی آثار دیگر محققان بیانگر این است که واحدهای تخریبی سازند قم در همه زمان‌های گسترش دریای قم (روپلین، شاتین، آکیتانین و بوردیگالین) و تقریبا در سرتاسر گستره دریای قم وجود دارند و شاید نتوان نظم خاصی از نظر پراکنش مکانی برای آنها در نظر گرفت (جدول ۱). در جدول ۱ مهمترین مشخصات لیتولوژیکی و (تاحدودی محیط دیرینه) برش های دارای واحدهای کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم ارائه شده است.

جدول ۱: مشخصات کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های سازند قم: پراکندگی زمانی و مکانی و محیط‌های ته شینی آنها

موقعیت/برش	ویژگی‌های لیتولوژیکی، پراکندگی زمانی و مکانی و محیط‌های ته شینی و رفرنس(ها)
۱) شمال غرب ساردوئیه	سازند قم در شمال غرب ساردوئیه به ضخامت ۴۴۲ متر با کنگلومرای قاعده‌ای شروع می‌شود که متشکل از ذرات ولکانیک بوده و به‌طرف بالا دانه‌ریزتر می‌شود. ۳۵٪ از کل ضخامت این برش را سنگ‌های کربناتی و مارن و مابقی را ماسه‌سنگ، کنگلومرا و توف تشکیل می‌دهد (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).
۲) بافت	در منطقه بافت در امتداد کناره باختری و جنوب کوه لاله‌زار، ماسه‌سنگ و کنگلومرا بخشی از ضخامت سازند قم را تشکیل می‌دهند (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).
۳) منطقه چهارگنبد	در منطقه چهارگنبد، نهشته‌های معادل سازند قم بنام سازند چهارگنبد معرفی شده است. در اینجا تناوبی (به ضخامت ۳۷۴ متر) از ماسه‌سنگ، مارن و شیل با میان لایه‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگ‌های دانه‌درشت و گاهی کنگلومرایی بر روی عضو آهکی سعیدآباد (۳۶ متر) قرار گرفته است (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).
۴) غرب معدن چهارگنبد	در غرب معدن چهارگنبد، نهشته‌های سازند قم بیش از ۲۰۰۰ متر ضخامت دارند که علاوه بر آهک، مارن و افق‌های توفی دارای واحدهای ماسه‌سنگ آهکی، ماسه‌سنگ مارنی و کنگلومرای دانه‌درشت است (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).
۵) شمال آباده	سازند قم برشی در ۴۰ کیلومتری شمال-شمالشرق آباده با ۱۶۴ متر ضخامت و سن روپلین- شاتین دارای چند لایه کنگلومرایی در بخش میانی و توالی‌های ماسه‌سنگی (عمدتاً) در بخش زیرین است (رویتر و همکاران، ۲۰۰۹).
۶) شمال آباده	یکی از شمالی‌ترین برش‌های سازند قم در شمال آباده با ۸۵ متر ضخامت و سن روپلین- شاتین دارای ۶ توالی کنگلومرایی است که در محیط رودخانه‌های گیسوئی نهشته شده‌اند (محمدی ۲۰۲۱، محمدی و عامری، ۲۰۱۵).
۷) انارک	در منطقه انارک و در شمال رودخانه آخوره، بخش میانی (به ضخامت ۲۷۵ متر) نهشته‌های سازند قم شامل ردیف دوتایی تناوبی ماسه‌سنگ، مارن

	ماسه‌ای و مارن و یا دوتایی ماسه‌سنگ و مارن ماسه‌ای است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۸) شمالغرب جاده انارک- جندق	در پیس کوه واقع در شمال غرب جاده انارک به جندق، ضخامت بشدت کاهش یافته (۲۳۰ متر) و در بخش زیرین با ۶۰ تا ۸۰ متر ضخامت سنگ‌های تخریبی و ماسه‌سنگ آهکی فراوان می‌باشد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۹) منطقه نایین	در منطقه نایین حاشیه فروافتادگی کویر بزرگ، در محلی بین شمشه زردجره و ریزاب میشوری سازند قم ۳۴۰ متر ضخامت دارد و در قاعده متشکل از آهک ماسه‌ای زردرنگ گاهی دارای گراولهائی از سنگ ولکانیکی و سیلتی است در بخش میانی نیز ماسه‌سنگ دانه‌ریز وجود دارد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۱۰) منطقه نایین	نهشته‌های الیگو-میوسن به سمت جنوب شرق ریزاب میشوری در حاشیه جنوبی دشت کویر ۹۷۰ متر ضخامت دارند که بخش‌های زیرین و میانی آن از ماسه‌سنگ (۶۲ تا ۶۸٪) و مارن تشکیل گردیده است ولی بخش بالایی اساساً از مارن ژیپسیفر و میان لایه‌های ماسه‌سنگ و آهک می‌باشد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۱۱) منطقه نایین	به سمت جنوب غرب (جنوب هلوحیدر و شرق سهیل پاکوه) مقدار مواد تخریبی به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای افزایش می‌یابد و رسوباتی که به سازند قم نسبت داده شده‌اند اساساً از سنگ‌های تخریبی (کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز) تشکیل گردیده‌اند (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۱۲) منطقه نایین	برش واقع در ۱۰ کیلومتری شرق سهیل پاکوه به ضخامت حدوداً ۱۸۲۵ متر است که بخش زیرین آن از تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سیلتستون تشکیل گردیده است. تناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ در بخش‌های میانی و بالای برش نیز گسترش قابل‌ملاحظه‌ای دارد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۱۳) نائین-زوار	در مجاورت ناحیه آمیزه رنگین نائین-زوار سازند قم اساساً از سنگ‌های تخریبی تشکیل شده است. در قاعده ردیف دوتایی کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمزرنگ توسط مارن‌های خاکستری تا سبز و کنگلومرا با میان لایه‌های ماسه‌سنگ و آهک زیست-آواری پوشیده می‌شود. این نهشته‌ها توسط سکانس‌های تکراری مرکب از ماسه‌سنگ، مارن یا کنگلومرا و مارن به ضخامت حدود ۸۵۰ متر پوشیده می‌شود (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۱۴) جنوب غرب اردستان	سازند قم در برش خارزن اردستان در جنوب غرب اردستان شامل تناوبی از لایه‌های رس دار و مارن‌های رنگی. ۵۰ سانتی‌متر ماسه‌سنگ و کنگلومرا، ۲۵۰ متر مارن و میان لایه آهکی، ۷۰ متر آهک ضخیم است (نوری، ۱۳۷۶).
۱۵) نائین به‌طرف اصفهان	از نائین به‌طرف اصفهان مقدار مواد تخریبی کاسته شده و این مواد به شکل کنگلومرا فقط در بخش قاعده‌ای مشاهده می‌شوند. ضخامت کنگلومرا در ۱۵ کیلومتری شرق زفره ۵۰ متر و در اطراف زفره به ۳۰ متر می‌رسد. کنگلومرا اساساً از قطعات آهک اوربیتولین دار تشکیل شده است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۱۶) زفره	در برش زفره (شمال شرق اصفهان) با ۲۶۰ متر ضخامت و سن آکیتانین- بوردیگالین چندین لایه کنگلومرا و ماسه‌سنگ وجود دارد (رویتر و همکاران، ۲۰۰۹).
۱۷) جنوب شرقی نطنز	سازند قم در کوه چرخه با ۴۷۲ متر ضخامت از آهک‌های ضخیم لایه، مارن، ماسه‌سنگ آهکی و ماسه‌سنگ تشکیل شده و سن شاتین-آکیتانین دارد (شجاعی جندابه، ۱۳۸۳؛ صیرفیان و همکاران، ۱۳۸۵).
۱۸) شمال نطنز	در برش چاله قره (شمال نطنز) با ۳۴۰ متر ضخامت و سن شاتین- بوردیگالین واحدهای کنگلومرا و ماسه‌سنگ وجود دارد (رویتر و همکاران، ۲۰۰۹).
۱۹) جنوب شرق کاشان	در اطراف نواب (جنوب شرق کاشان) سازند قم بسیار شبیه مقاطع تیپ این سازند بین کوه دوچاه و شوراب می‌باشد (منطقه قم) و از واحدهای زیر تشکیل شده است: آهک قاعده‌ای (عضو a) که ضخیم لایه و توده‌ای بوده و در قاعده ماسه‌ای شنی است. عضو b در اینجا توسط بخش ماسه‌ای آهک قاعده‌ای جانشین می‌گردد؛ عضو c1 از مارن و آهک تشکیل گردید است که توسط شیل آهکی-ماسه‌ای و آهک نازک ورقه‌ای عضو c2 پوشیده می‌شود (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۲۰) جنوب شرق کاشان	سازند قم در تاقدیس نواب با ۲۱۱ متر ضخامت، شامل آهک، آهک ماسه‌ای، آهک رسی، ماسه‌سنگ، میکروکنگلومرا، مارن و مارن ژیپس دار است (آفتابی آرانی، ۱۳۸۸؛ دانشیان و آفتابی ۱۳۸۸)
۲۱) میمه	سازند قم در جنوب مراوند (ظاهراً از میمه به‌طرف شرق) با کنگلومرای سفیدرنگی به ضخامت ۲ تا ۳ متر با قطعات آهکی شروع می‌شود (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۲۲) آرنجن	سازند قم در برش آرنجن (جنوب غربی کاشان) با ۱۵۰ متر ضخامت و سن روپلین متشکل از آهک، مارن، کنگلومرا و آهک ماسه‌ای است (رضیعی ۱۳۸۳)
۲۳) برش دره	سازند قم در برش دره (جنوب کاشان) با ۲۲۸ متر ضخامت و سن روپلین شامل آهک، آهک (ماسه‌ای و رسی)، ماسه‌سنگ آهکی وشیل است (رضیعی ۱۳۸۳).
۲۴) ورکان، جنوب غربی	سازند قم در برش ورکان با ۲۹۰ متر ضخامت و سن روپلین دارای یک توالی کنگلومرایی (و کنگلومرا و ماسه‌سنگ) است که با توجه به حضور نومولیتس در محیط رمپ داخلی دور نهشته شده است (محمدی، ۲۰۲۱).

کاشان	
۲۵) شمال غرب آران	سازند قم در برش کوه بیچاره در جنوب شرق شهر قم و شمال غرب آران حدود ۶۳۱ متر ضخامت دارد که حدود ۱۰ متر از آن را تناوب ژیپس و ماسه‌سنگ تشکیل می‌دهد و سن این بخش اکیتانین است (خلج، ۱۳۸۶).
۲۶) نراق، شرق دلیجان	از نراق به سمت جنوب و جنوب شرق بخش عمده‌ای از سازند قم آهکی می‌گردد، بطوریکه در هستیجان به‌استثنای ۲۲ متر زیرین که از آهک نازک لایه با قاعده‌ای ماسه‌ای کنگلومرایی تشکیل گردیده، باقیمانده آهک آلگی است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۲۷) نراق، شرق دلیجان	در نراق یک واحد کنگلومرایی حاوی عدسی‌هایی از آهک بریوزوادار، عضو قاعده‌ای سازند قم را تشکیل می‌دهد و در جوشقان قالی واحد آهک قاعده‌ای در زیرِ واحد کنگلومرایی قرار گرفته است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۲۸) شمال شرق دلیجان	سازند قم در روستای بیجگان در ۲۲ کیلومتری شمال شرق دلیجان حدود ۱۴۵ متر ضخامت دارد و دارای ۳ توالی ماسه‌سنگی (به سن روپلین و مجموعاً به ضخامت کمتر از ۶ متر) در بخش پایینی است (کاروان و همکاران، ۲۰۱۴؛ ۱۳۹۳).
۲۹) منطقه قم-میمه	در اینجا سازند قم شامل سه عضو آهک و مارن قاعده‌ای، واحد آهک اصلی و واحد ماسه‌سنگ و مارن بالایی است. در نواحی قلعه چم و جنوب داقان واحد ماسه‌سنگ و مارن بالایی شامل ماسه‌سنگ‌های با چینه‌بندی مورب و آهک ماسه‌ای به رنگ قهوه‌ای به ضخامت ۸۰ تا ۱۲۰ متر است. در قلعه چم این رخساره توسط ۶۲ متر شیل سبزرنگ با لایه‌های نازک آهکی از آهک میانی جدا گشته و سپس با ۱۲۰ متر شیل ماسه‌ای سبز تیره پوشیده می‌شود. (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۳۰) جنوبغرب قم	سازند قم در برش داقان در جنوبغربی قم با ۲۳۰ متر ضخامت و سن آکیتانین، دارای چندین توالی ماسه‌سنگی در بخش‌های زیرین ومیانی است (رهقی، ۱۹۸۰).
۳۱) جنوب شرقی قم، منطقه شوراب	سازند قم در منطقه شوراب در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی شهر قم با ۱۶۴ متر ضخامت شامل ۶۲ متر آهک و آهک ریفی و ۱۰۲ متر تناوب مارن و ماسه‌سنگ است که در منطقه ساب تایدال و بدنه ریف به‌صورت تالوس (جوی ریف، ریف و پشت ریف) نهشته شده است (عباسی، ۱۳۷۴)
۳۲) جنوب شرقی قم، برش شوراب	سازند قم در منطقه شوراب در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی شهر قم ۵۹۸ متر ضخامت دارد که ۱۰۲ متر از آن را تناوب ماسه‌سنگ، مارن و ماسه‌سنگ مارنی تشکیل می‌دهد (ایمن دوست، ۱۳۸۵)
۳۳) جنوب شرقی قم، برش خورآباد	سازند قم در روستای خورآباد در حدوداً ۲۰ کیلومتری جنوب شرقی قم به سن روپلین- بوردیگالین ۲۶۰ ضخامت دارد که در بخش میانی دارای توالی‌های تخریبی (کنگلومرا، میکروکنگلومرا و ماسه‌سنگ) به سن آکیتانین است که در محیط‌های لاگون کم‌عمق و نزدیک به ساحل نهشته شده‌اند (محمدی، ۲۰۲۰).
۳۴) جنوب شرقی قم، تیغه رضاآباد	سازند قم در ۳۰ کیلومتری جنوب شرقی قم ۹۲۲ متر ضخامت دارد که ۶۶ متر از آن عمدتاً از ماسه‌سنگ، کنگلومرا به سن اکیتانین تشکیل شده است (کشاورزی ۱۳۷۶).
۳۵) کهک، جنوب قم	سازند قم در منطقه کهک واقع در جنوب قم با ۱۶۰۰ متر ضخامت با گسترش نهشته‌های مارنی و دانه‌ریز شدن قطعات تخریبی شامل یک افق از سنگ‌های تیره آذر-آواری شامل توف ماسه‌ای، میکروبرش، کنگلومرا و طبقات ماسه‌سنگی در بالای این سازند است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۳۶) کهک، جنوب قم	سازند قم در ناحیه کهک واقع در ۳۰ کیلومتری جنوب قم با ۲۲۰ متر ضخامت داشته و طبقات ماسه‌سنگی در قاعد برش در روپلین (حدود ۲ متر) و در بخش بالایی برش در بوردیگالین (حدود ۳ متر) حضور دارد (امیرشاه کرمی و کاروان، ۲۰۱۵).
۳۷) کهک، جنوب قم	سازند قم در ۳۰ کیلومتری جنوب قم در برش کهک ۸۶۶ متر ضخامت دارد که بخش‌های آواری ان شامل ۳۵۳ متر ماسه و مارن (شاتین)، ۳۶ متر کنگلومرا (اکیتانین) و ۴۴ متر تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سیلتستون (انتهای اکیتانین – بوردیگالین) است (کشاورزی ۱۳۷۶).
۳۸) غرب کهک	برش غرب کهک به ضخامت ۱۰۰۰ متر متشکل از سه بخش زیرین (۳۵۰ متر)، میانی (۳۰۰ متر) و بالایی (۳۵۰ متر) است که بخش زیرین از ماسه‌سنگ گلوکونیتی آهکی اغلب فاقد فسیل، به همراه آهک ماسه‌ای و آهک‌رسی تشکیل شده است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۳۹) جنوب شرق قم، کوه دوبرادران	سازند قم در این برش ۶۱۰ متر ضخامت دارد که بخش‌های آواری شامل ۱۰۰ متر آهک و مارن و ماسه‌سنگ (اکیتانین) و ۲۲ متر، آهک و ماسه گلوکونیتی (اکیتانین) است (نایبی، ۱۳۷۴).
۴۰) جنوب شرق قم، برش دوبرادر	سازند قم در برش دوبرادر در جنوب شرق قم ۱۳۲۸ متر ضخامت دارد و ماسه‌سنگ و کنگلومرا در بخش‌هایی از برش حضور دارند (دانشیان و رمضانی دانا، ۱۳۹۵، ۱۳۹۷).
۴۱) جنوب قم، برش دوبرادر	سازند قم در مقطع دوبرادر در جنوب غرب قم ۱۲۸۲ متر ضخامت دارد که بخش‌های آواری آن شامل ۱۷۳ متر مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا (شاتین)، ۳۳ متر آهک اائیتی با میان لایه انیدریت، مارن، شیل و ماسه‌سنگ (اکیتانین)، ۸۹ متر مارن تناوب آهک شیلی، ماسه‌سنگ و آهک ماسه‌ای (اکیتانین) و ۲۴۰ متر شیل سبز، ماسه‌سنگ، مارن، آهک (بوردیگالین) (کشاورزی ۱۳۷۶).
۴۲) جنوب شرق	عضوهای a و b سازند قم در برش دوبرادر در جنوب شرق قم مجموعاً ۱۷۴ متر ضخامت داشته و میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و کنگلومرا نیز دارد

قم، برش دوبرادر	(دانشیان و قنبری، ۱۳۸۸).
۴۳) منطقه تیپ (اطراف قم)	عضو b (مارن ماسه‌سنگی) سازند قم خصوصیات یکسانی در تمام منطقه دارد. تغییرات ضخامت آن از صفر تا ۲۶۰ متر است. ازنظر سنگ‌شناسی، این واحد از مارن ماسه‌ای خاکستری‌رنگ با میان لایه‌های ماسه‌سنگی و گاهی کالکارنایت ماسه‌ای به رنگ قهوه‌ای-سبز تشکیل گردیده است. گذر از این واحد به‌طرف واحد زیرین و بالایی تدریجی است و عموماً با واسطه یک لایه ماسه‌سنگ آهکی انجام می‌گیرد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۴۴) غرب قم	سازند قم در برش (غرب) قم با حدود ۱۰۰۰ متر ضخامت و سن شاتین- بوردیگالین دارای واحدهای کنگلومرایی وماسه‌سنگی است (رویتر و همکاران، ۲۰۰۹).
۴۵) غرب قم	سازند قم در تاقدیس کمرکوه در غرب قم ۴۶۰ متر ضخامت دارد و سن آن آکیتانین است. واحدهای ماسه‌سنگی از عضوهای a و b گزارش شده. واحدهای ماسه‌سنگی از عضو C2 در یال شمالی غربی تاقدیس کمرکوه و از عضو f (بوردیگالین) در یال جنوبی این تاقدیس نیز گزارش شده است (نایبی، ۱۳۷۴).
۴۶) غرب قم	سازند قم در برش دوچاه در غرب قم حدود ۸۹۴ متر ضخامت دارد و شامل آهک، آهک ماسه‌ای، آهک آرژیلی، شیل، ماسه‌سنگ، ژیپس، مارن، مارن ماسه‌ای و سیلتستون است (دانشیان و رمضانی دانا، ۲۰۱۸).
۴۷) غرب قم	سازند قم در برش دره دروند در ۲۵ کیلومتری غرب قم ۱۰۱۵ متر ضخامت دارد که ۱۱۵ متر آن ماسه‌سنگ، مارن ماسه‌ای، ماسه‌سنگ آهکی (اکیتانین) است. محیط‌های رودخانه، سبخا، سوپراتایدال، اینترتایدال، لاگون، سد، حاشیه سد و دریای باز برای این برش پیشنهاد شده است (کریمی مصدق، ۱۳۷۸).
۴۸) غرب آشتیان	سازند قم در غرب آشتیان با ۷۱ متر ضخامت و سن آکیتانین شامل سنگ آهک، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا است (مغفوری مقدم و یاسبلاغی، ۱۳۹۴).
۴۹) شمال قم	سازند قم در تاقدیس البرز در شمال غربی، شمال و شرق شهرستان قم علاوه بر واحدهای آهکی، مارنی و انیدریتی دارای واحدهای ماسه‌سنگی، ماسه‌سنگ آهکی و سیلتستون نیز است (رضایی و هنرمند، ۱۳۷۸).
۵۰) جنوب غرب ساوه، جلایر	سازند قم در تاقدیس جلایر در۳۰ کیلومتری جنوب غرب ساوه با ۴۹۰ متر ضخامت با کنگلومرای قاعده‌ای (با ۲ متر ضخامت و شاخص شروع رسوب‌گذاری قم) شروع می‌شود و دارای واحدهای ماسه‌سنگی نیز است (عظیم، ۱۳۸۶).
۵۱) جنوب غرب ساوه، جلایر	سازند قم در تاقدیس جلایر در۳۰ کیلومتری جنوب غرب ساوه ۳۹۲ متر ضخامت دارد و با کنگلومرای قاعده‌ای شروع می‌شود. بخش‌های تخریبی آن شامل واحدهای کنگلومرایی و ماسه‌سنگی است (ایمن دوست، ۱۳۸۵).
۵۲) جنوب غرب ساوه	سازند قم در مقطع دودگن در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب ساوه (در محل قدیمی ناودیس بند چای) ۶۴۰ متر ضخامت دارد که در قاعده آن لایه کنگلومرایی به ضخامت ۱ متر دیده می‌شود. و در عضوهای C4 و D نیز واحدهای ماسه‌سنگی حضور دارد (کریمی مصدق، ۱۳۷۸).
۵۳) غرب ساوه	در منطقه امجک-دوخان سازند قم با ۲۳۰۰ متر ضخامت، به ۵ واحد تقسیم شده است که واحد زیرین به ضخامت ۶۵۰ متر و لیتولوژی غالب مارن و آهک، با کنگلومرا و ماسه‌سنگ آغاز می‌گردد و واحد چهارم با ضخامت ۷۸۰ متر متشکل از ماسه‌سنگ خاکستری و مارن سبز است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۵۴) غرب ساوه	سازند قم در بندچای در ۴۱ کیلومتری غرب ساوه با ۷۷۰ متر ضخامت شامل تناوب ماسه شیلی، ماسه‌سنگ و کنگلومرا، آهک و مارن است (بغدادی، ۱۳۵۵).
۵۵) غرب ساوه	سازند قم در برش آشیانک در ۴۷ کیلومتری غرب ساوه با ۷۲۲ متر ضخامت شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن، آهک و شیل است (بغدادی، ۱۳۵۵).
۵۶) غرب ساوه	سازند قم در برش غازم آباد در ۵۷ کیلومتری غرب ساوه با ۸۴۱ متر ضخامت شامل ماسه‌سنگ، شیل، آهک، مارن و کنگلومرا است (بغدادی، ۱۳۵۵).
۵۷) غرب ساوه	سازند قم در کهلو در ۱۰۴ کیلومتری غرب ساوه ۵۰۰ متر ضخامت دارد وشامل آهک، آهک ماسه‌ای، مارن، شیل، ماسه‌سنگ وکنگلومرا است(یزدانی، ۱۳۸۴).
۵۸) جنوب شرق همدان	سازند قم در مقطع خورزنه در جنوب شرق همدان با ۱۰۱ متر ضخامت و سن اکیتانین شامل کنگلومرا، آهک، آهک مارنی، مارن، آهک ماسه‌ای و ماسه‌سنگ است (رحمانی ساغرانی، ۱۳۷۳).
۵۹) جنوب شرق همدان	سازند قم در مقطع ضیاءالدین در جنوب شرق همدان با ۷۵ متر ضخامت و سن اکیتانین متشکل از کنگلومرا، آهک، آهک مارنی، مارن، آهک ماسه‌ای و ماسه‌سنگ است (رحمانی ساغرانی، ۱۳۷۳).
۶۰) شرق همدان	سازند قم در شرق همدان با کنگلومرای قاعده‌ای با ضخامت حداکثر ۵ متر است. سازند قم در این ناحیه علاوه بر سنگ آهک، مارن و سیلتستون، دارای بین لایه‌های ماسه‌سنگی و کنگلومرای بالایی است (قبادی و کاپله‌ای ۱۳۹۱).
۶۱) غرب همدان	سازند قم در مقطع پهنه بر در ۳۳ کیلومتری شمال غرب همدان با ۶۷ متر ضخامت و سن آکیتانین متشکل از کنگلومرا، آهک، آهک مارنی، مارن،

	آهک ماسه‌ای است (رحمانی ساغرانی، ۱۳۷۳).
۶۲) غرب و شمال غرب همدان	از همدان به‌طرف غرب و شمال غرب (بیجار و جنوب زنجان) سازند قم از آهک (کارستی)، مارن، مارن ماسه‌ای و ماسه‌سنگ تشکیل شده است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۶۳) جنوب شرق ورامین	سازند قم در برش تاقدیس ابردژ ۳۸۰ متر ضخامت دارد و متشکل از کنگلومرا، آهک، مارن ژیپس دار، مارن و ژیپس است و در محیط‌های ساب تایدال، اینترتایدال، سوپراتایدال و پشت ریف رسوب‌گذاری شده است (شیرمحمد، ۱۳۷۶).
۶۴) جنوب گرمسار	سازند قم در برش سیاه کوه در جنوب گرمسار ۴۹۳ متر ضخامت دارد و دارای ۱/۵ متر کنگلومرای قاعده‌ای (سن شاتین) است (جلالی و همکاران، ۱۳۹۵).
۶۵) منطقه گرمسار	در برش ابردژ (منطقه گرمسار) سازند قم با عضو c1 آغاز می‌گردد و این عضو با ۷ متر کنگلومرای قاعده‌ای و دگرشیبی فرسایشی (دیسکانفرمیتی) روی سازند قرمز زیرین قرار گرفته است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۶۶) جنوب ورامین	سازند قم در برش دوازده امام در ۳۲ کیلومتری جنوب و جنوب شرق ورامین ۳۳۴ متر ضخامت دارد و واحدهای منتسب به اکیتانین دارای ۶۶ متر آواری، آهک و آهک مارنی است (رحیمی متین، ۱۳۸۶).
۶۷) شمال ایوانکی	سازند قم در برش غازم آباد در ۵۷ کیلومتری غرب ساوه با ۸۴۱ متر ضخامت شامل ماسه‌سنگ، شیل، آهک، مارن و کنگلومرا است (بغدادی، ۱۳۵۵).
۶۸) شمال ایوانکی	سازند قم در مقاطع جنوب دهکده ساران در ۲۲ کیلومتری شمال ایوانکی (شامل مقاطع کوه آجان، کوه پور و کوه علیا ارض) به سن بوردیگالین با یک کنگلومرای قاعده‌ای شروع می‌شوند و دارای واحدهای (میکرو)کنگلومرایی دیگری نیز هستند (نواواجاری، ۱۳۷۶).
۶۹) شمال ایوانکی	سازند قم در برش ساران (آجان) و در ۳۰ کیلومتری شمال شرق ایوانکی و در جنوب شرق دماوند ۱۳۰ متر ضخامت دارد و شامل کنگلومرا، آهک ، آهک ماسه‌ای، آهک مارنی و ماسه‌سنگ است (ثیاب قدسی، ۱۳۷۴).
۷۰) منطقه موره کوه- گرمسار	سازند قم در تاقدیس کویر (سورک) در منطقه موره کوه- گرمسار به ضخامت ۴۴۸ متر با عضو c1 به ضخامت ۴۰ متر آغاز می‌گردد که بخش میانی این واحد ماسه‌ای و کنگلومرایی است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۷۱) جنوب تهران	سازند قم در برش زیرسطحی یورته‌شاه-۱ (با حدود ۳۷۳ متر ضخامت) دارای ۴ متر کنگلومرای پیشروند (آکیتانین) متعلق به بخش c4 و در برش سطحی موره‌کوه دارای حدود ۱ متر کنگلومرای قاعده‌ای پیشرونده است (جلالی و همکاران، ۱۳۹۶).
۷۲) جنوب غرب تهران	سازند قم در برش موره کوه (شمال غربی حوض سلطان) در ۵۵ کیلومتری جنوب غرب تهران ۱۱۰ متر ضخامت دارد و شامل کنگلومرا، مارن، آهک ماسه‌ای، آهک مارنی، مارن و آهک است (ثیاب قدسی، ۱۳۷۴).
۷۳) جنوب غرب رزن	سازند قم در برش قزلجه در جنوب غرب رزن و شمال شرقی همدان علاوه بر واحدهای ریفی و پلاژیک، واحدهای آهکی و تخریبی غیر قابل تفکیکی وجود دارد (شاکری، ۱۳۸۵).
۷۴) جاده سمنان-دامغان	علوی نایینی مقطعی از سازند قم به ضخامت ۵۲۴ را در دهکده عطاری در مسیر جاده سمنان-دامغان به‌عنوان مقطع تیپ معرفی نموده است و آن را به ۵ عضو تقسیم نموده که با کنگلومرای قاعده‌ای قرمزرنگ به ضخامت ۸ متر شروع می‌شود. در واحد پنجم نیز توالی‌های کنگلومرایی دیده می‌شود (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۷۵) سمنان-دامغان (کوه پیغمبران)	در غرب این منطقه (غرب دهکده عطاری) (دامنه شمالی کوه پیغمبران) سازند قم بیشتر کنگلومرایی است و با دگرشیبی غیر زاویه‌دار و بدون واسطه سازند قرمز زیرین بر روی سنگ‌های ائوسن قرار گرفته است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۷۶) سمنان	برش عطاری در شمالشرق سمنان با ۲۸۰متر ضخامت (بوردیگالین)شامل مارن، آهک، آهک ماسه‌ای، ماسه‌سنگ وشیل آهکی است(دانشیان و چگینی، ۱۳۸۵).
۷۷) شمال غرب و غرب سمنان	سازند قم در برش درجزین در ۱۴ کیلومتری شمال غرب سمنان با حدود ۱۰۲ متر ضخامت و سن بوردیگالین، با ۷/۵ متر کنگلومرای متوسط لایه پلی ژنتیک متعلق به محیط ساحلی (Shoreline) آغاز می‌گردد. برش کوه بنک در ۲۲ کیلومتری شمال غرب سمنان نیز با ۱۲۵ متر ضخامت و سن بوردیگالین با ۸/۵ متر کنگلومرای شنی متوسط لایه‌ی متعلق به محیط ساحلی آغاز می‌گردد. سازند قم در برش اروانه در ۳۶ کیلومتری غرب سمنان دارای ضخامت حدود ۴۳۰ متر و سن بوردیگالین است و دارای واحدهای تخریبی عمدتاً متعلق به محیط ساحلی شامل ۵ متر ماسه‌سنگ آهکی (واحد ۸)، ۲۵/۵ متر کنگلومرای متوسط تا ستبر لایه چندزادی (واحد ۹)، ۲/۵ متر کنگلومرای چندزادی سرخ‌رنگ (واحد ۱۲)، ۸/۵ متر ماسه‌سنگ آهکی (واحد ۱۳)، ۱۱ متر کنگلومرای متوسط لایه چندزادی (واحد ۱۶)، ۷ متر ماسه‌سنگ آهکی (واحد ۱۹)، و ۱۰ متر ماسه‌سنگ آهکی (واحد ۲۱) است (نواواجاری و همکاران، ۱۴۰۰).
۷۸) اطراف سمنان	در اینجا در اغلب رخنمون‌ها (غیراز زون قدمگاه-لارک) سازند قم با یک واحد کنگلومرایی به ضخامت ۳۰ تا ۱۰۰ متر آغاز می‌گردد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).

۷۹) منطقه سمنان	از منطقه جام در ناودیس گرداب (منطقه سمنان) به‌طرف شمال مقدار مواد تخریبی افزایش می‌یابد بطوریکه در تاقدیس حاجی‌آباد رخساره آهکی سازند قم به‌طور کامل ناپدید شده و ماسه‌سنگ، مارن قرمز و ژیپس جایگزین آن می‌شود (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۸۰) شمال غرب آق‌بلاق	سازند قم در برش ناحیه ایستی بلاغ در شمال غرب آق‌بلاق و جنوب شرقی بیجار به سن آکیتانین-بوردیگالین، ۱۳۴۳ متر ضخامت دارد و با یک توالی کنگلومرایی پلی‌ژنتیک و پیشرونده روی سازند قرمز زیرین قرار می گیرد. رسوبگذاری سازند قم در این ناحیه با یک واحد ماسه سنگی به سمت بالا درشت شونده (رسوبات دلتایی) به ضخامت یک متر شروع شده و بر روی آن واحد مارنی و عمدتا کربناته قرار می گیرد (شاکری، ۱۳۸۵).
۸۱) کلکته	سازند قم در کلکته در جنوب غرب زنجان ۵۶۵ متر ضخامت دارد و شامل آهک، مارن، ماسه‌سنگ رسی، شیل آهکی و توف ماسه‌ای است (اخلاقی، ۱۳۸۷).
۸۲) جنوب-جنوب غربی زنجان	در منطقه جنوب-جنوب غربی زنجان در کوه سفید، کوه قیدار، کوه القیاس و شمال سعیدآباد قاعده سازند قم کنگلومرایی و ماسه‌سنگی است. وجود قطعات تخریبی و رخساره کنگلومرایی آهک‌ها نشانگر وجود یک حوضه ساحلی کم‌عمق در این منطقه است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۸۳) جنوب غربی زنجان	در جنوب دهکده سعیدآباد نهشته‌های فوق به‌سرعت تغییر رخساره داده، بطوریکه آهک ریفی ناپدید گشته و بیش از ۶۰۰ متر مارن آبی و سبز با میان لایه‌های نازک آهک مارنی- ماسه‌ای مورق، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و در بخش زیرین توف آندزیتی-تراکیتی جای آن را می گیرد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۸۴) جنوب شرقی تکاب	در جنوب ینگه کندی (جنوب شرقی تکاب) رخساره‌ای متشکل از رسوبات تخریبی دانه‌درشت، آهک و مارن به ضخامت حدود ۳۵۰ متر وجود دارد. در ۱۵۰ متر بخش زیرین چندین لایه آهک کنگلومرایی اغلب به رنگ خاکستری وجود دارد. ۲۰۰ متر بالایی اساساً شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن ماسه‌ای به رنگ خاکستری و قرمز می‌باشد. ریپل مارک به‌طور فراوان در طبقات بالائی وجود دارد. ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراها دارای سیمان کربناتی بوده و بالاخره یک لایه آهک ماسه‌ای به ضخامت ۲ متر پایان سازند قم در این ناحیه است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۸۵) اطراف شهرستان تکاب	سازند قم در اطراف شهرستان تکاب کم‌وبیش رخساره مشابه به جنوب اندآباد دارند و به سه بخش تقسیم شده‌اند: کنگلومرای قاعده‌ای، در حدود ۲۰۰ متر آهک فسیل دار سفید متمایل به زرد و ۴۰۰ متر مارن‌های سبز خاکستری و ماسه‌سنگ (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۸۶) تبریزک	در اطراف تبریزک (جنوب شرق ماهنشان) از ۸۷۰ متر نهشته‌های الیگو-میوسن، ۴۰۰ متر زیرین آن از سنگ‌های ولکانیکی، ۱۰۰ متر میانی از طبقات کنگلومرا، آهک ریفی، توف، گدازه و ۳۷۰ متر بالایی آن را آهک و مارن تشکیل می‌دهد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۸۷) شمال شرق تکاب	ضخیم‌ترین نهشته‌های سازند قم در منطقه تکاب در شمال قره دره (۵۷ کیلومتری شمال شرق تکاب) با ۹۳۰ متر ضخامت به سه قسمت تقسیم شده‌اند که بخش میانی آن با ۳۰۰ متر ضخامت اساساً از آهک به رنگ روشن با چندین باند توف و کنگلومرا تشکیل گردیده است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۸۸) شمال شرق تکاب	سازند قم در برش شیخ جابر در ۷ کیلومتری روستای شیخ جابر و ۵۰ کیلومتری جنوب غرب زنجان ۴۵۱ متر ضخامت دارد و شامل آهک، ماسه، کنگلومرا، توف و آذرآواری است (مظفری، ۱۳۷۸)
۸۹) شمال غرب زنجان	سازند قم در رخمنون جنوب انداباد متشکل از دو بخش زیرین و بالایی است که بخش زیرین به ضخامت ۱۰۰ متر اساساً کنگلومرایی است و دارای میان لایه‌های مارن ماسه‌ای و عدسی‌های نازک آهکی می‌باشد. قطعات کنگلومرا گرد شده هستند و ابعاد آنها در حد ریگ تا قلوه‌سنگ است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۹۰) زنجان	برش اندآباد در ۸۰ کیلومتری شمال غرب زنجان ۲۲۷ متر ضخامت دارد و شامل آهک، کنگلومرا، توف، ژیپس و آهک و آهک ریفی است (مظفری، ۱۳۷۸).
۹۱) موشمپا	سازند قم در موشمپا در ۱۱۰ کیلومتری شمال غرب زنجان ۳۴۵ متر ضخامت دارد و شامل آهک، ماسه، کنگلومرا، آذرآواری و توفیت است (مظفری، ۱۳۷۸).
۹۲) غرب میانه	در گوندوغدی و گوگدرق (غرب میانه) رخساره تخریبی است ولی درون‌گیرهای آهک رسیفی در داخل کنگلومراها وجود دارد. فسیل‌های موجود در این آهک‌ها سن بوردیگالین را تائید می‌نمایند (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۹۳) منطقه میانه	سازند قم در برش سلیمانلو در اوایل جاده میانه- خلخال با ۱۲۵ متر ضخامت و سن بوردیگالین، از قاعده به سمت رأس متشکل از کنگلومرای قاعده‌ای، ماسه‌سنگ و کنگلومرا، آهک ماسه‌ای، تناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ، آهک و مارن و انیدریت است؛ این سازند در برش گندوقی با ۹۱ متر ضخامت و سن بوردیگالین، متشکل از کنگلومرای قاعده‌ای، آهک ماسه‌ای، کنگلومرا و ماسه‌سنگ، آهک بالایی، مارن با میان لایه انیدریت است (بخشی و همکاران، ۱۳۹۴).
۹۴) ناحیه بستان‌آباد (جنوب شرق تبریز)	سازند قم در برش‌های ینگه‌جه و برنج‌آباد عمدتاً متشکل از رخساره‌های تخریبی است. در برش برنج‌آباد با ۲۸۷ متر ضخامت و سن آکیتانین-بوردیگالین متشکل از کنگلومرای زیرین، میکروکنگلومرا با میان لایه‌های ماسه‌ای، و آهک است. برش ینگه‌جه با ۱۶۲۰ متر ضخامت متشکل از مارن با میان لایه‌های ماسه‌ای و کنگلومرایی، تناوب ماسه‌سنگ و مارن ماسه‌ای، ماسه‌سنگ ضخیم لایه، انیدریت با میان لایه ماسه‌سنگ و مارن است (بخشی و همکاران، ۱۳۹۴).
۹۵) منطقه تبریز	سازند قم در منطقه تبریز از کنگلومرای قاعده‌ای، آهک متراکم، آهک مرجان دار، ماسه صدف دار و بخصوص در افق‌های بالائی به‌طور فرعی از ژیپس تشکیل گردیده است. در شمال صوفیان کنگلومرای قاعده‌ای گسترش وسیعی دارد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۹۶) غرب دریاچه ارومیه	در امتداد کرانه غربی دریاچه ارومیه واحد آهکی مارنی سازند قم مستقیماً و یا با واسطه یک واحد کنگلومرایی به ضخامت حدوداً ۱۰ متر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار می‌گیرد. رخساره دیگری نیز از این سازند که بیشتر از نهشته‌های تخریبی تشکیل گردیده، وجود دارد. این نهشته‌ها که بیش از ۲۰۰۰ متر ضخامت (سن آکیتانین-بوردیگالین) دارند از تناوب ماسه‌سنگ دانه‌درشت، شیل، مارن و کنگلومرای دانه‌ریز به رنگ قرمز تشکیل شده است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۹۷) منطقه ماکو	سازند قم در منطقه ماکو به ضخامت حدود ۵۰۰ متر متشکل از سه واحد لیتولوژیکی است که واحد زیرین آن شامل کنگلومرای قرمز تا خاکستری با لایه‌بندی خوب است. کنگلومرا دارای بین لایه‌هایی از آهک و مارن قرمز و ماسه‌سنگ دارای چینه‌بندی مورب است. ضخامت این واحد از چندین متر در ۲۰ کیلومتری غرب ماکو تا ۱۲۰ متر در مجاورت ماکو و ۲۳۰ متر در جنوب باغچه جوق (۱۰ کیلومتری جنوب غرب ماکو) تغییر می‌نماید. در جنوب کوه قره داغ، بخصوص جنوب کرخه بولاغ و

	قره کلیسا، این واحد دارای مقدار قابل‌توجهی ماسه‌سنگ، و در ۵ کیلومتری شرق سیه چشمه دارای مارن می‌باشد. فسیل‌های موجود در این رسوبات سن آکیتانین را مشخص می‌نمایند. در بخش آهکی میانی نیز آهک‌های ماسه‌ای و کنگلومرایی یافت می‌شود؛ در واحد مارنی بالایی نیز درون لایه‌های ماسه‌سنگ و کنگلومرا وجود دارد (رحیم زاده، ۱۳۷۳).
۹۸) شمال شرق خوی	سازند قم در برش یارم‌قیه در ۱۸ کیلومتری شمال شرق شهرستان خوی ۲۵۳ متر ضخامت دارد و با سازند قم با کنگلومرای پیشرونده که بیشترین قطعات آن را گرانیت قوشچی تشکیل می‌دهد شروع شده و شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن و آهک است (سرتیپ زاده، ۱۳۸۱)
۹۹) شمال شرق خوی	سازند قم در برش ایواوغلی در شمال غرب روستای ایواوغلی و ۲۹ کیلومتری شمال شرق خوی ۱۸۸ متر ضخامت دارد و شامل کنگلومرا، آهک، ارتوکنگلومرا و آهک ماسه‌ای است (سرتیپ زاده، ۱۳۸۱)
۱۰۰) شمال غرب خوی	سازند قم در برش مقطع حمزیان در کوه قعه داش در ۲۸ کیلومتری شمال غرب شهرستان خوی ۱۸۹ متر ضخامت دارد و با کنگلومرای قرمز شروع شده و توسط کنگلومرای خاکستری و ماسه ریزدانه و آهک ادامه می‌یابد (سرتیپ زاده،)۱۳۸۱
۱۰۱) شمال غرب خوی	سازند قم در برش مقطع حمزیان در شمال غرب شهرستان خوی به ین بوردیگالین ۵۷۰ متر ضخامت دارد و یک توالی کربناته-سیلیس آواری است که شامل آهک‌های ضخیم یا گاها نازک لایه است که به فراوانی دارای میان لایه‌های ضخیم کنگلومرا و ماسه‌سنگ است (یزدی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۸).

رخساره های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم در برش‌های آباده، ورکان و خورآباد

۱) رخساره‌های کنگلومرایی برش آباده (محیط: رخساره رودخانه‌ای گیسوئی؛ محمدی، ۲۰۲۱)

وجود واحدهای کنگلومرائی با الگوی دانه‌بندی بدون نظم، و شواهدی از عدم جورشدگی قطعات، وجود محلی دانه‌بندی نرمال و قطعات برآمده همه از شواهد تشکیل این نهشته‌ها بوسیله جریانات خرده‌دار می‌باشند (Reading, 1996). روند محلی ریز شونده به سمت بالا در این واحدها یکی دیگر از شواهد موجود برای تاکید بر تشکیل آنها در محیط‌های رودخانه‌ای گیسوئی است (Miall, 1996). در کل طرح کلی رخساره‌های کنگلومرائی می تواند مرتبط با توالی رخساره‌ای تشکیل شده در محیط‌های رودخانه‌ای گیسوئی باشد که جریانات خرده دار و بطور محلی جریانت آشفته در آن دخیل می‌باشند (Miall, 1996).

۲) رخساره کنگلومرایی دارای *Nummulites* در برش ورکان (محیط: لاگون باز؛ محمدی، ۲۰۲۱)

این رخساره با رخساره های لاگون باز و دریای باز در تناوب است. حضور دانه های تخریبی درشت، بیانگر رواناب های حاوی مواد تخریبی و دوره ای تحت شرایط –آب و هوایی- خشک می باشد. شواهد صحرایی شامل دانه بندی، الگوهای پراکنش، شکل هندسی لایه و مهمتر از آن، مرز زیرین لایه نشانگر کانال‌های با سطوح قاعده‌ای تند و فرسایشی است. تنوعِ اندازه و رنگ دانه‌ها و زاویه‌دار بودن قطعات و گردشدگی محدود دانه‌ها بیانگر جابجایی و سائیدگی محدود دانه‌های تشکیل دهنده است. حضور *Nummulites* سالم و همچنین شواهد صحرایی و میکروسکوپی، بیانگر ته‌نشینی این رخساره در محیط‌های دور از ساحل و شرایط شوری نرمال دریایی است.

۳) رخساره تخریبی (Terrigenous) برش خورآباد (محیط: ساحلی/پری‌تایدال؛ محیط؛ محمدی، ۲۰۲۰)

این رخساره قابل تقسیم به دو زیررخساره می باشد: ۱) میکروکنگلومرای توده‌ای دانه-پشتیبان؛ و ۲) ماسه سنگ. دانه‌ها نیمه زاویه-دار تا نسبتا گردشده هستند. این رخساره با رخساره‌های لاگونی و تبخیری در تناوب است. وجود دانه‌های آواری بیانگر حمل شدگی دانه‌ها می‌باشد. موقعیت چینه شناسی این رخساره و حضور تعدادی دانه تخریبی درشت و قرمز احتمالا بیانگر رواناب‌های حاوی مواد تخریبی و دوره‌ای تحت شرایط –آب و هوایی- خشک می‌باشد. در چنین شرایطی به دلیل حاکم بودن شرایط لب شور در محیط‌های نزدیک به ساحل، تنش محیطی و نوسانات شوری زیاد بوده و سبب غلبه استراکدهای پلاتی‌کوپید در میان لایه آهک مارنی شده است که غالب بودن پلاتی کوپیدها بیانگر شرایط پرتنش می‌باشد. این رخساره در shoreface تا شلف/رمپ‌های داخلی کم عمق نهشته شده است.

رخساره های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم در برش‌های مطالعه شده توسط دیگر محققان

۱) پتروفاسیس‌های ماسه سنگی برش بیجگان در شمال شرق دلیجان (محیط: سوپراتایدال واقع در پهنه جزرومدی؛ کاروان و همکاران، ۱۳۹۳): ماسه سنگ در ابتدای توالی و به صورت میان لایه با سنگ آهک های مارنی و سنگ آهک های ماسه‌ای دیده می شود. ستبرای کم لایه ماسه سنگی نشانگر انرژی کم محیط و حفظ شدن خرده سنگ در بین دانه های کوارتز نشانگر شرایط کم انرژی در موقعیت سوپراتایدال واقع در پهنه جزرومدی است.

۲) رخساره ماسه سنگی برش کهک در جنوب قم (محیط: ساحلی؛ امیرشاه کرمی و کاروان، ۲۰۱۵): رخساره ماسه سنگی عمدتا متشکل از کوارتزهای تخریبی نیمه زاویه‌دار تا زاویه‌دار، فلدسپات (عمدتا پلاژیوکلاز) و دانه‌های سنگی (لیتیک) است. این رخساره با رخساره دریایی سازند قم در تناوب است. کوارتزهای تخریبی و کانی‌های فلدسپات می‌توانند بیانگر محیط ساحلی باشند.

۳) پتروفاسیس‌های آواری سازند قم در ناحیه میانه- بستان آباد (محیط جلوی دلتایی: بخشی و همکاران، ۱۳۹۴): محیط رسوبی سازند قم در رسوبات آواری ناحیه میانه- بستان‌آباد (برش ینگه‌جه)، به دلیل آثار چوب و فسیل گیاهی، بلوغ بافتی پایین و بالا بودن مقدار ماتریکس، یک محیط جلوی دلتایی (Prodelta) در نظر گرفته شده است که رسوبات در قسمت شیبدار آن به شکل توربیدایتی با تناوب مارن و ماسه سنگ رسوبگذاری نموده است. در ناحیه میانه- بستان آباد پتروفاسیس‌های زیر شناسایی شده است:

الف) پتروفاسیس کنگلومرایی در قاعده برش‌های برنج‌آباد، گندوقدی، سلیمانلو و ینگه‌جه: باتوجه به جایگاه آن در ستون چینه شناسی و محیط رسوبی در برش برنج‌آباد، گندوقدی و سلیمانلو، این نهشته‌ها محدود به محیط ساحلی است، اما در برش ینگه‌جه در محدوده نهشته های جزرومدی و قسمت بالایی محیط توربیدایتی محیط شیب قاره قرار می گیرند.

ب) پتروفاسیس‌های ماسه‌سنگی که بیشتر در برش ینگه‌جه و به مقدار کمتر در قاعده برش سلیمانلو دیده می شود، عبارتند از:

پتروفاسیس فلدسپاتیک لیتیک آرنایت: ذرات تشکیل دهنده چهارچوب به ترتیب فراوانی کوارتز، خرده‌سنگ‌ها (اکثرا ولکانیکی) و فلدسپات (عمدتا پلاژیوکلاز) است. حضور فسیل های مناطق عمیق و کم عمق دریا (فرامینیفرهای پلانکتون، خرده های دوکفه ای و جلبک قرمز) در رسوبات برش ینگه‌جه نشان دهنده رسوبات توربیدایتی است.

پتروفاسیس ولکانیک آرنایت: یک ماسه سنگ با خرده های ولکانیکی و سیمان رسی و کربناته است. ذرات تشکیل دهنده چهارچوب به ترتیب فراوانی کوارتز، خرده‌سنگ‌ها (اکثرا ولکانیکی) و فلدسپات (عمدتا پلاژیوکلاز) و قطعات فسیلی است.

پتروفاسیس لیتیک آرکوز: بلحاظ فراوانی متشکل از کانی کوارتز با فراوانی کمتر از ۷۵٪، فلدسپات و سپس خرده سنگ‌ها می‌باشد.

محیط رسوبی رخساره‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم

با توجه به رخساره‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی مطالعه شده توسط نگارنده و دیگر محققان و همچنین با توجه به جدول ۱، محیط‌های رسوبی مختلفی برای ته‌نشینی رخساره‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم پیشنهاد شده است که عبارتند از: رمپ/شلف داخلی دور (بسمت دریای باز)، نزدیک ساحل، ساحل، توربیدایتی، دلتایی، و رودخانه‌های گیسوئی. به عبارت دیگر دریایی‌ترین رخساره های تخریبی سازند قم در رمپ/شلف داخلی دور و قاره‌ای‌ترین رخساره‌های تخریبی این سازند در رودخانه‌های گیسوئی نهشته شده‌اند. رحیم‌زاده (۱۳۷۳) از رخساره رودخانه‌ای به عنوان یکی از چهار نوع اصلی رخساره‌های سازند قم نام برده است. کریمی مصدق (۱۳۷۸) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود، ضمن بررسی محیط‌های رسوبی سازند قم در منطقه ساوه،

محیط‌های رودخانه را برای رسوبگذاری بخش‌های تخریبی این سازند پیشنهاد نموده است. محمدی (۲۰۲۱) برای نخستین بار در یک نشریه معتبر خارجی رخساره‌های رودخانه‌ای سازند قم را بررسی نموده و رخساره های کنگلومرایی برش آباده را به رخساره رودخانه‌ای گیسوئی نسبت داده‌اند.

به باور رحیم‌زاده (۱۳۷۳) رخساره رودخانه‌ای بیشتر در حاشیه و محل‌هایی که حوضه از آنجا تغذیه می‌شده قرار گرفته است. جنوب ینگه کند (تکاب)، گوندوغدی و گوگدرق (میانه)، حاجی‌آباد (سمنان)، باغچه جوق (ماکو)، تفرش، قلعه چم، داقان، موته، سهیل پاکوه (نائین)، مناطقی هستند که دارای ضخامت قابل‌ملاحظه‌ای از کنگلومرا و ماسه‌سنگ می‌باشند. این نهشته ها اغلب دارای عدسی و یا بین لایه‌های رسی، مارنی و یا آهکی شیل دار می‌باشند که نشانگر موقعیت ساحلی و زیر آب رفتن متناوب آنها می‌باشد. رحیم زاده (۱۳۷۳) معتقد است حوضه رسوبی حنا- چهارگنبد از نوع دریای اپی‌کانتیننتال بوده و به همین دلیل نهشته‌های دریایی آن به مقدار زیاد تحت تأثیر فراورده‌های تخریبی و پیروکلاستیک ناشی از فرسایش خشکی قرار گرفته است. با توجه به لیتولوژی و قرار گرفتن ماسه‌سنگ و کنگلومرا بر روی آهک سعیدآباد در جنوب دهکده شلدون و همچنین وجود کنگلومرا، گریوک، توف و حتی آهک نودولی در اطراف چهارگنبد، این مجموعه رسوبات به حوضه رسوبی نریتیک یا حتی اپی‌نریتیک نسبت داده می‌شود. در حوضه اردستان- نطنز نیز، وجود ذرات تخریبی مثل توف، قطعات سنگ‌های ولکانیکی و طبقات تخریبی ناشی از فرسایش خشکی در بین مارن‌ها و آهک‌ها نشان از کم‌عمق بودن حوضه رسوبی و نزدیکی آن به خشکی دارد (رحیم زاده، ۱۳۷۳). رحیم زاده (۱۳۷۳) معتقد است که بدون شک ماسه‌سنگ‌های برش قلعه چم نمایشگر اثرات خشکی در نزدیکی ساحل هستند.

بحث و نتیجه گیری

رخساره‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم در اشکوب‌های مختلف روپلین، شاتین، آکیتانین و بوردیگالین نهشته شده اند و پراکندگی گسترده‌ای در (تقریبا) سرتاسر گستره سازند قم دارند، بطوریکه شاید نتوان نظم خاصی از نظر پراکنش مکانی برای آنها در نظر گرفت. این بدان معناست که تقریبا تمامی نواحی تحت گستره دریای قم، حتی مناطق قم که به عنوان مرکز رسوبگذاری (depocenter) شناخته می شود و ساوه که در آنجا سازند قم بیشترین ضخامت (و ظاهرا عمیق تر رخساره ها) را دارد، به خشکی (به عنوان منشاء رسوبات آواری) نزدیک بوده‌اند و هیچ جایی از این حوضه‌ها خیلی از خشکی دور نبوده است؛ بطوریکه با افت (محلی یا جهانی) سطح دریاها، روخانه‌های اطرف فعال شده و رسوبات تخریبی را به حوضه وارد نموده اند. این موضوع به خوبی بیانگر توپوگرافی کاملا ناهموار مناطقی از ایران است که دریای تتیس/قم بر روی آنها پیشروی نموده است، بطوریکه به دلیل بین کوهستانی بودن حوضه‌های سه‌گانه قم، کوه‌های زیادی به صورت جزایر از دریای مذکور بیرون زده بودند و نهشته‌های حاصل از تخریب آنها با افت سطح دریا به آبهای دریایی اطراف وارد می‌شدند. لازم به ذکر است که رسوبگذاری سازند قم در بیش از ۳۰ برش چینه شناختی با کنگلومرای قاعده‌ای و پیشروند آغاز شده است. رخساره‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی سازند قم در محیط- های مختلفی شامل رمپ/شلف داخلی دور، نزدیک ساحل، ساحل، توربیدایتی، دلتایی، و رودخانه های گیسوئی نهشه شده اند. به عبارت دیگر دریایی ترین رخساره های تخریبی سازند قم در رمپ/شلف داخلی دور و قاره ای ترین رخساره های تخریبی این سازند در رودخانه های گیسوئی نهشته شده اند.

منابع

جهت اطلاع از مشخصات منابع موجود در متن که در لیست زیر وجود ندارند به محمدی و همکاران (۲۰۱۳) مراجعه شود.

انجم شعاع، ا.، امیرشاه کرمی، م.، ۱۳۹۲، چینه نگاری زیستی و محیط رسوبی دیرین نهشته های الیگوسن پسین در برش تنبور (جنوب غربی کرمان، ایران مرکزی)، دوفصلنامه رخساره های رسوبی، دانشگاه فردوسی مشهد، جلد ۶، شماره ۲، ص. ۱۳۰–۱۴۹.

بخشی، ا.، لیاقت، م.، فیضی، ا.، ۱۳۹۴، ریزرخساره مدل رسوبگذاری و لیتواستراتیگرافی سازند قم در ناحیه میانه- بستان آباد، مجله علمی-پژوهشی پژوهش های دانش زمین، دانشگاه شهید بهشتی، شماره ۲۱، ص. ۱۹–۳۹.

جلالی، م.، صادقی، ع.، آدابی، م (۱۳۹۵) ریز رخساره‌ها، محیط رسوبی وچینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش سطحی شرق سیاه کوه (جنوب گرمسار). زمین‌شناسی ایران، شماره ۳۹، سال دهم، ۸۳-۱۰۲.

جلالی، م.، صادقی، ع.، آدابی، م (۱۳۹۶) ریز رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در چاه یورته شاه-۱ و برش سطحی موره کوه (جنوب تهران). فصلنامه پژوهش های چینه‌نگاری و رسوب شناسی، شماره ۶۶، سال سی و سوم، ۴۸-۲۵.

دانشیان، ج.، آفتابی، ا.، ۱۳۸۸. بیواستراتیگرافی فرامینیفرهای سازند قم بر اساس یافته‌های جدید در برش چینه شناسی طاقدیس نواب در جنوب شرق کاشان. مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۵: ۱۵۴–۱۳۷.

دانشیان، ج.، رمضانی دانا، ل.، ۱۳۹۵. فرامینیفرهای بنتیک هیالین فاقد پیچش سازند قم در ناحیه الگو، شمال ایران مرکزی، پژوهشهای دانش زمین، ۲۷: ۱۴۸–۱۲۶.

دانشیان، ج.، رمضانی دانا، ل.، ۱۳۹۷. چینه نگاری شیمیایی نهشته‌های سازند قم با تأکید بر نقش آن در تعیین درجه حرارت دیرینه در برش دوبرادر، جنوب شرق قم، رخساره های رسوبی، ۱۳۹۷: ۲۰ ص.

دانشیان، ج.، چگینی، ع.، ۱۳۸۵. زیست چینه شناسی نهشته‌های سازند قم در شمال خاور و جنوب باختر سمنان. علوم زمین، ۶۲: ۷۲–۷۹.

دانشیان، ج.، قنبری، م.، ۱۳۸۸. بیواستراتیگرافی نهشته های عضوهای a و b سازند قم بر مبنای فرامینیفرهای پلانکتون در ناحیه الگو، برش چینه شناسی کوه دوبرادر، جنوب شرق قم. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲: ۱۱–۳.

دهقان، ر.، صفری، ا.، وزیر مقدم، ح.، محمدی منفرد، م.، ۱۳۸۹، بررسی ریزرخساره ها و محیط های رسوبی سازند قم در منطقه قهرود (جنوب کاشان)، مجله علمی-پژوهشی پژوهش های دانش زمین، دانشگاه شهید بهشتی، شماره ۳، ص. ۶۰-۷۳.

رحیم‌زاده، ف.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران، الیگوسن، میوسن، پلیوسن، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی کشور، ۳۱۱ صفحه.

رضایی، م.ر.، هنرمند، ج.، ۱۳۷۸. ارزیابی مخزنی بخشهای کربناته سازند قم در چاههای البرز در حوضه قم، ایران مرکزی. سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران،شیراز،

شاکری، ع.، ۱۳۸۵، بررسی سنگ‌چینه‌ای و مقایسه رسوبات سازند قم در ناحیه رزن- تکاب با بخش مرکزی حوضه قم. مجله علوم دانشگاه شهید چمران، ۱۵: ۱۷–۱.

قبادی، م.ح.، و کاپله‌ای، م.، ۱۳۹۱. مطالعه خصوصیات زمین شناسی مهندسی سنگ آهک‌های سازند قم (مطالعه موردی، شرق و شمال شرق همدن)، مجله زمین شناسی کاربردی، ۳: ۱۲۸–۱۱۷.

کاروان، م.، محبوبی، ا.، وزیری مقدم، ح.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۳، رخساره های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته های سازند قم در شمال خاوری دلیجان- شمال باختری ایران مرکزی، علوم زمین، ۹۴: ۲۳۷-۲۴۸.

مغفوری مقدم، ا.، یاسبلاغی، ص.، ۱۳۹۴، دوکفه‌ای های کوچک سازند قم (میوسن پیشین) در برش باختر آشتیان، ایران مرکزی. علوم زمین، ۹۵: ۲۸۰-۲۷۵.

نواواجاری، ش.، مغفوری مقدم، ا.، شهیدی، ع.، نظری، ح.، ۱۴۰۰. ریززیست چینه نگاری و محیط رسوبی دیرینه نهشته های الیگو- میوسن در شمال ایران مرکزی. علوم زمین، ۱۱۹: ۵۰-۳۷.

Amirshahkarami M., Karavan, M., 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene–Miocene Qom formation, south of Qom city, Iran. Geoscience Frontiers 6, 593–604.

Daneshian J, Ramezani Dana L (2018). Foraminiferal biostratigraphy of the Miocene Qom Formation, northwest of the Qom, Central Iran, Frontiers of Earth Science, 12, 237–251.

Karevan M. Mahboubi A. Vaziri-Moghaddam H. and Moussavi-Harami R. 2014. Sedimentary facies and sequance strayigraphy of the Qom Formation in NE Delijan. NW Central Iran. Geosciences, 94: 237-248.

Mohammadi, E., 2020. Sedimentary Facies and Depositional Environments of the Oligocene-Early Miocene Marine Qom Formation, Central Iran Back-Arc Basin, Iran (Northeastern Margin of the Tethyan Seaway). Carbonates Evaporites 35, 29 pp.

Mohammadi, E., 2021. Sedimentary Facies and paleoenvironmental Interpretation of the Oligocene (Larger Benthic Foraminifera-Dominated) Deposits, Northeastern Margin of the Tethyan Seaway. Palaeoworld 30, 356–372.

Mohammadi, E., Ameri, H., 2015. Biotic components and biostratigraphy of the Qom Formation in northern Abadeh, Sanandaj–Sirjan fore-arc basin, Iran (northeastern margin of the Tethyan Seaway). Arabian Journal of Geosciences, 8:10789–10802.

Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, C., Vaziri, M.R., Sfidari, E., 2013. The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. Carbonates and Evaporites, 28:321-345.

Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., 2019. Microfacies and depositional environments of the Qom Formation in Barzok area, SW Kashan, Iran. Carbonates Evaporites 34, 1293–1306 .

Mohammadi, E., Vaziri, M.R., Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the Nummulitids and Lepidocyclinids bearing Qom Formation based on Larger Benthic Foraminifera (Sanandaj–Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). Arabian Journal of Geosciences, 8:403-423.

Rahaghi, A., 1980. Tertiary faunal assemblage of Qom-Kashan, Sabzewar and Jahrom area: National Iranian Oil Company, Geological Laboratories, Publication 8.

Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. International Journal of Earth Sciences, 98:627–650.

Yazdi-Moghadama, M., Sadeghi, A., Adabi, M.H., Tahmasbi, A., 2018. Foraminiferal biostratigraphy of the lower Miocene Hamzian and Arashtanab sections (NW Iran), northern margin of the Tethyan Seaway. Geobios, 51: 231-246.

ریف‌های مرجانی الیگو–میوسن

ابراهیم محمدی

گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران؛ پست الکترونیک:
emohammadi02@gmail.com

چکیده

مطالعه مرجانهای ۷ برش چینه شناختی از سازند قم و بررسی مطالعات قبلی بیانگر این است که مرجانهای سازند قم گسترش جغرافیایی وسیعی دارند. شکل مرجانها در اعماق مخلف متفاوت است. محدوده سنی ریف های مرجانی این سازند از روپلین تا بوردیگالین بوده و پراکندگی، تنوع و فراوانی آنها را شرایط پالئواکولوژیکی حاکم بر محیط تعیین می نموده است.

کلمات کلیدی: ریف مرجانی، محیط دیرینه، مدل رسوبی، ریف تکه ای، سازند قم.

Oligo-Miocene Coral Reefs

Ebrahim Mohammadi

Department of Ecology, Institute of science, High technology and environmental science, Graduate University of advanced Technology, Kerman; e-mail address: emohammadi02@gmail.com

Abstract

The study of corals in 7 stratigraphic sections of Qom Formation and the analysis of previous research indicate that the corals of Qom Formation have a wide geographical distribution. The forms of corals vary at different depths. The coral reefs vary in age from Rupelian to Burdigalian and their distribution, diversity and abundance have been determined by the paleoecological conditions.

Keywords: coral reefs, palaeoenvironment, depositional model, patch reef, Qom Formation.

مقدمه

سازند قم (با سن روپلین–بوردیگالین) یکی از پرفسیل ترین سازند های دریایی ایران است و رسوبگذاری آن در حوضه های حوضه سنندج–سیرجان، ارومیه–دختر و ایران مرکزی صورت گرفته است (شوستر و وایلند، ۱۹۹۹؛ رویتر و همکاران، ۲۰۰۹؛ محمدی و همکاران، ۲۰۱۳، ۲۰۱۵، ۲۰۱۹؛ محمدی ۲۰۲۰، ۲۰۲۱). مهم‌ترین عناصر زیستی سازند قم شامل فرامینیفرهای، مرجان، جلبک‌های قرمز، استراکود، نانوپلانکتون های آهکی، بریوزوا، دوکفه‌ای، خارپوست، گاستروپود و دایتروپا می باشد (محمدی و همکاران، ۲۰۱۵).

مرجانها به صورت منفرد و به صورت کلنی در سازند قم یافت می شوند. در این مطالعه مرجانهای سازند قم از نظر محیط تشکیل، پراکندگی زمانی و مکانی، و شرایط حاکم بر تشکیل، تنوع و فراوانی انها در ۷ برش چینه شناختی (بوجان، آباده، ورکان، جزه،

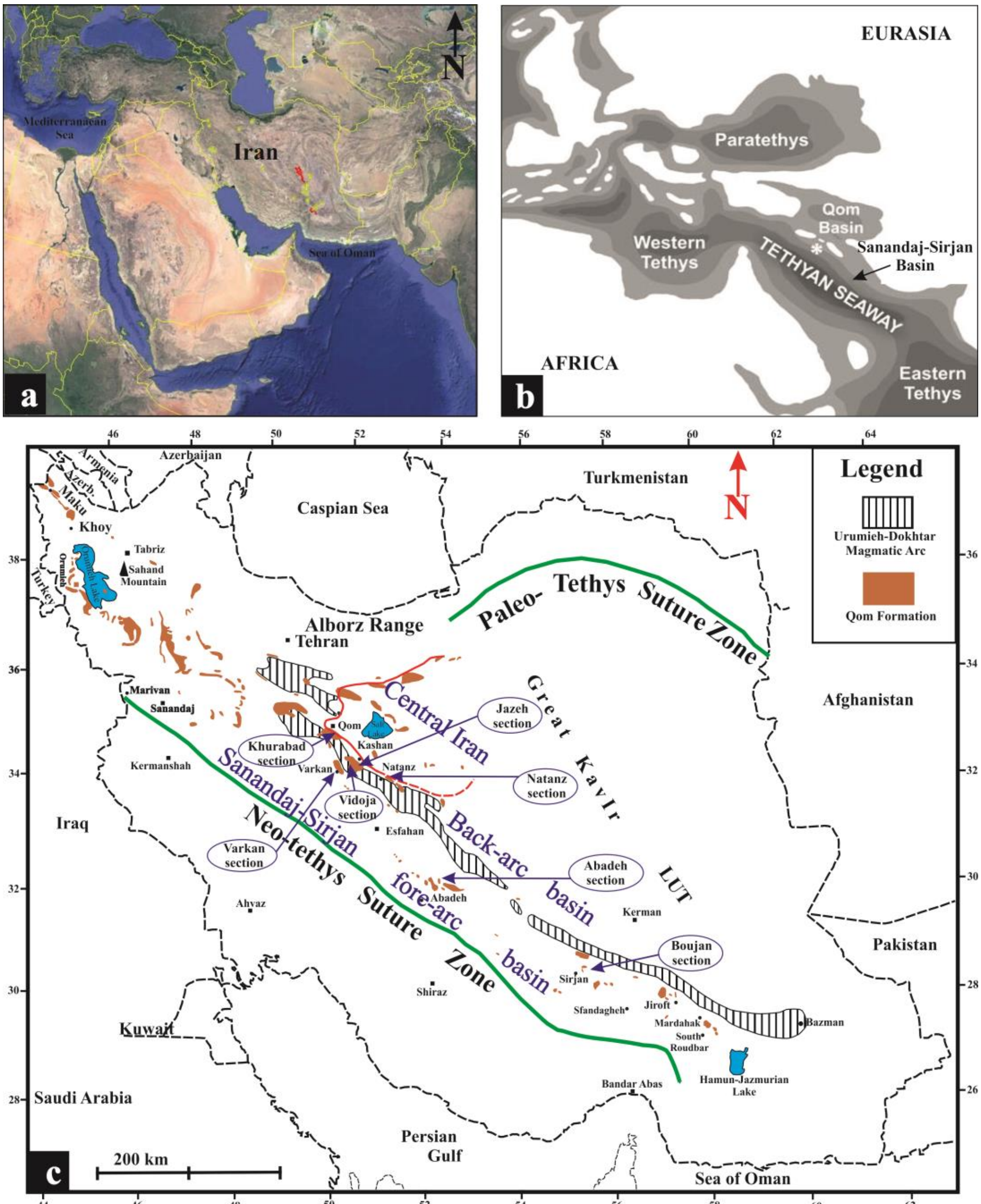
ویدوجا، نطنز و خورآباد) مورد بررسی گرفته اند و از نتایج بررسی دیگر برشها این سازند (توسط محققان دیگر) نیز به منظور پربارتر نمودن بحث و نتیجه گیری نهایی استفاده شده است.

موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی منطقه موردمطالعه

برش های بوجان، آباده و ورکان در حوضه پیش کمان سنندج-سیرجان واقع شده اند و ریزرخساره ها و محیط رسوبگذاری این برشها در محمدی (۲۰۲۱) منتشر شده است. برشهای جزه و ویدوجا در حوضه درون کمانی ارومیه دختر واقع شده اند و ریزرخساره ها و محیط رسوبگذاری آنها به ترتیب در محمدی و همکاران (۲۰۱۱) و محمدی و همکاران (۲۰۱۹) مورد مطالعه قرار گرفته است. برش های نطنز و خورآباد نیز در حوضه پس کمان سنندج-سیرجان واقع شده اند و توسط محمدی (۲۰۲۰) از نظر ریزرخساره ها و محیط رسوبگذاری مورد مطالعه قرار گرفته اند. موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی برشها در شکل ۱ نشان داده شده است.

ریف های مرجانی سازند قم

صحبت از مرجان و ریف های مرجانی سازند قم، معمولا تداعی کننده آهک های ریفی عضو f، به سن بوردیگالین، است. لازم به ذکر است که علیرغم اینکه عضو f در منابع فارسی به عضو ریفی مشهور است، ولی حتی در بعضی از برشهای واقع در ناحیه الگو (به عنوان مثال برش خورآباد) در شواهد صحرایی هیچ اثری از ریف های پیوسته مشاهده نمی شود، حتی مرجان های ایزوله نیز به ندرت مشاهده می گردد. به علاوه، هیچکدام از مطالعات معتبر انجام شده بر روی ریزرخساره ها و محیط دیرینه سازند قم در منطقه قم، به عنوان ناحیه الگو (اخروی و امینی، ۱۹۹۸؛ رویتر و همکاران، ۲۰۰۹؛ صدیقی و همکاران، ۲۰۱۱، امیرشاه کرمی و کاروان، ۲۰۱۵، محمدی ۲۰۲۰)، محیط شلف حاشیه دار (که مشخصه آن وجود ریف های واقعی، سدی و پیوسته می باشد) را جهت رسوبگذاری این سازند پیشنهاد ننموده اند. مشاهدات میدانی و بررسی های آزمایشگاهی نگارنده و همچنین بررسی آثار دیگر محققان بر روی سازند قم بیانگر این است که بسته به شرایط حاکم بر محیط و رسوبگذاری، مرجانها در واحدهای آهکی مختلف این سازند وجود دارند، در سنین مختلف (روپلین، شاتین، آکیتانین و بوردیگالین) مشاهده شده اند و از فراوانی (و گاها تنوع) چشمگیری برخوردار هستند.



شکل ۱: **A**) تصویر ماهواره ای نشاندهنده موقعیت ایران. **B**) نقشه جغرافیای دیرینه راه دریایی تتیس در طول الیگوسن پسین (با اصلاحات از Reuter et al. 2009). **C**) یک نقشه که پراکندگی برونزدهای سازند قم، ولکانیکهای ائوسن و موقعیت برشهای مورد مطالعه را نشان می دهد (با اصلاحات از Mohammadi et al. 2013).

جدول ۱-۱. مشخصات رخساره های باندستون مرجانی در برش‌های چینه شناختی مورد مطالعه

برش	تشکیل دهندگان اصلی	سن رخساره	تفسیر و محیط	منبع
بوجان	کلنی های مرجان های اسکلراکتین می باشد که عمدتا در محل رشدشان حضور دارند. این مرجانها در مشاهدات صحرایی به هم پیوسته بوده و در مسافت های طولانی قابل تعقیب می باشد	روپلین و شاتین	این ریزرخساره مربوط به ریف واقعی (پیوسته) بوده و در کمربند ۵ ویلسون نهشته شده است	محمدی (۲۰۲۱)

آباده	متشکل از کلنی های مرجان های اسکلراکتین می باشد (۸۰٪<) که عمدتا در محل رشدشان حضور دارند و دارای فرم هایی از قبیل هیدنوفوروئید، سریوئید، پلوکوئید و همچنین فرم های انفرادی می باشند	روپلین و شاتین	این رخساره، احتمالا در موقعیت حد واسط رمپ داخلی و رمپ میانی (در لاگون های نیمه محصور) و به صورت ریف های تکه ای نهشته شده است.	محمدی (۲۰۲۱)
ورکان	مرجان های برجا و سالم که در مشاهدات صحرایی ناپیوسته بوده به صورت تکه ای یافت می شوند	روپلین	ریف ها کومه ای (تکه ای) بوده و صورت پراکنده در تناوب با رخساره های دریای باز هستند.	محمدی (۲۰۲۱)
جزه	مرجان های برجا و سالم و در تناوب با رخساره های لاگونی	روپلین	این رخساره به صورت ریف های تکه‌ای و در در محیط لاگونی نهشته شده است.	محمدی و همکاران (۲۰۱۱)
ویدوجا	مرجان های برجا و سالم که در مشاهدات صحرایی ناپیوسته بوده و در مسافت های طولانی قابل تعقیب نیستند و در تناوب با رخساره-های دریای باز دیده می شود.	روپلین	این رخساره به صورت ریف های تکه‌ای و در در محیط دریای باز نهشته شده است.	محمدی و همکاران (۲۰۱۹)
نطنز	کلنی های مرجان های اسکلراکتین که عمدتا در محل رشدشان حضور دارند و در مشاهدات صحرایی ظاهرا پیوسته بوده، در مسافت های طولانی قابل تعقیب بوده و با ریزرخساره های لاگونی در تناوب است	روپلین؟-آکیتانین	این در محیط های لاگونی و به صورت ریف های تکه ای نهشته شده است	محمدی (۲۰۲۰)
خورآباد	مرجان های برجا و سالم می باشد. این مرجانها در مشاهدات صحرایی بسیار نادر و ناپیوسته بوده و در مسافت های طولانی قابل تعقیب نیستند و به صورت تکه ای یافت می شوند و حتی در مواردی فقط در مقاطع نازک شناسایی شده و در شواهد صحرایی خیلی مشهود نبوده اند.	بوردیگالین	به دلیل تناوب این ریزرخساره با ریز رخساره های لاگونی و همچنین با توجه به مشاهدات صحرایی، ریف های مذکور تکه ای بوده و محیط تشکیل این ریزرخساره لاگون است.	محمدی (۲۰۲۰)

در برش های مختلف، مرجانها در محیطهای مختلفی از بخش های نسبتا کم عمق دریای باز تا نزدیک به ساحل حضور داشته اند. ریف های مرجانی سازند قم متشکل از کلنی های مرجان های اسکلراکتین می باشد که عمدتا در محل رشدشان حضور دارند و دارای فرم هایی از قبیل هیدنوفوروئید، سریوئید، پلوکوئید و همچنین فرم های انفرادی می باشند. این مرجان ها به شکل های توده ای یا تپه مانند و نیز اشکال شاخه ای در لایه های مورد مطالعه گسترش یافته اند. بر اساس تقسیم بندی اینسالاکو (۱۹۹۸)، فابریک دومستون (domestone) (با غلبه مرجان های با اشکال توده ای) و رودستون (Rudstone) (با حضور فراوان مرجان های شاخه ای ظریف خوابیده و به موازات سطح لایه بندی) در مشاهدات صحرایی قابل تشخیص هستند. مهمترین جنس های مرجان ها شامل *Hydnophora*، *Favites*، *Porites*، *Astrocoenia*، *Cyphastrea*، *Leptoria* و *Favia* می باشد. ریف های مرجانی سازند قم معمولا به صورت ریف های تکه ای ظاهر شده اند. مهمترین مشخصات رخساره های باندستون مرجانی در ۷ برش چینه شناختی مورد مطالعه (بوجان، آباده، ورکان، جزه، ویدوجا، نطنز و خورآباد) در جدول ۱ خلاصه شده است.

بر اساس هالوک و شلاگر (۱۹۸۶)، مرجان های توده ای و گنبدی شکل، سطوح بالای نفوذ نور را ترجیح می دهند. انرژی هیدرودینامیک، نقش مهمی را در شکل دهی مورفوتاپ های مرجانی ایفا می کنند (توماس و همکاران، ۲۰۰۸)، حضور فابریک دومستون با محتوای مرجانی *Favites* و *Favia* می تواند نشانگر محیط دریایی با انرژی متوسط تا بالا باشد (کارابیی کوغلو و همکاران، ۲۰۰۵)، انواع دیگری از مرجان ها به شکل شاخه ای ظریف (عمدتا *Porites*) نیز وجود دارند، که به علت شکستگی و خرد شدگی به موازات سطح لایه بندی قرار گرفته اند؛ با توجه به تغییر و جا به جایی نسبت به موقعیت اولیه، این لایه تحت فابریک رودستون نامگذاری می شود. مرجان های شاخه ای ظریف، شاخص محیط هایی با میزان نفوذ نور نسبتا پایین و/یا انرژی نسبتا پایین

سطح آب هستند (شوستر و ویلانت، ۱۹۹۹) که در مقایسه با مرجان های گنبدی شکل، می توانند نشان دهنده اعماق بیشتری باشند. بنابراین مرجان های با فابریک های دومستون و رودستون در محیط های مجاور هم ولی در طول هم نهشته شده اند بطوریکه با درنظر گرفتن گرادیان عمق، دومستون در عمق کمتر نهشته شده و رودستون در عمق بیشتری و پایین تر از دومستون نهشته شده است.

مطالعه رخساره های مشابه از دیگر برش های سازند قم، توسط دیگر محققان بیانگر رسوبگذاری رخساره های باندستون مرجانی در محیطهای مختلف است. بطوریکه باندستون های مرجانی سازند قم در برش‌های کهک (جنوب قم؛ امیرشاه کرمی و کاراوان ۲۰۱۵؛ مهیاد و همکاران ۱۳۹۷)، چنار (شماغرب کاشان، بهفروزی و همکاران، ۱۳۸۸)، ملك آباد (جنوب شرق گرمسار، دباغی صدر ۲۰۱۷)، قهرود (جنوب کاشان، دهقان و همکاران ۱۳۸۹)، اندآباد (شمالغرب زنجان، مهیاد و همکاران ۲۰۱۹) و نوبران (شمالغرب ساوه، مهیاد و همکاران ۲۰۱۹) به عنوان ریف های تکه‌ای لاگونی تفسیر شده اند؛ رسوبگذاری این رخساره در برش های تنبور (شمال شرقی سیرجان، انجم شعاع و امیرشاه کرمی ۱۳۹۲) و شمال شرقی دلیجان (کاروان و همکاران ۱۳۹۴) به ترتیب به ریف های تکه ای واقع در حدفاصل بین دریای باز و لاگون و ریف های سدی، حد واسط رمپ میانی و رمپ داخلی نسبت داده شده است، با این حال، مدل رمپ همکلینال برای رسوبگذاری هر دو برش پیشنهاد شده است؛ مطالعه برشها کمرکوه، نرداقی و خورآباد (هر سه در نزدیکی قم) توسط اخروی و امینی (۱۹۹۸) بیانگر این است که بویلداپهای مرجانهای عضو f متشکل از جنسهای مختلفی از مرجانها در محل رشدشان؛ همراه با جلبک قرمز، دوکفه ای، گاستروپود، اکینید، فرامینیفر و فسیل های اثری است و فرم رشد مرجانها شامل گنبدی، صفحات پوشاننده یا میله های بلند و باریک است. این بویلداپها که بلحاظ میکروسکوپی باندستون مرجانی–جلبکی هستند، به عنوان ریف های حاشیه ای باریک چسبیده به ساحل (با توجه فقدان طیف وسیعی از رخساره های خاص لاگون) تا ریف های سدی در نظر گرفته شده اند، با این حال، مدل رسوبگذاری از نوع رمپ همکلینال پیشنهاد شده است. لازم به ذکر است که محمدی (۲۰۲۰) محیط رسوبگذاری باندستون های مرجانی برش خورآباد را به ریف های تکه ای لاگونی نسبت داده است، بنابراین ریف های حاشیه ای باریک چسبیده به ساحل و ریف های سدی پیشنهادی توسط اخروی و امینی (۱۹۹۸) مربوط به برشهای کمرکوه و نرداقی بوده و باندستون های مرجانی برش خورآباد در محیط حدواسط آنها، یعنی در لاگون نهشته شده است. رسوبگذاری باندستون های مرجانی سازند قم در ناحیه میانه–بستان آباد (بخشی و همکاران ۱۳۹۴) به محیط سد نسبت داده شده است و مدل رسوبگذاری این سازند در آن منطقه به عنوان شلف لبه دار پیشنهاد شده است. بخشی و همکاران (۱۳۹۴) تنها کار انجام شده بر روی سازند قم است که در یک نشریه معتبر به چاپ رسیده است و مدل شلف لبه دار را برای رسوبگذاری سازند قم پیشنهاد نموده است.

بحث و نتیجه گیری

مطالعه باندستون های مرجانی سازند قم به نتایج زیر منجر شد:

علی رغم حضور پراکنده مرجانها در تعداد زیادی از برشهای سازند قم، رخساره باندستون مرجانی (که عمدتا متشکل از کلنی های مرجان های اسکلراکتین می باشد) در بیشتر برش های سازند قم وجود ندارد و با وجود اینکه عضو f در منابع فارسی به عضو ریفی مشهور است، ولی حتی در بعضی از برشهای واقع در ناحیه الگو نیز هیچ اثری از ریف های پیوسته در شواهد صحرایی مشاهده نمی

شود، حتی مرجان های ایزوله نیز به ندرت مشاهده می گردد. به علاوه، هیچکدام از مطالعات معتبر انجام شده بر روی ریزرخساره ها و محیط دیرینه سازند قم در منطقه قم، محیط شلف حاشیه دار (که مشخصه آن وجود ریف های واقعی، سدی و پیوسته می باشد) را جهت رسوبگذاری این سازند پیشنهاد ننموده اند. مرجانهای این سازند معمولا به صورت ریف های تکه ای و به نسبت کمتر به صورت ریف های واقعی و ریف های حاشیه ای از سازند قم گزارش شده اند. پراکندگی مرجانها براساس عمق، در این سازند، محدوده وسیعی از بخشهای نسبتا کم عمق دریای باز تا نزدیک ساحل را شامل می گردد. محدوده سنی مرجانهای این سازند از روپلین تا بوردیگالین است. بیشترین شکوفایی مرجانها در سازند قم در محدوده یوفوتیک-مزوفوتیک و تحت شرایط الیگوتروفیک تامزوتروفیک بوده است.

منابع

انجم شعاع، ا.، امیرشاه کرمی، م.، ۱۳۹۲، چینه نگاری زیستی و محیط رسوبی دیرین نهشته های الیگوسن پسین در برش تنبور (جنوب غربی کرمان، ایران مرکزی)، دوفصلنامه رخساره های رسوبی، دانشگاه فردوسی مشهد، جلد ۶، شماره ۲، ص. ۱۴۹-۱۳۰.

بخشی، ا.، لیاقت، م.، فیضی، ا.، ۱۳۹۴، ریزرخساره مدل رسوبگذاری و لیتواستراتیگرافی سازند قم در ناحیه میانه- بستان آباد، مجله علمی-پژوهشی پژوهش های دانش زمین، دانشگاه شهید بهشتی، شماره ۲۱، ص. ۱۹-۳۹.

بهفروزی، ا.، صفری، ا.، وزیر مقدم، ح.، محمدی منفرد، م.، ۱۳۸۸، بررسی ریزرخساره ها و تفسیر محیط رسوبی سازند قم در منطقه چنار (شمال غرب کاشان)، دوفصلنامه رخساره های رسوبی، دانشگاه فردوسی مشهد، جلد ۲، شماره ۲، زمستان ۱۳۸۸، ص. ۱۵۲-۱۴۳.

دهقان، ر.، صفری، ا.، وزیر مقدم، ح.، محمدی منفرد، م.، ۱۳۸۹، بررسی ریزرخساره ها و محیط های رسوبی سازند قم در منطقه قهرود (جنوب کاشان)، مجله علمی-پژوهشی پژوهش های دانش زمین، دانشگاه شهید بهشتی، شماره ۳، ص. ۶۰-۷۳.

کاروان، م.، محبوبی، ا.، وزیری مقدم، ح.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۴، رخساره های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته های سازند قم در شمال خاوری دلیجان- شمال باختری ایران مرکزی، علوم زمین، ۹۴: ۲۳۷-۲۴۸.

مهیاد، م.، صفری، ا.، وزیری‌مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، ۱۳۹۷. بازسازی شرایط محیط رسوبی دیرینه و شناسایی سکانس های رسوبی موجود در سازند قم بر اساس میکروفاسیس ها در ناحیه کهک (جنوب غرب قم). مجله زمین شناسی نفت ایران، ۱۵: ۳۲-۴۸.

Amirshahkarami M., Karavan, M., 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene–Miocene Qom formation, south of Qom city, Iran. Geoscience Frontiers 6, 593–604.

Dabaghi Sadr, F., 2017. Evolution of the Tethyan seaway during the Oligocene and Miocene: constraints from foraminiferal faunas of the Qom Formation, Iran. Ph.D. thesis, University of Hamburg, Hamburg, Germani.

Hallock, P., Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. Palaios 1, 389–398.

Insalaco, E., 1998. The descriptive nomenclature and classification of growth fabrics in fossil scleractinian reefs. Sedimentary Geology, 118, 159–186.

Karabiyikoglu, M., Tuzcu, S., Ciner, A., Deynoux, M., Orcen, S., Hakyemez, A., 2005. Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the late-orogenic fill of the Antalya Basin, western

Taurides, Turkey: implications for tectonic control and sea-level changes. Sedimentary Geology 173, 345–371.

Mahyad, M., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., 2019. Biofacies, Taphofacies and Depositional Environments in the North of Neotethys Seaway (Qom Formation, Miocene, Central Iran). Russian Geology and Geophysics, 60: 1368-1384.

Mohammadi, E., 2020. Sedimentary Facies and Depositional Environments of the Oligocene-Early Miocene Marine Qom Formation, Central Iran Back-Arc Basin, Iran (Northeastern Margin of the Tethyan Seaway). Carbonates Evaporites 35, 29 pp.

Mohammadi, E., 2021. Sedimentary Facies and paleoenvironmental Interpretation of the Oligocene (Larger Benthic Foraminifera-Dominated) Deposits, Northeastern Margin of the Tethyan Seaway. Palaeoworld 30, 356–372.

Mohammadi, E., Ameri, H., 2015. Biotic components and biostratigraphy of the Qom Formation in northern Abadeh, Sanandaj–Sirjan fore-arc basin, Iran (northeastern margin of the Tethyan Seaway). Arabian Journal of Geosciences, 8:10789–10802.

Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, C., Vaziri, M.R., Sfidari, E., 2013. The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. Carbonates and Evaporites, 28:321-345.

Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., 2019. Microfacies and depositional environments of the Qom Formation in Barzok area, SW Kashan, Iran. Carbonates Evaporites 34, 1293–1306 .

Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R., Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, south of the Kashan, Central Iran. Carbonates and Evaporites, 26:255–271.

Mohammadi, E., Vaziri, M.R., Dastanpour, M., 2015. Biostratigraphy of the Nummulitids and Lepidocyclinids bearing Qom Formation based on Larger Benthic Foraminifera (Sanandaj–Sirjan fore-arc basin and Central Iran back-arc basin, Iran). Arabian Journal of Geosciences, 8:403-423.

Okhravi, R., Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate–pyroclastic sedimentation (Miocene, central Basin, Iran). Sedimentary Geology 118, 37–57.

Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. International Journal of Earth Sciences, 98:627–650.

Schuster F, Wielandt U (1999) Oligocene and EarlyMiocene coral faunas from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography. Int J Earth Sci 88:571–581

Seddighi M, Vaziri-Moghaddama H, Taheri A, Ghabeishavi A (2011) Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran, Hist Biol 1-10. DOI: 10.1080/08912963.2011.580434

Tomás, S., Löser, H., Salas, R., 2008. Low-light and nutrient-rich coral assemblages in an Upper Aptian carbonate platform of the southern Maestrat Basin (Iberian Chain, eastern Spain). Cretaceous Research 29, 509–534.

بوم شناسی دیرینه استراکدهای نهشته های میوسن پیشین در ناحیه ساردوئیه (جنوب کرمان)

محمدحسن ابراهیمی[۱]، احمد لطف آباد عرب [۲]، محمدرضا وزیری [۳]

۱ـدانشجوی دکترای زمین شناسی گرایش چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران
۲ـ استادیار گروه زمین شناسی گرایش چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران
۳ـاستاد گروه زمین شناسی گرایش چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران
Email: ebrahimi.mh20@yahoo.com

چکیده

به منظور مطالعه استراکدهای نهشته‌های میوسن پیشین، در ناحیه ساردوئیه، در جنوب کرمان، یک برش چینه شناسی انتخاب و از آن نمونه برداری به عمل آمد. این برش اساساً از توالی لایه‌های مارنی و آهکی تشکیل شده که سرشار از استراکدها و روزنبران کف زی می‌باشند. در لایه های مارنی این برش تعداد ۲۸ جنس و ۴۰ گونه از استراکدها شناسایی گردید. مجموعه استراکدی در برش مورد مطالعه از تنوع و حفظ شدگی بسیار خوبی برخوردار بوده و متعلق به دو گروه پودوکوپیدا و پلاتی‌کوپیدا می‌باشند. فراوانی بالا و تنوع خوب استراکدها و نیز غالب بودن استراکدهای پودوکوپید نشان دهنده شرایط مساعد در طول نهشته شدن این رسوبات بوده است. همچنین این مجموعه یک محیط کم عمق با شوری نرمال و سرشار از اکسیژن را در طول رسوبگذاری این لایه‌ها، تأیید می‌نماید. سن این نهشته‌ها، بر اساس استراکدها و روزنبران کف زی، میوسن پیشین آکی تانین (؟) بوردیگالین تعیین گردیده است.

کلیدواژه‌ها: استراکدها، میوسن پیشین، ساردوئیه، کرمان

Paleoecology of early Miocene ostracods in Sarduiyeh area (south of Kerman)

Ebrahimi, M. H. [1*], Arab, A. L.[3], , Vaziri M. R.[2]

1- Ph. D. Student in Palaeontology and Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Sciences , Shahid Bahonar University, Kerman, Iran
2- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran
3- Full Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Email: ebrahimi.mh20@yahoo.com

Abstract

In order to study the ostracods of Early Miocene deposits in Sarduiyeh area, south of Kerman, one stratigraphic section chosen and sampled. The section mainly consists of succession of marls and limestones layers that contain of ostracods and benthonic foraminifera.In the marl layers of this section identified 28 genera and 40 species of ostracods. The ostracod assemblage is diversified, well preserved and belong to both podocopids and platycopids. High abundance and diversity of ostracods and also prevail of podocopid ostracods indicate a favorable condition during the deposition of the sediments. Also, this assemblage also confirms shallow water with normal salinity and well oxygenated environments during the deposition of these strata. The age of the deposits is determined the Early Miocene (Aquitanian ?- Burdigalian) based on ostracoda and benthonic foraminifera.

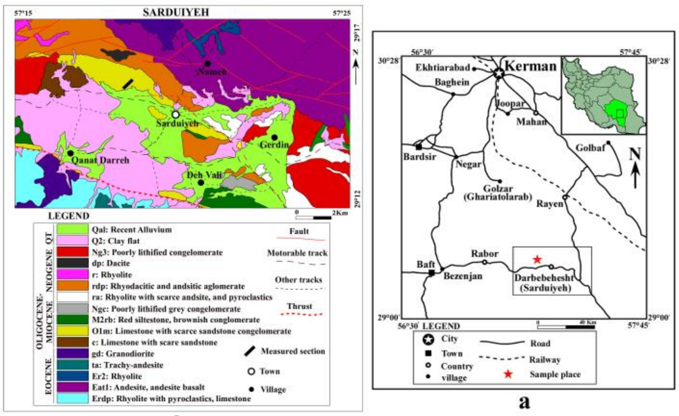
Keywords: Ostracod, Early Miocene, Sarduiyeh, Kerman, Iran.

مقدمه

نهشته‌های میوسن پیشین در ناحیه ساردوئیه، بیشتر به صورت تناوب مارن و آهک بوده و سرشار از روزنبران و استراکدها و نیز تعدادی جلبک می‌باشند. بیشتر مطالعاتی که بر روی نهشته‌های الیگو-میوسن (سازند قم) صورت گرفته شامل روزنبران این نهشته‌ها می‌باشد، اما بر روی استراکدهای این نهشته‌ها نیز مطالعات اندکی صورت گرفته است.

بحث

برش ساردوئیه با ضخامت ۱۱۰متر، شامل تناوبی از مارن و آهک‌های فسیل‌دار و آهک‌های ریفی است. قاعده این برش با لایه‌های مارنی آغاز شده و در بالا به آهک‌های ضخیم لایه ختم می‌شود. مرز زیرین در این برش توسط رسوبات نئوژن پوشیده شده و مرز بالایی آن فرسایشی است. برش مورد بررسی در شمال غربی بخش درب بهشت (ساردوئیه) و در جنوب استان کرمان واقع شده و دارای مختصات جغرافیایی عرض ″۱۴°۲۹′۵۰ شمالی و طول ″۱۸°۵۷′۱۴ شرقی و ارتفاع آن از سطح دریا ۲۷۴۰ متر می‌باشد.دسترسی به این برش، از طریق جاده‌ی اصلی کرمان به راین و سپس به سمت بخش درب بهشت (ساردوئیه) امکان پذیر است (شکل۱-a).



شکل (۱): a- راه های درسترسی به برش ساردوئیه (بختیاری، ۱۳۸۸). b- نقشه زمین شناسی منطقه اقتباس از نقشه سازمان زمین شناسی کشور ۱/۱۰۰۰۰۰.

برش مورد مطالعه در واحد O1m واقع شده است. این واحد در روی نقشه با لیتولوژی آهک مشخص شده است (شکل ۱-b).

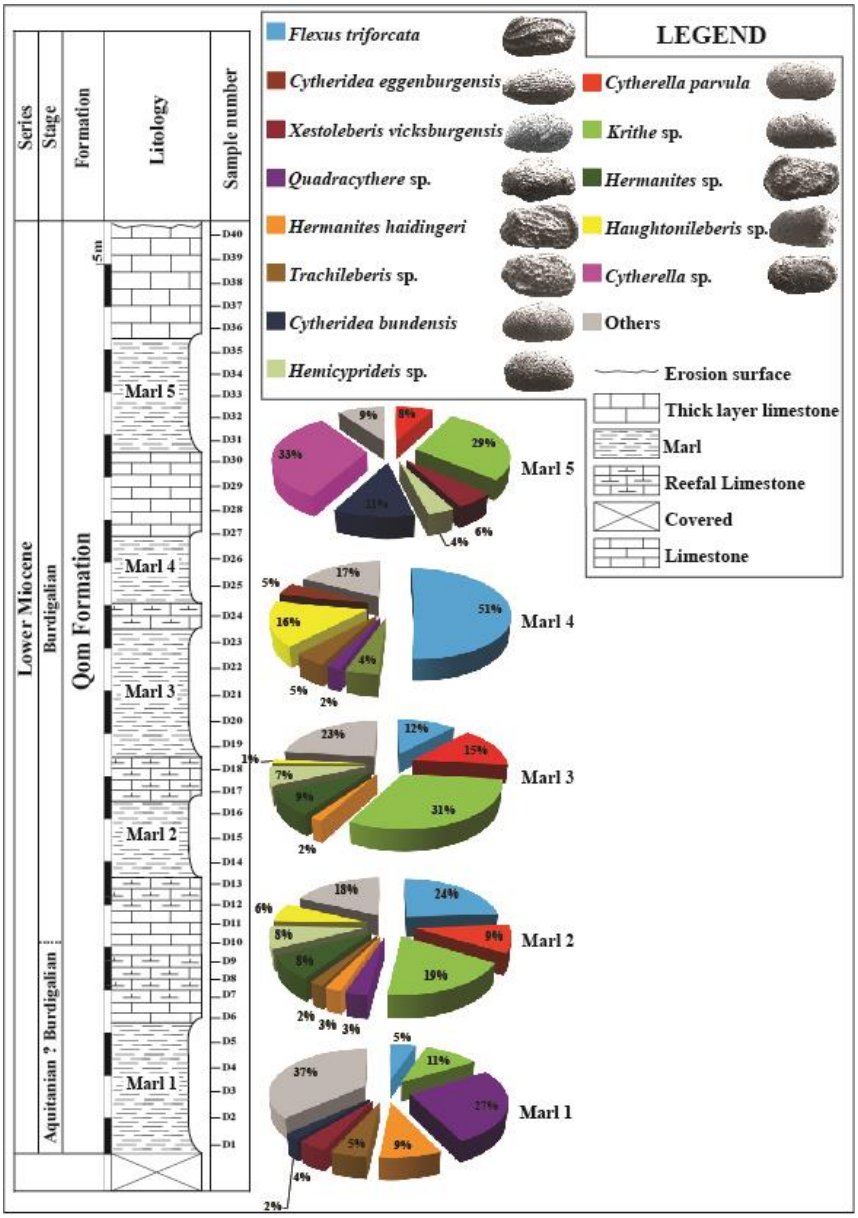
بر اساس روش‌های استاندارد و به طور سیستماتیک، تعداد ۲۰ نمونه از مارن‌های این برش از عمق ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متری برداشت گردید.

به طور کلی تعداد ۴۰ جنس و گونه از استراکدها در این برش شناسایی شدند که تعدادی از مهم ترین استراکدهای شناسایی شده در این برش عبارتند از:

Flexus triforcata, *Cytherella parvula*, *Krithe* sp., *Trachileberis* sp. ,*Haughtonileberis* sp. ,*Hermanites* sp., *Schneiderella* sp., *Actinocytheris* sp., *Quadracythere* sp., *Cytheridea eggenburgensis*, *Loxoconcha* sp..,*Cytherella* sp., *Hermanites haidingeri*, *Hemicyprides* sp., *Xestoleberis vickburgensis*, *Cytheridea bundensis*, *Macrocypris* sp., *Xestoleberis* sp., *Bairdia* sp.

برای شناسایی استراکد ها از منابعی چون Shahin, 2000 ،Khalaf, 1988 ، Kristic, 1979،Siddiqui,1971 و سایر منابع معتبر استفاده گردید.

نمودار متوسط درصد فراوانی گونه‌های تشکیل دهنده استراکدها در لایه‌های مارنی برش ساردوئیه در شکل (۲) نشان داده شده است. درصد فراوانی استراکدها در لایه‌های مارنی این برش تغییرات زیادی را نشان می‌دهد. عمده‌ترین تغییرات مربوط به درصدهای گونه‌های *Flexua triforcata* ، *Ktithe* sp. ، *Haughtonileberis* sp. و همچنین گونه‌های *Cytherella* sp. می‌باشد.



شکل (۲): نمودار تغییرات درصد مهم ترین استراکدها در برش ساردوئیه.

عمق دیرینه

جنس‌هایی مانند: *Flexus* (Lyubimova & Guha & Mohn, 1960)، *Actinocytheris* (Khosla, 1978)، *Hermanites* (Puri, 1953)، *Xestoleberis* (Monostori, 1985; Ishizaki, 1968; Athersuch, 1979) و *Loxoconcha* (Elofson, 1941)، همگی نشان دهنده محیط دریایی کم‌عمق هستند. جنس‌های *Loxoconcha* ، *Macrocypris* و *Schneiderella* نشان دهنده محیط دریایی خیلی کم عمق هستند (Kristic, 1979). اما جنس *Krithe* در اعماق مختلف بین ۲۰۰ تا بیش از ۱۰۰۰ متر یافت می‌شود (Van Morkhoven, 1972; Cronin, 1983). با توجه به این موارد می‌توان گفت که در محیط رسوبی مارن (۱) تا مارن (۳) عمق آب تا

حدودی افزایش یافته است. در محیط رسوبی مارن (۴) جنس *Flexus* به بیش از ۵۰ درصد رسیده است و این بیانگر کاهش عمق محیط رسوبی است، در مارن (۵) مجدداً عمق افزایش یافته است.

میزان اکسیژن

میزان اکسیژن محلول در آب در پراکندگی استراکدها نقش اساسی دارد. برخی استراکدها مانند جنس های *Cytherella* و *Cytherelloidea* (پلاتی کوپیدها)ر مقابل کمبود اکسیژن مقاوم تر از سایر جنس‌ها (پودوکوپیدها) می‌باشند. واتلی (Whatley, 1991) معتقد است که این مقاومت، به دلیل نحوه تغذیه از نوع صافی خواری در پلاتی‌کوپیدها می‌باشد. علاوه بر آن استراکدهای پلاتی‌کوپید نوزادان خود را در بدن نگهداری نموده و پس از رسیدن به سن معینی آنها را در محیط رها می‌سازند. بدین ترتیب نوزادان به یکباره در شرایط ناگوار محیطی رها نشده و از بین نمی‌روند (Whatley, 1991). در برش ساردوئیه درصد استراکدهای پودوکوپید بسیار بیشتر از استراکدهای پلاتی‌کوپید است، به طوری که استراکدهای پودوکوپید ۹۲٪ و استراکدهای پلاتی‌کوپید تنها ۸٪ از مجموعه استراکدها را تشکیل می‌دهند. استراکدهای پلاتی‌کوپید در این برش تنها جنس *Cytherella* را شامل می‌شوند.

شوری

جنس *Xestoleberis*، در محیط‌های دریایی با شوری عادی در حدود ۳۰٪ در سواحل چین یافت شده است (Zhao and Wang, 1988). این جنس هم اکنون در شوری بیش از ۳۹٪ در آبهای دریای مدیترانه نیز زیست می‌نماید (Athersuch, 1979). جنس *Hermanites*، در آب‌هایی با شوری نرمال زندگی می‌نماید (Ishizaki, 1968). جنس *Bairdia* در آب‌هایی با شوری نرمال (۳۰٪) زندگی می‌کند (Kornicker, 1963). با توجه به جنس‌هایی که ذکر گردید می‌توان چنین نتیجه گرفت که شوری آب در هنگام نهشته شدن این رسوبات، بیانگر محیط دریایی با شوری نرمال بوده است.

نتیجه‌گیری

نهشته‌های میوسن پیشین در منطقه درب بهشت (ساردوئیه) از گسترش و ستبرای خوبی برخوردار بوده و این نهشته‌ها سرشار از روزنبران و استراکدها می‌باشند. استراکدها در برش درب بهشت (ساردوئیه)، از حفظ شدگی خوب و تنوع و فراوانی بالایی برخوردار بوده و تعداد ۴۰ جنس و گونه از استراکدها در این برش شناسایی و معرفی شدند. استراکدها، به همراه روزنبران شاخص بنتونیکی که در این منطقه مطالعه شده‌اند، سن آکی‌تانین (؟) بوردیگالین را برای این نهشته مشخص می‌نمایند. بر اساس استراکدهای مطالعه شده در این برش، شرایط بوم شناسی دیرینه مشخص کننده تغییرات عمق و میزان اکسیژن بوده ولی از لحاظ شوری شرایط نرمال می‌باشد.

منابع

بختیاری، س.، ۱۳۸۸. اطلس جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی ایران، ۲۷۲ صفحه مصور رنگی.

نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه ساردوئیه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Athersuch, J., 1979. The ecology and distribution of the Littoral Ostracods of Cyprus. Jour. of Nat. Itsit., Vol. 13, p.135-160.

Cronin, M. C., 1983. Bathyal ostracoda from the Florida-Hatteras slope, the stralts of Florida, and the Blake lateau. Marine Micropal., 8, 84, 89-119.

Elofson, O., 1941. Zur Kenntnis der marinen Ostracoden Schweden, mit besonderer Beruck-sichtigung des Skagerraks. Uppsala Univ. Zool. Bidr.,19:215-534.

Ishizaki, K., 1968. Ostracoda from the Uranouchi Bay, Kichi prefecture, Japan. Sci. Rep. Tohuka Univ., Sedai, Sec. ser. (Geol.). 40, No. 1, p.1-45, pls.1-9.

Khalaf, S. K., 1988. Middle Miocene Ostracoda from Northern Iraq. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 11, 1113–1124.
Khosla, S.C., 1978. Lower Miocene Ostracoda from Jemnagar and Probandar Districts, Gujarat, India. Miropal. 24(3), p.251-290, pl-6.
Kornicker, L.S., 1963. Ecology and Classification of Bahamian Cytherelliodea (Ostracoda). Miropal., 9(1),: p.61-70.
Kristic, N., 1979. ″Ostracods of the Lower Miocene in the area between Shoms Abad and
Langer, W., 1973. ″Zur Ultastruktur, Micromorphologie und Tahanomie des ostracoda – Carapas″, Paleontographica, Abt. A., 144: 1-54.l.
Lyubimova, P.S. and Guha, D.K. and Mohn, M., 1960. Ostracoda of Jurassic and Tertiary deposits from Kutch and Rajasthan (Jaisalmer) India. Geol. Min. Metall. Soc. India, Calcutta, Bull. No. 22, p.1-61, PL.1-4.
Monostori, M., 1985. Eocene ostracoda from the dorog Basin (Northern Transdanubia, Hungary). Akademia Kiado, Budapest, p.1-214, pls. I-XVII.
Puri. H. S., 1953. The Ostracode genus Hemicythere and its allies. Washington Acad. Sci. J., 43(6), 169-179. 2pls.
Shahin, A., 2000. Tertiary Ostracods of Gebel Wither, Southwestern Sinai, Egypt: Paleontology, Biostratigraphy and Palaeobiogeography., journal of African Earth sciences, Vol. 31, No. 2, pp.285-315.
Siddiqui, Q.A., 1971. Early Tertiary Ostracoda of the family Trachyleberididae from West Pakistan. Bull. Br. Mus. Nat. hist. (Geol.), Supple. 9, 98p., 42 pls.
Van Morkhoven, F. P. C. M., 1972. Bathymetry of recent marine ostracoda in the North west. Gulf of Mexico. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 22, p. 241-252.
Whatley, R., 1991. The platycopid signal: a means of detecting anoxic events using ostracoda. Micropaleontology, 10, 181-185.
Zhao, Q. and Wang, P., 1988. Distribution of modern ostracoda in the shelf seas off China. In: Hanai, T., Ikeya, N. and Ishizaki, K. (eds.). Evolutionary biology of Ostracoda. P.805-819, Elsevier, Kodansha, Tokyo.

بررسی سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری رسوبات میوسن زیرین در ناحیه کوه میخ سفید، جنوب سیرجان

فاطمه حسینی پور

استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

Email: fa.hosseinipour@gmail.com

چکیده

در این مطالعه به بررسی رسوبات دریایی الیگو-میوسن در ناحیه کوه میخ سفید در جنوب سیرجن پرداخته شده است. این برش از دو واحد سنگ چینه نگاری شامل مارن زیرین به ضخامت ۵۵/۵ متر و آهک بالایی به ضخامت ۳۴/۵ متر تشکیل شده است. در نهشته های مورد مطالعه تعداد ۱۷ جنس و ۲۱ گونه از فرامینیفرهای کف زی در مقاطع نازک و فرم های آزاد شناسایی گردیده اند. بر اساس پراکندگی این فرامینیفرها بخش مارن زیرین و ابتدای آهک بالایی به سن الیگوسن پسین؟-آکیتانین و انتهای برش بر اساس ظهور گونه *Borelis melocurdica* به سن بوردیگالین بوده که محل گذر آکیتانین-بوردیگالین در ارتفاع ۶۵ متری از قاعده برش ثبت گردیده است.

کلیدواژه‌ها: الیگو-میوسن، سیرجان، کوه میخ سفید

The lithostratigraphy and biostratigraphy of Oligo-Miocene deposits in Kuhe-e-Mikhsefid Area, the south of Sirjan

Fatemeh Hosseinipour

Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Email: fa.hoseinipour@gmail.com

Abstract

This research deals with the study of the Oligo-Miocene marine deposits in the Kuh-e-Mikhsefid in the south of Sirjan. The studied section tow lithostratigraphic units, the 55.5 m thick lower marl unit and the 34/5 m thick upper limestone unite. The total of 17 genera and 21 species of the benthic foraminifera have identified from in thine sections and free forms. Based on the distribution of these benthic foraminifera the lower marl unite and the basal parts of the upper limestone unite belongs to the Oligocene? - Aquitanian and based on the occurrence of the Borelis melocurdica species the rest of the section belongs to the Burdigalian; the Aquitanian – Burdigalian boundary recorded at the 65 m from the base of the section.

Keywords: Oligo-Miocene, Sirjan, Kuh-e-Mikhsefid.

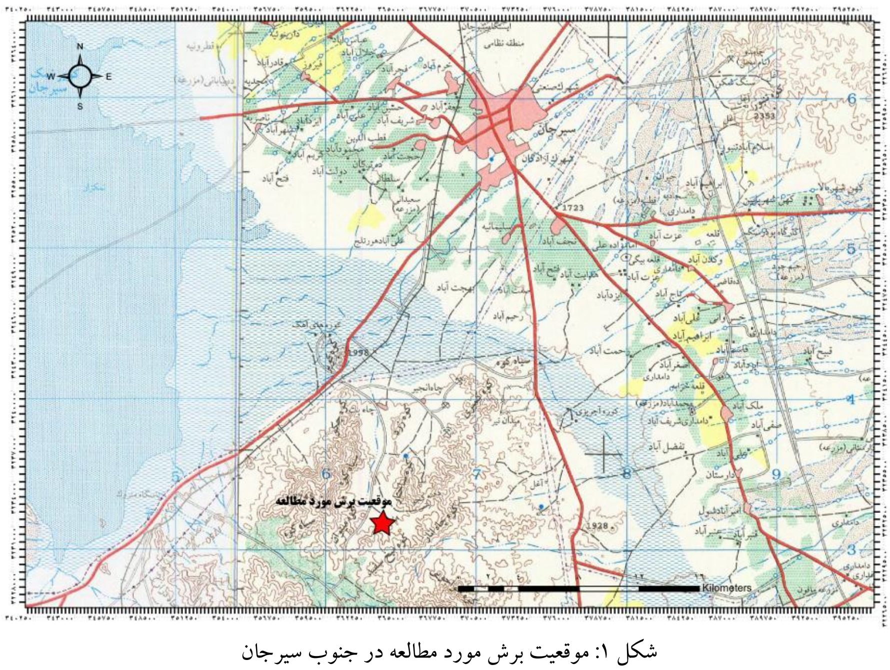
مقدمه

سازند قم توالی ضخیمی از مارنهای دریایی، سنگهای کربناته، ژیپس و نهشته های سیلیسی – آواری است که درحوضه های رسوبی قم و اصفهان – سیرجان در ایران مرکزی نهشته شده است (روتنر و همکاران ، ۲۰۰۷). این حوضه ها توسط یک سیستم کمان آتشفشانی که در زمان ائوسن تشکیل شده از یکدیگر جدا گردیده اند (اشتوکلین و ستوده نیا ، ۱۹۷۱) . در هر دو حوضه رسوبگذاری دریایی در الیگوسن آغاز شده و تا میوسن پیشین تداوم داشته است. در زمان الیگوسن پیشین حوضه پیش کمان با پیشروی دریای قم به زیر آب رفته در حالی که در حوضه پس کمان، محیط دریایی تا ابتدای الیگوسن پسین وجود نداشته و پس از آن در زمان الیگوسن پسین شرایط نرمال دریایی در هر دوحوضه حاکم گردیده است . درحوضه پیش کمان اصفهان – سیرجان این شرایط در طول آکیتانین و بوردیگالین پیشین تداوم داشته در حالی که در حوضه پس کمان قم در میوسن پیشین در نتیجه یک

رژیم تکتونیکی فشارشی، ارتباط آن با آبهای آزاد قطع گردیده و بین آبهای محصور در خشکی و دریای باز، تبادلی صورت نگرفته است . در آکیتانین ، در حوضه قم شرایط دریایی محصور حاکم شده و خروج آن از آب به صورت پراکنده و متناوب همراه با ته نشست رسوبات تبخیری ثابت شده است (روتنر و همکاران ، ۲۰۰۷) . در این تحقیق به منظور مطالعه نهشته‌های الیگو- میوسن در نواحی جنوبی سیرجان، برش چینه شناسی میخ سفید انتخاب و خصوصیات بیواستراتیگرافی و پالئواکولوژیکی آن مورد مطالعه قرار گرفته است. برش مورد مطالعه در جنوب سیرجان و در زون ساختاری ایران مرکزی واقع گردیده و راه اصلی دسترسی به آن جاده آسفالته سیرجان-شیراز است (شکل ۱). برش مذکور با موقعیت جغرافیایی″ ۰۳ ´۳۵ °۵۵ طول شرقی و″ ۴۶ ´۱۱ °۲۹ عرض شمالی شامل تناوبی از سنگ آهک و مارن به ضخامت ۹۰ متر می باشد که با ناپیوستگی بر روی واحدهای دگرگونی پالئوزوئیک قرار گرفته و سطح فوقانی آن محدود به سطح فرسایشی می‌باشد.

بحث

هدف اصلی از انجام این پژوهش مطالعه سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری برش کوه میخ سفید بوده که بر اساس مشاهدات صحرایی از دو واحد سنگ چینه ای کاملا مجزا شامل بخش مارنی زیرین به ضخامت ۵۵/۵ متر و آهک بالایی به ضخامت ۳۴/۵ متر تشکیل شده است (شکل ۲). تقریبا تمامی لایه های مارنی و آهکی این برش دارای فسیل های متنوع ازجمله خارداران، نرمتنان، استراکودها، جلبک ها و فرامینیفرهای بنتیک می باشند.



شکل ۱: موقعیت برش مورد مطالعه در جنوب سیرجان

شکل ۲. نمایی از برش مورد مطالعه دید به سمت حنوب شرقی.

جهت مطالعات زیست چینه نگاری تعداد ۴۲ نمونه آهکی و مارنی برداشت گردید که از مجموع ۴۲ نمونه برداشت شده تعداد ۱۷ مقطع نازک از سنگهای کربناته و ۲۵ نمونه گل شویی شده از رسوبات مارنی در فرم آزاد مورد مطالعه قرار گرفته است. فرامینیفرهای شناسایی شده در دو فرم آزاد و مقطع نازک شامل ۱۷ جنس و ۲۱ گونه به شرح زیر می باشند.

Ammonia becearii	*Bohivina* sp.	*Nephrolepidina pillifera*
Amphistegina lessonii	*Borelis melocurdica*	*Nonion* sp.
Amphistegina hauerina	*Cibicidoides refulgens*	*Operculina complanate*
A. madagascariensis	*Cibicidoides notocenicus*	*Planorbulina* sp.
Anomalina sp.	*Elphidium* sp.	*Rotalia Vienotti*
Anomalinoides sp.	*Miogypsina* sp.	*Sphaerogypsina globula*
Austrotrillina howchini	*Miogypsinoides* sp.	*Textularia* sp.

جهت تعیین سن دقیق برش مذکور بر اساس فرامینیفرهای کفزی از بایوزونهای ارائه شده توسط آدامز و بورژوا (Adams & Bourgeois 1967)، وایند (Wynd, 1965) و لارسن و همکاران (Laursen et al., 2009) و همچنین مطالعات حسنی (۱۳۹۱) حسینی پور (۱۳۸۲) و محمدی (۱۳۹۳) استفاده شده است. الگوی پراکندگی این فرامینیفرها در طول ستون چینه شناسی (شکل ۳) نشان می دهد که بخش مارن پایینی و لایه های ابتدایی آهک پایینی به سن الیگوسن پسین؟ - آکیتانین و انتهای برش به دیرینگی بوردیگالین می باشند. گذر آکیتانین-بوردیگالین در ۶۵ متری قاعده برش ثبت گردیده که همراه با ظهور گونه *Borelis melocurdica* می باشد.

نتیجه‌گیری

نهشته های الیگو-میوسن در برش کوه میخ سفید در جنوب سیرجان ۹۰ متر ضخامت داشته و از دو واحد سنگ چینه نگـاری شـامل بخـش مارن پایینی و آهک بالایی تشکیل شده است. مطالعه فرامینیفرهای بنتیک در این برش نشان میدهد که بخش مارن زیـرین و ابتـدای آهـک بالایی (۶۵ متر ابتدای برش) به سن الیگوسن پسین؟ -آکیتانین وانتهای برش به سن بوردیگالین می باشد.

منابع

حسنی، م.ج.، ۱۳۹۱. بیواستراتیگرافی، پالئواکولوژی و کمواستراتیگرافی نهشته های سازند قم در استان کرمان. پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۲۶ صفحه.

حسینیپور، ف.، ۱۳۸۲. مطالعه بیواستراتیگرافی و پالئواکولوژی نهشته های الیگو-میوسن در شمال و شرق سیرجان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۸۵ صفحه.

محمدی، ا.، ۱۳۹۳. سیستماتیک و پالئواکولوژی استراکدها و فرامینیفرهای نهشته های دریایی الیگو-میوسن در حوضه های رسوبی قم و اصفهان-سیرجان. پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۲۰صفحه.

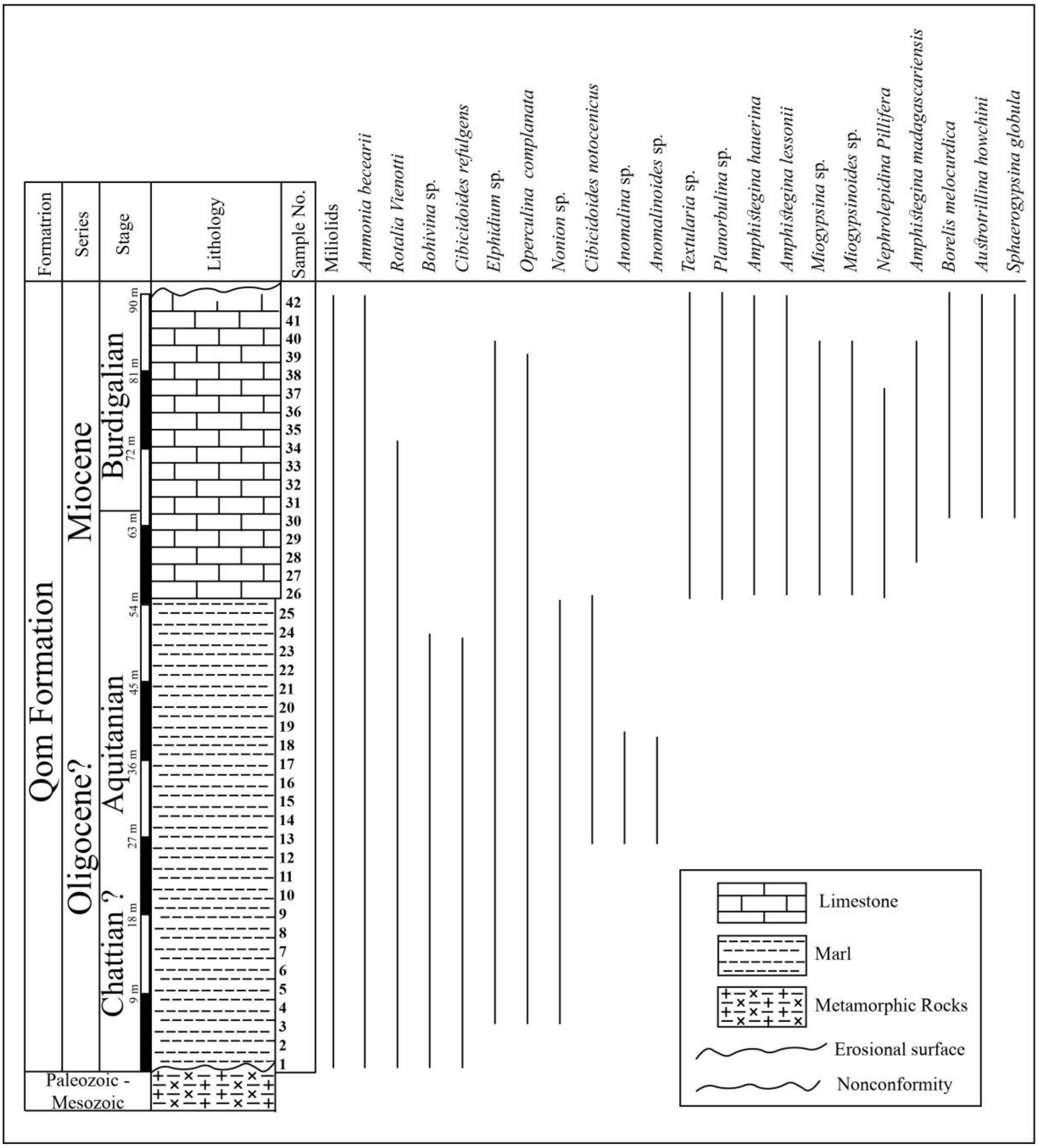
Adams, T. D., & Bourgeois, F. (1967). Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration.

Laursen, G. V., Monibi, S., Allan, T. L., Pickard, N. A. H., Hosseiney, A., Vincent, B., ... & Druillion, G. (2009, May). The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. In Shiraz 2009-1st EAGE International Petroleum Conference and Exhibition (pp. cp-125). European Association of Geoscientists & Engineers.

Reuter, M., Piller, W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., ... & Hamedani, A. (2009). The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. International Journal of Earth Sciences, 98(3), 627-650.

Stratigraphic Lexicon of Iran. Part I: Central, North and East Iran. No. 18. Geological Survey of Iran, 1971.

Wynd, J. G. (1965). Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area. IOOC report, 1082.



شکل ۳: ستون چینه شناسی برش مورد مطالعه و الگوی پراکندگی فرامینیفرهای کف زی در طول آن.

آخرین یافته‌ها از فونای کنودونتی کامبرین ـ اردویسین البرز، کپه داغ و ایران مرکزی و معرفی بایوزن‌های استاندارد جهت تقسیم بندی زمانی

هادی جهانگیر[۱]، عباس قادری[۲*]، سنا محقق[۲]، محمد نژاد عباس[۲]

۱ـ آزمایشگاه دیرینه شناسی و چینه نگاری، انستیتو زمین شناسی و دیرینه شناسی نانجینگ، آکادمی علوم چین
۲ـ گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

Email: aghaderi@um.ac.ir

چکیده

از زمان مطالعه اولیه عناصر کنودونتی بازه زمانی کامبرین ـ اردویسین ایران توسط مولر در سال ۱۹۷۳ زمان زیادی می‌گذرد و از آن زمان تاکنون مطالعات کنودونت شناسی در این بازه زمانی محدود بوده است. در دو دهه اخیر و با شروع مطالعه کنودونت‌های سازند شیرگشت توسط قادری و همکاران (۱۳۸۷الف و ب) و پس از آن مطالعات Jahangir et al. (2014, 2015) در البرز و باختر کپه‌داغ، این مطالعات وارد دوره جدیدی شد. در سال‌های اخیر با مطالعه محدوده گذر کامبرین ـ اردویسین و اردویسین پیشین ـ میانی، اطلاعات کاملتری از توالی کنودونتی کامبرین ـ اردویسین ایران به دست آمد که بر اساس آن وجود دست کم هشت بایوزون کنودونتی در محدوده چینه شناسی کامبرین پسین ـ اردوویسین پیشین ایران اثبات شده است. روند مطالعاتی کنودونت‌های این بازه زمانی هم اکنون در چندین برش مطالعاتی در ایران مرکزی و باختر کپه‌داغ در حال انجام است و امید می‌رود که در سال‌های پیش رو، اطلاعات دقیق‌تری از این بازه زمانی در ایران به دست آید.

The latest findings of Conodont fauna from Alboez, Central-Iran and Western Kopet-Dagh and introduction of Standard Biozones for age dating

Hadi Jahangir[1], Abbas Ghaderi[2*], Sana Mohaghegh[2], Mohammad Nezhad-Abbas[2]

1- State Key Laboratory of Palaeobiology and Stratigraphy, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 2100008, China
2- Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Email: aghaderi@um.ac.ir

Abstract

Much time has passed since Muller first studied the Cambrian-Ordovician Conodonts elements in Iran in 1973. Conodont studies of this interval have been very limited. In the last two decades, with the beginning of the study of Conodonts in the Shirgesht formation in Central Iran by Ghaderi et al. (2008, 2009) and Jahangir et al. (2015, 2016) in Alborz and Western Kopet-Dagh, these studies entered a new period. In recent years, by studying the Cambrian-Ordovician and Early-Middle Ordovician transition ranges, more complete information has been obtained from the Cambrian-Ordovician conodont zones of Iran, according to which the existence of at least eight conodont zones in the Late Cambrian-Early Ordovician stratigraphic range has been proven. The study process of Conodonts of this interval is currently being carried out of several study sections in Central Iran and Western Kopet-Dagh. It is hoped that more accurate information about this interval in Iran will be obtained in the coming years.

مقدمه

با توجه به رویداد شکوفایی حیاتی چشمگیر در آغاز اردوویسین که حتی به مراتب بزرگتر از انفجار حیاتی ابتدای کامبرین بوده است و نیز با توجه به وجود رخنمون‌های مناسب از ردیف رسوبات مرز کامبرین ـ اردوویسین در پهنه البرز، کپه‌داغ و ایران مرکزی، برای سن سنجی دقیق، ردیابی روند شکوفایی حیاتی و ارائه تحلیلی از جایگاه دیرینه شناسی و چینه شناسی این توالی‌ها، پژوهش حاضر مدنظر قرار گرفته است. در این پژوهش توالی گذر زیرین اردویسن در سازند میلای البرز و کپه‌داغ و نیز محدوده مرز سازندهای درنجال و شیرگشت در ایران مرکزی، از دیدگاه کنودونت شناسی بررسی شده و ضمن مطالعه و معرفی بایوزون‌های کنودونتی، جایگاه واقعی این مرز مشخص شده است.

بحث و نتیجه‌گیری

کنودونت‌ها گروه مهمی از فسیل‌ها برای زیست چینه نگاری دقیق و تطابق رسوبات پالئوزوئیک می‌باشند. در ایران، زیست‌چینه‌نگاری بر مبنای کنودونت‌ها اغلب برای نهشته‌های دونین میانی ـ پسین و کربنیفر به کار رفته است و مقالات معدودی از کنودونت‌های کامبرین ـ اردویسین ارائه شده است (برای مثال:Muller, 1973؛Zhen et al., 2001؛ قادری و همکاران، ۱۳۸۷الف–ب). گزارش ارائه شده توسط Muller (1973) اولین منبع اطلاعاتی در مورد کنودونت‌های پالئوزوئیک زیرین ایران می‌باشد. وی کنودونت‌های کامبرین ـ اردویسین در ایران مرکزی و البرز را نزدیک به نیم قرن قبل شناسایی و معرفی نمود. به جز تعداد محدودی گزارش‌های اولیه از حضور کنودونت‌ها در رسوبات اردویسین پیشین ـ میانی البرز خاوری (Ghobadi Pour 2006; Ghobadi Pour et al. 2011a, 2011b)، به کنودونت‌ها پرداخته نشده است. Muller (1973) با مطالعه کنودونت‌های سازند میلا (کوههای البرز، شمال ایران) و سازندهای درنجال و شیرگشت (کوه‌های درنجال، طبس، ایران مرکزی) اولین بایوزوناسیون کنودونتی کامبرین پسین ـ اردویسین در ایران را معرفی نمود، اما کنودونت‌های جوانتر از بیوزون *Cordylodus proavus* در البرز را گزارش ننمود. توالی زیست چینه‌ای کنودونتهای فورونگین ـ اردویسین پیشین ناحیه طبس بعدها توسط قادری و همکاران (۱۳۸۷الف) مورد مطالعه مجدد قرار گرفت و اطلاعات دقیق‌تری از کنودونت‌های این بازه زمانی در ایران مرکزی به دست آمد. ایشان با مطالعه کنودونت‌های این منطقه، هفت زون تجمعی از فرونگین تا انتهای اردویسین پیشین را از برش شیرگشت و سه زون تجمعی به سن ترمادوسین پسین ـ فلوئین را از منطقه کلمرد معرفی نمودند (قادری و همکاران، ۱۳۸۷ب) که دقیق‌ترین مطالعه کنودونت شناسی تا آن زمان در بازه کامبرین ـ اردویسین ایران مرکزی بود. از سال ۲۰۱۵ مطالعات این بازه زمانی بر روی کنودونت‌ها در البرز خاوری و کپه‌داغ توسط Jahangir et al. (2014, 2015) دنبال شد که تاکنون ادامه دارد و نتایج این مطالعات باعث معرفی هشت بیوزون کنودونتی استاندارد از فرونگین تا داپینگین (شروع اردویسین میانی) شده است. مجموعه فونای کنودونتی به دست آمده از برش‌های مختلف در توالی‌های رسوبی کامبرین پسین (فورونگین) و اردویسین پیشین (ترمادوسین) البرز خاوری حاوی اجتماع کنودونتی با تنوع تقریباً متوسط می‌باشد. وجود تاکسای شاخص کنودونتی جهان‌گستر به تعداد و تنوع نسبتاً متوسط با گسترش جغرافیایی وسیع، اجازه مطالعه قرابت فونایی و انطباق دقیق بین بایوزون‌های ارائه شده البرز را با فونای کنودونتی همزمان از قلمرو آب سرد یا اطلس شمالی و به طور ویژه با حوضه بالتیک مهیا می‌نماید.

در سال‌های اخیر و با تمرکز بیشتر بر مطالعات کنودونت شناسی در بازه زمانی کامبرین ـ اردویسین، پروژه‌های مطالعاتی در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد و دکتری در ایران مرکزی و کپه داغ باختری معرفی شد که از جمله آن می‌توان به مطالعه محدوده مرز کامبرین ـ اردویسین ایران مرکزی توسط محقق و همکاران در منطقه شیرگشت (۱۴۰۰)، مطالعه بازه زمانی ترمادوسین ـ داپینگین

توسط نژادعباس و همکاران (۱۳۹۸) در منطقه کلمرد اشاره کرد. هم اکنون نیز چندین طرح مطالعاتی در قالب پایان نامه در این بازه زمانی در حال انجام است که نتایج مطالعات آن‌ها می‌تواند به بازنگری تاکسونومیکی دقیق‌تر فونای کنودونتی، آنالیز اجتماع کنودونتی، قرابت فونایی، معرفی بیوزون‌های جدید، گسترش چینه‌شناسی و انطباق بخش‌های مختلف ایران با یکدیگر و با رسوبات این بازه زمانی در سایر نقاط دنیا و در نهایت انطباق با بیوزون‌ها و نوسانات جهانی سطح آب در بازه زمانی کامبرین پسین و اردویسین کمک فراوانی کند که این مهم خود باعث درک درستی از موقعیت جغرافیای دیرینه بخش‌های مختلف ایران در پالئوزوئیک پیشین به ویژه در کامبرین ـ اردویسین می‌گردد.

منابع

قادری، ع.، آقانباتی، ع.، حمدی، ب.، میلر، ج.اف.، ۱۳۸۷الف. زیست چینه نگاری پاره سازندهای اول و دوم برش الگوی سازند شیرگشت واقع در شمال طبس بر اساس کنودونت‌ها. فصلنامه علوم زمین، ۶۷: ۱۶۳–۱۵۰.

قادری، ع.، آقانباتی، ع.، حمدی، ب.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۷ب. زیست‌چینه‌نگاری سازند شیرگشت در کوه‌های کلمرد واقع در جنوب باختری طبس بر اساس کنودونت‌ها. فصلنامه علوم زمین، ۷۰: ۳۷–۲۸.

نژادعباس، م.، قادری، ع.، جهانگیر، ه.، عاشوری، ع.ر.، ۱۳۹۸. کنودونت‌های اردوویسین سازند کتکویه در جنوب کوه بنرگ، فرازمین کلمرد (باختر طبس). پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۳۶ (۱): ۶۶–۸۸.

Ghobadi Pour, M., 2006. Early Ordovician (Tremadocian) trilobitesfrom Simeh-Kuh, Eastern Alborz, Iran. In: Bassett, M.G. & Deisler, V.K., (eds.), Studies in Palaeozoic palaeontology. National Museum of Wales Geological Series 25, 93–118.

Jahangir, H., Ghobadi Pour, M. & Ashouri, A.R., 2014. Palaeobiogeography of conodonts from the Alborz Mountains through Cambrian–Ordovician transition. Paleontology (Iran) 1, 137–148. (In Persian).

Jahangir, H., Ghobadi Pour, M. Ashouri, A.R., & Amini, A. 2015. Terminal Cambrian and Early Ordovician (Tremadocian) conodonts from Eastern Alborz, north-central Iran. Alcheringa, 1, 137–148.

Müller, K., 1973. Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from northern Iran. Reports of Geological Survey of Iran 30, 1–77.

Zhen, Y.Y., & Nicoll, R.S., 2009. Biogeographic and biostratigraphic implications of the Serratognathus bilobatus fauna (Conodonta) from the Emanuel Formation (Early Ordovician) of the Canning Basin, Western Australia. Records of the Australian Museum 61, 1–30.

زیست چینه نگاری سازند پابده در ناحیه جنوب شرق خلیج فارس

مهسا مرادپور النجق[۱*]، علی کدخدائی[۲]، رحیم کدخدائی[۳]، بیژن بیرانوند[۴]

۱ـ دانشجوی کارشناسی ارشد گرایش چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۲- دکتری زمین شناسی نفت، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۳- دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۴- دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت تهران، تهران، ایران
Email: mhsa.moradpoor@gmail.com

چکیده

سازند پابده در خلیج فارس متشکل از مارن، شیل آهکی و سنگ آهک رسی است و بر اساس محتویات فسیلی، سن این سازند از پالئوسن تا الیگوسن تعیین شده است. مرز پایینی این سازند با سازند گورپی و مرز بالایی آن با سازند آسماری پیوسته و تدریجی است. در این مطالعه بر اساس مطالعات زیست چینه نگاری ۹ بایوزون ۴، ۴۱، ۴۲، ۴۳، ۴۵، ۴۷، ۵۱، ۵۲ و ۵۳ طبق زون‌بندی وایند (Wynd,1965) شناسایی گردید. محیط رسوبی این سازند در ناحیه مورد مطالعه بر اساس شواهد سنگ‌شناسی و فسیل مانند حضور شیل و مارن و آهک‌های دارای فسیل‌های پلانکتون و ترکیبات پیریت و گلاکونیت و مواد آلی، یک محیط عمیق دریایی است.

کلیدواژه‌ها: سازند پابده، زیست چینه‌نگاری، بایوزون، فسیل های پلانکتون.

Biostratigraphy of the Pabdeh Formation in the southeast of the Persian Gulf

Mahsa Moradpoor-Alenjagh[1*], Ali Kadkhodaie[2], Rahim Kadkhodaie[3], Bijan Beiranvand[4]

1- MSc. Student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran
2- Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran
3- Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran
4- Department of Petroleum Geology, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran, Iran

Email: mhsa.moradpoor@gmail.com

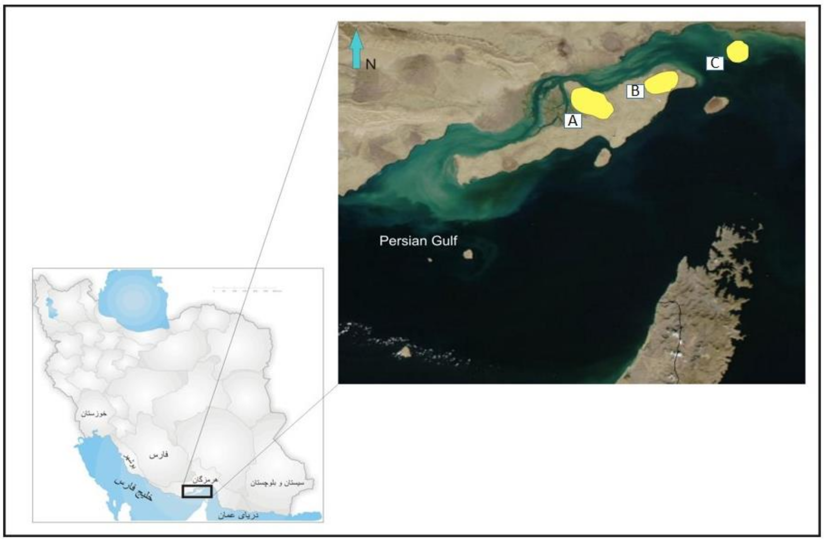
Abstract
Pabdeh Formation in the Persian Gulf consists of marl, calcareous shale and argillaceous limestones, and based on the fossil content, the age of this formaion has been determined from Paleocene to Oligocene. The lower boundary of this formation with Gurpi Formation and its upper boundary with Asmari Formation is continuous and gradual. In this study, based on biostratigraphic studies, 9 biozones 4, 41, 42, 43, 45, 47, 51, 52 and 53 according the Wynd (1965) classification were identified. Based on lithological and fossil evidence such as the presence of shale and marl and limestones with planktonic fossils and pyrite and gluconite components and organic matter, the sedimentary environment of this formation in the study area is a deep marine environment.

Keywords: Pabdeh Formation, Biostratigraphy, Biozone, Planktonic fossils.

مقدمه

حوضه خلیج فارس یکی از غنی‌ترین حوضه‌های هیدروکربوری جهان به شمار می‌رود. موقعیت این حوضه استراتژیک به گونه‌ای است که توسط میادین عظیم نفت و گاز حوضه زاگرس در شمال و میادین بسیار بزرگ کشورهای حاشیه جنوبی خلیج فارس احاطه شده‌است (مددی، ۱۳۷۵). حدود ۱۵۱ میدان عظیم نفتی در خلیج فارس شناسایی شده‌است (Ghazban, 2007). این میادین در حوضه فورلند خلیج فارس تمرکز دارند که طی تصادم مربوط به سنوزوئیک پایانی صفحه عربی با اوراسیا تشکیل شده‌اند (Ghazban, 2007). در این مطالعه، زیست چینه نگاری سازند پابده در سه میدان واقع در جنوب شرق خلیج فارس (شکل ۱) مورد بررسی قرار گرفته است.

مخزن اصلی در میدان A سازند آسماری است و حدس زده می‌شود که دارای ذخیره نهایی قابل برداشتی حدود ۱۵۰ بیلیون فوت مکعب باشد. میدان B دارای یک ساختار نامتقارن در جزیره قشم است. توالی مورد مطالعه در میدان C شامل رسوبات میشان تا سازند فهلیان به سن میوسن میانی تا عصر نئوکومین است. بر اساس داده‌های میکروپالئونتولوژی و سنگ‌شناسی، واحدهای سنگی مورد مطالعه در این میدان عبارتند از: میشان، پابده / جهرم، گورپی / تاربور، ایلام، لافان، سروک، کژدمی، داریان، گدوان و فهلیان، از میوسن تا عصر نئوکومین.



شکل ۱. موقعیت میدان های مورد مطالعه در جنوب شرق خلیج فارس (اقتباس با ایجاد تغییرات از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۷۲)

بحث

محیط رسوبی سازند پابده در ناحیه مورد مطالعه بر اساس شواهد سنگ شناسی و فسیل شناسی مانند حضور شیل و مارن و آهک های دارای فسیل‌های پلاژیک و ترکیبات پیریت و گلاکونیت و مواد آلی، یک محیط عمیق دریایی است.

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات بایواستراتیگرافی سازند پابده در میدان A، ۶ بایوزون ۴، ۴۲، ۴۵، ۴۷، ۵۲، و ۵۳ (Wynd, 1965) شناسایی شده است. فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۴ شامل :

Lepidocyclina, Planorbulina sp, Numm.fichteli, Eulepidina sp, Operculina spp, Nummulites spp, Globigerina spp, Guembelina spp, Anomalinids, Glta.sp, cf.Cassigerinella sp, G.Oligocaenica, G.triparitita

فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۴۲ شامل :

Glta.velascoensis, Glta.ps.menardii, Globig.spp

فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۴۵ شامل :

Glta.aragonensis, Glta.formosa, Glta.rex

فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۴۷ شامل :

Truncorotaloides sp, Glta.spinulosa, Porticulasphaera sp, Discocyclina spp, Operculina sp

فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۵۲ و ۵۳ شامل :

Keeled spinose Glta.spp, Actinocyclina sp, Heterostegina sp, Asterigerina rotula, Boculogypsinoides sp, Rotalia sp, Guembelina spp, Globigerina spp, Hontkenina spp, Globorotalia centralis

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات بایواستراتیگرافی سازند پابده در میدان B ، ۷ بایوزون ۴، ۴۱، ۴۲، ۴۵، ۴۷، ۵۱ ، ۵۲ (Wynd, 1965) شناسایی شده است.

فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۴ شامل :

Nummulites fichteli/intermedius, Operculina spp

فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۴۲ شامل :

Globigerina spp, Glta.velascoensis

فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۴۵ شامل :

Glta.aragonensis/rex

فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۴۷ و ۵۱ شامل :

Discocyclina sp, Operculina sp, Alveolina/Flosculinasp, Nummulites spp, Orbitolites complanatus, Rotalia trochidiformis Rot.sp, Porticulasphaera sp, Truncorotaloides sp, Glta.spinulosa, spiny Glta.spp, Asterigerina rotula, Actinocyclina sp, Radiolaria, Gypsina sp, Large rotalids, Glta.aragonensis/rex

فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۵۲ شامل :

Globigerina spp, Glta.spp, Glta.centralis, Hontkenina sp, Globorotalia spp,

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات بایواستراتیگرافی سازند پابده در میدان C دو بایوزون ۴۲ و ۴۳ (Wynd, 1965) شناسایی شده است.

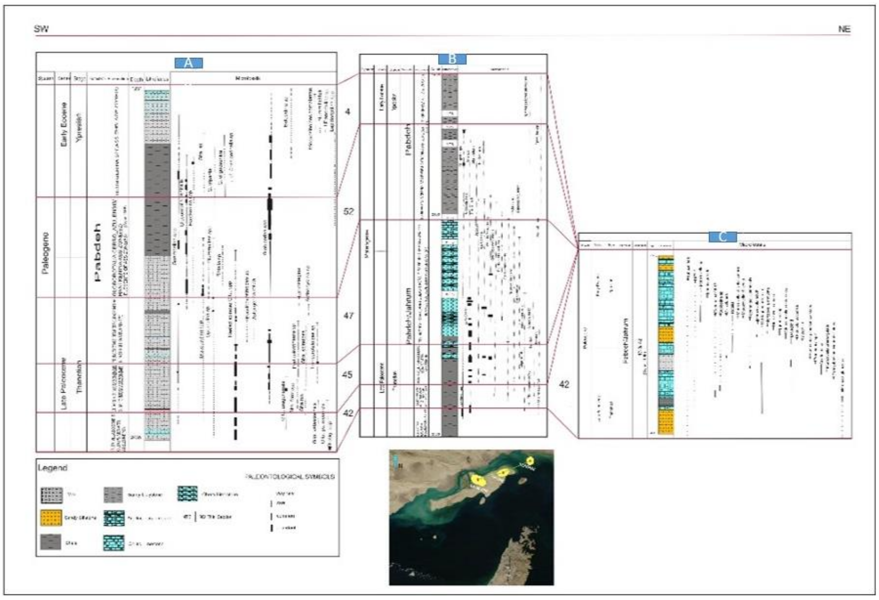
فسیل‌های همراه در بایوزون شماره ۴۲ و ۴۳ شامل :

Globanomalina compressa, Morozovella acuta, Morozovella sp, Chiloguembelina sp, Ignoria tadjikistanensis, Tubucellaria, Globanomalina sp, Igorina pusilla, Morozovella cf. velascoensis, Morozovella aegua, Acarinina sp, Igorina spp, Subbotina sp, Morozovella angulate, Heterohelix globulosa, Parasubbotina pseudobulloides, Morozovella pnaeangulata, Paraemurica pseudoinconstans, Praemurica spp, Falotella alavensis, Rotalia sp, Miscellanea sp, Pyrgo sp, algae, Alveolinid and Miliolids

مقایسه سازند پابده و تطابق زیستی آن در میدان های مورد مطالعه

در مقایسه سازند پابده در سه میدان ناحیه مورد مطالعه، تشابه و تفاوت هایی وجود دارد. تطابق زیستی این سازند در سه میدان مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است. از لحاظ سنگ شناسی، این سازند دارای سنگ شناسی شیلی، مارنی و آهکی در سه میدان می باشد. از لحاظ ضخامت، ضخامت سازند پابده از میدان A به سمت میدان C کاهش می یابد. بطوری که در میدان A ضخامت این سازند ۱۲۰۴متر، در میدان B ۱۱۵۳ متر و در میدان C ۱۰۲ متر می باشد.

بایوزون های مشابه موجود در میدان A و B شامل بایوزون شماره ۴، ۴۲، ۴۵، ۴۷ و ۵۲ می باشد. بایوزون شماره ۴۲ در سه میدان وجود دارد.



شکل ۲. انطباق زون های زیستی سازند پابده در سه چاه مورد مطالعه.

نتیجه‌گیری

۱. در این مطالعه بر اساس مطالعات زیست چینه نگاری ۹ بایوزون ۴، ۴۱، ۴۲، ۴۳، ۴۵، ۴۷، ۵۱، ۵۲ و ۵۳ طبق زون‌بندی (Wynd,1965) شناسایی گردید.

۲. مرز پایینی این سازند در هر سه میدان با سازند گورپی پیوسته است و مرز بالایی آن با سازند آسماری پیوسته و تدریجی است.

۳. این سازند در میدان A دارای سنگ شناسی مارنی، شیلی و آهکی است.در میدان B سازند پابده دارای سنگ شناسی شیلی ، آهکی و رس سنگ ماسه‌ای است. و در میدان C دارای سنگ شناسی مارنی، آهکی، آهک چرتی، آهک اوولیتی و سیلتستون ماسه ای است. همچنین سازند پابده در هر سه میدان شامل ترکیبابی همچون پیریت، گلاکونیت و چرت می‌باشد.

۴. بر طبق مطالعات انجام شده ضخامت سازند پابده در جنوب شرق خلیج فارس در سه میدان متغیر بوده به طوری‌که ضخامت این سازند از میدان A به سمت میدان C کاهش می‌یابد. این تغییرات در ضخامت ممکن است مربوط به تحولات تکتونیکی منطقه، تغییر در شرایط محیط رسوبگذاری و یا عوامل دیگری باشد.

۵. از نظر فراوانی فسیلی در هر سه میدان، از قاعده به طرف راس سازند از فراوانی فسیل‌های فرامینیفر کاسته می شود.

۶. بایوزون های مشابه موجود در دو میدان A و B شامل بایوزون شماره ۴، ۴۲، ۴۵، ۴۷ و ۵۲ می باشد. بایوزون شماره ۴۲ در هر سه میدان وجود دارد.

منابع

مددی، ع.، ۱۳۷۵. پروژه مطالعات اکتشافی ناحیه خلیج فارس. گزارش داخلی شرکت نفت فلات قاره. ۲۸۶ ص.

References:

-Ghazban, F., 2007,Petroleum Geology of the Persian Gulf, ed. by ghazban, Tehran University, 707p.

-Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. NIOC.

محیط رسوبی دیرینه و چینه نگاری سکانسی سازند ساچون و ارتباط آن با دیرینه بوم‌شناسی در رخنمون‌های اطراف شیراز (جنوب باختر ایران)

کمال کریمی[۱*]، مسیح افقه[۲]، سید حسین قطمیری[۳]، محمد بهرامی[۴]

۱-دانشجوی دکترا چینه شناسی و دیرینه شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد واحد شیراز، ایران

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد واحد شیراز، ایران

۳- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد واحد شیراز، ایران

استادیار، گروه زمین شناسی ، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور شیراز، ایران-۴

پست الکترونیک*: massihafg2002@gmail.com

چکیده

دو زیست‌زون از روزن‌داران در توالی سه برش (برش تنگ خیاره، داریان و کوهنجان) مورد مطالعه تعیین شد. محدوده سنی سازند ساچون در برش‌های مورد مطالعه از پالئوسن زیرین تا ائوسن زیرین می‌باشد. سازند ساچون در گستره مورد مطالعه به‌صورت پیوسته بر روی سازند پابده و زیر سازند جهرم واقع شده است. بر اساس مشاهدات آزمایشگاهی هشت ریزرخساره در چهار کمربند رخساره‌ای شناسایی (کمربندهای پهنه کشندی، کولابی، سدی و دریای باز) و بیانگر آن است، سازند ساچون در گستره مورد مطالعه در یک پلاتفرم کربناته-اواری نهشته شده است. مقایسه دیرینه بوم شناسی و محیط دیرینه سه برش مذکور نشان می‌دهد که برش کوهنجان، بخش قربان در یک محیط کم‌عمق‌تر و دارای انرژی بیشتر نسبت به برش داریان نهشته شده است. در واقع، تنوع فسیلی در محیط‌های الیگوتروفیک و مزوتروفیک در برش داریان بیشتر بوده درصورتی‌که تنوع فسیلی در بخش قربان در برش کوهنجان بیشتر بوده است. سازند ساچون در یک دریای کم عمق نهشته شده است. سازند ساچون در برش‌های مورد مطالعه به سن پالئوسن-ائوسن از دو سکانس رده سوم تشکیل‌شده است.

کلیدواژه: سازند ساچون، فارس داخلی، زیست چینه نگاری، محیط رسوبی دیرینه، چینه نگاری سکانسی.

Paleoenvironment and Sequence stratigraphy of Sachun Formation and Correlation with Paleoecology in the Outcrops around Shiraz (SW of Iran)

Kamal Karimi[1], Massih Afghah[1*], Seyyed Hossein Ghetmiri[1]
Mohammad Bahrami[2]

1-Department of Geology, Shiraz branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran

2-Payame Noor University Faculty of Science Center of Shiraz, Fars, Iran

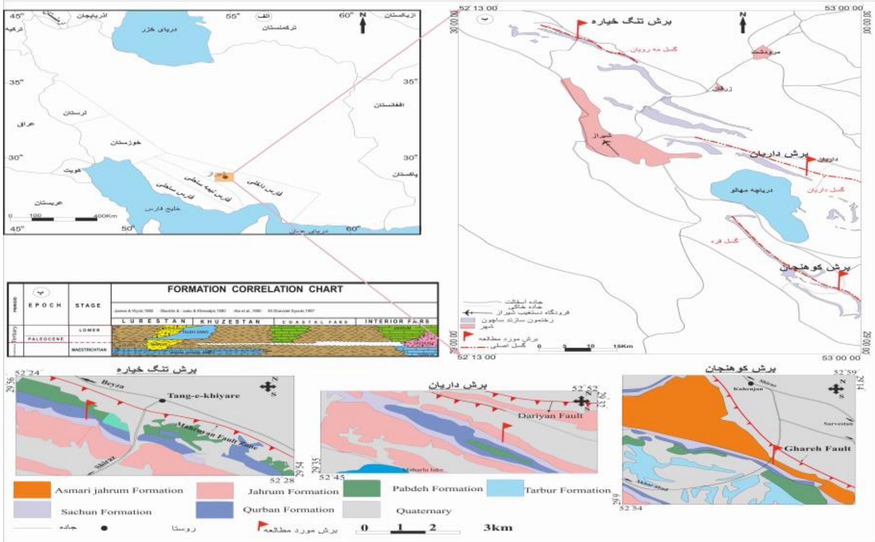
Corresponding author*: massihafg2002@yahoo.com

Two biozones of framinifiers were determined in three sections (Tang-e- khiyare, Dariyan and Kohenjan). The age range of Sachun Formation in the studied sections is from Lower Paleocene to Lower Eocene.The Sachun Formation in the studied area is conformably overlaid on the Pabdeh Formation and underlaid the Jahrum Formation. Based on observations and laboratory study, eight microfacies were identified in four sedimentary environments. The sequence of the Sachun Formation was deposited in a carbonate-clastic platform. Comparison of paleoecologic and paleoenvironment of both three studied sections represent Qorban member of Kuhenjan section was deposited in shallow water and high energy environment proportion of Dariyan section. Actually, fossil diversity is more recognized in oligotrophic and mesotrophic environments of Dariyan section whereas fossil diversity ismore than Qorban member of Kuhenjan section. The Sachun Formation is deposited in a shallow water. The Sachun Formation of the studied sections as Paleocene-Eocene age consists of two third-order sequences.

Keywords: Sachun Formation, Interior Fars, Biostratigraphy, Paleoenvironment, Sequence Stratigraphy.

مقدمه

سازند ساچون در ماستریشتین و ائوسن پیشین در یک سکانس بزرگ در پایین‌ترین واحد در شمال خاور و بخش داخلی ۱۳۸۲). به دلیل فرایندهای ثانویه (دیاژنز) و ماهیت تبخیری توالی پهنه زاگرس چین‌خورده نهشته شده است (مطیعی سازند ساچون، تعداد کمی از مطالعات به بررسی زیست چینه نگاری سازند ساچون پرداخته است. هدف‌های اصلی این مطالعه سنگ چینه نگاری، زیست چینه نگاری، تحلیل رخساره و چینه نگاری سکانسی و تعیین محیط رسوبی دیرینه سازند ساچون در سه برش مورد مطالعه در اطراف شیراز و ارتباط آن با دیرینه بوم شناسی در برش‌های مورد مطالعه می‌باشد.



شکل۱)**الف**) موقعیت منطقه مورد مطالعه در زاگرس و کشور ایران (مطیعی،۱۳۸۲) و نقشه زمین‌شناسی در یک از برش‌های مورد مطالعه. **ب**) موقعیت جغرافیایی، رخنمون‌های سازند ساچون در گستره مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه.**پ**) چارت چینه نگاری زاگرس و موقعیت سازند ساچون در زون فارس داخلی.

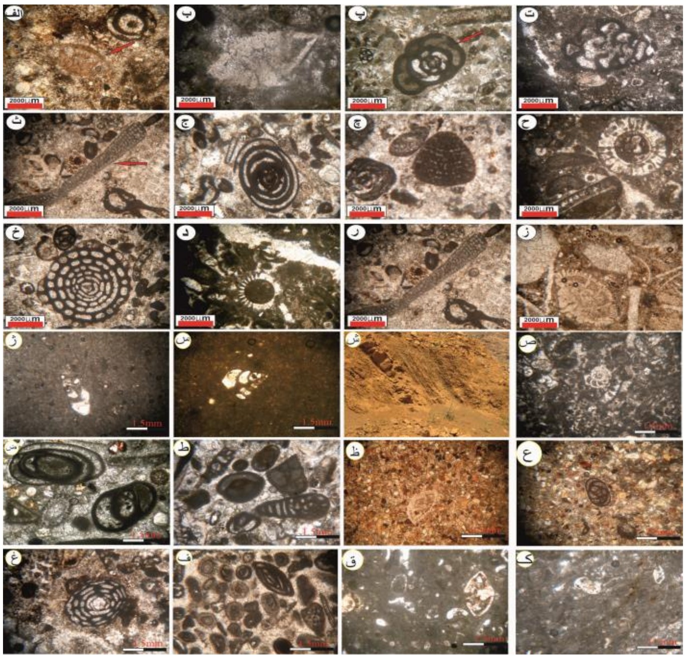
روش کار، زمین شناسی منطقه و سنگ چینه نگاری

سه برش از توالی سازند ساچون در رخنمون این سازند در اطراف شیراز انتخاب گردید و نمونه‌برداری سیستماتیک جهت مطالعات پتروگرافی انجام شد. در شکل ۱ مسیر دسترسی و رخنمون‌های سازند ساچون در اطراف شیراز را نشان می‌دهد (شکل ۱الف و ب). برای شناسایی و نام‌گذاری رخساره‌ها در مقیاس میکروسکپی از روش طبقه‌بندی دانهام (۱۹۶۲) استفاده شده است. رخساره‌ها و ریز رخساره‌ها بر اساس طبقه‌بندی و مدل‌های ویلسون و فولگل(Flügel 2010; Wilson1975) مورد مطالعه قرار گرفت. شناسایی میکروفسیل ها در این تحقیق انجام و زیست زون‌های با پیروی از زیست‌زون های تعیین شده به وسیله وایند (Wynd,1965) و سراکیل (Serra-kiel 1998) بوده است. چینه نگاری سکانسی سازند ساچون بر اساس روش‌ها و اصول چینه نگاری سکانسی Catuneanu *et al*., 2009; Catuneanu, 2019 بررسی شده است. زاگرس چین‌خورده به سه ناحیه خوزستان، لرستان و فارس تقسیم می‌شود(مطیعی ۱۳۸۲). زون فارس به سه زیر زون فارس ساحلی، نیمه ساحلی و داخلی تفکیک می‌شود که گستره مورد مطالعه در زیر زون فارس داخلی واقع شده است (شکل۱پ). منطقه مورد مطالعه سازند ساچون در برش‌ها به صورت پیوسته و تدریجی بر روی سازند پابده و در زیر سازند جهرم به صورت پیوسته واقع شده است. (شکل ۳ و ۸). در منطقه مورد مطالعه سازند ساچون در برش تنگ خیاره به ضخامت ۱۰۵ متر، برش داریان ۷۸ متر و برش کوهنجان دارای ضخامت ۵۴ متر

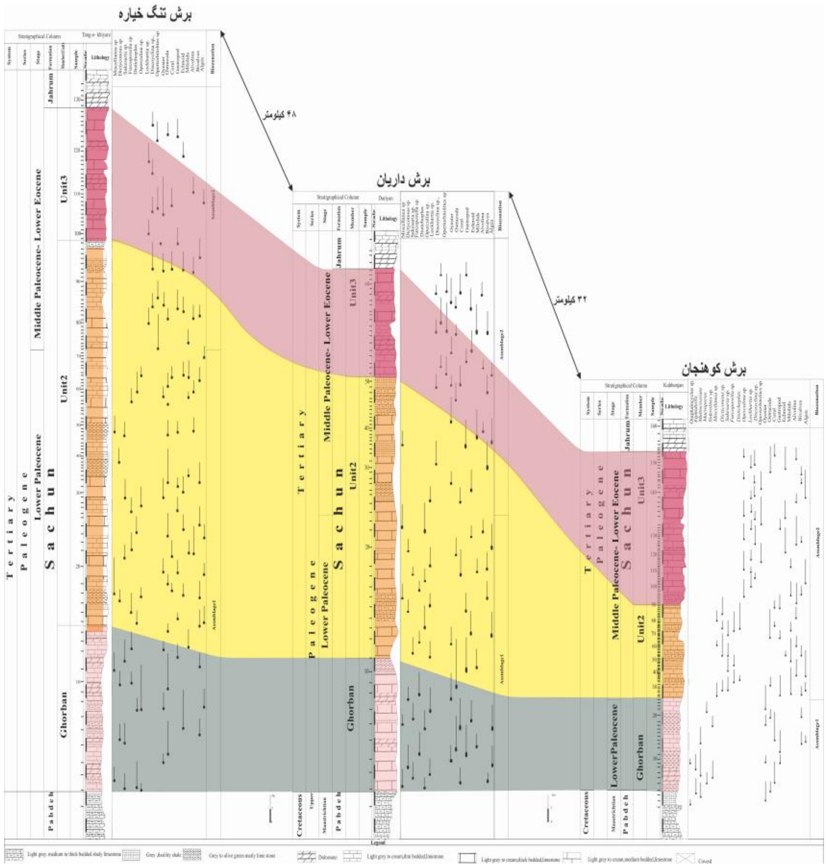
می‌باشد (شکل۱). سازند ساچون در برش‌های مورد مطالعه به سه واحد سنگ چینه‌ای بخش قربان، واحـد سـنگ چینـه ای میـانی و واحد سنگ چینه ای بالایی تقسیم می شود (شکل۳).

زیست چینه نگاری

زیست‌زون های شناسایی شده در سازند ساچون در گستره مورد مطالعه شـامل دو زیسـت‌زون *Miscellanea* assemblage zone که این زیست زون در بخش قربان و واحد سنگی میانی به سن پالئوسن زیرین مشـخص و *Opertorbitolites* Range zone در واحد سنگ میانی و بالایی به سن پالئوسن میانی، بالائی تا ائوسن زیرین مشخص شده است (شکل۲).



شکل۲) تصاویر فسیل‌های شناسایی شده در سازند ساچون در سه برش مورد مطالعه. الف) *Micellanea iranica*، ب) *Rotalia* sp.، پ) *Quinqueloculina* sp.، ت) *Valvulammina* sp.، ث) *Orbitilites shirazensis n sp.* ج) *Idalina antiqua*. چ) *Coskinolina* sp. ح) *Clypeina aff. Haglani* خ) *Glomalveolina primaeva*. د) *Clypeina* sp. ر) *Orbitolites* sp. ز) *Lockhartia diversa* **ژ)** مادستون با تخلخل چشم پرنده ای در برش کوهنجان . **س)** دولو مادستون در برش تنگ خیاره **ش)** تصاویر توالی‌های شیلی و آهکی در بخش میانی در برش کوهنجان **ص)** پکستون پلوئید بایوکلاست دار در برش داریان.**ض)**-وکستون / پکستون میلولیده بایوکلاست دار در برش داریان. **ط)**وکستون / پکستون میلولیده بایوکلاست دار در برش کوهنجان. **ظ)** گرینستون/پکستون با یوکلاست ماسه‌ای در برش کوهنجان.**ع)** گرینستون بایوکلاست أأئید آلوئولینادار در برش تنگ خیاره. **غ)** وکستون / پکستون میلولیده بایوکلاست دار در برش تنگ خیاره. ف) گرینستون بایوکلاست أأئید آلوئولینادار در برش کوهنجان. **ق)** وکستون/ پکستون بایوکلاست دار در برش تنگ خیاره.**ک)** وکستون/ پکستون بایوکلاست دار در برش کوهنجان.



شکل۳) ستون زیست چینه نگاری و سنگ چینه نگاری برش‌های مورد مطالعه و تطابق ستون سنگ چینه نگاری سه برش مورد

code	Facies name	Skeletal	Non-skeletal	Bedd	Enerev level	Depositional environments	Kuhenian	Darivan	Tang-e Khivare
Mf1	Mudstone with sand grians	*Debris fossil.*	Calsit vines	Intercaltion of limestone with shale	High	Tidal flat toward shore	✓	✓	✓
Mf2	Dolomudstone	*Echinid spine. Bivalves and debris fossil.*		Bedded	High to Middium	Tidal flat	✓	✓	✓
Mf3	Shale	*Micellanea sp., Quinqueloculina sp., Textularia sp., Opertorbitolites sp., Idalina sp., Rotalia trochidiformi, Coral , Echinid spine, Bivalves and debris fossil.*	Peloid	Shale	Meddium to Low	Tidal flat toward lagoon	✓	✓	✓
Mf4	Bioclast milolids wackestone/packstone	*Micellanea sp., Quinqueloculina sp., Textularia sp., Coskinolina, Clypeina aff. haglani, Rotalia sp., Valvulina sp., daviesina iranica n.sp., Sistanites sp., Gastropoda, Bivalves and debris fossil.*		Bedded	Low	restricted lagoon	✓	✓	✓
Mf5	Bioclast plloid packstone	*Micellanea sp., Quinqueloculina sp.,Opertorbitolites sp., Idalina sp., Rotalia trochidiformi,Globorotoalia uncinata, Lithophyllum, Clypeina aff. dragastani, Clypeina aff. haglani,Cymopolia satyavanti, Vania anatolica, Rotalia sp., Orbitolites sp., Valvulina sp., pseudolituonella, daviesina iranica n.sp., Sistanites sp., Mandanella presica n. gen, Spirolina. s and debris fossil.*	Peloid	Bedded	Low	Lagoon	✓	✓	
Mf6	Sandy bioclastic packstone/grainstone	*Miliolid, Micellanea sp., Quinqueloculina sp., Textularia sp., Opertorbitolites sp., Idalina sp., Rotalia trochidiformi, Coskinolina, pseudolituonella. daviesina iranica s and debris fossil.*	Quartz, Sand	Bedded	Meddium	Foreside lagoon to barrier	✓	✓	✓
Mf7	Alveolinid ooid bioclast grainstone	*Rotalia sp., Orbitolites sp., Valvulina sp., pseudolituonella, , Mandanella presica n. gen, Spirolina. . Bivalves and debris fossil.*	Ooid	Nodular bedded and shale form	High	Barrier (Shoal)	✓	✓	✓
Mf8	Bioclast packstone/wackestone	*Micellanea sp., Quinqueloculina sp., Textularia sp., Opertorbitolites sp., Idalina sp., Rotalia trochidiformi,, Spirolina. Crinoid, Echinid spine, Bivalves and debris fossil.*		Bedded	Low	Shallow open marine		✓	✓

جدول۱)رخساره و ریز رخساره ها به همراه آلوکم ها و دیگر ویزگی های هاا در برش های مورد مطالعه

رخساره‌ها و محیط رسوبی

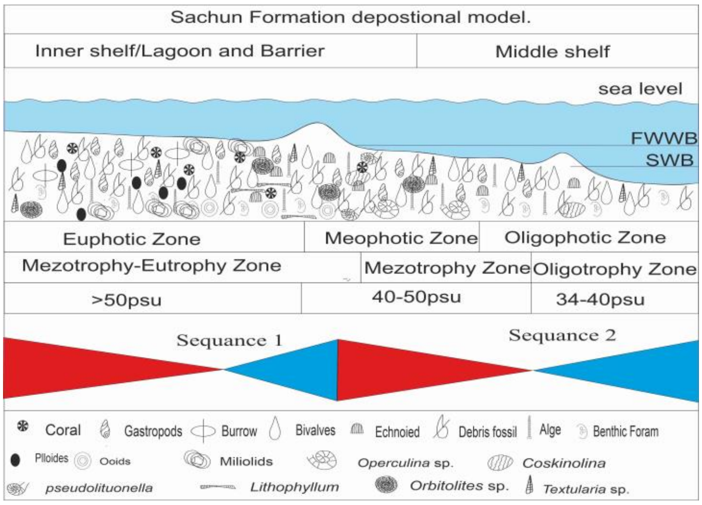
سازند ساچون در گستره مورد مطالعه دارای هفت ریز رخساره کربناته و یک رخساره شیلی مختلف می‌باشد که در جدول۱ آمده است. بر اساس تجزیه‌وتحلیل محیط رسوبی دیرینه چهار کمربند رخساره‌ای (جزر و مدی، لاگونی، سدی و ابتدای دریای باز) شناسایی شد (شکل ۴). **محیط رسوبی بخش قربان:** به‌طورکلی بخش قربان در توالی سازند ساچون در اطراف شهر شیراز با توجه به شواهد فوق در بخش داخلی پلاتفرم کربناته –آواری سازند ساچون نهشته شده است. بخش قربان از باختر شیراز(برش کوهنجان و داریان) به طرف خاور شیراز(برش تنگ خیاره) در یک محیط پهنه کشندی که با پیشروی دریای کم‌عمق و توالی لاگونی و سدی مابین توالیپهنه کشندی نهشته شده است. **محیط رسوبی واحدهای سنگ چینه‌ای میانی و بالایی:** با توجه به تغییرات رخساره ها در واحد سنگ چینه‌ای میانی و بالایی می‌توان نتیجه گرفت توالی فوق با افزایش عمق آب از واحد سنگ چینه‌ای میانی به طرف واحد سنگ چینه‌ای بالایی نشان از نهشته شدن در پلاتفرم کربناته و باکمی عمق بیشتر نسبت به بخش قربان نهشته شده است .

بررسی دیرینه بوم‌شناسی فونای سازند ساچون در گستره مورد مطالعه

مطالعات نشان می‌دهند که روزن‌داران بزرگ کف زی و دیگر موجودات دارای همزیست در بخش میانی و انتهایی سازند ساچون به‌طور گسترده‌ای به محیط‌ها و شرایط الیگوتروفیک (فقیر از مواد غذایی) سازگاری یافته‌اند به‌طوری‌که محیط‌های غنی از مواد غذایی برای این‌گونه از موجودات زیان‌آور می‌باشد (Hallock, 1988). براساس گسترش انواع مختلف روزن‌داران در پلاتفرم کربناتی (Beavington-Penney and Racey, 2004) گروه اول عمدتاً در شلف داخلی و گروه دوم در شلف میانی و خارجی زیست می‌کرده‌اند. به‌طورکلی ارگانیسم‌هایی که در بخش قربان و همچنین رخساره‌های سدی زندگی می‌کنند تمایل دارند پوسته‌های ضخیم یا تغییرات اسکلتی دیگری را ایجاد نمایند که سبب پایداری آن‌ها در مقابل امواج پایدار شود (Flügel, 2010). میلیولیده ها و جلبک‌های آهکی در بخش میانی مشاهده می‌گردد که عمدتاً در شوری نرمال دریایی زیست کرده‌اند و می‌توان نتیجه گرفت محیط دیرینه برش‌های موردمطالعه اغلب دارای شوری نرمال بوده است به‌استثنای سدهای االیتی که شوری فوق نرمال آن یکی از مهم‌ترین شرایط برای تشکیل االئید ها است(Hallock,1988). این استراتژی رفتاری نشان‌دهنده شرایط متعادل انرژی، وجود شرایط زیستی مناسب با میزان بالای مواد غذایی، شوری نرمال و اکسیژن بالا می‌باشد.

چینه نگاری سکانسی و ارتباط آن بوم دیرینه‌شناسی

توالی سازند ساچون در سه برش مورد مطالعه شامل دو سکانس رده سوم می‌باشد که ضخامت هر سیستم تراکت مختلف می‌باشد که بستگی به تکتونیک محلی و جغرافیای دیرینه منطقه مورد مطالعه دارد.



شکل ۴) ارتباط عوامل های دیرینه بوم‌شناسی با چینه نگاری توالی‌های سازند ساچون در گستره مورد مطالعه.

نتیجه گیری

ترکیب سنگ‌شناسی سازند ساچون در برش‌های مورد مطالعه شامل توالی آهک، دولومیت و شیل که درسه واحد سنگ چینه‌ای، بخش قربان، واحد سنگ چینه‌ای میانی و بالایی نهشته شده است. مطالعه روزن‌داران ها و جلبک‌ها باعث تعیین دو زیست‌زون شد که سن پالئوسن زیرین تا ائوسن زیرین را نشان می‌دهد. با توجه به فسیل‌های مختلف و بافته‌ای رخساره‌ها هشت رخساره در چهار کمربند رخساره‌ای که نشان از نهشته شدن در بخش داخلی و میانی یک پلتفرم کربناته-آواری منطقه نهشته شده است. روند تغییرات سطح آب دریا در گستره مورد مطالعه دارای دو تغییر عمده سطح آب دریا بوده که در قالب دو سکانس آورده شده است. مقایسه دیرینه بوم‌شناسی و محیط دیرینه بخش قربان در یک محیط کم‌عمق‌تر و دارای انرژی بیشتر و بستر خشن‌تر نسبت به برش داریان نهشته شده است. به‌طور که تنوع روزن‌داران در قسمت الیگوتروفیک و مزوتروفیک در برش داریان بیشتر بوده در صورتی که تنوع فسیلی در بخش قربان در برش کوهنجان بیشتر بوده است.

منابع

.ص ۵۳۶ کشور، زمین‌شناسی سازمان زاگرس، چینه‌شناسی ایران، زمین‌شناسی ، ۱۳۸۲..ه مطیعی،

Beavington-Penney, S. J., & Racey, A. 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth-Science Reviews, 67(3-4), 219-265.

Catuneanu, O., 2019. Model-independent sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, 188 312–388.

Collinson, J. D., (2013). Sedimentary structures: George Allen.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J., Blum, M., Dalrymple, R., Eriksson, P., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E. and Gibling, M (2009) Reply to the comments of W. Helland-Hansen on “Towards the standardization of sequence stratigraphy” by Catuneanu et al. [Earth-Sciences Review 92 (2009), pp. 1–33.

Dunham, RJ., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures, American Association of Petroleum Geologists, 1: 108-121

Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, Berlin: Springer, 996

James, G., Wynd, J., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. AAPG Bulletin, 49: 2182-2245

Serra-kiel J., Hottinger, l., Drobne k., Ferràndez, c., Jauhri, A., Less, G., sirel, E., 1998. Paleocene and Eocene Benthic Foraminifera: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Tulsa, Okla ,25-80.
Wilson, J.L. 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, New York, p. 471.
Wynd, J.G. 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area, IOOC Report No. 1082, 82 (Unpublish.).

گزارش اولیه و شناسایی سیستماتیک جلبک قرمز *Polystrata alba* (Pfender) Denizot, 1968 از نهشته‌های پالئوسن- ائوسن جنوب شرق ایران

محمدنبی گرگیج[۱]، شیما کیخا[۲*]، سمیه شهرکی میرزایی[۳]

۱ـ دانشیار گروه زمین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
۲ـ کارشناسی‌ارشد چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
Sh.keikha69@gmail.com
۳ـ کارشناسی‌ارشد چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

گونه *Polystrata alba* (Pfender) Denizot متعلق به خانواده‌ی Peyssonneliaceae و شاخه‌ی Rhodophyta به طور گسترده در رخساره‌های آهکی پالئوسن- ائوسن یافت می‌شود و از نظر آناتومی گیاهی، گونه‌ی مورد نظر شباهت‌های زیادی با ساختار آناتومی کورالین‌های غیرخمیده دارد. تالوس‌ها به صورت دوطرفه- شعاعی سازماندهی و از یک ردیف فیلامنت‌های اولیه، دارای سلول‌های بلند و کشیده تشکیل شده است. فیلامنت‌های ثانویه، غالباً هم به سمت بالا و هم به سمت پایین از سطح خارجی فیلامنت‌های اولیه منشعب و رشد می‌کنند، قسمت‌های پشتی اکثراً به سمت بالا خمیده شده و بر سطح تالوس عمود می‌شوند. در برش چینه‌نگاری پدگی همراهی گونه‌ی *Polystrata alba* با جلبک‌های آهکی قرمز مثل جنس و گونه‌های *Mesophyllum* sp.، *Lithothamnion* sp.، *Distichoplax biserialis* و *Sporolithon* sp. و همچنین فرامینیفرهایی نظیر Nummulitid، Ranikothalid، Alveolinid، Miliolid، *Miscellanites* sp. و *Miscellanea* sp. مبین سن پالئوسن‌پسین (تانسین)- ائوسن‌پیشین (ایلردین) می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: شناسایی سیستماتیک، جلبک قرمز، *Polystrata alba*، جنوب شرق ایران، برش پدگی.

Preliminary report and systematic identification of *Polystrata alba* (Pfender) Denizot, 1968 red algae from Paleocene-Eocene deposits in southeastern Iran

Mohammad N. Gorgij[1], Shima Keikha[2]*, Someyyeh Shahraki Mirzaei[3]

1- Associate Professor on Stratigraphy and Paleontology,Geology Department,Faculty of Science,Unversity of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
2- MSc student in Stratigraphy and Paleontology,Geology Department,Faculty of Science,Unversity of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
Sh.keikha69@gmail.com
3- MSc student in Stratigraphy and Paleontology,Geology Department,Faculty of Science,Unversity of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

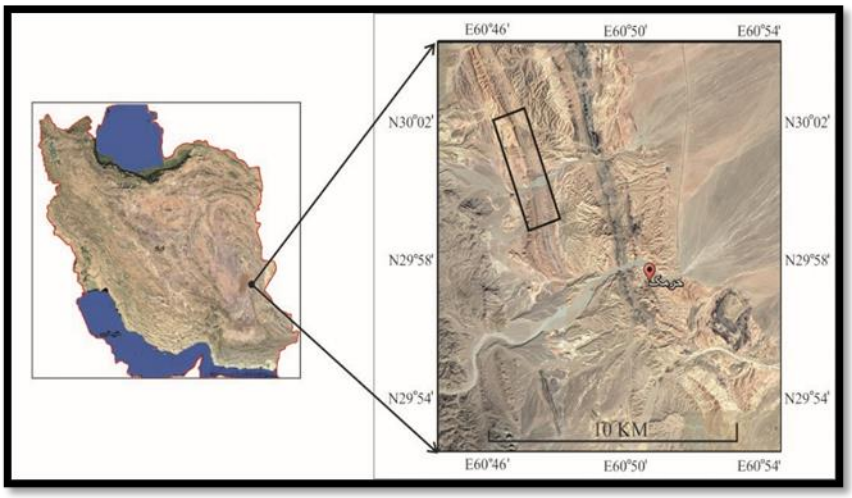
Abstract

Polystrata alba (Pfender) Denizot species belong to the Peyssonneliaceae family and the Rhodophyta phylum is widely found in Paleocene-Eocene carbonate facies and in view of anatomical structure is resemble to the non- geniculate corallines. The thallus is organized in a bilateral- radial manner and consists of a single eccentric row of primigenous filaments composed of tall cells. Postigenous filaments arise plumosely both upward and downward form the outer surface of the primigenous filaments; the dorsal ones bend progressively upward to become perpendicular to the surface of the thallus. In padagi stratigraphic section, *Polystrata alba* species is associated with red calcareous algae such as *Mesophyllum* sp., *Lithothamnion* sp., *Distichoplax biserialis* and *Sporolithon* sp. and also, foraminifera such as Nummulitid, Ranikothalid, Alveolinid, Miliolid, *Miscellanites* sp. and *Miscellanea* sp. indicate late Paleocene (Thanetian) - early Eocene (Illerdian) age.

Keywords: Systematic identification, red algae, *Polystrata alba*, southeastern Iran, padagi section.

مقدمه

برش چینه‌نگاری پدگی در حدود ۶۰ کیلومتری شمال زاهدان و در محدوده طول جغرافیایی (۶۰° ۴۹´ ۵۹´´) و عرض جغرافیایی (۳۰° ۰۰´ ۵۴´´) در شمال غرب روستای حرمک قرار گرفته است (شکل ۱).



شکل ۱. تصویر ماهواره‌ای برش چینه‌نگاری پدگی. برش مورد مطالعه در کادر مشخص شده است (Google earth., 2021).

چینه‌نگاری برش مورد مطالعه

نهشته‌های کربناته برش چینه‌نگاری پدگی که در منطقه حرمک واقع شده است ضخامتی برابر با ۲۴۰ متر دارد. امتداد لایه‌ها در محل نمونه‌برداری SE-NW و شیب لایه‌ها به سمت شمال‌شرق می‌باشد. لیتولوژی غالب برش چینه‌نگاری پدگی عمدتاً شامل مارن و سنگ‌آهک ضخیم لایه تا نازک لایه است که در برخی از نواحی آهک دولومیتی، آهک نودولار، آهک پبلی، ماسه‌سنگ و کنگلومرا نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲).

بحث

پیشینه‌ی فسیلی خانواده‌ی Peyssonneliaceae (شامل Squamariaceae, Rodophyceae)تا کرتاسه‌پیشین ادامه می‌یابد (Pfender, 1936؛ Wray, 1977؛ Moussavian, 1988؛ Barattolo, 1991؛ Mu, 1993) که معروف‌ترین جنس‌های فسیلی متعلق به این خانواده *Pessonnelia* Decaisne, 1841 (ائوسن- عهدحاضر) و *Polystrata* Heydrich, 1905 (کرتاسه- عهدحاضر) است. دو جنس دیگر *Cruoriella* Lemoine, 1969 و *Crassethelia* Moussavian, 1985 نیز متعلق به این خانواده هستند. اولی از کرتاسه‌بالایی در شمال فرانسه و اسپانیا (Lemoine, 1969; Mu, 1993)؛ دومی از کرتاسه‌میانی (؟ بارمین، آپتین و آلبین) از آلپ- شرقی (Moussavian, 1988) شناخته شده است.

فرآیند کلسیتی شدن در Peyssonneliaceae در داخل (و گاهی اوقات در) حفره‌های دیواره به شیوه‌ای شبیه به سایر جلبک-های قرمز کلسیتی شده، رخ می‌دهد اما همیشه به شکل آراگونیت است. حفره‌های دیواره جلبک‌های مرجانی غیرخمیده (شامل Rhodophyta و Corallinales) از کلسیت با منیزیم بالا (۷- ۳۰ ٪ منیزیم؛ Barnes and Chalker, 1990) تشکیل شده است و

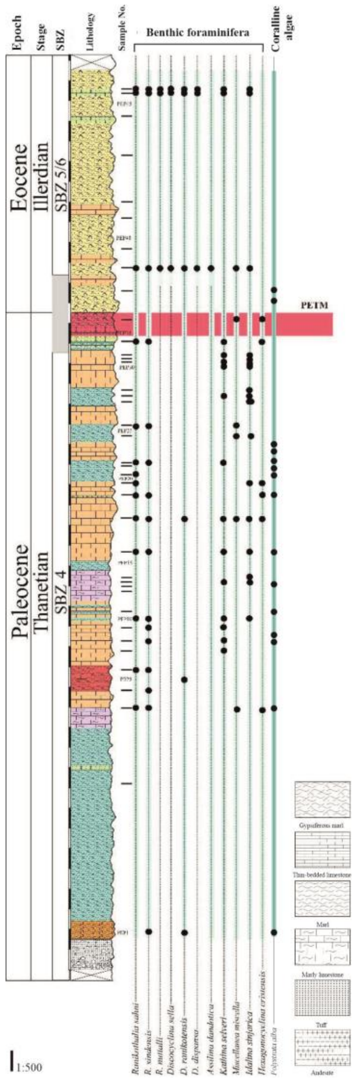
بنابراین، تبلور مجدد آنها از نظر دیاژنتیکی کمتر اتفاق می‌افتد. فسیل‌های Peyssonneliaceae معمولا در مقاطع نازک به رنگ قهوه‌ای مایل به زرد هستند، در حالی که برخلاف آنها، Corallinales دارای رنگ خاکستری تیره یکنواخت می‌باشند.

Pfender در سال 1936 یک جلبک پوسته‌ای از کرتاسه و ائوسن در اروپا، مصر و ترکیه را تحت عنوان *Pseudolithothamnium album* توصیف کرد. Massieux و Denizot (1964) جنس *Ethelia* Weber Van Boss, 1913 را با جنس *Pseudolithothamnium* Pfender, 1936 مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که *Ethelia* مترادف با *Pseudolithothamnium* است. با این حال، Denizot (1968)، جنس *Ethelia* را به عنوان جنس *Polystrata* Heydrich, 1905 که قبلا طرح شده بود، دوباره مورد تایید قرار داد. Buchbinder و Halley (1985)، *Polystrata alba* (Pfender) Denizot را شناسایی و تایید کردند که رودولیت‌های "Squamariacean" از ائوسن‌میانی جزیره تونگا فقط از این گونه جلبک تشکیل شده است. Moussavian (1988) هم‌خانواده بودن جنس‌های *Pseudolithothamnium*، *Ethelia* و *polystrata* را به رسمیت نمی‌شناسد زیرا گونه‌های این جنس‌ها بسیار مشابه اما یکسان نیستند. او پیشنهاد کرد که ویژگی‌های تشخیصی جنس *Pseudolithothamnium* تاکید دارد بر اینکه "بافت بخش مزوتالیوم و دو بخش همگن پریتالیوم متفاوت می‌باشند " (موسویان ، ۱۹۸۸). گزارش‌های مربوط به گونه‌ی *polystrata alba* (=*pseudolithothamnium album*) توسط نویسندگان دیگر هم منتشر شد (segonzac, 1961؛ Beckmann and Beckmann, 1966؛ Vannucci, 1970؛ Moussavian, 1984, 1988). رده‌بندی جنس *Polystrata* توسط Massieux و Denizot (1964; = *Ethelia*) و موسویان (1988 ; = *Pseudolithothamnium*) به تفصیل مورد بحث قرار گرفته است.

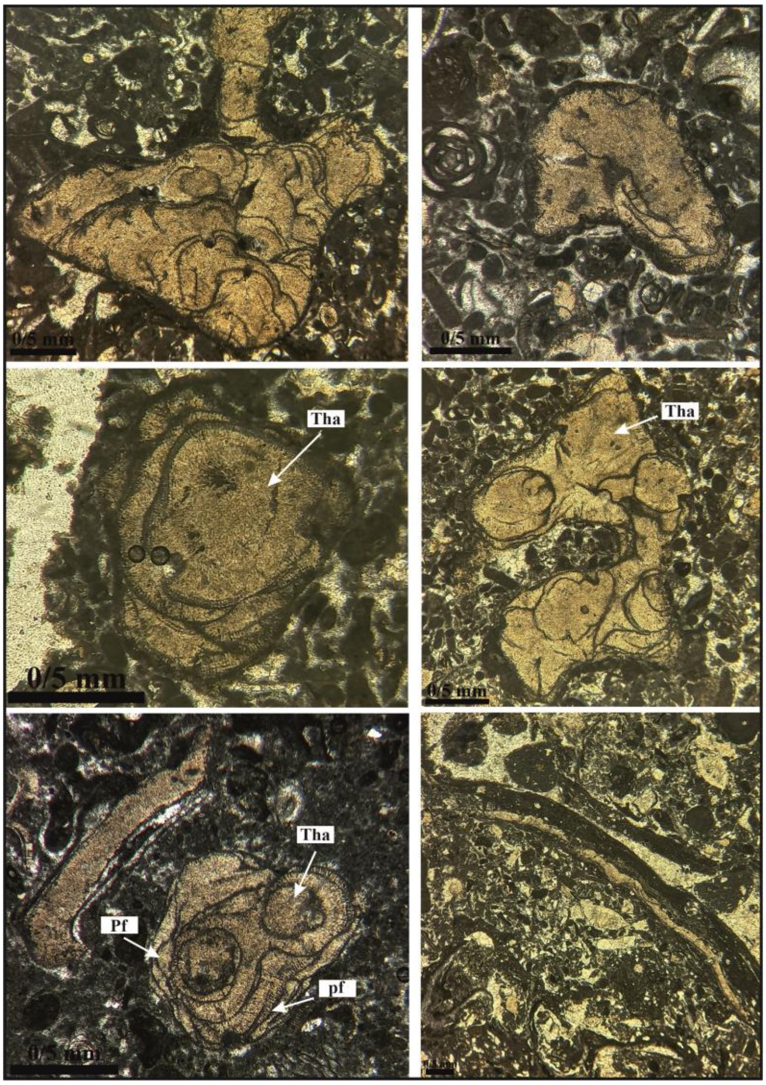
تمامی توصیف‌های مربوط به گونه‌ی *Polystrata alba* در نشریات، بر اساس اصطلاحات سنتی مورد استفاده برای جلبک‌های قرمز مرجانی است، که به طور اساسی ماهیت رشته‌ای تالوس‌ها را مورد توجه قرار نمی‌دهد. در مقابل، در این مقاله از اصطلاحات ارائه شده برای کورالین‌های غیرخمیده توسط Woelkerling و Irvine (در Woelkerling، 1988) استفاده گردیده و اصطلاحات طولانی هیپوتالیوم، پریتالیوم و اپیتالیوم کنار گذاشته شده است.

Systematic Palaeontology
Division Rhodophyta Wettstein, 1901
Class Rhodophyceae Rabenhorst, 1863
Subclass Forideophycidae Schmitz in Engler, 1892
Order Cryptonemiales Schmitz in Engler, 1892
Family Peyssonneliaceae Denizot, 1968
Genus *Polystrata* Heydrich, 1905
Polystrata alba (Pfender) Denizot, 1968

گیاهان بطور نامنظم دارای برگ هستند، معمولاً بیشتر از جلبک‌های مرجانی غیرخمیده، و در نمای سطحی، تزئینات سطحی قوسی مشخصی را نشان می دهند که بدلیل خطوط رشد تشکیل شده اند. *Polystrata alba* (Pfender) Denizot لایه‌های پوشاننده‌ی متعددی را ایجاد می‌کند که فضای کمی بین آنها وجود دارد یا هیچ فاصله‌ای بین آنها وجود ندارد که می‌تواند به صورت نودول‌های نیمه‌بیضوی و نیمه‌صفحه‌ای (= رودولیت‌ها) توسعه یابد. حفره‌های بین هر لایه ممکن است با میکرایت پر شود. در نودول‌ها، *Polystrata alba* با فرامینیفرهای پوشاننده‌ای مانند *Acervulina linearis* یا *A. ogormani* و کورالین‌های غیرخمیده‌ی پوشاننده‌ی نازک رشد می کند (شکل ۳).



شکل ۲. گسترش زیست چینه‌نگاری جلبک آهکی قرمز *Polystrata alba* و فرامینیفرهای بزرگ در نهشته‌های پالئوسن‌زبرین–ائوسن‌زیرین در برش چینه‌نگاری پدگی



شکل ۳. نمونه‌هایی از گونه *Polystrata alba* در برش چینه‌نگاری پدگی

Tha: Thallus= تالوس, Pf: primigenous filaments= فیلامنت‌های اولیه, pf: postigenous filaments= فیلامنت‌های ثانویه

نتیجه‌گیری

گونه *Polystrata alba* (Pfender) Denizot متعلق به خانواده‌ی Peyssonneliaceae و شاخه‌ی Rhodophyta به طور گسترده، در مقیاس جهانی، در نهشته‌های آهکی پالئوسن- ائوسن دیده می‌شود و از نظر آناتومی گیاهی، گونه‌ی مورد نظر شباهت‌های زیادی با ساختار آناتومی کورالین‌های غیرخمیده (Non-geniculate coralline) دارد. در برش چینه‌نگاری پدگی همراهی جلبک آهکی قرمز *Polystrata alba* (Pfender) Dnizot با جلبک‌های *Mesophyllum* sp.، *Lithothamnion* sp.، *Distichoplax biserialis* و *Sporolithon* sp. و همچنین فرامینیفرهایی نظیر Nummulitid، Ranikothalid، Alveolinid، Miliolid، *Miscellanites sp.* و *Miscellanea sp.* مبین سن پالئوسن‌پسین (تانسین)- ائوسن‌پیشین (ایلردین) می‌باشد.

منابع

Barattolo, F., 1991. Mesozoic and Cenozoic marine benthic calcareous algae with particular regard to Mesozoic Dasycladaleans. In: Riding, R. (Ed.), Calcareous Algae and Stromatolites. Springer, Heidelberg: 504-540.

Barnes, D.J. and Chalker, B.E., 1990. Calcification and photosynthesis in reef- building corals and algae. In: Dubinsky, Z. (Ed.), Ecosystems of the world, Coral reefs. 25: 109- 131.

Beckmann, J.P. and Beckmann, R., 1966. Calcareous algae from the Cretaceous and Tertiary of Cuba. Mém. Suisse Paléont., Basel, 85: 1- 45.

Buchbinder, B. and Halley, R.B., 1985. Occurrence and preservation of Eocene Squamariacean and coralline rhodoliths: Eua, Tonga. In: Toomey, D.F. and Niteki, M.H. (Eds), Paleoalgology: Contemporary research and applications. Springer, Heidelberg: 248- 256.

Decaisne, J., 1841. Plantes de l'Arabie heureuse. Arch. Mus. Paris, 2: 89- 169.

Denizot, M., 1968. Les algues Floridées encroutantes (ál'exclusion des Corallinacées). Lab. De Cryptogamie, Mus. Nat. Hist. Nat. Paris, 310 p.

Engler, A., 1892. Syllabus der Pflanzenfamilien. 12th ed., Bd. 1, Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Heydrich, F., 1905. Polystrata, eine Squamariaceae aus den Tropen. Berichte Deut. Bot. Gesell., Berlin, 73 (1): 30- 36.

Lemoine, P., 1969. Les Algues Floridées calcaires du Crétacé du Sud de la France. Arch. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, Série 7, 10: 127- 240.

Massieux, M. and Denizot, M., 1964. Rapprochement du genre Pseudolithothamnium Pfender avec le genre actuel *Ethelia* Weber Van Bosse (Algues Florideae, Squamariaceae). Rev. Micropaléont., Paris, 7: 31- 42.

Moussavian, E., 1984. Die Gosau- und Alttertiär- Gerölle der Angerberg- Schiten (Höheres Oligozän, Unterinntal, Nördliche Kalkenalpen). Facies, Erlangen, 10: 1- 86.

Moussavian, E., 1985. Crassethelia suevica nov. gen., nov. sp., eine neue Kalkrotalge (Squamariaceae, Florideae) aus dem Allgäuer Schrattenkalk (Helveticum, Unterkreide). Münchner Geowiss. Abh. (A), MüNCHEN, 6: 75- 88.

Moussavian, E., 1988. Die Peyssonneliaceen (auct.: Squamariaceae: Rhodophyceae) der Kreide und des Paläogen der Ostalpen. Mitt. Bayer. Staatss. Paläont. Hist. Geol., Münich, 28: 89- 124.

Mu, X., 1993. Late Cretaceous palaeobiogeography of calcareous algae. In: Barattolo, F., Decastro, P. and Parente, M. (Eds), Studies on Fossil Benthic Algae. Boll. Soc. Paleont. Ital., Modena, Vol. Spec. 1: 333- 344.

Pfender, J., 1936. Sur un organisme constructeur des calcaires crétacés et nummulitiques, Pseudolithothamnium album, n. g., nov. sp. Bull. Soc. Geol. France, Paris, Séris 5, 6: 303- 308.

Rabenhorst, L., 1863. Kryptogamen- Flora von Sachen, der Ober- Lausitz, Thutingen und Nordbohmen. Abt. l.E. Krummer, Leipzig, 20+653 p.

Segonzac, G., 1961. Niveaux á Algues dans le Thanétien des Pyrénées. Bull. Soc. Géol, France, Paris, 7 (3): 437- 448.

Vannucci, G., 1970. Microfacies a Nullipore in un ciottolo calcareo della Morena del Garda. Atti lst. Geol. Univ. Genova, 7: 427- 482.

Weber Van Bosse, 1913. Marine algae, Rhodophyceae of the "Sealark" Expedition. Trans. Linnean Soc. London, Bot. (2), 8: 105- 142.

Wettstein, R.R., 1901. Handbuch der Systematischen Botanik, Vol. 1. Deuticke, Leipzig, 5+201 p.

Woelkerling, Wm.J., 1988. The Coralline Red Algae: An analysis of the Genera and Subfamilies of Nongeniculate Corallinaceae. Oxford Univ. Press, 268 p.

Wray, J.L., 1977. Late Paleozoic Calcareous Algae. In: Flügel, E. (Ed.), Fossil Algae: recent results and developments. Springer, Heidelberg: 167- 176.

تاکسونومی و روش بایومتری جنس *Stylina* با استفاده از برنامه اندازه گیری پالئوتاکس

توران خاموشی[۱]، احمد لطف آباد عرب[۲] ،محمدرضا وزیری [۳]

۱-دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ، ایران

۲-استادیارگروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۳-استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده

جنس استیلینا از مرجان های اسکلراتنین مزوزوئیک و منقرض شده است که توسط لامارک (۱۸۱۶) توصیف شده است. روش های جدید مطالعه سیستماتیک مرجان ها، سیستم های طبقه بندی سنتی را می تواند با چالش هایی جدی رو به رو کند. همچنین، در این مطالعه، ما سعی کرده ایم استفاده از برنامه اندازه گیری پالئوتاکس را در مقابل روش بایومتری سنتی که معمولا با استفاده از کولیس یا سایر وسایل اندازه گیری سنتی انجام می شود، توضیح دهیم.

کلیدواژه‌ها: مرجان، اسکلراکتین، طبقه بندی، روش های بایومتری، برنامه پالئوتاکس.

Taxonomy and biometric method of Stylina genus using Paleotax Measure program

Toran Khamoshi[1] , Ahmad Lotfabad Arab[2] , Mohamadreza Vaziri[3]

1-Ph. D. student of Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, t.khamoshi@gmail.com

2- Assistant Professor of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, arab5753@yahoo.com

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran, m.r.vaziri@uk.ac.ir

Abstract

Stylina genus is an extinct scleractinian mesozoic corals which introduced by Lamarck (1816). The new systematic methods of studying corals could face serious challenges with traditional systematic classification. Also, in this study, we try to explain Paleotax Measurment program in contrast to the traditional biometric methods by using colis or other traditional measurement tools.

Keywords: coral, scleractina, classification, biometric methods, Paleotax program.

مقدمه

جنس استایلینا توسط لامارک در سال ۱۸۱۶ (مرجان Scleractinia مزوزوئیک) نامگذاری و معرفی شده است.در حال حاضر گونه های زیادی (۱۸۰ مورد از ژوراسیک (Lathuilière, 1989) و ۵۵ نام از کرتاسه (Löser, 2000)). به این جنس اختصاص داده شده است.

در این مطالعه قصد داریم سیستم طبقه بندی و برنامه ای که Löser (2016) معرفی و ارائه کرده است را در مقابل سیستم های طبقه بندی سنتی (Vaughan & Wells, 1943; Alloiteau, 1952) نشان و توضیح دهیم. در سیستم طبقه بندی فعلی، راسته Scleractinia

براساس استفاده از رو خانواده و خانواده ها بنا شده است و این طبقه بندی زیرراسته ها را شامل نمی شود، بلکه شامل رو خانواده هایی است که خانواده ها را با هم گروه می کند.

روش بایومتری با استفاده از Paleotax Measure (http://www.paleotax.de/measure)

روش های سنتی برای اندازه گیری ابعاد کورلایت ها در مرجان ها استفاده از ابزار اندازه گیری چون کولیس و سایر ابزار سنتی متداول است که نسبت به روش Paleotax Measure دقت کمتر و زمان بیشتری نیاز دارند. Paleo Tax/Measure (PM) ابزاری است برای اندازه گیری اجسام دو بعدی با اندازه تا یک متر است. دقت اندازه گیری در این برنامه 0.001 میلی متر(1 um) است و اجازه می دهد تا در یک بازه زمانی بسیار کوتاه، تعداد زیادی از فواصل از انواع مختلف (که کاربر می تواند تعریف کند) اندازه گیری یا ابعاد شمارش شوند. مقادیر بدست آمده از طریق PM بسیار دقیق تر از مقادیری است که به صورت دستی با خط کش یا کولیس اندازه گرفته می شود. این برنامه به طور خودکار میانگین، انحراف معیار، ضریب واریانس و اولین فاصله از مقادیر بدست آمده (فواصل، مناطق ، تعداد) را نیز محاسبه می کند. این برنامه اجازه می دهد تا داده های اندازه گیری شده را به بصورت یک فایل متنی ساده ذخیره و منتشر کنید. مقادیر را می توان طبقه بندی کرد و نتایج را می توان در تجزیه و تحلیل های توزیع استفاده کرد. داده ها می توانند ذخیره و بارگیری مجدد شوند یا اصلاح و تکمیل گردند.

در این روش با استفاده از دوربین دیجیتال ۲۴ مگاپیکسل از مقاطع نازک یا از نمونه های پولیش داده شده ، همراه با مقیاس استاندارد؛ تصاویر تهیه شده و سپس در برنامه فراخوانده شدند. با توجه به ساختار و فرم رشد، ابعاد اندازه گیری متفاوت می باشد که برای شناسایی گونه های استلینا چون فرم رشد پلوکوییدی دارد ابعاد زیر مشخص و اندازه گیری شده اند :

clmax:قطربزرگ کالیکس،clmin:کالیکس کوچک، :ccd فاصله بین مراکز کورلایت ها ، s: تعداد سپتوم در کورالیت بالغ

clmax:large lumen; clmin:small lumen; S:number of septa in the adult corallite; ccd, distance between calicular centres.

در یک مقطع نازک موارد اندازه گیری شده (قطر و فاصله کالسیکس، عرض و فاصله ردیف کالسیولار)، به صورت زیر می باشد:

n, number of measurements or counts, min–max, lowest and highest measured or countedvalues (mm for measurements), µ, arithmetic mean (average), s, standard deviation, cv, coefficient of variation according to K. Pearson, µ±s, first interval

n: تعداد اندازه گیری ها ؛ min–max: کمترین و بالاترین مقدار اندازه گیری شده، µ: میانگین حسابی (متوسط) ؛ s: انحراف معیار،cv: ضریب تغییر،µ ± s ، فاصله اول

این ابعاد هر کدام به صورت جداگانه تعریف شده که با استفاده از ابزارها و نشانگرهای موجود در Paleotax Measure انتخاب و اندازه گیری انجام می گیرد . برای هر کالیس قطر بزرگclmax، قطر کوچک clmin، تعداد سپتا s اندازه گیری شده وبرای اندازه گیریccd، مراکز دو کالیکس کنار هم اندازه گرفته می شود. خروجی این برنامه به صورت فایل WMF, BMP و فایل JPG میباشد. پس از این مرحله اندازه گیریها برای تعیین گونه با پایگاه داده (data base) مقایسه می شود. در مرجان های Scleractinia، رو خانواده ها، خانواده ها و جنس ها بر اساس ویژگی های کیفی متمایز می شوند در حالی که گونه ها با ویژگی های کمی متمایز می شوند.بنابراین توصیف دو گونه از یک جنس تقریباً یکسان است زیرا تمایز گونه ها بر اساس داده های ریخت سنجی مانند ابعاد کورالایت و تعداد سپتوم است.

Order Scleractinia BOURNE, 1900
Super Family Stylinoidea ORBIGNY, 1851
Family StylinidaeD'Orbigny, 1851
Genus *Stylina*Lamarck, 1816
Type species *Stylina insignis* Fromentel,1861

توضیحات :کلنی پلوکوئید(به ندرت(Cerioide)، کورالیت ها گرد (به ندرت چند ضلعی)، عمدتا نسبتاً کوچک (قطر کمتر از ۶ میلی متر) دارد. سپتوم ها همیشه آزاد هستند، اما می توانند به کولوملا متصل شوند. دارای تقارن منظم شش، هشت یا ده تایی است. سپتاهادارای اوریکوله در لبه های داخلی هستند.کولوملا همیشه وجود دارد که به فرم استیلی فرم یا لایه ای و بسیار قوی است. کاستاها وجود دارند اما همیشه به وضوح قابل مشاهده نیستند و عمدتاً غیر متلاقی هستند.

Table 1. Dimensions of *Stylina tubulosa* (Goldfuss, 1829) image A

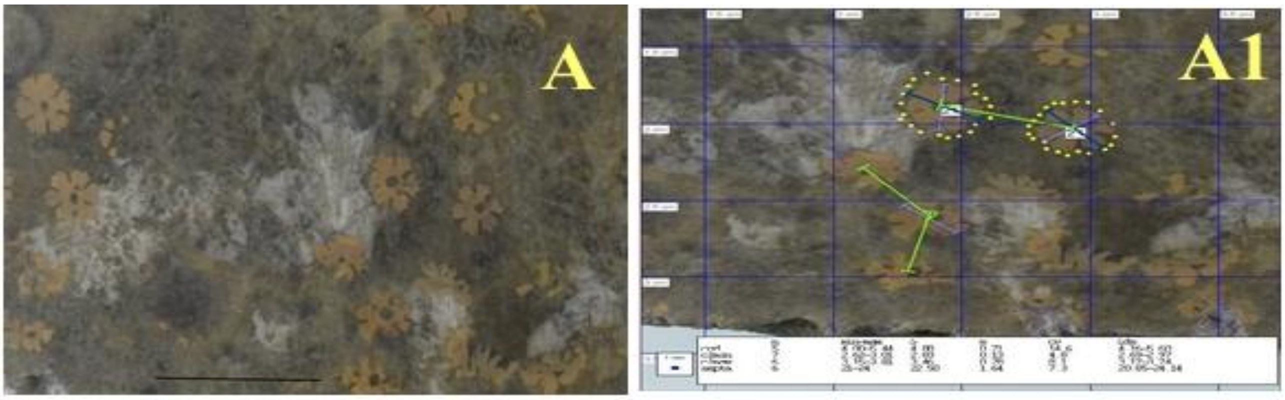
	n	**Min-max**	**µ**	**s**	**cv**	**µ±s**
ccd	5	4.00-5.44	4.88	0.71	14.6	4.16-5.60
clmin	7	2.62-3.01	02.83	0.13	4.8	2.69-2.97
clmax	6	3.15-3.81	3.46	0.28	8.1	3.17-3.74
s	6	21-24	22.50	0.64	7.3	20.85-24.14

Table 2. Dimensions of *Stylina inflata* Fromentel,1856

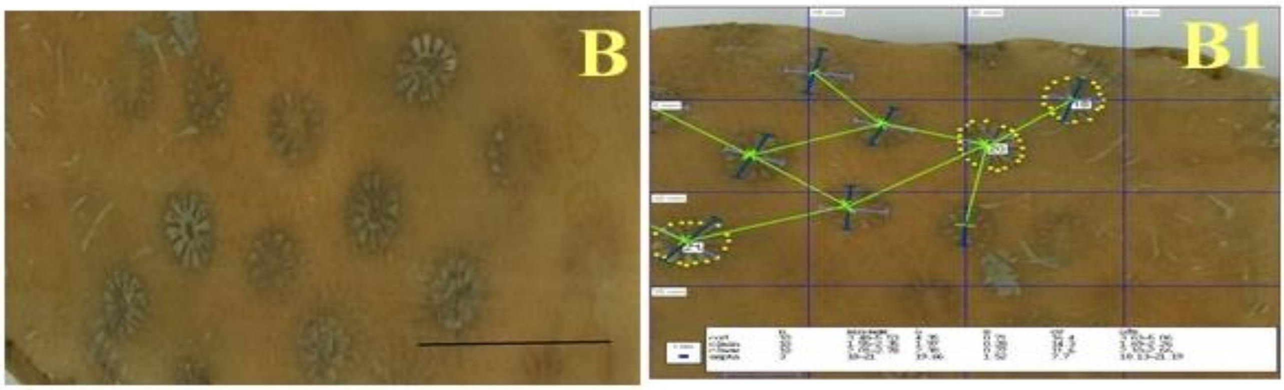
	n	**Min-max**	**µ**	**s**	**cv**	**µ±s**
ccd	10	3.48-5.53	4.35	0.71	16.4	3.63-5.06
clmin	10	1.55-2.35	1.97	0.28	14.3	1.69-2.28
clmax	10	2.01-2.78	7.38	0.27	11.6	2.10-2.66
s	3	18-21	19.66	1.52	7.7	18.13—21.19

Table 3. Dimensions of *Stylina* sp.

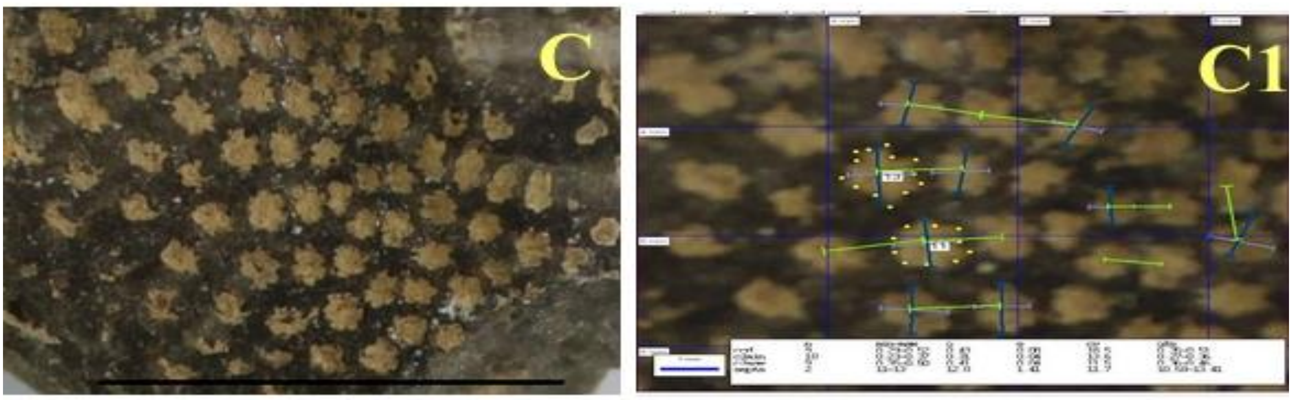
	n	**Min-max**	**µ**	**s**	**cv**	**µ±s**
ccd	9	0.29-052	0.43	0.08	18.5	0.35-0.51
clmin	10	0.23-0.37	0.31	0.04	13.6	0.27-0.36
clmax	9	0.35-0.50	0.41	0.04	11.5	0.36-0.46
s	2	11-13	12.0	1.41	11.7	10.58-13.41



Stylina tubulosa (Goldfuss,1829)



Stylina inflata Fromentel,1856



Stylina sp.

Image5.A–*Stylina tubulosa* (Goldfuss,1829),A1:Screen shot of the program used to measure the dimensions of the corals (PaleoTax/Measure).
B- *Stylina inflata* Fromentel,1856.B1:Screen shot of the program used to measure the dimensions of the corals (PaleoTax/Measure).
C-*Stylina* sp.,C1:Screen shot of the program used to measure the dimensions of the corals (PaleoTax/Measure).

۳-Alloiteau, J., 1952. Embranchement des coelentérés [pp. 376–684]. In: Piveteau J (Ed), Traité de Paléontologie. Vol. 1. Masson, Paris.
۴- Djokovic, I., Dimitrijevic, M.N., Cvetic, S. and Dimitrijevic, M.D., 1972. Geological map of Iran. 1:100 000 series, sheet 7350-Baghin. Geological survey of Iran.
5-Lamarck ,JB de., 1816. Histoire naturelle des animaux sans vertèbres. Tome second. Verdière, Paris, 562 pp.
۶-Lathuilière, B., 1989. Répertoireobjectif des corauxjurassiques. Presses Universitaires de Nancy,Nancy, 76 pp.
۷-Löser, H., 2000. Catalogue of Cretaceous corals. CPress, Dresden, 135 pp.
۸- Löser, H., 2010.The Barremian coral fauna of the Serre de Bleyton mountain range (Drôme, SE France). *Annalendes Naturhistorischen Museums in Wien, Serie A* 112:575-612 [L. Villier/L. Villier/M. Clapham]
۹-Loser, H., 2016. Catalogue of Cretaceous Corales 4. Systematic Part. CPress Verlag, €Dresde, p. 710.
۱۰-Loser,H.,2018a.PaleoTax/Measure.ProgramRelease1.6.Manual, p. 15. Online €version at:http://www.paleotax.de
1۱-LoserH.,2018b.Fossile Korallenaus Jura und Kreide.Aufbau,Klassifikation, Bestimmung und Fundmoglichkeiten 2. Auflage.-198pp.: Dresden(CPress).
1۲- Löser, H., Steuber,T, and Löser,C. 2018c. Early Cenomanian coral faunas from NeaNikopoli(Kozani, Greece; Cretaceous). Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, 18:23-121.https://doi.org/10.4267/2042/66094
1۳-Loser, H., Heinrich, M., Schuster, U., 2019. Korallen von Rußbach und Gosau (Coniac- € Santon; Osterreich). VI. CPress Verlag, Dresden, p. 367, 1195 € figs.
1۴-Loser, H., Nieto, L. M., Castro,J. M and Reolid, .2021. A Lower Valanginian coral fauna fromthe South Iberian Palaeomargin (Internal Prebetic, SE Spain)Palaeontologia Electronica, 24(1):a 06 . https://doi.org/10.26879/1030 palaeo-electronica.org/content/2021/3292-spanish-valanginian-corals
1۵-Garberoglio R. M., Loser., Lazo ,D. G.. 2021 .Lower Cretaceous corals from the Agrio Formation, Neuquen Basin, west-central Argentina: Family Columastraeidae. Cretaceous Research 124 . 104817
1۶-ICZN (2021) – Opinion 2478 *Stylina*Lamarck, 1816 (Coelenterata,Scleractinia): current usage conserved by designation of a type species and corresponding lectotype.Bulletin ofZoological Nomenclature 78 (30 August 2021) ISSN 2057-0570 (online)
1۷-Moore, R. C., 1956, Invertebrate Paleontology, Library of Congress Catalogue Card, p. 474.
1۸- Vaughan, T. W. & Wells, J. W. 1943. Revision of the suborders, families and genera of the Scleractinia: Geol. Soc. America, Spec. Paper 44, 1-363 p., 1-51 pl., 1-39 textfigs.
1۹-Zaman, S.,Lathuilière , Bernard,. 2018.Case 3771 – *Stylina*Lamarck, 1816 (Coelenterata, Scleractinia):proposed conservation of usage by designation of *Stylina insignis* Fromentel, 1861 as type species and lectotypedesignation for it.Bulletin of Zoological Nomenclature 75 (31 December 2018) ISSN 2057-0570 (online)
20-International Commission on Zoological Nomenclature, ICZN.2021. Opinion 2478(Case 3771)-*Stylina* Lamarck, 1816(Coelenterate, Scleractinia): current usage conserved by designation of a new type species and corresponding lectotype. Bulletin of Zoological Nomenclature, Vol.78: 147-148.

رخساره ها و محیط رسوبی نهشته های حاوی فسیل گاوهای دریایی در ایران

مجید میرزایی عطاآبادی*۱، فاطمه مروتی۲ ، مهران آرین۲، محسن آل علی۲، زهرا اورک۳، سیروس برفی۴، علی رحمانی۵، افشین زهدی۱ و حسین غلامعلیان ۶

۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، majid.mirzaie@znu.ac.ir
۲ گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران
۳ سازمان حفاظت محیط زیست، تهران
۴ فعال میراث فرهنگی، شیراز
۵ وزارت نفت، تهران
۶ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان

چکیده :
در این مطالعه به منظور شناسایی رخساره ها و محیط رسوبی نهشته های حاوی گاوهای دریایی ایران سه برش چینه شناسی از سازند قم در ایران مرکزی و چهار برش در سازندهای میشان، آسماری و گچساران در زاگرس مورد مطالعه و ارزیابی قرار گرفته است. تحقیقات زیست چینه‌شناسی نشان می‌دهد که نهشته های حاوی فسیل گاوهای دریایی دارای سن اکیتانین- بوردیگالین (میوسن آغازین) هستند. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی منجر به شناسایی ۹ رخساره (۱رخساره تخریبی و ۸ رخساره کربناته) در سازند قم در نواحی مورد مطالعه شده است که در دو کمربند رخساره ای لاگون و دریای باز گسترش می یابند. مدل رسوبی ارائه شده برای سازند قم یک رمپ کربناتی می باشد. در برش‌های مورد مطالعه در زاگرس نیز ۱۳ ریزرخساره کربناتی تشخیص داده شد که در سه کمربند رخساره‌ای، پهنه‌ی‌جزرومدی، رمپ‌داخلی و رمپ‌میانی واقع شده‌اند. این تقسیمات بر اساس ارتباطات رخساره‌ها، پراکندگی اجزای اسکلتی و بافت‌های سنگی صورت گرفته است. بنابراین رمپ داخلی کربناته کم عمق به عنوان زیستگاه گاو های دریایی در طول اکیتانین- بوردیگالین در ایران تشخیص داده می‌شود.

واژه های کلیدی: رخساره، میوسن، محیط رسوبی، رمپ کربناته، گاودریایی

Facies and sedimentary environments of fossil sea cow bearing deposits in Iran

Majid Mirzaie Ataabadi [1*], Fatemeh morovati[2], Mehran Arian[2], Mohsen Aleali[2], Zahra Orak[3], Syroos Barfi[4], Ali Rahmani[5], Afshin Zohdi[1] and Hossein Gholamalian[6]

1 Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2 Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

3 Department of Environment, Tehran, Iran

4 Cultural Heritage activist, Shiraz, Iran

5 Ministry of Oil, Tehran, Iran

6 Department of Geology, Faculty of Science, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

Abstract:
In this research, in order to study the facies and sedimentary environments of the fossil sea cow bearing deposits in Iran, three stratigraphic sections in Qom Fm. in central Iran and four sections in Zagros basin (Mishan, Asmari and Gachsaran Fm.) are studied. Biostratigraphic studies show that the age of these deposits is early Miocene. Field and laboratory studies result in identification of 9 facies in Qom Fm. in lagoon and open marine settings, indicating a carbonate ramp environment. In Zagros region, 13 microfacies is identified in three environments: tidal flat and inner and middle ramps. This is based on facies relations and skeletal and rock texture distributions. Therefore, a shallow carbonate inner ramp is identified as the habitats of sea cows in early Miocene of Iran.
Keywords: Facies, Miocene, Sedimentary environment, Carbonate ramp, sea cow

مقدمه :

مهره داران پستاندار علف خوار دریایی (سیرنیا / گاوهای دریایی) از یافته های جدید مهره داران فسیلی در ایران هستند (میرزایی عطاآبادی و همکاران ۲۰۱۴ ؛ عباسی و همکاران ۲۰۱۶). برای اولین بار رویتر و همکاران (۲۰۰۹) به وجود فسیل های سیرنیا در سازند قم در ایران مرکزی اشاره نمودند ولی جزئیاتی از این سابقه ارائه ندادند. اخیراً چنین فسیل هایی در مناطق مختلفی از کشور یافت شده است که بیشتر متشکل از بقایای اسکلتی غیر جمجمه ای است. از نظر زمین شناسی تاکنون فسیل های سیرنیا ایران در دو حوضه یافت شده اند: زاگرس (سازندهای آسماری، گچساران و میشان) و ایران مرکزی (سازند قم). در این تحقیق نهشته های حاوی سیرنیا در ایران به منظور بازسازی محیط رسوبی دیرینه و ریزرخساره ها مورد مطالعه قرار گرفته است. همچنین شباهت ها و تفاوت های موجود در افق های حاوی گاوهای دریایی مورد بررسی قرار گرفته است. این اطلاعات برای کشف بیشتر این فسیل ها کاربردی می باشند.

در ایران مرکزی برش چینه شناسی ایوک در جنوب استان همدان قرار دارد. سازند قم در این برش به طور تدریجی بر روی سازند قرمز پایینی قرار گرفته و توسط کنگلومرای کواترنری با ناپیوستگی فرسایشی پوشیده شده است. برش شیرین سو نیز در شمال غرب استان همدان قرار دارد. سازند قم در این منطقه به طور تدریجی بر روی مارن های سرخ رنگ سازند قرمز پایینی قرار گرفته و توسط مارن سیلتی قرمز بالایی به صورت تدریجی پوشیده شده است. برش چاهریسه نیز در شمال شرق استان اصفهان قرار دارد. سازند قم در این برش با ناپیوستگی زاویه دار بر روی دولومیت های تریاس قرار گرفته و توسط کنگلومرای کواترنری با ناپیوستگی فرسایشی پوشیده شده است.

در زون زاگرس برش های مطالعه شده شامل برش لیوس (سازند آسماری) در شمال استان خوزستان، برش فیروزآباد (سازند گچساران) و برش خنج (سازند میشان) در جنوب استان فارس، و برش بستک (سازند میشان) در شمال استان هرمزگان می باشند. سازند آسماری در برش لیوس در بخش‌زیرین با لایه‌های مارن‌سیلتی پابده به‌صورت تدریجی و در بخش‌بالایی با لایه‌های تبخیری گچساران با ناپیوستگی قرار دارد. در برش فیروزآباد سازند گچساران در بخش‌زیرین با لایه‌های آهکی آسماری مرز تدریجی دارد و در بخش بالایی توسط لایه‌های آهکی میشان پوشیده میشود. در برش خنج و بستک مرز سازند میشان در بخش زیرین با لایه‌های تبخیری گچساران و در بخش بالایی با کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن آغاجاری مرز تدیجی دارد.

در مجموع در این تحقیق ۴۷ مقطع نازک از رسوبات سازند قم و ۱۱۳ مقطع نازک از سازندهای زاگرس از نظر ویژگی‌های دیرینه‌شناسی و رخساره‌ای مورد مطالعه قرار گرفتند. نمونه‌گیری‌ها با فواصل ۲ تا ۴ متری انجام شده است و عمدتا اینتروال های حاوی فسیل گاودریایی مطالعه شده است. طبقه بندی ریزرخساره‌ها بر اساس درصد فراوانی عناصر اسکلتی، غیر اسکلتی، زمینه سنگ، ویژگی‌های بافتی، دیاژنز و در نهایت تلفیق با مشاهدات صحرایی بوده است.

بحث:

با بررسی های انجام شده در سه برش ایوک، شیرین سو و چاهریسه در مجموع ۹ رخساره (۱ رخساره تخریبی و ۸ رخساره کربناتی) شناسایی شد، که از این مجموع ۳ رخساره به ایوک، ۳ رخساره به شیرین سو و ۴ رخساره به چاهریسه تعلق دارد. این رخساره ها در دو کمربند رخساره ای لاگون و دریای باز بوده که به ترتیب از بخش کم عمق تر به بخش عمیق تر به شرح زیر می باشند: ۱- رخساره های محیط لاگون شامل پکستون تا فلوتستون دارای جلبک قرمز و پلویید، وکستون تا پکستون دارای پلویید ۲- رخساره های محیط دریای باز شامل میکروکنگلومرای آهکی، فلوتستون دارای مرجان، پکستون تا گرینستون دارای جلبک قرمز و اکینویید، پکستون تا فلوتستون دارای جلبک قرمز و بریوزوئرا، پکستون تا گرینستون دارای بریوزوئرا، اکینویید و روزنبران کف زی، پکستون تا رودستون دارای جلبک قرمز و روزنبران کف زی و پکستون تا رودستون دارای بریوزوئرا و روزنبران کف زی.

مدل و محیط رسوب گذاری سازند قم در سه برش بررسی شده یک رمپ کربناتی سکویی با شیب ملایم است که در آن مانند یک سکوی آواری، عمق آب بطور یکنواخت به سمت داخل حوضه افزایش می یابد. مقایسه لایه های حاوی بقایای گاو دریایی در سه برش بررسی شده نشان می دهد در منطقه همدان بقایای فسیلی این موجودات در رمپ داخلی نهشته شده است و در منطقه اصفهان این بقایا در رمپ میانی حفظ شده است. با توجه به محیط زیست گاوهای دریایی که دریای گرم کم عمق می باشد (برتا و همکاران ۲۰۰۶) و ماهیت بسیار جزئی فسیل یافت شده در برش اصفهان که یک دنده جدا می باشد، می توان این نمونه را حمل شده به محیط رمپ میانی دانست.

در مجموع ۱۳ ریزرخساره کربناتی (۷ رخساره در میشان، ۳ رخساره در آسماری و ۳ رخساره در گچساران) نیز در برش های مورد مطالعه در حوضه زاگرس تشخیص داده شد که با توجه به عمق محیط به شرح زیر می باشند: ۱- رخساره تایدال فلت شامل مادستون، ۲- رخساره های رمپ داخلی شامل وکستون دولومیتی شده دارای بایوکلست با پوسته‌ی پورسلانوز، پکستون تا گرینستون دارای میلیولید و پلویید، وکستون تا پکستون دولومیتی شده دارای میلیولید و بایوکلست، گرینستون دارای فرامینیفرای کف‌زی، وکستون تا گرینستون دارای میلیولید، بریوزوئرا و جلبک قرمز و پکستون تا گرینستون دارای میلیولید و اکینویید و ۳- رخساره های رمپ داخلی شامل پکستون تا رودستون دارای مرجان مئاندری و جلبک قرمز، فلوتستون دارای مرجان، وکستون تا پکستون دارای بریوزوئرا و بایوکلست، پکستون دارای بریوزوئرا و اکینویید، وکستون تا پکستون دارای فرامینیفرای کف‌زی و بریوزوئرا و وکستون دارای بایوکلست و اکینویید.

با توجه به رخساره‌های تشخیص داده شده در برش‌های سازندهای میشان، آسماری و گچساران، محیط رسوبی دیرینه سازندهای فوق در برش های مدنظر یک رمپ کربناته می‌باشد که از ۳ محیط اصلی تایدال فلت و رمپ داخلی و میانی تشکیل شده است.

افقهای حاوی سیرنیا در برش‌های مورد مطالعه نشانگر چهار ریزرخساره است. در برش های لیوس و فیروزآباد بقایای فسیل گاوهای دریایی در نهشته‌های حاوی فرامینیفرای کف زی با پوسته پورسلانوز از جمله میلیولیدها و سایر اجزای فسیلی در محیط رمپ داخلی که محصور نبوده است، یافت شده اند، این در حالی است که در برش های خنج و بستک (سازند میشان) این آثار در قسمت ابتدایی رمپ میانی کاوش شده‌اند. بررسی ریزرخساره‌های برش های فوق نشان از این دارد که گاوهای دریایی که در محیطی گرم و کم عمق می‌زیسته‌اند در سازند میشان کمی دورتر از محیط اصلی قرار داشته اند و احتمالا مقداری جابجایی پس از مرگ موجودات در بقایای اسکلتی آنها رخ داده است.

نتیجه گیری :

مطالعه ی سه برش چینه شناسی از سازند قم منجر به شناسایی ۹ رخساره (۱ رخساره تخریبی و ۸ رخساره کربناتی) گردید که در دو کمربند رخساره ای لاگون و دریای باز تشکیل شده اند، بنابراین با توجه به شواهد و مدل های استاندارد پیشنهادی، مدل رسوبی سازند قم در این نواحی یک رمپ کربناته می باشد. بررسی رخساره‌های رسوبی برش های چینه شناسی حاوی فسیل گاودریایی در زاگرس نیز منجر به شناسایی ۷ رخساره برای سازند میشان، ۳ رخساره برای سازند آسماری و ۳ رخساره برای سازند گچساران گردید. محیط‌رسوبی دیرینه‌ی نهشته‌های سازندهای فوق یک رمپ‌کربناته است که شامل ۳ محیط اصلی، پهنه‌ی‌جزرومدی، رمپ‌داخلی و رمپ‌میانی است. بررسی ها نشان از حضور گاوهای دریایی به همراه تنوع فسیلی از فرامینیفرای کف زی با پوسته پورسلانوز و جلبک ها در اوایل میوسن و در محیطی گرم وکم عمق در رمپ داخلی دارد. البته به نظر می رسد تعدادی از نمونه ها احتمالا بدلیل حمل شدگی پس از مرگ از محیط زیست اصلی خود دور افتاده باشند به نحوی که در محیط های کمی عمیقتر رمپ میانی یافت شده اند.

References:

Abbassi N, Domning DP, Navidi Izad N, Shakeri S (2016) Sirenia fossils from Qom Formation (Burdigalian) of the Kabudar Ahang area, Northwest Iran, Rivista Italiana Paleontologia et Stratigrafia 122: 13-24.

Berta A, Sumich J, Kovacs K (2006) Marine Mammals: Evolutionary Biology, Academic Press, 547 p.

Mirzaie Ataabadi M, Orak Z, Paknia M, Alizadeh JM, Gholamalian H, Mojib I, Mirzaie J, Yazdi M (2014) First report of marine mammal remains from the Oligo-Miocene deposits of Central Iran and Zagros basins, Proceedings of the 8th meeting of the Paleontological Society of Iran: 124-129

Reuter M, Piller WE, Harzhauser M, Mandic O, Berning B, Rögl F, Kroh A, Aubry MP, Wielandt-Schuster U, Hamedani A (2009) The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. International Journal of Earth Science 98: 627-650.

نو یافته هایی از جستجوی دایناسورهای ایران

مجید میرزایی عطاآبادی*۱، محمود فلاح۲ و مارتین کوندرات۳

۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، majid.mirzaie@znu.ac.ir

۲ کارشناس ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۳ مرکز زیست شناسی بین رشته ای، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه پاول ژوزف شافاریک، کوشیتسه، اسلواکی

چکیده :

با گذشت نیم قرن از کشف نخستین آثار دایناسورها در ایران و علیرغم کشف آثار زیادی از ردپای این موجودات در کشور، اشتیاق دست یابی به آثار بیشتری از این موجودات همچنان پابرجاست. هرچند سرنخ های دستیابی به آثار اسکلتی این موجودات با اولین اکتشاف دایناسورها در کشور بدست آمد، ولی در عمل کشف بقایای استخوانی این موجودات دو دهه پیش میسر شد و نخستین آثار اسکلتی دایناسورها شامل یک دندان و قطعات استخوانی پراکنده از نهشته های قرمز رنگ ژوراسیک پسین/کرتاسه آغازین در شمال کرمان یافت گردید. در چند سال گذشته دورجدیدی از پی جویی دایناسورها در ایران با همکاری دیرینه شناسان ایران و اسلواکی آغاز شده است. در جریان این کاوش ها آثاری از ردپای دایناسورها در منطقه البرز غربی کشف گردید که به نظر می رسد شباهت فراوانی با آثار مشابه یافت شده از البرز مرکزی داشته باشد. همچنین تداوم پی جویی ها در رسوبات قرمز شمال کرمان منجر به کشف تعداد بیشتری از آثار اسکلتی شده است که نوید موفقیت های بیشتر آینده را دارد.

کلید واژه ها: دایناسورها، ایران، ژوراسیک، کرمان، البرز غربی

New findings in search for Iranian Dinosaurs

Majid Mirzaie Ataabadi 1*, Mahmood Fallah2 and Martin Kundrat 3

1 Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran
2 Msc of Paleontology and Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran
2 Center for Interdisciplinary Biology, Faculty of Natural Sciences, Pavol Jozef Šafárik University, Košice, Slovakia

Abstract:
After a half of a century from the discovery of the first dinosaur traces from Iran, and beside the discovery of many dinosaur footprints in the country, the passion for discovery of more remains from these animals, especially their skeletal remains, are still thriving. Although the clues for discovering dinosaur bones in the country was as old as the first findings, the discovery of first skeletal remains of dinosaurs, including a teeth and some scattered bones, happened two decades ago in the red beds of late Jurassic/early Cretaceous of north Kerman. Recently, a new round of dinosaur expeditions started in Iran with collaboration of Slovak and Iranian paleontologists. During these expeditions new dinosaur tracks discovered in western Alborz region, which highly resemble those from central Alborz. Continuing search in the red beds of northern Kerman also results in discovering more skeletal remains, which assures future success of more expeditions.
Keywords: Dinosaurs, Iran, Jurassic, Kerman, Western Alborz

مقدمه :

نخستین آثار دایناسورها در ایران ردپای یافت شده در دره نیزار کرمان است که توسط زمین شناسان شرکت ملی فولاد در سال ۱۳۴۸ کشف گردید. اندکی بعد از این کشف، آلبرت دلاپارن دیرینه شناس فرانسوی برای جستجوی آثار بیشتر دایناسورها و نیز

مطالعه آثار یافت شده سفری به ایران نمود و نخستین پی جویی دایناسورها در ایران شکل گرفت. در جریان این پی جویی ها ردپاهای بیشتری از دره نیزار در زرند کرمان یافت شد و مورد مطالعه دقیق قرار گرفت (Lapparent and Davoudzadeh 1972). پس از این یافته، ردپایی از دایناسورها از منطقه زیراب البرز نیز یافت گردید و توسط دلاپارن شرح داده شد (Lapparent and Nowgolsadat 1975). پس از این تلاش ها و کشفیات نخستین، برای چند دهه فعالیتی در جهت کشف و مطالعه آثار دایناسورها در ایران واقع نشد. در سال های نخستین دهه هشتاد تلاش های یکی از نگارندگان (مجید میرزایی) با حمایت دانشگاه اصفهان و سازمان زمین شناسی کشور موجب راه اندازی دومین پی جویی دایناسورها توسط تیمی بین المللی در ایران شد. در جریان این تلاش ها با استفاده از نتایج مطالعات پیشین، علاوه بر شرح و مطالعه آثار قدیمی دایناسورها در کشور و کشف تعدادی آثار جدید، تیم بین المللی این برنامه موفق به کشف نخستین آثار اسکلتی دایناسورها شامل یک دندان دایناسور گوشت خوار و قطعاتی از استخوان این موجودات گردید (میرزایی عطاآبادی و همکاران ۱۳۸۳، Kellner et al. 2012). هرچند پس از وقفه ای چند ساله با تلاش یکی از اعضای این تیم بین المللی (دکتر الکساندر کلنر) پی جویی ها برای یکی دو فصل دیگر در ایران توسط نامبرده و همکاران ادامه یافت، نتیجه قابل توجهی بدست نیامد. با این حال در سالیان اخیر موج تازه ای از کشفیات و مطالعات آثار ردپای دایناسورها در کشور این عرصه را وارد دوره تازه ای نموده است. از آن جمله می توان به کشف و مطالعه آثار فراوانی از ردپای این موجودات در منطقه بلده البرز اشاره نمود (عباسی و معدنی پور ۱۳۹۰، Abbassi and Madanipour 2014). علیرغم مطالعات یاد شده هنوز اشتیاق دستیابی به آثار بیشتری از دایناسورها بویژه بقایای اسکلتی آنها در کشور وجود دارد. اهمیت کسب اطلاعات پیرامون دایناسورهای ایرانی نیز خود باعث توجه برخی از محققان خارجی این عرصه به ایران و آثار موجود در آن شده است. این باعث گردیده تا دور جدیدی از پی جویی دایناسورها در کشور شکل بگیرد. در این نوشتار نتایج اولیه این تلاش ها به طور مقدماتی گزارش شده و مورد بحث قرار می گیرد.

بحث:

این تحقیق بر پایه یافته های صحرایی و مطالعات مقدماتی آثار یافت شده می باشد. بخشی از این مطالعه نیز در نتیجه مطالعه آثار بدست آمده در کاوش های پیشین می باشد. در چند سال گذشته علاقه مندی یکی از نگارندگان (دکتر مارتین کوندرات) به انجام دور جدیدی از جستجوی دایناسورها در ایران، موجب شکل گیری برنامه مشترکی بین دیرینه شناسان ایران و اسلواکی گردید. هرچند شروع این تلاش ها در سال نخست نتیجه در خور توجهی در بر نداشت، دور تازه این مطالعات که توسط تیمی بزرگتر و در نواحی مستعد تر صورت پذیرفت منجر به کشفیات قابل توجهی گردید. در طی این مطالعات نواحی از البرز غربی و ایران مرکزی مورد پی جویی قرار گرفت. در نتیجه بررسی های صورت گرفته در البرز غربی تعدادی آثار ردپای دایناسور از این ناحیه کشف گردید. هر چند پیش از این نیز وجود ردپای دایناسورها از این حوضه گزارش گردیده بود (عباسی ۱۳۸۵) ولی نظر به برجا نبودن اثر یاد شده کشف آثار جدید از این موجودات به صورت برجا و با موقعیت و افق مشخص قابل توجه می باشد. بررسی آثار یافت شده در پی جویی های جدید حاکی از وجود چند دسته از آثار دایناسورهای کوچک و متوسط دو پا و چهار پا در این بین می باشد. با توجه به سن این آثار که با توجه به وجود بقایای گیاهی احتمالا ژوراسیک میانی می باشد و نیز ویژگی های آثار ردپاها، می توان این مجموعه را تا حد زیادی با مجموعه یافت شده در منطقه بلده مشابه دانست.

یکی از بخش های مهم پی جویی های جدید دایناسورها در ایران بررسی بیشتر نواحی مستعد دارای بقایای اسکلتی این موجودات می باشد. با توجه به کشفیات پیشین در نهشته های قرمز ژوراسیک پسین/کرتاسه پیشین شمال کرمان این نواحی مورد توجه دوباره

قرار گرفته و در نواحی اطراف شهرستان راور مورد بررسی بیشتر قرار گرفته است. در جریان این مطالعات قطعات یا خرده های استخوانی از نواحی جدیدی در شمال راور نیز کشف گردید که نشان می دهد این نهشته های قرمز در نقاط مختلف مستعد حفظ آثار استخوانی می باشد. علاوه بر آن جستجوی بیشتر در نهشته هایی که پیش از این تنها نمونه دندانی دایناسور در آن یافت گردید، منجر به کشف تعداد بیشتری از آثار استخوانی شده است. علاوه بر کشف نمونه های دیگری از خرده دندان دایناسورهای تروپود، شکل های جدیدی از دندان های مخروطی خزنده ای نیز در این ناحیه یافت گردید که می تواند به دایناسورها، خزندگان دریایی و یا کروکودیل ها و حتی ماهی ها تعلق داشته باشد.

از دیگر مطالعات انجام شده می توان به بررسی بافت شناسی دیرینه آثار استخوانی یافت شده از شمال کرمان اشاره نمود. از آنجایی که آثار یافت شده به راحتی قابل شناسایی و انتساب به استخوان و موجود خاصی نیست، بررسی بافت شناسی میکروسکوپی آنها می تواند راهی برای شناخت بهتر و شناسایی احتمالی آنها باشد. بررسی های اولیه در این زمینه نیز حاکی از استخوانی بودن اکثر این آثار است که البته ساختار خاص تعیین کننده ای در آنها دیده نمی شود و تنها می توان برخی از آنها را آثاری خزنده ای دانست.

نتیجه گیری :

در نتیجه دور جدید اکتشاف دایناسورها در ایران نتایج قابل توجهی بدست آمده است که تداوم آنها می تواند نوید دهنده آینده روشنی بویژه از لحاظ دست یابی به بقایای اسکلتی این موجودات باشد. یافته های جدید نشان می دهد که آثار ردپایی این موجودات در بخش های مختلف البرز به فراوانی یافت می شود و می توان امیدورا بود با پی جویی های بیشتر آنها را در نواحی دیگر این حوضه نیز یافت. همچنین کشفیات تازه از آثار اسکلتی این موجودات در شمال کرمان نشان می دهد نهشته های قرمز قاره ای موجود در این نواحی از پتانسیل بالایی برای حفظ دندان ها و قطعات اسکلتی این موجودات برخوردار است و می توان امید داشت با تداوم بررسی ها به آثار بیشتری از این موجودات دست پیدا کرد تا بتوان تصویر بهتری از دایناسورهای ایرانی بدست آورد.

منابع فارسی :

-عباسی، ن.، ۱۳۸۵، ردپای جدید دایناسور از رسوبات سازند شمشک (ژوراسیک پیشین) در روستای هرزویل، البرز باختری. مجله علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور. جلد ۶۲، ص. ۳۷-۳۰.

-عباسی، ن. و معدنی پور، س.، ۱۳۹۰، ردپای فراوان دایناسورهای تروپود در گروه شمشک، شمال بلده، البرز مرکزی. مجموعه مقالات سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-میرزایی عطاآبادی، م.، کلنر، ا.، دالاوکیلا، ف. م. و دو پائولاسیلوا، ه.، ۱۳۸۴، دیرینه اثرشناسی دایناسورها در شمال کرمان، جنوب خاور ایران مرکزی. مجله علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، سال دوازدهم، شماره ۵۴، ص. ۴۷-۳۶.

: References

Abbassi, N. and Madanipour, S. 2014. Dinosaur tracks from the Jurassic Shemshak Group in the Central Alborz Mountains (Northern Iran). Geologica Carpathica 65 (2): 99-120.

Kellner, A.W.A., Vecchia, F. M. D., Mirzaei Ataabadi, M., Silva, H. D. P., and E. Khosravi, 2012. Review of the dinosaur records from Iran with the description of new material. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia, 118 (2): 261–275.

Lapparent, A. F. de and Davoudzadeh, M. 1972. Jurassic dinosaur footprints of the Kerman area central Iran. Geol. Surv. Iran, report no. 26:5–22.
Lapparent, A. F. de and Nowgol Sadat, M. A. A. 1975. Une trace de pas de dinosaur dans le Lias de l'Elborz, en Iran. Consequences de cette decouverte. C. R. Acad. Sc., Paris, serie D, 280:161–163.

شناسایی سیستماتیک گونه ای از *Azzarolina* کنگلومرای الیگو– میوسن در برش حرمک، شمال زاهدان، جنوب شرق ایران

رضا معزی نسب۱*، محمدنبی گرگیج۲، محمدرضا بخشی محبی۳

۱ـ کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
Email: reza.m1371@yahoo.com
۲ـ دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
Email: mngorgij@yahoo.com
۳ـ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
Email: m_bakhshi@science.usb.ac.ir

چکیده

توالی کنگلومرای الیگو– میوسن با معرفی برش حرمک در شمال زاهدان می باشد، که دربردارنده فراوانی بالایی از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ به ویژه گونه ای از *Azzarolina* هستند. در واقع، از این توالی‌ها یک گونه از *Azzarolina* توصیف و یک توزیع چینه‌شناسی مقایسه‌ای با گونه‌هایی از *Azzarolina* در حوضه تتیس انجام پذیرفت که نشاندهنده یک وابستگی نزدیک با مطالعات انجام شده در بخش‌های مختلف از این حوضه است. همچنین، این تطابق در ناحیه مطالعه شده بر اساس شناسایی گونه ای از سومالینا *Azzarolina daviesi* نشاندهنده بازه زمانی پالئوسن میانی– پسین می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: کنگلومرای الیگو– میوسن، سکشن حرمک، فرامینیفرهای بنتیک بزرگ، پالئوسن میانی– پسین، *Azzarolina*

Systematic determination of *Azzarolina* Specie in the Oligo-Miocene Conglomerates of Hormak Section (South Eastern of Iran)

Reza Moezzi nasab 1*, Mohammad Nabi Gorgij 2, Mohammad Reza Bakhshi mohebbi 3

1- M.Sc., Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
Email: reza.m1371@yahoo.com
2- Associate Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
Email: mngorgij@yahoo.com
3- Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
Email: m_bakhshi@science.usb.ac.ir

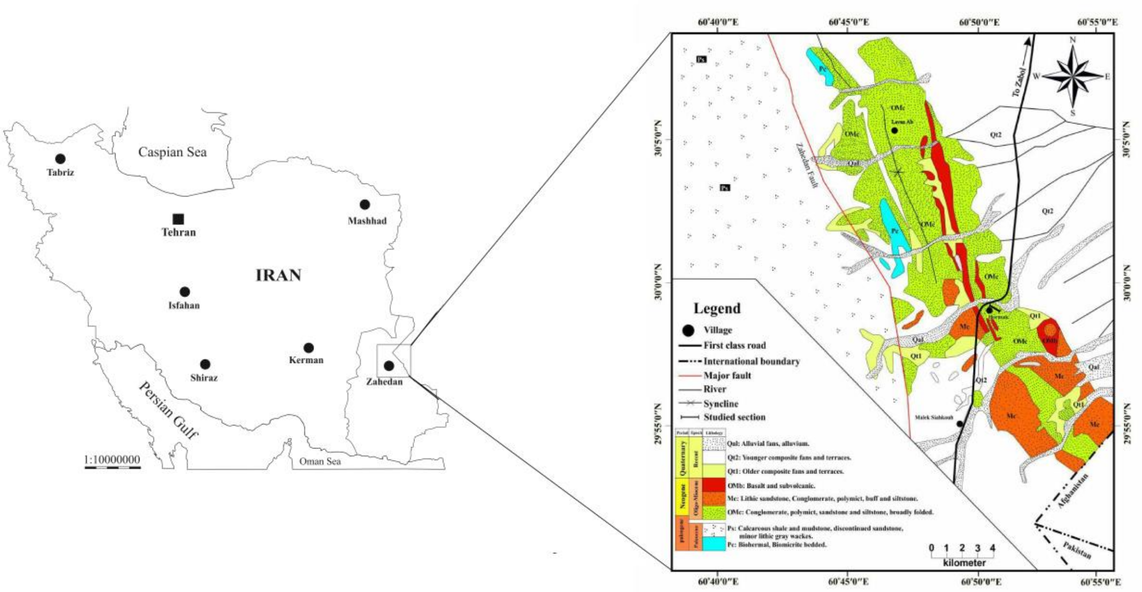
Abstract

Oligo-Miocene conglomerate carbonate sequences with the introduction of Hormak Section in the north-eastern city of Zahedan, which includes a high frequency of Large Benthic Foraminifera, especially *Azzarolina* Specie. Also, this adaptation in the study area based on *Azzarolina* Specie such as *Azzarolina daviesi* is indicated Middle-Late Paleocene age.

Keywords: Oligo-Miocene conglomerate, Hormak Section, Large Benthic Foraminifera, Middle-Late Paleocene, *Azzarolina*.

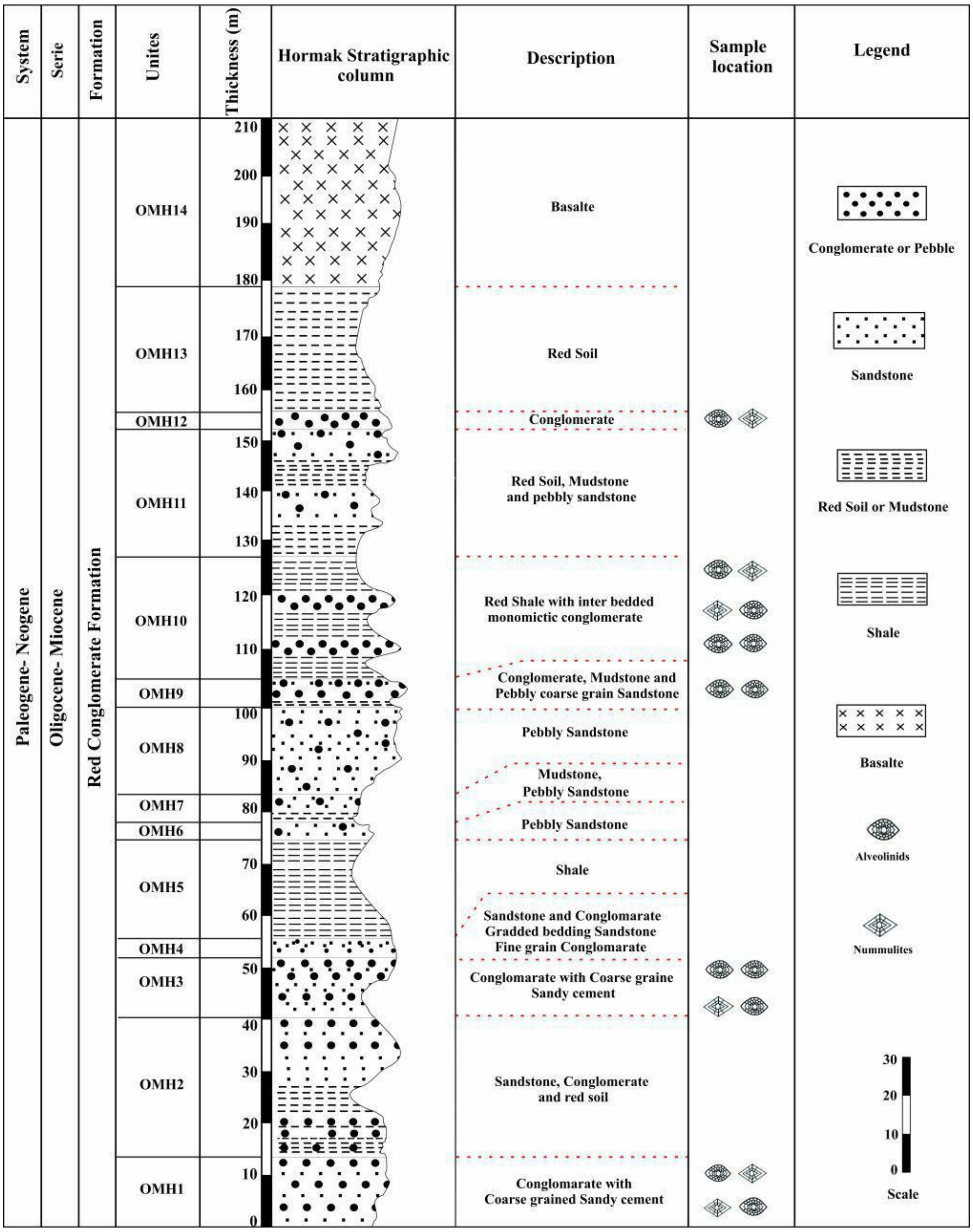
مقدمه

برش های مطالعه شده از توالی های پالئوژن و نئوژن کنگلومرای الیگو- میوسن در محدوده شمال شهر زاهدان که متشکل از واحدها و رخساره‌های تخریبی و ندرتاً مارنی الیگو- میوسن است. درمیان واحدهای تخریبی، لایه‌هایی از جریان‌های روانه دیده می‌شود که ورقه‌های گسترده‌ای را تشکیل داده‌اند، آهک ها و کنگلومراهای غنی از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ (LBF) دیده می شوند (شکل ۲). در مطالعات انجام شده، برش در محدوده شمال زاهدان انتخاب و پیمایش گردید. این برش به مختصات جغرافیایی طول ′50 °60 و عرض ′59 °29 و در نزدیکی روستای حرمک واقع شده است (شکل۱).



شکل۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، اقتباس از نقشه زمین‌شناسی زاهدان (بهروزی، ۱۳۷۲) و دریاچه هامون (آقانباتی، ۱۳۷۰)، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰

الگوی ساختاری حوضه فلیشی شرق ایران، به لحاظ جایگیری میان دو بلوک لوت و هلمند، به‌ویژه چیرگی زمین‌ساخت برخوردی بسیار پیچیده است و نشانگر یک کوهزاد درون‌قاره‌ای است(آقا نباتی،۱۳۸۳). منطقه مورد مطالعه بین دو گسل نصرت‌آباد و کهورک واقع‌شده است. عملکرد دو گسل کهورک و نصرت‌آباد به‌گونه‌ای بوده است که به نظر می‌رسد تکامل حوضه رسوبی آن با پهنه اصلی سوچر زون سیستان قدری متفاوت بوده و رخساره‌های آذرین و رسوبی تکامل حوضه را از کرتاسه فوقانی تا عهد حاضر در آن می‌توان ملاحظه نمود. ترتیب قرار گرفتن رسوبات بین این دو گسل، از غرب (گسل کهورک) به سمت شرق (گسل نصرت‌آباد) بدین‌صورت است که در ابتدا رخساره‌های رسوبی کرتاسه مشاهده می‌شود و پس از آن توده‌های آذرین گابرو، پیلولاوا، (کرتاسه) که سنگ‌های آذرین ایگنمبریت، توف، توف های ریولیتی (ائوسن) به‌طور ناپیوسته بر روی آن‌ها نهشته شده است. در ادامه فلیش‌های ائوسن که در خاتمه به‌صورت دگرشیب توسط کنگلومرای الیگو- میوسن پوشیده می‌شود.



شکل۲- ستون سنگ‌چینه نگاری برش حرمک

جنس‌های *Azzarolina* از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ (LBF) هستند که در پلاتفرم کربناتی کم‌ژرفای پالئوسن میانی- پسین حوضه تتیس (نئوتتیس) توزیع گسترده ای داشتند (Hottinger, 1998; Sirel, 1976 a & b; Sirel & Gunduz, 1976; Drobne, 1988; Pignatii, 1988; Sirel & Acar, 2008). هدف اصلی این نوشتار توصیف اختصاصات گونه ای از *Azzarolina* در رسوبات آب های کم ژرفای کنگلومرای الیگو- میوسن برش حرمک در زون نهبندان- خاش می‌باشد.

روش تحقیق

برای شناسایی *Azzarolina* در انجام این مطالعات حدود ۱۰۰ مقطع نازک از برش مورد مطالعه آماده سازی شد. مطالعات فرامینیفرهای بنتیک بزرگ (LBF) در سنگ‌های سخت و نرم نیازمند روش‌های مختلفی است. از آنجایی که اساس شناسایی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ (LBF) مستلزم مطالعه پارامترهای آلومتریک و بایومتریک هستند، از این رو در این مطالعات برش‌های مختلفی از نمونه‌های سنگی در جهات مختلف به منظور تهیه برش‌های طولی مناسب برای معرفی گونه *Azzarolina* فراهم شد. همچنین در شناسایی گونه *Azzarolina* سعی بر آن شد از منابع معتبر مختلفی مانند (Bozorgnia & Kalantari, 1965), (Kalantari, 1976), (Rahaghi, 1978), (Rahaghi, 1980), (Rahaghi, 1983), (Leoblich & Tappan, 1988), (Bozorgnia & Kalantari, 1995), (Jawad Afzal, 2010), (Sajjad Ahmad, 2010) استفاده شود.

توصیف

Genus *Azzarolina* Vicedo and Serra-Kiel, 2015
Type species: *Taberina daviesi* Henson, 1950
Azzarolina daviesi (Henson, 1950)

پوسته دیسکی شکل، پورسلانوز و کمی مقعرالطرفین بوده و فرم میکروسفریک به اندازه دو برابر از دیگر نمونه‌ها می باشد. مرحله Nepionic نمونه مگالوسفریک از یک جنین کروی تشکیل شده است، شامل یک پروتروکونک بزرگ و یک دوتروکونک می-باشد. حجره جنینی حدود ۰/۵میلی‌متر قطر دارد. مرحله Neanic یک آرایش حلقوی در اتاق‌ها نشان می‌دهد. حداکثر قطر مشاهده تا ۴ میلی‌متر برای نمونه مگالوسفریک و حدود ۱۰ میلی‌متر در فرم میکروسفریک است. (شکل ۳).

سن: Middle-Late Paleocene (Selandian-Thanetian)

شکل۳-گونه *Azzarolina daviesi*

نتیجه‌گیری

در طی این مطالعه جهت مقاله، یک گونه از جنس *Azzarolina* شناسایی شد، که معرف اشکوب های پالئوسن میانی- پسین در توالی های رسوبات کربناتی دریای کم ژرفای برش حرمک است. بدین ترتیب تجمعات *Azzarolina* در این ناحیه قابل مقایسه با توزیع چینه شناسی تجمعات *Azzarolina* مطالعه شده در حوضه تتیس است.

منابع

آقا نباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، ۶۴۰ ص، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ سوم، شماره ۵۸۶.

آقانباتی، ع.، ۱۳۷۰. گزارش نقشه زمین شناسی چهار گوش نقشه زمین شناسی دریاچه هامون، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بهروزی، آ.، ۱۳۷۲. شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش نقشه زمین شناسی زاهدان، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Bozoignia, F. and Kalantari, A., 1965. Nummulites of parts of central and east Iran. National Iranian Oil Company, 24.

Lochlich .A.R., and Tappan ,H ,1988. Foraminifera general and their classification, Van Nostrand Reinhold company .new york.

Rahaghi, A . ve Schaub H., 1976. Nummulites et Assilines de la Tethys Paleogene Taxinomie. phylogenese et et biostratigraphie, Schvveizerische Palaontologische Abhandlungen Me m. suisses de Paleant. 104.

Rahaghi, A., 1978. Paleogene biostratigraphy of some parts of Iran. National Iranian Oil Company, Geolo-gical Laboratories, Teheran, publication n° 7. 82 P . 41 pls.

Serra-Kiel, J. Hottinger, L. Caus , E, Drabne , K, Ferrandez, C. , Jauhri , A.K., Less. G., Pavlovec , R., Pignatti, J. Samso , J.M., Schaub , H, Sirel , . E. Strougo , A., Tambareau , Y. , Tosquella J. Zakrevskaya E., 1998. "Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene". Bulletin de la Société Géologique de France, 169 (2), p, 281-299.

Sirel, E. & Gündüz, H., 1976. Description and stratigraphical distribution of the some species of the genera Nummulites, Assilina and Alveolina from the Ilerdian, Cuisian and Lutetian of Haymana region (SAnkara), Bulletin of the Geological Society of Turkey, 19 (1), 31–44. (in Turkish).

ریز زیست چینه نگاری توالی های پالئوسن و ائوسن زیرین در برش تحت الارضی بینک ،میدان نفتی بینک (استان بوشهر)

فاطمه مرادیان،محمد جوانبخت
گروه زمین شناسی،واحد مشهد،دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد،ایران
Fatemeh.moradian59@gmail.com

چکیده

توالی های پالئوسن و ائوسن زیرین در چاه شماره ۲ بینک واقع در میدان نفتی بینک در استان بوشهر معرف بخشی از سازند پابده است که بر روی نهشته های سازند گورپی به صورت پیوسته قرار گرفته است.مطالعات زیست چینه نگاری با تمرکز بر روی فرامینیفرهای پلانکتونیک منجر به شناسایی ۱۱ جنس و ۴۳ گونه شد.علاوه بر این جهت تعیین سن دقیق بر اساس توزیع و پراکندگی فرامینیفرهای پلانکتونیک ۷ زون زیستی و ۴ زیر زون بر اساس بیوزوناسیون Wade مورد شناسایی قرار گرفت . با توجه به زون های زیستی شناسایی شده سن این توالی ها پالئوسن پسین (Thnetian) تا ائوسن پیشین(Ypresian) تعیین شد.همچنین در این برش به دلیل عدم حضور گونه شاخص *Acarinina sibaiyaensis* در قاعده زون E1 ، مرز بین دوره پالئوسن و ائوسن قابل تفکیک نبوده و با توجه به شواهد تاثیر حادثه گرمای جهانی و تغییر بر روی توزیع فرامینیفرها در این برش فاصله ۲۶۴۱متری تا ۲۶۳۶ متری به عنوان محدوده مرز پالئوسن پسین و ائوسن پیشین (Latest Thanetian-Early Sparnacian) در نظر گرفته شد.

کلیدواژه‌ها: میدان نفتی بینک، فرامینیفرهای پلانکتونیک، بیوزوناسیون، حادثه گرمای جهانی، مرز .

Microbiostratigrphy of Paleocene-Lower Eocene Sequences in Binak subsurface section,Binak oil field (Boushehr Province)

Fatemeh Moradian*, Mohammad Javanbakht

Department of Gology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran
Fatemeh.moradian59@gmail.com

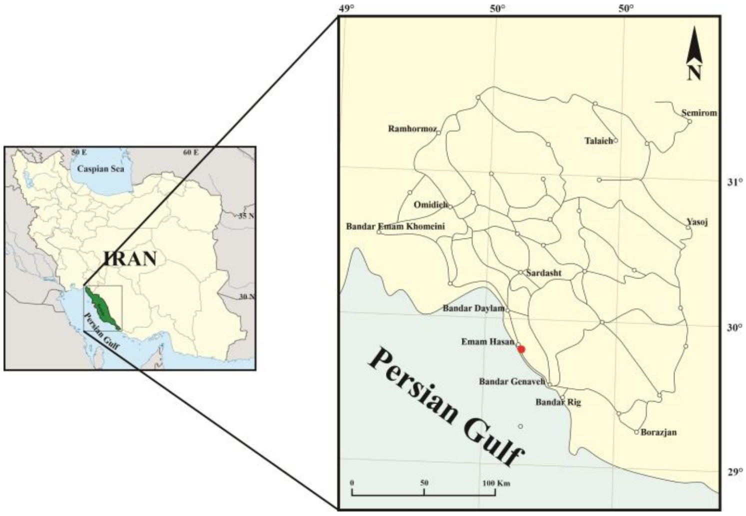
Abstract
Paleocene and Lower Eocene sequences in Bink well No. 2 located in Bink oil field in Bushehr province represent a part of Pabdeh Formation which is continuously located on the deposits of Gurpi Formation. Biostratigraphic studies focusing on planktonic foraminifera identified 11 genera and 43 species. In addition, to determine the exact age based on the distribution of planktonic foraminifera, 7 biological zones and 4 sub-zones were identified based on Wade biozonation. According to the identified biological zones, the age of these sequences was determined from the Late Paleocene (Thnetian) to the Early Eocene (Ypresian). Also, in this section, due to the absence of *Acarinina sibaiyaensis* in the E1 zone, the boundary between Paleocene and Eocene is not distinguishable and according to the evidence of the effect of global warming and changes in the distribution of foraminifera in this section, the distance is 2641 meters to 2636 meters ,was considered to be the boundary of the Late Paleocene and Early Eocene (Latest Thanetian-Early Sparnacian).

Keywords: Bink oil field, Planktonic foraminifera , Biozonation, Global warming,Boundary

مقدمه

سازند پابده بخشی از رسوبات نهشته شده در حوضه رسوبی زاگرس است. این سازند در میان سازند گورپی در پایین و سازند آسماری و در بعضی نقاط سازند جهرم در بالا قرار گرفته است(Motiei,1994) . سازند پابده در مطالعات نفتی به عنوان سنگ منشا

و پتانسیل بالقوه مخزنی معرفی شده و همچنین به دلیل قرار گرفتن بین دو مخزن آسماری و بنگستان از اهمیت ویژه ای برخوردار است. (James and Wynd,1965) توالی های پالئوسن و ائوسن زیرین در چاه شماره ۲ بینک در میدان نفتی بینک معرف بخشی از سازند پابده است. نهشته های پالئوسن و ائوسن در این برش ۹۲ متر ضخامت دارندکه بر روی نهشته های سازند گورپی به صورت پیوسته و در زیر نهشته های سازند جهرم به صورت ناپیوسته قرار گرفته اند.بررسی خرده سنگ های حاصل از حفاری چاه و پیک امواج گاماو سونیک نشان می دهد این نهشته ها از توالی های سنگ های رسی با میان لایه های چرت تشکیل شده است.به منظور بررسی چینه نگاری زیستی در این نهشته ها، فراوانترین خانواده فسیلی که فرامینفرهای پلانکتونیک بودند مورد شناسایی قرار گرفته و بر اساس بیوزوناسیون Wade *et al*., 2011 زون های زیستی تعیین شدند. چاه شماره ۲ بینک در میدان نفتی بینک در استان بوشهر در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال غربی شهرستان گناوه در ساحل خلیج فارس قرار دارد، از شمال با میدان نفتی گلخاری ،میدان نفتی بی بی حکیمه و میدان نفتی سیاهمکان و از جنوب با میدان نفتی خارک در دریا همجوار است (شکل۱)



شکل۱.موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به برش مورد مطالعه

بحث

مطالعه و بررسی مقاطع میکروسکوپی منجر به شناسایی ۱۱ جنس و ۴۳ گونه از فرامینیفرهای پلانکتونیک شد.با مطالعات انجام شده بر روی توزیع و پراکندگی فرامینیفرهای پلانکتونیک۷زون زیستی و ۴ زیر زون در این برش تشخیص داده شد. زون های زیستی بر اساس زون های زیستی معرفی شده توسط Wade *et al*.,2011 مشخص گردیدند.

Subzone P4b. *Acarinina subsphaerica* Subzone

این زیر زون اولین بار توسط Berggren *et al*.,2000 معرفی شده است و فاصله بالاترین حضور (HO) *Parasubbotina variospira* تا پایین ترین حضور (LO) *Acarinina soldadoensi*s را شامل می شود. در برش بینک مرز زیرین این زیر زون به دلیل عدم حضور گونه *Parasubbotina variospira* در این برش قرار ندارد و پایین ترین حضور *Acarinina soldadoensi*s در عمق ۲۶۴۸ متری به عنوان مرز بالایی این زون مشخص می شود. سن این زیر زون پالئوسن پسین (Thanetian)تعیین می شود.

Subzone P4c. *Acarinina soldadoensis / Globanomalina pseudomenardii* Subzone

این زیر زون اولین بار توسط Berggren *et al*.,1995 معرفی شده است و فاصله پایین ترین حضور (LO) *Acarinina soldadoensis* تا بالاترین حضور (HO) *Globanomalina pseudomenardii* را شامل می شود. در برش بینک ۲ این زیر زون از عمق ۲۶۴۸ متری با پایین ترین حضور *Acarinina soldadoensis* به عنوان مرز زیرین و بالاترین حضور *Globanomalina pseudomenardii* در عمق ۲۶۴۱ متری به عنوان مرز بالایی مشخص شد. سن این زیر زون پالئوسن پسین (Late Thanetian) تعیین می شود.

Zone P5. *Morozovella velascoensis* Partial – range Zone

این بیوزون اولین بار توسط Berggren & Pearson,2005 معرفی شده است و فاصله بالاترین حضور (HO) *Globanomalina pseudomenardii* تا پایین ترین حضور (LO) *Acarinina sibaiyaensis* را شامل می شود. در برش بینک ۲ مرز زیرین این بیوزون با بالاترین حضور *Globanomalina pseudomenardii* در عمق ۲۶۴۱ متری به عنوان مرز زیرین مشخص شد که به دلیل عدم شناسایی گونه *Acarinina sibaiyaensis* در برش بینک۱ مرز بالایی این زون قابل تشخیص نمی باشد.

Zone E1. *Acarinina sibaiyaensis* Lowest – occurrence Zone

این بیوزون اولین بار توسط Berggren & Pearson,2005 معرفی شده است و فاصله پایین ترین حضور (LO) *Acarinina sibaiyaensis* تا پایین ترین حضور (LO) *Pseudohastigerina wilcoxensis* را شامل می شود. در برش بینک به دلیل عدم شناسایی گونه *Acarinina sibaiyaensis*، مرز زیرین این بیوزون قابل تشخیص نمی باشد. مرز بالایی این بیوزون با پایین ترین حضور *Pseudohastigerina wilcoxensis* در عمق ۲۶۳۶ متری مشخص می شود. در برش بینک ، مرز دو بیوزون P5 وE1 قابل تشخیص نمی باشد.بنابراین با توجه به مرز پایینی بیوزون P5 در عمق ۲۶۴۱ متری و مرز بالایی بیوزون E1 در عمق ۲۶۳۶ ، برای این فاصله سن پالئوسن پسین – ائوسن پیشین(Latest Thanetian-Early Sparnacian) تعیین می شود.

E2.*Pseudohastigerina wilcoxensis/Morozovella velascoensis* Concurrent- range Zone

این بیوزون اولین بار توسط Berggren & Pearson,2005 معرفی شده است و فاصله پایین ترین حضور (LO) *Pseudohastigerina wilcoxensis* تا بالاترین حضور (HO) *Morozovella velascoensis* را شامل می شود. در برش بینک مرز زیرین این بیوزون با پایین ترین حضور *Pseudohastigerina wilcoxensis* در عمق ۲۶۳۶ متری به عنوان مرز زیرین و بالاترین حضور *Morozovella velascoensis* در عمق ۲۶۲۹ متری به عنوان مرز بالایی این بیوزون مشخص شد. سن این زون ائوسن پیشین(Sparnacian) تعیین می شود.

Zone E3. *Morozovella marginodentata* Partial – range Zone

این بیوزون اولین بار توسط Berggren & Pearson,2005 معرفی شده است و فاصله بالاترین حضور (HO) *Morozovella velascoensis* تا پایین ترین حضور (LO) *Morozovella formosa* را شامل می شود. در برش بینک ۲ مرز زیرین این بیوزون با پایین ترین حضور *Pseudohastigerina wilcoxensis* در عمق ۲۶۲۹ متری به عنوان مرز زیرین و پایین ترین حضور *Morozovella formosa* در عمق ۲۶۱۳ متری به عنوان مرز بالایی این بیوزون مشخص شد. سن این زون ائوسن پیشین (Ypresian) تعیین می شود.

Zone E4. *Morozovella formosa* Lowest – occurrence Zone

این بیوزون اولین بار توسط Berggren & Pearson,2005 معرفی شده است و فاصله پایین ترین حضور (LO) *Morozovella formosa* تا پایین ترین حضور (LO) *Morozovella aragonensis* را شامل می شود. در برش بینک ۲ مرز زیرین این بیوزون با پایین ترین حضور*Morozovella formosa* در عمق ۲۶۱۳ متری به عنوان مرز زیرین مشخص شد. ومرز بالایی به دلیل عدم حضور *Morozovella aragonensis* در این برش قابل تشخیص نمی باشد.

Zone E5.*Morozovella aragonensis /Morozovella subbotinae* Concurrent- range Zone

این بیوزون اولین بار توسط Berggren & Pearson,2005 معرفی شده است و فاصله پایین ترین حضور (LO) *Morozovella aragonensis* تا بالاترین حضور (HO) *Morozovella subbotinae* را شامل می شود. در برش بینک ۲ مرز زیرین این بیوزون به دلیل عدم شناسایی گونه *Morozovella aragonensis* در این برش قابل تشخیص نیست. و مرز بالایی این بیوزون با بالاترین حضور *Morozovella subbotinae* در عمق ۲۵۹۹ متری مشخص شد. بنابراین مرز بین دو بیوزون E5 و E4 در این برش قابل تفکیک نبوده و از عمق ۲۶۱۳ تا ۲۵۹۹ بیوزونهای E4 و E5 با سن ائوسن پیشین(Ypresian) تعیین می شود.

Zone E6.*Acarinina pentacamerata* Partial – range Zone

این بیوزون اولین بار توسط Berggren & Pearson,2005 معرفی شده است و فاصله بالاترین حضور (HO) *Morozovella subbotinae* تا پایین ترین حضور (LO) *Acarinina cuneicamerata* را شامل می شود. در برش بینک ۲ مرز زیرین این بیوزون با بالاترین حضور گونه *Morozovella subbotinae* در عمق ۲۵۹۹ متری مشخص می شود. مرز بالایی این بیوزون به دلیل عدم شناسایی گونه *Acarinina cuneicamerata* در این برش قابل تشخیص نمی باشد.

Subzone E7a. *Acarinina cuneicamerat a* Lowest- occurrence Zone

این بیوزون اولین بار توسط Payros *et al.* , 2007 معرفی شده است و فاصله پایین ترین حضور (LO) *Acarinina cuneicamerata* تا پایین ترین حضور (LO) *Turborotalia frontosa* را شامل می شود. در برش بینک ۲ مرز زیرین این بیوزون به دلیل عدم شناسایی گونه *Acarinina cuneicamerata* در این برش قابل تشخیص نمی باشد و مرز بالایی این بیوزون با پایین ترین حضور گونه *Turborotalia frontosa* در عمق ۲۵۸۳ متری مشخص می شود. بر این اساس مرز بین دو بیوزون E6 و E7a در این برش قابل تشخیص نبوده و برای عمق ۲۵۹۹ تا عمق ۲۵۸۳ بیوزونهای E6 و E7a تعیین می شوند. سن این زونها ائوسن پیشین (Ypresian) تعیین می شود.

Subzone E7b. *Turborotalia frontosa* Lowest- occurrence Zone

این بیوزون اولین بار توسط Payros *et al.* , 2007 معرفی شده است و فاصله پایین ترین حضور *Turborotalia frontosa* (LO) تا پایین ترین حضور (LO) *Guembelitrioides nuttalli* را شامل می شود. در برش بینک ۲ مرز زیرین این بیوزون با پایین ترین حضور گونه *Turborotalia frontosa* در عمق ۲۵۸۳ متری مشخص می شود. مرز بالایی این بیوزون که با پایین ترین حضور (LO) *Guembelitrioides nuttalli* به سن ائوسن میانی مشخص می شود در محدوده مورد مطالعه قرار نمی گیرد.

حادثه گرمای جهانی یک رخداد اقلیمی کوتاه مدت بوده است که در ۵۵/۵ میلیون سال قبل رخداده است.این حادثه در مرز دوره پالئوسن به دوره ائوسن P/E با آشفتگی عظیم تبادلات کربن جهانی مشخص و منجر به تغییر در پدیده های مختلفی شده است که از آن جمله می توان به گرم شدن ۵ تا ۷ درجه ، انقراض جمعی فرامینیفرهای بنتیک ، تغییر در تجمعات فرامینیفرهای پلانکتونیک ، مهاجرت سریع عمق موازنه کربنات به اعماق کمتر و تغییر منفی مشهود در روند ایزوتوپ کربنCIE اشاره کرد. بر طبق مطالعاتی که Pardo و همکاران 1999 بر روی پالئواکولوژی مرز P/E و تاثیر گرمای جهانی PETM بر روی فرامینیفرهای پلانکتونیک در

کشور قزاقستان داشته اند ،و بررسی هایی که Wade در سال 2004 بر روی زیست چینه نگاری و تاثیر حادثه گرمای جهانی بر روی مکانیسم انقراض جنس *Morozovella* در غرب آتلانتیک شمالی داشته اند، می توان گفت که این حادثه بر برش تحت الارضی بینک در جنوب غرب ایران در مرزP/E نیز تاثیر داشته است. Pardo و همکاران 1999 فرامینیفرها را براساس واکنش به تغییرات دمایی وشرایط اکولوژیکی و زیستی به دو گروه مجموعه فرامینیفرا آبهای سرد(C) از جمله خانواده های *Subbotinid,Chilogumbelinid* و مجموعه فرامینیفرهای آبهای گرم(W) از جمله خانواده های *Morozovellids,acarininids,Igorinids* تقسیم کرده اند. آنها معتقدند که در مجاورت مرز ازتعداد و تنوع مجموعه های آب های سرد کاسته شده و تا حدی ناپدید شده اند(که ممکن است در اثر گرمای غیر قابل تحمل به عرضهای بالاتر مهاجرت کرده باشند) و تنها مجموعه های آبهای گرم که قابلیت تحمل گرما را داشته اند باقی مانده اند. در برش تحت الارضی بینک از تنوع و فراوانی فرامینیفرهای پلانکتونیک به طور ناگهانی در فاصله ۲۶۴۱ متری تا ۲۶۳۶ متری کاسته شده است.در این توالی ها ، مجموعه های آب های سرد از جمله گونه های *Subbotina triangularis,Subbotina velascorensis,Chilogumbelina* sp. از قاعده سازند تا نزدیکی مرز حضور داشته اند. اما به طور ناگهانی در ۲۶۴۱ متری از قاعده سازند این مجموعه ها ناپدید شده و در ۲۶۳۶ متری از قاعده سازنددوباره این مجموعه ها پدیدار شده اند. در این فاصله از مجموعه فرامینیفرهای آبهای گرم خانواده های *Morozovellids,Acarininids* شناسایی شده اند. از گونه های شناسایی شده در این محدوده می توان به گونه های *Morozoveela acuta,Acarinina soldadoensis,Acarinina nitida* اشاره کرد.Pardo و همکاران 1999 معتقدند که تاثیر گرمای جهانی بر روی خانواده *Acarininids* تا حدودی متفاوت است. تنها گونه هایی که دارای حجرات کمتر و شکل ساده تری دارند در مقابل گرما مقاومت کرده و گونه های با تعداد حجرات بیشتر و زاویه دار با فاصله گرفتن از این گرمای ناگهانی مشاهده می شوند. در برش بینک نیز تنها گونه های *Acarinina soldadoensis,Acarinina nitida*, از خانواده *Acarininids* که دارای حجرات کمتر و شکل ساده تر هستند در فاصله ۲۶۴۱ متری تا ۲۶۳۶ متری از قاعده شناسایی شدند. بنابراین با در نظر گرفتن تاثیر این حادثه، و تاثیر آن بر روی پراکندگی فرامینیفرهای پلانکتونیک و عدم حضور گونه *Acarinina sibaiyaensis* در مرز بیوزون P5 و E1 ، محدوده ۲۶۴۱متری تا ۲۶۳۶ متری از برش بینک به عنوان محدوده انتقال با سن پالئوسن پسین (Thnetian) تا ائوسن پیشین (Ypresian)تعیین شد.

نتیجه‌گیری

توالی های پالئوسن و ائوسن زیرین در برش تحت الارضی مورد مطالعه دارای ۹۲ متر ضخامت بوده که عمدتا از سنگ آهک رسی با میان لایه های چرت تشکیل شده است.مطالعات زیست چینه نگاری منجر به شناسایی ۱۱ جنس و ۴۳ گونه از فرامینیفرهای پلانکتونیک گردید.جهت تعیین سن دقیق بر اساس توزیع و پرکندگی فرامینیفرهای پلانکتونیک ۷ زون زیستی و ۴ زیر زون بر اساس بیوزوناسیون Wade *et al*,2011 مورد شناسایی قرار گرفت و با توجه به زون های زیستی شناسایی شده سن این توالی ها پالئوسن پسین (Thnetian) تا ائوسن پیشین(Ypresian) تعیین شد. فرامینیفرها در واکنش به تغییرات دمایی وشرایط اکولوژیکی و زیستی به دو گروه مجموعه فرامینیفرا آبهای سرد(C) و مجموعه فرامینیفرهای آبهای گرم(W) تقسیم شده اند. از آنجا که در مجاورت مرز تنها مجموعه های آبهای گرم که قابلیت تحمل گرما را داشته اند باقی مانده اند می تواند نشان دهنده تاثیر گرمای جهانی در این بخش از سازند پابده در فاصله ۲۶۴۱ متری تا ۲۶۳۶ متری باشد.همچنین با توجه به بیوزون های معرفی شده و عدم

حضور گونه شاخص *Acarinina sibaiyaensis* مرز بین دوره پالئوسن و ائوسن قابل تفکیک نمی باشد اما این فاصله به عنوان محدوده مرز پالئوسن پسین و ائوسن پیشین در نظر گرفته شد.

منابع

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, I.I.I. C.C & ,. Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, .In:Geocronology time scale and Global stratighraphic correlation. Soc. Econ. paleontol. Mineral.Specia for Sedimentary Geology, Tulsal. Publication, 54:129-212 .

Berggren, W.A., Aubry, M.P., Van Fossen, M., Kent, D.V., Norris, R &., Quillévéré, F., 2000 Integrated Paleocene calcareous Plankton magnetobiochronology and stable isotope stratigraphy: DSDP Site 384 (NW Atlantic Ocean), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* ,159:1-51.

Berggren, W.A & ., Pearson, P.N., 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation, *Journal of foraminiferal research*, 35:279-298 .

James, G.A & .,Wynd, J.G., 1965 .Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. AAPG Bull,49: 2182-2245 .

Pardo,A., Keller,G & ., Oberhansli, H., 1999. Paleoecologic and Paleoceanographic Evolutionn of the Tethyan Realm during the Paleocene-Eocene Transition.The Journal of Foraminiferal Research,29:37-57 .

Payros, A., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Dinares-Turell, J., Tosquella, J &., Apellaniz E , 2007. Reassessment of the Early–Middle Eocene biomagnetochronology based on evidence from the Gorrondatxe section (Basq ue Country, western Pyrenees), *Lethaia* 40:183-195 .

Wade,B.S., 2004. Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy and Mechanisms in the Extinction of *Morozoella* in the Late Middle Eocene.Marine Micropaleontology, 51:23-38 .

Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A &., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale, *Earth-Science Reviews* ,104:111-142 .

Motiei, H., 1994. Geology of Iran.Stratigraphy of Zagros.Geological survey of Iran , 536 p.

بررسی و مطالعه چینه‌شناسی سازند زرد در جنوب خاوری بهکده رضوی

سیده سعیده مرتضوی*[۱]؛ محمود رضا مجیدی فرد[۲]؛ مرتضی طاهرپور خلیل آباد[۳]؛ جعفر طاهری[۴]؛ فرخ قائمی[۴]

۱- کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

۲- دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

۳-باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران.

۴- پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق کشور، مشهد، ایران.

کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

Email: saeide.mortazavi1995@gmail.com

چکیده

نهشته‌های سازند زرد واقع در ۱۷ کیلومتری جنوب باختری روستای بهکده رضوی (شمال باختر بجنورد) مورد بررسی قرار گرفته است. شامل ۱۹۲/۵ متر سنگ آهک ماسه‌ای متوسط تا ضخیم لایه، سنگ آهک مارنی نازک تا متوسط لایه، ماسه‌سنگ آهکی و مارن است. مرز زیرین سازند زرد به صورت پیوسته و هم‌شیب با سازند مزدوران در ارتباط بوده است و مرز زبرین آن با سازند تیرگان به صورت پیوسته و تدریجی است. و در برش چینه‌شناسی بهکده‌رضوی، تعداد ۱۴ جنس و ۷ گونه از روزن‌بران کف‌زی، تعداد ۱۱ جنس و ۷ گونه از جلبک‌های‌آهکی و همچنین یک جنس از جلبک‌های قرمز، یک جنس از سیانوباکتریها و یک جنس از ریزمرجانیان شناسایی گردید که بر اساس آنها سن ؟والانژینین- بارمین پیشین برای سازند زرد در نظر گرفته شد.

کلیدواژه‌ها: سازند زرد، بهکده رضوی، جلبک‌های‌آهکی، روزن‌بران کف‌زی.

Study and stratigraphy of Zard Formation in the southwest of Behkadeh Razavi

Seyyedeh Saeideh Mortazavi*[1], Mahmoud Reza MaJidifard[2], Morteza Taherpour-Khalil-Abad[3], Jafar Taheri[4], Farrokh Ghaemi[4]

1- MSc Paleontology & Stratigraphy, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran
2- Associated Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran
3- Young researchers and Elite Club, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran
4- Geological Survey of Iran, NE territory, Mashhad, Iran.

Ms.C Paleontology & Stratigraphy, Research Institute for earth sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Email: saeide.mortazavi1995@gmail.com

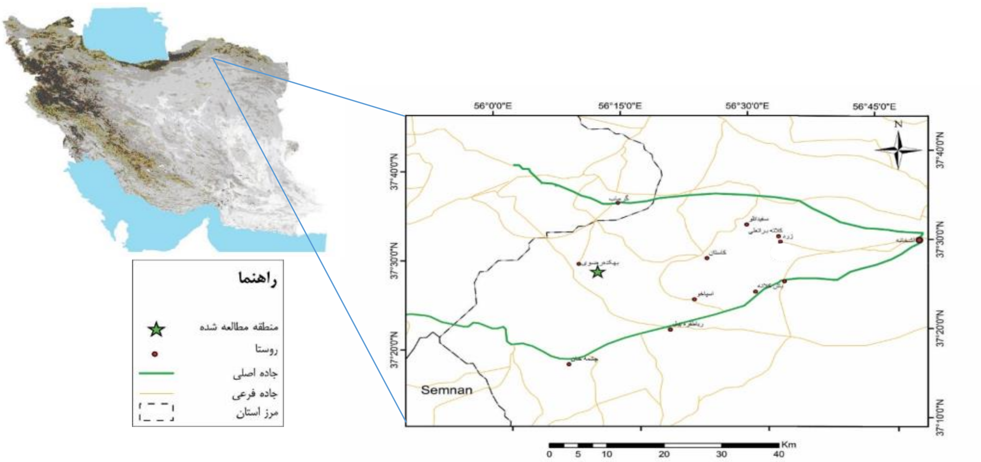
Abstract

The Zard Formation deposits have been studied in the southwest of Behkadeh Razavi village where located at 17 km (northwest of Bojnourd). It consists of 192.5 meters of medium to thick-bedded sandy limestone, thin to medium-bedded marly limestone, calcarreous sandstone and marl. The lower boundary of the Zard Formation has been continuously related to the Mozduran Formation and the upper boundary with the Tirgan Formation is sharp and continuous. Micropaleontological studies on the Zard Formation is lead to identification of 14 genera and 7 species of the bentonic foraminifera and 11 genera and 7 species of calcareous algae in this stratigraphic sections. Based on this study, the age of the Zard Formation, in the stratigraphic sections is proposed as ? Valanginian - Early Barremian.

Keywords: Zard Formation, Behkadeh Razavi, Calcareous algae, Bentonic foraminifera.

مقدمه

حوضه رسوبی کپه داغ، منطقه‌ای کوهستانی واقع در شمال شرق ایران وجنوب باختری دریای کاسپین،بخش‌هایی از کشورهای ترکمنستان و شمال افغانستان را در بر می‌گیرد. سازند زرد به سن ؟والانژینین-بارمین پیشین، از واحدهای سنگی این خوضه رسوبی می‌باشد. ستبرای این سازند در برش الگو ۲۸۰ متر شامل مارن‌های دریایی خاکستری مایل به آبی و سبز زیتونی، ماسه سنگ‌های دریایی به رنگ خاکستری مایل به زرد تا خاکستری نخودی و لایه‌های جزئی آهک ماسه‌ای می‌باشد. براساس مطالعه میکروفسیل‌ها این سازند در برش الگو سن هوتریوین- بارمین را دارد(افشارحرب، ۱۳۷۳). برش چینه‌شناسی بهکده رضوی با موقعیت جغرافیایی ″۰۶، ′۱۱، °۵۶ طول شرقی و ″۵۱، ′۲۷، °۳۷ عرض شمالی واقع در ۱۷ کیلومتری جنوب باختری روستای بهکده رضوی، واقع در شهرستان بجنورد به مرکزیت استان خراسان قرار دارد. بهکده‌رضوی در ۶۷۰ کیلومتری استان تهران و ۱۳۰ کیلومتری شمال غربی شهرستان بجنورد قرار دارد، مسیر دسترسی به برش مورد مطالعه از طریق جاده غیرآسفالته می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱). موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

بحث

سازند زرد در برش چینه‌شناسی بهکده رضوی، واقع در ۱۷ کیلومتری جنوب غرب روستای بهکده‌رضوی با موقعیت جغرافیایی ۳۷ درجه و ۲۷ دقیقه و ۵۱ ثانیه عرض شمالی و ۵۶ درجه و ۱۱ دقیقه و ۶ ثانیه طول شرقی با ارتفاع ۱۱۱۸ متر از سطح دریا قرار دارد. ستبرای این برش‌چینه‌شناسی ۱۹۲/۵ متر می‌باشد که به دلیل قرار گرفتن در جاده دسترسی آسانی دارد. مرز زیرین سازند زرد با سازند مزدوران به صورت هم‌شیب و ناگهانی می‌باشد و مرز بالایی آن نیز به صورت پیوسته و تدریجی با سازند تیرگان در ارتباط است.

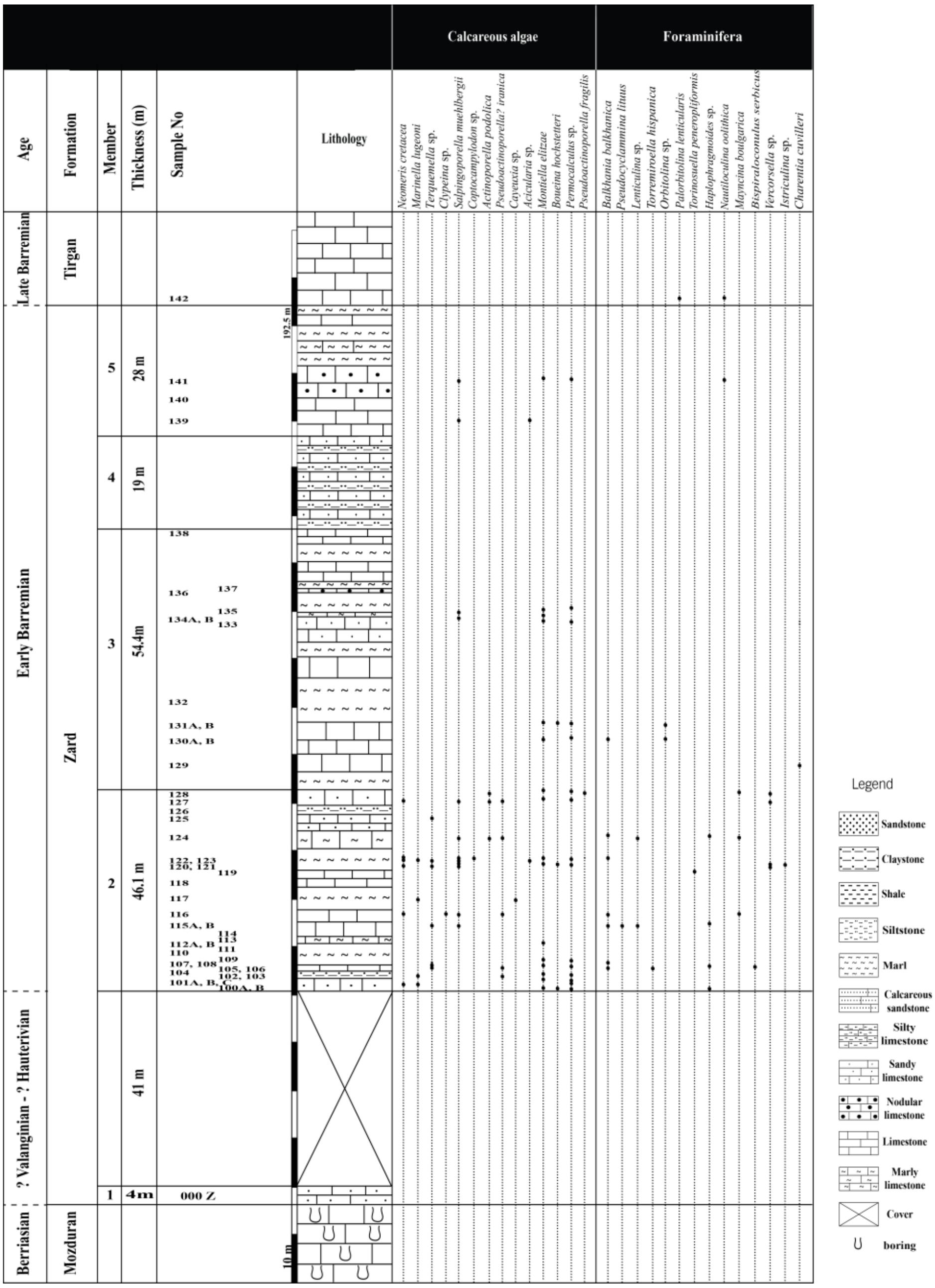
این برش چینه‌شناسی در راستای جغرافیایی شمال شرق - جنوب غرب (NE-SW) قرار دارد که شیب عمومی طبقات به سمت

شمال غرب (NW) می‌باشد.

طی عملیات صحرایی بعد از مشاهده آثار بورینگ (Boring) در بخش بالایی سازند مزدوران که متعلق به موجوداتی به نام pholadid می‌باشد (Granier, 2020) اولین واحد سنگ آهک‌ماسه‌ای زرد رنگ در منطقه مشاهده شد که در ادامه سنگ-شناسی آن شامل سنگ آهک ماسه‌ای متوسط تا ضخیم لایه نخودی رنگ، رس‌سنگ نازک لایه کرمی رنگ، سنگ آهک مارنی نازک تا متوسط لایه کرمی رنگ؛ ماسه‌سنگ آهکی زرد رنگ و مارن می‌باشد. از این برش تعداد ۴۹ نمونه سنگی برداشت و مطالعه شد که طی مطالعه آن‌ها تعداد ۱۱ جنس و ۷ گونه از جلبک‌های آهکی و همچنین یک جنس از جلبک‌های قرمز، یک جنس از سیانوباکتریها و یک جنس از ریزمرجانیان شناسایی گردید که به شرح زیر می‌باشد:

Balkhania balkhanica, *Torremiroella hispanica*, *pseudocyclammina lituus*, *Lenticulina* sp., *Torinosuella peneropliformis*, *Haplophragmoides* sp., *Mayncina boulgarica*, *Bispiraloconulus serbicus*, *Vercorsella* sp., *Istriloculina* sp., *Cayeuxia* sp., *Salpingoporella muehlbergii*, *Montiella elitzae*, *Permocalculus* sp., *Boueina hochstetteri*, *Acicularia* sp., *Pseudoactinoporella*? *iranica*, *Actinoporella podolica*, *Pseudoactinoporella fragilis*, *Coptocampylodon* sp., *Clypeina* sp., *Terquemella* sp., *Marinella lugeoni*, *Neomeris cretacea*, *Nautiloculina oolithica*, *Orbitolina* sp., *Charentia cuvilleri*.

گونه‌های *Bispiraloconulus serbiacus* و *Torremiroella hispanica* برای اولین بار از سن هوتریوین پسین-بارمین پیشین گزارش می‌شوند.



شکل ۲). وضعیت حضور روزن‌بران کف‌زی و جلبک‌های آهکی شناسایی شده سازند زرد در برش چینه‌شناسی بهکده رضوی

نتیجه‌گیری

سازند زرد در برش چینه‌شناسی بهکده رضوی شامل سنگ آهک ماسه‌ای متوسط تا ضخیم لایه نخودی رنگ، کلی استون نازک لایه کرمی رنگ، سنگ آهک مارنی نازک تا متوسط لایه کرمی رنگ؛ ماسه‌سنگ آهکی زرد رنگ و مارن بوده که ستبرایی بالغ بر ۱۹۲/۵ متر را در بر گرفته است. مرز زیرین سازند زرد به صورت پیوسته و هم‌شیب با سازند مزدوران در ارتباط بوده است و مرز زبرین آن با سازند تیرگان به صورت پیوسته و تدریجی می‌باشد. تعداد ۱۴ جنس و ۸ گونه از روزن‌بران کف‌زی و تعداد ۱۱ جنس و ۸ گونه از جلبک‌های آهکی و همچنین یک جنس از جلبک‌های قرمز یک جنس از سیانوباکتریها ، یک جنس از ریزمرجانیان در برش چینه‌شناسی بهکده‌رضوی شناسائی شده‌اند.همچنین آثار بورینگ (Boring) مشاهده شده در منطقه که شاخص یک غرق شدگی بین بریازین- والانژینین می‌باشد که بیان میکند ژوراسیک در غرب زون کپه‌داغ با پس روی پایان نمیابد، بلکه با پیش‌روی ناگهانی در بریازین به پایان میرسد. با توجه به شواهد ماکروسکوپی و میکروسکوپی در منطقه سن هوتریوین پسین- بارمین پیشین برای سازند زرد تعیین گردید (شکل ۲).

Plate 1

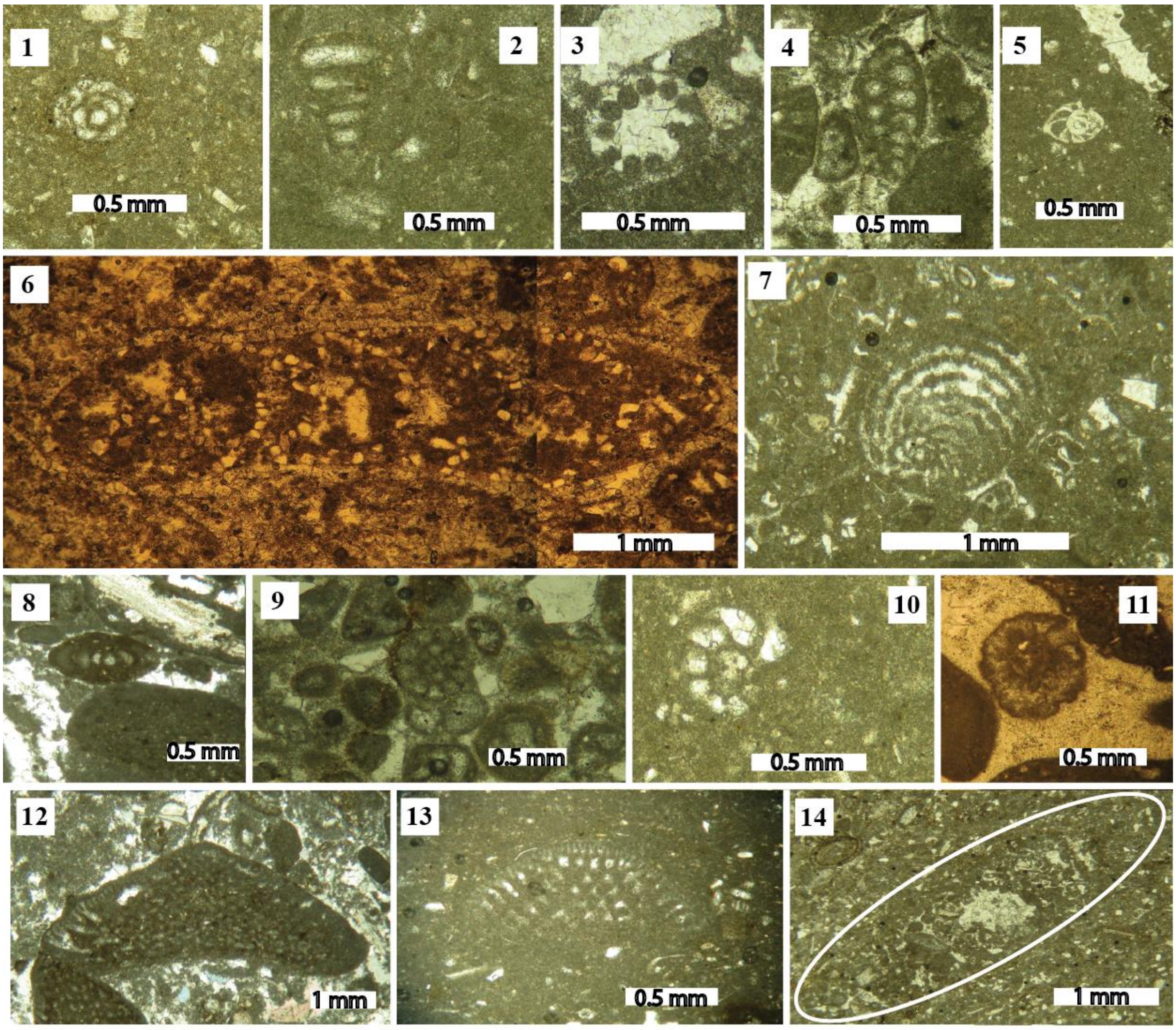


Plate1. 1: *Charentia cuvilleri*, Sample no. 129.Z, 2: *Istriloculina* sp., Sample no. 121.Z, 3: *Terquemella* sp., Sample no. 115.B.Z, 4: *Vercorsella* sp., Sample no. 127.Z, 5: *Lenticulina* sp., Sample no. 124.Z, 6: *Bispiraloconulus serbicus*, Sample no. 106.Z, 7: *Torinosuella peneropliformis*, Sample no. 119.Z, 8: *Nautiloculina oolithica*, Sample no. 142.Z, 9: *Haplophragmoides* sp., Sample no. 124.A.Z. 10: *Mayncina boulgarica*, Sample no. 128.Z, 11: *Boueina hochstetteri*, Sample no. 100.B.Z, 12: *Palorbitolina lenticularis*, Sample no. 142.Z, 13: *Orbitolina* sp., Sample no. 130.A.Z, 14: *Torremiroella hispanica*, Sample no. 105.Z.

Plate 2

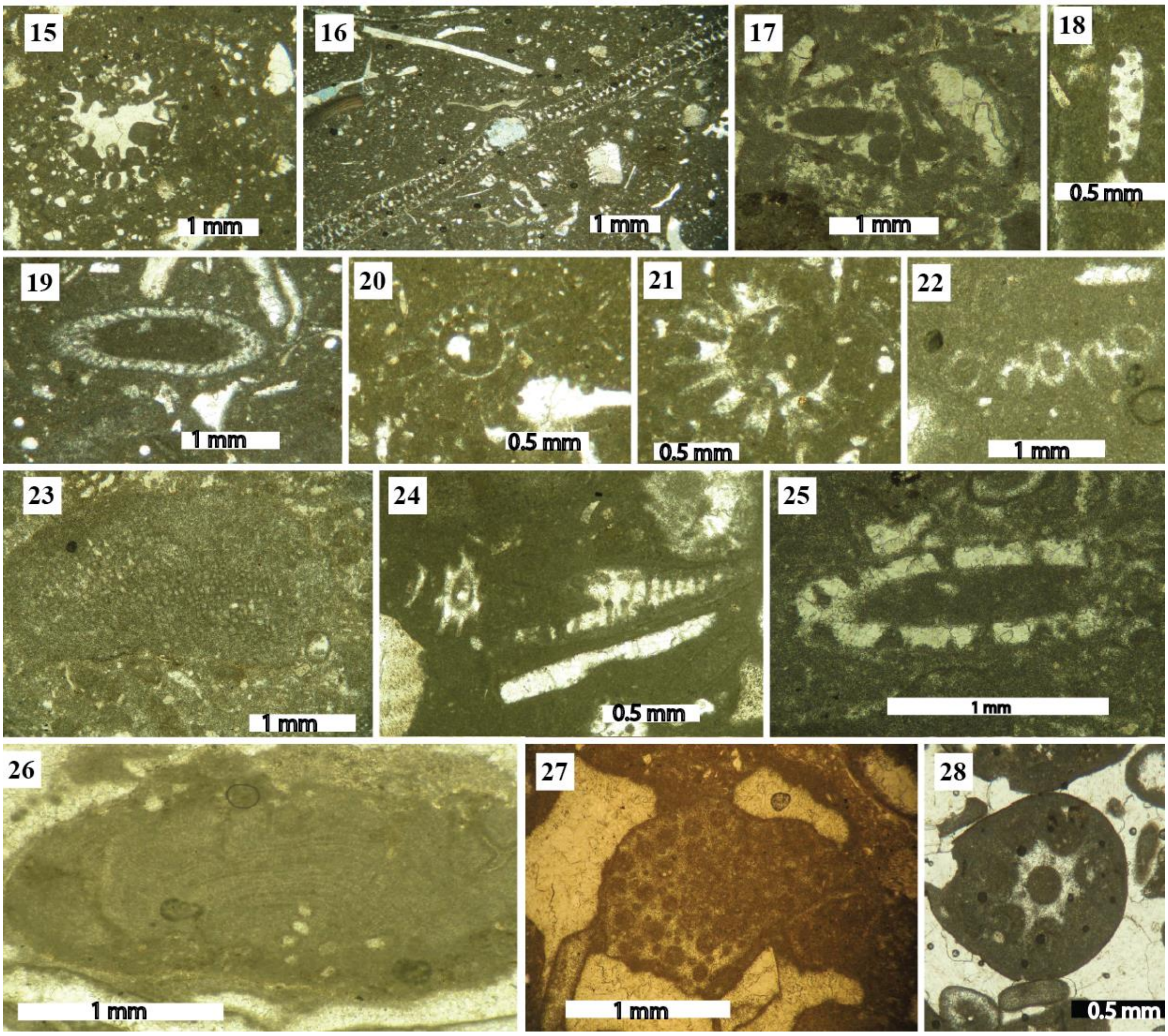


Plate 2. 15: *pseudocyclammina lituus*, Sample no. 115.Z, 16: *Balkhania balkhanica*, Sample no. 124.A.Z, 17: *Pseudoactinoporella fragilis*, Sample no. 127.Z, 18: *Acicularia* sp., Sample no. 122.Z, 19: *Permocalculus* sp., Sample no. 101.B.Z, 20: *Actinoporella podolica*, Sample no. 124.A.Z, 21: *Pseudoactinoporella*? *iranica*, Sample no. 116.Z, 22: *Clypeina* sp., Sample no. 116.Z, 23: *Cayeuxia* sp., Sample no. 117.Z, 25: *Coptocampylodon* sp., Sample no. 123.Z, 28: *Neomeris cretacea*, Sample no. 121.Z, 29: *Montiella elitzae*, Sample no. 135.Z.

منابع

افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه‌داغ، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تدوین کتاب، ۲۷۵ صفحه.

References:

Brun, l. & canerot, J. 1979. *Torremiroella hispanica* n. gen.n. sp. un nouveau lituolide (Foraminifere) du Barremien superieur du Maestrazgo (espagne). *Bulletindu Centre de recherches Elf Exploration*, 3: 311–335.

Granier, B., (2019). Dula biozonation scheme (benthic foraminifera and calcareous green algae) over the Jurassic-Cretaceous transition. Another plea to revert the system boundary to its historical Orbignys and Oppels definition.250-260.

Granier, B. (2020). Introduction to thematic issue,“The transition of the Jurassic to the Cretaceous: An early XXIth century holistic approach”. Cretaceous Research, 104530.

Schlagintweit, F., Bucur, i.i., raShidi, K., haniFzadeh, r. & wilMSen, M. 2013. *Torremiroella hispanica* Brun and canerot, 1979 (benthic foraminifera) from the lower cretaceous of central iran and its palaeobiogeographic significance. *Cretaceous research*, 46: 272–279.

Schlagintweit, F., Bucur, i.i. & Sudar, M.n. 2019. *Bispiraloconulus serbicus* gen. et sp. nov., a giant arborescent benthic foraminifer from the Berriasian of Serbia. *Cretaceous research*, 93: 98–106.

Taherpour-Khalil-Abad, M., Taheri, J., Rezamajidifard, M., Hassanzadeh, Z., & Carević, I. (2019). *Bispiraloconulus serbicus* Schlagintweit, Bucur & Sudar, 2019 (arborescent benthic foraminifer) and Torremiroella hispanica Brun & Canérot, 1979 from the late Barremian of Kopet-Dagh Sedimentary Basin (NE Iran) and their palaeobiogeographic revisions. *Geoloski anali Balkanskoga poluostrva*, *80*(2), 39-51.

دیرینه بوم شناسی و دیرینه زیست جغرافیای نهشته های پالئوسن پسین – ائوسن زیرین در شرق ایران (جنوب بیرجند)

مریم معتمدالشریعتی
استادیارچینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
Email:mmotamed@birjand.ic.ir

چکیده

در پژوهش حاضر بررسی های پالئواکولوژی و مطالعات جغرافیای دیرینه زیستی برش حسن آباد (دو برش) مورد بررسی قرار گرفته است. تعداد ۲۵ جنس و ۳۶ گونه فرامینیفر های بنتیک در برشهای مورد مطالعه شناسایی شده و بر این اساس سن توالی مورد مطالعه به ترتیب در برش های اول و دوم حسن آباد تانسین – کوئیزین میانی پیشنهاد شده است. نحوه ی پراکندگی و فراوانی فرامینیفرهای بنتیک در برشهای مورد نظر مبین تغییرات عمق حوضه است به نحوی که می توان گفت در هر دو توالی از قاعده به سمت بالا از تعداد آلوئولین ها و میلیولیده ها کاسته و بر تعداد نوموليت ها ودیسکوسیکلیناها افزوده می شود و نشان دهنده افزایش نسبی عمق در مناطق مورد مطالعه می باشند. البته این تغییرات در بعضی لایه ها حالت تناوب دارد که می تواند تغییرات فراوانی فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز متاثر از عمق را نشان دهد. مطالعات جغرافیای دیرینه و جغرافیای دیرینه زیستی نشان می دهد ناحیه مورد مطالعه قسمتی از قلمرو تتیس می باشد. با توجه به اینکه شباهت زیادی میان مجموعه فرامینیفرهای شناسایی شده در برشهای حسن آباد با نواحی دیگری از جمله هند، پاکستان ،البرز و ترکیه و به میزان کمتری با زاگرس دیده می شود، لذا می توان گفت این حوضه ها در زمان پالئوسن–ائوسن با هم در ارتباط بوده اند.

کلمات کلیدی: بیرجند، پالئوسن –ائوسن، دیرینه بوم شناسی ، دیرینه زیست جغرافیا، فرامینیفرا

Paleoecology and Paleobiogeography of Late Paleocene-Early Eocene deposits in east of Iran (South of Birjand)

Maryam Motamedalshariati, Assistant Professor stratigraphy and Paleontology, Geology department, Science university, University of Birjand, Birjand ,Iran

Abstract

In this research, paleoecologic and paleobiogeographic studies of Hasan Abad sections (two sections) have been investigated. 42 genera and 80 species of benthic foraminifera have been identified. Based on identified foraminifera assemblage, the age of studied sequence in the first and second sections of Hasan Abad is Thanetian - middle Cuisian is proposed.

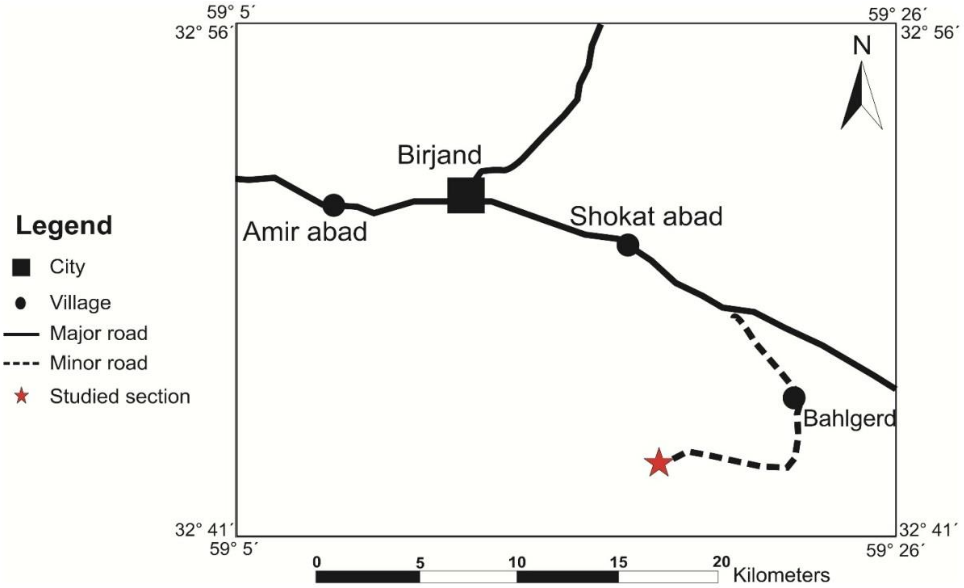
The distribution and abundance of benthic foraminifera in the studied sections indicate changes in basin depth. Overall, upwards in both two sucession, numbers of Milliolidae and *Alveolina* are decreased and numbers of *Nummulites* and *Discocyclina* are increased. Of course, these changes are fluculated in some beds that the hyaline and porcelaneous foraminifer's abundance changes are affected by depth of basin .From point of view of paleogeography and paleobiogeography the study area is a part of Tethyan Realm and the assemblage fauna show affinity with those have been reported from India, Pakistan and Turkey Moreover there are less similarities in genera level with Arabian platform (Zagros).

Keywords: **Birjand, foraminifera, Paleocene- Eocene, Paleoecology, Paleobiogeography**

مقدمه

در این پژوهش دو برش چینه شناسی انتخاب شد و مطالعات پالئواکولوژی و پالئوبیوژئوگرافی بر روی بعضی از جنسهای شاخص فرامینیفرهای موجود در طبقات انجام شده است. برش های چینه شناسی مورد نظر در حاشیه شرقی بلوک لوت، در ۴۲ کیلومتری جنوب بیرجند، در شرق روستای حسن آباد و در محدوده نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بیرجند (اوهانیان و طاووسیان، ۱۳۶۶) قرار گرفته است. برای دسترسی به این برش ها از طریق راه اصلی بیرجند زاهدان وارد راه فرعی بهلگرد- بهدان شده سپس در ادامه مسیر روستای حسن آباد انتخاب می گردد (شکل

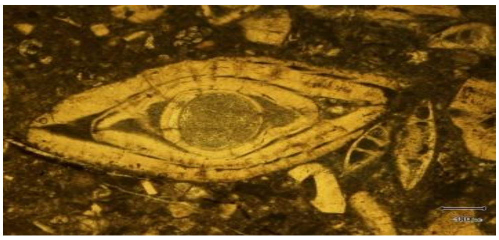
۱). جهت مطالعه فرامینیفرها پس از تهیه مقاطع نازک از نمونه های سخت توسط میکروسکوپ بیناکولار مورد بررسی دقیق قرار گرفت و سپس با استفاده از دستگاه عکسبرداری از آن ها عکس تهیه گردید. تا برای شناسایی نهایی با استفاده از منابع معتبر آماده باشند و از طریق شمارش فرامیتیفرهای بنتیک بزرگ در مقاطع نازک میکروسکوپی درصد فراوانی آنها با استفاده از نرم افزار کورل نمودار های لازم ترسیم شد.

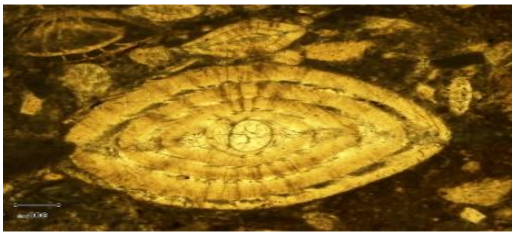


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به برش های مورد مطالعه

پالئواکولوژی برخی جنس های کف زی بزرگ در برش های حسن آباد

Nummulites به نظر می رسد که تنوع سریع در فرامینیفرهای بزرگ کف زی به دلیل شرایط الیگوتروفیک درفاصله زمانی پالئوسن بالایی تا ائوسن میانی بوده است (Scheibner et al., 2005). تغییرات اندازه پوسته در نوموليت های فرم B و همچنین تغییرات اندازه حجره جنینی در فرم های A غالبا برای مطالعات دیرینه بوم شناسی مورد استفاده قرار می گیرند. این تغییرات از یک نسل به نسل دیگر متفاوت است. (Blondeau, 1972, Herb & Heckel, 1973, Schaub, 1981). نومولیتهای پالئوسن پسین با اندازه های کوچک (کمتر از ۶ میلیمتر) در ائوسن میانی به حد اکثر فراوانی رسیده اند(Bieda, 1963). افزایش اندازه حجره جنینی در نومولیتهای فرم A (غیر جنسی) در پالئوسن بالایی از یک دهم میلیمتر تا حدود یک میلیمتر در بالاترین قسمت ائوسن میانی قابل مشاهده است (شکل ۲) حجره های جنینی بزرگتر از نیم میلیمتر مشخصه نومولیتهای ائوسن میانی هستند هر چند حجره های جنینی کوچکتر را نمی توان ضرورتا به زمان های قدیمی تر نسبت داد (Racey1988).





A B

شکل ۲ نومولیت های میکروسفریک و ماکروسفریک در برش اول حسن آباد A -نمونه G1-23 میکروسفریک، B- نمونه G1-15 ماکروسفریک،

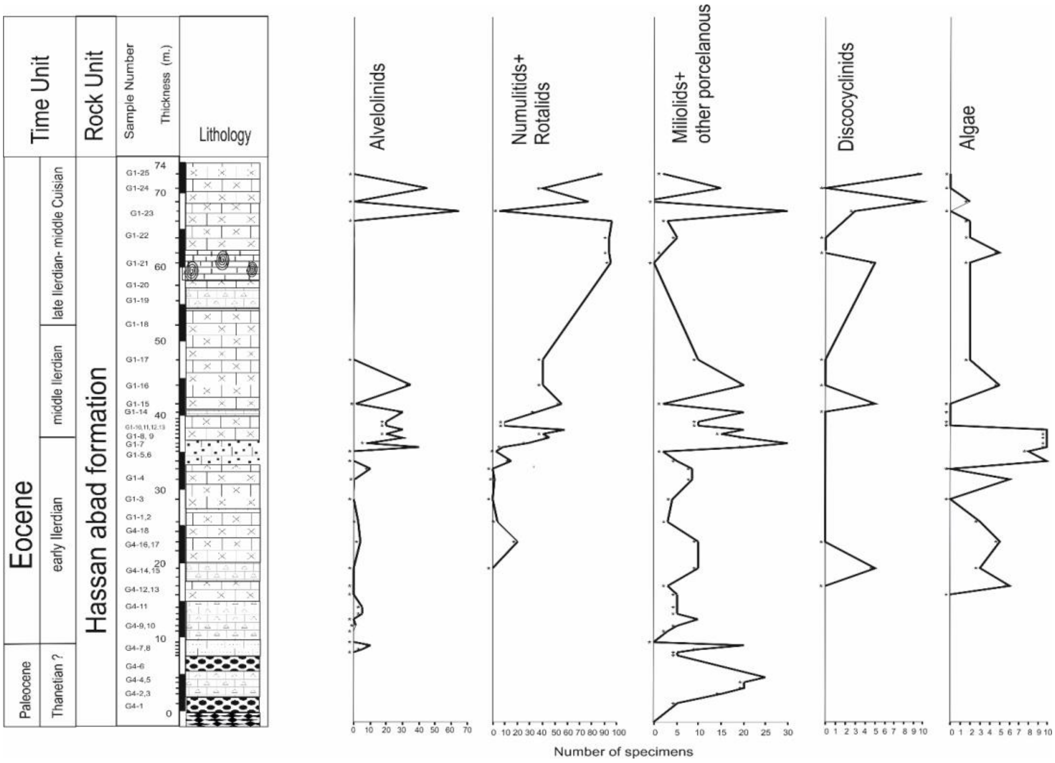
Milliolidae میلیولیده ها با پوسته پرسلانوز برون زی بوده و در محیط های با شوری معمولی تا فوق اشباع زندگی می کنند (Murry,1991) از جمله نمونه های شاخص زون نوردار می باشد و در محیط کم عمق و یا محیطی که تحت تأثیر امواج قرار دارد زیست می کنند (بهفروزی و همکاران، ۱۳۹۱). میلیولیده ها توانایی سازگاری در آبهای گرم را داشته و شاخص منطقه ی شلف داخلی و همچنین بخشهای عقبی ریف لاگون می باشند. معمول ترین عمق زندگی بین ۶ تا ۹ متری است (Ghose,1977).

Alveolinidae آلوئولینها با پوسته پرسلانوز در محیط هایی مانند بخش رمپ داخلی زندگی کرده اند و میزان بالایی از درجه شوری آب را حدود ۶۵٪ را قادر به تحمل بوده اند هرچند معمولا در ابهایی با شوری نرمال غالبا دیده شده اند (Murray, 1991). فرامینیفرهای پورسلانوز معمولا نشان دهنده افزایش انرژی، کاهش عمق و میزان بالای اکسیژن محلول و فراوانی مواد غذایی می باشند. در قسمت هایی از برش که آلوئولین ها گسترش دارند عمق حوضه نسبت به لایه هایی که نومولیت ها گسترش دارند کمتر بوده است.آلوئولین ها در این مطالعه اکثرا کشیده و دوکی شکل بوده و انواع کروی کمتر دیده شده است.

دیرینه بوم شناسی برش های مورد مطالعه

پس از توصیف مختصر بعضی از فرامینیفرهای بنتیک برشهای مورد مطالعه شمارش فرامیتیفرهای بنتیک بزرگ در مقاطع نازک میکروسکوپی با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی انجام شد و درصد فراوانی آنها با نرم افزار کورل ترسیم شد. از بررسی و مشاهده این نمودارها می توان به نتایج زیر اشاره نمود .اگر برش مورد مطالعه (برش اول حسن آباد) را به سه قسمت تقسیم نماییم در یک سوم ابتدایی برش ابتدا لایه های کنگلومرایی و ماسه سنگی و سپس ماسه سنگ آهکی با میان لایه هایی از سنگ آهک قابل مشاهده است که در این لایه ها میلیولیده ها و تا حدی آلوئولین ها دارای فراوانی هستند. در نیمه برش نومولیت ها ودیسکو سیکلیناها حضور پیدا می کنند. اولین لایه ای که آلوئولینها با تعداد کمی ظاهر می شوند (لایه های ۷ و ۸) است در این لایه ها میلیولیده ها و سایر فرامینیفرها با پوسته پرسلانوز نیز همراه با آلوئولینها دیده می شوند و سیر صعودی از خود نشان می دهند. به این ترتیب می توان گفت در یک سوم ابتدایی برش عمق حوضه کم بوده سپس در یک سوم میانی برش که با تغییرات لیتولوزی نسبت به بخش پایینی خود همراه است یعنی تبدیل ماسه سنگ اهکی با میان لایه های آهکی به لایه های آهکی عمق حوضه افزایش یافته است فراوانی نسبی نومولیت ها و آلوئولینها تقریبا برابر بوده و میلیولیدها و فرامینیفرها با پوسته ی پرسلانوز همراه با جلبک ها نیز افزایش یافته اند. در نهایت در یک سوم انتهایی برش ابتدا نومولیت ها افزایش یافته که همراه با افزایش جلبک ها و دیسکوسیکلینیدها و میلیولیدهاست ولی در انتهای برش مجددا کاهش یافته اند. هر جا نومولیتها افزایش یافته اند کاهش در آلوئولینها دیده شده است که با تغییرات عمق حوضه نیز همخوانی نشان می دهد. بنابراین می توان چنین تصور کرد که عمق حوضه در ابتدا کم بوده سپس افزایش یافته و مجددا کمی کاهش یافته است (شکل ۳).

پراکندگی و فراوانی میلیولیده های موجود در برشهای اول و دوم حسن آباد نیز با توجه به عمق حوضه متغیر بوده و تقریبا هماهنگ با افزایش یا کاهش فراوانی جلبک ها بوده اند.فراوانی میلیولیده ها از ابتدا تا پایان برشها کما بیش دیده شده و نقاطی که آلوئولینها با کاهش نسبی عمق تعدادشان زیاد شده و تعداد نومولیت افزایش یافته (بخش میانی هر دو برش) بر تعداد میلیولیده ها نیز افزوده شده است. حتی در قسمت های قاعده برش که به نظر می رسد شرایط محیطی برای رشد و توسعه فرامینیفرها نامناسب تر بوده است و آلوئولین ها فراوانی کمتری دارند، میلیولیده ها فراوانی خوبی نشان می دهند.



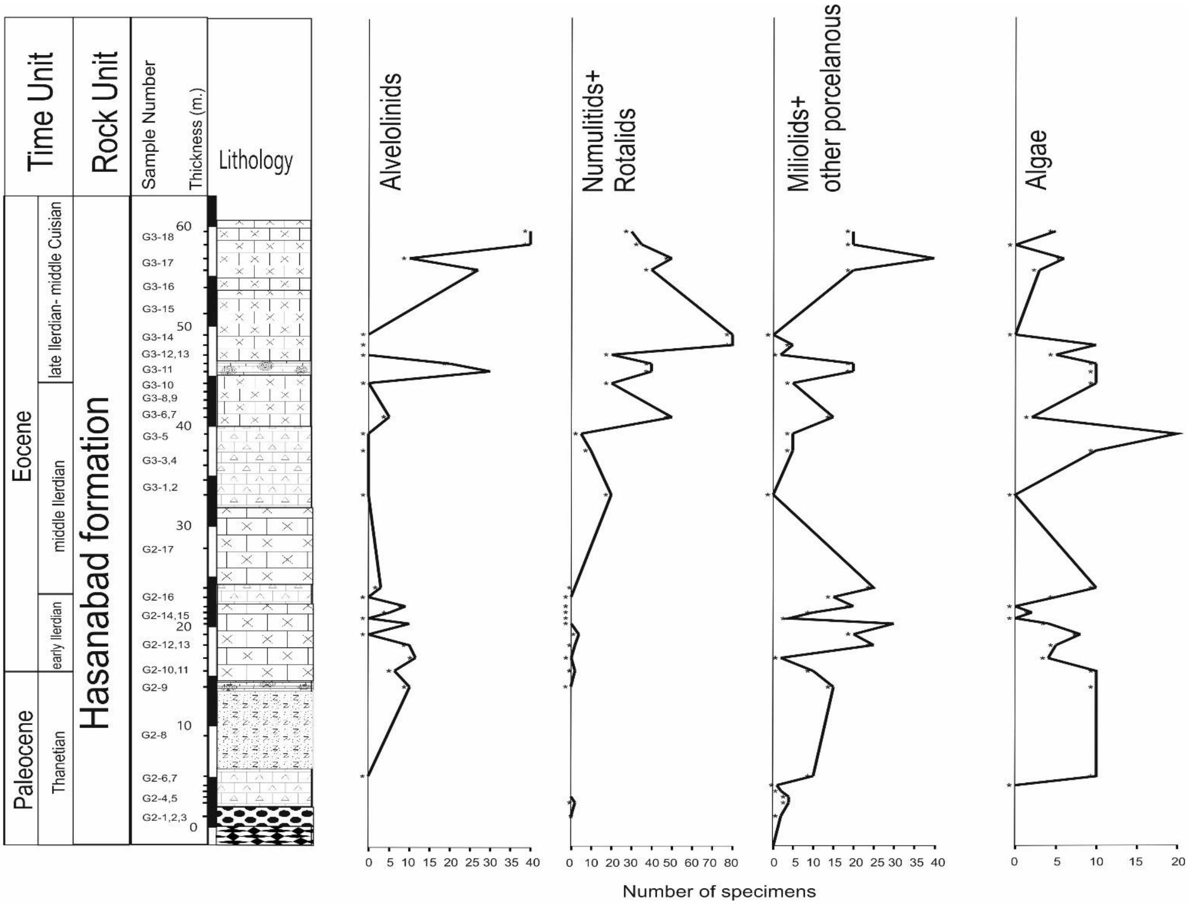
شکل ۳-نمودار تغییرات فراوانی تعدادی از جنسهای فرامینیفرها در برش اول حسن آباد

جغرافیای دیرینه زیستی

دیرینه جغرافیا و گسترش رخساره های پالئوسن-ائوسن در ایران قابل قیاس با سیکلهای رسوب گذاری طی فازهای تکتونیکی ما بین اوایل آلپ میانی تا اواخر آلپ میانی است(Davoudzadeh et al., 1997). مطالعات و بررسی های جغرافیای دیرینه زیستی همراه با توصیف و تشخیص انواع موجوداتی که مرتبط با این مطالعات می باشند، کمک مهمی در راستای تعبیر و تفسیر و درک محیط و مکان های اولیه و ابتدایی که در آنجا می زیسته اند را داشته و همچنین، قابلیت و توانایی مهاجرت بسیاری از موجودات گذشته را مشخص می نماید (Renema, 2002). از طرفی موانع و محدودیت هایی را که در سر راهشان بوده نشان داده و در نهایت الگوهای مشخص و واضحی را در ارتباط با نحوهٔ توزیع و پراکندگی آنها ایجاد می نماید. تتیس نقش فوق العاده موثری را جهت ارتباط میان موجودات آبهای کم عمق مناطق استوایی ایفا نموده است. این راه دریایی از خلیج مکزیک تا استرالیا از طریق کارائیب ، مدیترانه و اقیانوس آرام وجود داشته است.(Renema, 2002)

دربرش دوم حسن آباد هم مانند برش اول شروع توالی با لایه های کنگلومرایی است که فاقد فرامینیفرهای بزرگ بنتیک مثل نومولیتها و آلوئولینها و یا جلبک ها هستند و فقط تعداد اندکی میلیولیده ها و فرامینیفرها با پوسته پرسلانوز وجود دارند اما به تدریج این لایه ها به ماسه های آهکی با میان لایه های از اهک تبدیل می شوند و نخستین آلوئولینها در لایه هفت دیده می شودو تا لایه شانزده که همان یک سوم ابتدایی برش می باشد همراه با جلبک ها و میلیولیده ها افزایش می یابند. نومولیتها در این قسمت از برش بسیار کم بوده و در بعضی از لایه ها اصلا حضور نداشته اند. در یک سوم میانی برش فراوانی نومولیتها ابتدا افزایش و سپس کاهش یافته در جایی که نومولیت ها زیاد می شوند آلوئولینها کاهش می یابند و برعکس .میلیولیده ها و آلگ ها در این قسمت از توالی نیز زیاد شده اند. و در نهایت در یک سوم انتهایی برش فراوانی نومولیت ها و روتالید ها نسبت به آلوئولینها بیشتر بوده و جلبک ها و آلوئولینها نسبت به هم فراوانی نسبی تقریبا یکسانی را از خود نشان می دهند. به این ترتیب می توان گفت عمق حوضه درابتدای برش با توجه به حضور زیاد آلوئولینها و نبود نومولیتها کم عمق و سپس با افزایش و کاهش فراوانی متناوب نومولیت ها نسبت به آلوئولینها عمق حوضه در نوسان بوده است و در نهایت در انتهای برش نیز با افزلیش نومولیتها عمق حوضه افزایش داشته است (شکل۴).

گسترش و توزیع مجموعه فرامینیفرهای بنتیک در برش ها با مدل توزیع فرامینیفرها نسبت به عمق که توسط (Beavington-Penny & Racey, 2004) تشریح شده است مطابقت دارد. مطالعات نشان داده است که جنس هایی مانند *Nummulites* و *Alveolina* معمولا برای زندگی به درجه حرارت حداقل ۲۴ درجه سانتیگراد نیاز دارند (Langer & Hottinger, 2000, Khanolkara et al., 2017). با توجه به این نظر و وجود این جنس ها در برش مورد مطالعه می توان نتیجه گرفت که رسوبات در یک آب و هوای گرم نهشته شده اند.



شکل ۴ نمودار تغییرات فراوانی تعدادی از جنسهای فرامینیفرها در برش دوم حسن آباد

رسوبات کربناتهً دریای باز شلف پالئوسن و ائوسن با حضور میکروفسیلهایی از جمله آسلینا، نومولیت ها، دیسکوسیکلینیده ها تشخیص داده می شوند. امروزه مدارک و شواهد متقنی موجود است که پراکندگی و توزیع جنس آسلینا، دیسکو سیکلینا و نومولیت (پالئوسن پسین-ائوسن میانی) را در بسیاری از مناطق مثل مدیترانه، خاورمیانه و خرد قاره هند اثبات می نماید (Govindan, 2008) . با توجه آنچه بیان شد و بررسی مقالات مختلف به نظر می رسد شرق ایران (محل برشهای مورد مطالعه) از نظر توزیع و پراکندگی جنس ها و گونه های فرامینیفرهای بنتیک شباهت خوبی با جنس ها و گونه ای گزارش شده از هند، پاکستان، البرز و ترکیه نشان می دهد. در حد جنس نیز حاشیه جنوبی تتیس که در این مطالعه روی زاگرس و پلیت فرم عربی متمرکز گردیده است نیز شباهت خوبی با حاشیه شمالی نشان می دهد.

نتیجه گیری

در ایـن مطالعـه دو بـرش از حسـن آبـاد از لحـاظ بررسـی هـای پـالئواکولوژی، مطالعـات جغرافیـای دیرینـه زیسـتی مـورد بررسـی قـرار گرفتـه اسـت. ضـخامت بـرش اول حسـن آبـاد ۷۴ متـر و بـرش دوم ۶۲ متـر اسـت و شـامل کنگلـومرا، ماسـه سـنگ، ماسـه سـنگ آهکـی، سـنگ آهـک ماسـه ای، سـنگ آهـک و سـنگ آهـک هـای نومولیـت دار مـی باشـد. قاعـده ایـن برش ها بر روی افیولیت ها قرار گرفته و رأس برش ها فرسایش یافته می باشد.

تعـداد ۲۵ جـنس و ۳۶ گونـه فرامینیفـر بنتیـک در برشـهای مـورد مطالعـه شناسـایی شـده و بـر ایـن اسـاس سـن تـوالی مـورد مطالعه به ترتیب در برش های اول و دوم حسن آباد تانسین – کوئیزین میانی پیشنهاد شده است.

نحـوه ی پراکنـدگی و فراوانـی فرامینیفرهـای بـزرگ بنتیـک از جملـه آلوئولینهـا و نومولیتهـا مـی توانـد گویـای تغییـرات عمـق حوضـه در برشـهای مـورد نظـر مـی باشـند. در مجمـوع بـه طـرف بـالای هـر دو تـوالی از تعـداد آلوئـولین هـا و میلیولیـده هـا کاسـته و بـر تعـداد نومولیـت هـا ودیسکوسـیکلیناها افـزوده مـی شـود کـه نشـان دهنـده افـزایش نسـبی عمـق در منطقـه مـورد مطالعه می باشند.

مطالعـات جغرافیـای دیرینـه و جغرافیـای دیرینـه زیسـتی نشـان مـی دهـد ناحیـه مـورد مطالعـه قسـمتی از قلمـرو تتـیس مـی باشـد. بـا توجـه بـه اینکـه شـباهت زیـادی میـان مجموعـه فرامینیفرهـای شناسـایی شـده در برشـهای حسـن آبـاد بـا نـواحی دیگـری از جملـه هنـد، پاکسـتان ،البـرز و ترکیـه و بـه میـزان کمتـری بـا زاگـرس دیـده مـی شـود، لـذا مـی تـوان گفـت ایـن حوضـه هـا در زمان پالئوسن–ائوسن با هم در ارتباط بوده اند.

منابع

اوهانیان، ت.، طاوسیان، ش.، و افتخارنژاد، ج. ۱۳۶۶. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بیرجند، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی ایران.

بهفروزی، ا.، صفری، ا. و وزیری مقدم، ح. ۱۳۸۸. بررسی ریزرخساره ها و تفسیر محیط رسوبی سازند قم در منطقه چنار (شمال غرب کاشان)، نشریه رخساره های رسوبی، صفحه ۱۴۳–۱۵۲.

References

Beavington- Penney, S.J. and Racey, A. 2004. Ecology of extant Nummulitids and other larger benthic foraminifera applications in paleoenvironmental analysis. Earth Science Review, 97, 219-265.

Bieda, F., (1963). Larger foraminifers of the Tatra Eocene. Prace Instytutu Geologicznego, 37, l – 215.

Blondeau, A., 1972. Les Nummulites. De l'enseignement ala recherche. Sciences de la Terre. Vuibert, 254 pp.

Davoudzadeh, M., Lammerer, B., Weber-Diefenbach, K., 1997. Paleogeography, stratigraphy, and tectonics of the Tertiary of Iran. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie. Abhandlungen 205 (1), 33–67.

Ghose, B.K., 1977. Paleoecology of the Cenozoic reefal foraminifers and algae – a brief review. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 22, 231–256.

Govindan, A. 2008. Paleobiogeography of Cretaceous and Tertiary Larger Foraminifera and Paleo-Seas. Proceedings of the International Symposia on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes (GREAT 2008), 4th IGCP 516, and 5th APSEG, 166-168, Bangkok, Thailand.

Herb, R. and Heckel, H. 1973. Biostratigraphy, variability and facies relations of some Upper Eocene nummulites from Northern Italy. Eclogae Geologicae Helvetiae, 66,419 - 445.

Murray, J.W., 1991. Ecology and paleoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific and Technical, Harlow, 398 p.

Racey, A., 1988. Nummulitid biostratigraphy and Palaeogene palaeoenvironments, Sultanate of Oman. PhD thesis, University of London, 510 pp.

Schaub, H. 1981. Nummulites et Assilines de la Tethys paleogene. Taxinomie, phylogenese et biostratigraphie. Schweizerisches Palaontologisches Abhandlungen, 104, 236pp.

Scheibner, C., Speijer, R.P. and Marzouk, A.M. 2005. Larger foraminiferal turnover during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum and Paleoclimatic Control on the Evolution of Platform Ecosystems. Geology, 33, 6, 493-496. doi:10.1130/G21237.

سنگ چینه‌نگاری و تفکیک سازندهای دلیچای و لار در برش ینگجه

جواد ربانی[۱*]، افشین زهدی[۱]، شهرام فزونی[۲]، علیرضا حیدری[۳]

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
۲- دانشجوی کارشناسی ارشد چینه‌نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
۳- دانشجوی کارشناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
مسئول مکاتبات: جواد ربانی rabbani@znu.ac.ir 09155024101

چکیده

مطالعات سنگ شناسی در یک برش چینه شناسی در منطقه جنوب زنجان بر روی توالی‌های ژوراسیک میانی تا بالایی منطقه صورت پذیرفت. در این برش، سازند دلیچای به ضخامت ۷۸ متر و سازند لار به ضخامت ۳۸ متر رخنمون دارند. قدیمی‌ترین توالی‌های این منطقه متعلق به سازند شمشک بوده که شامل توالی‌های ماسه سنگ دانه ریز و سیلت سنگ به رنگ سبز می‌باشد. در ادامه واحدهای کربناته تیره رنگ سازند دلیچای به صورت همشیب بر روی سازند شمشک قرار گرفته است. توالی‌های کربناته سازند دلیچای عمدتا مادستونی بوده که در بخش‌های بالایی حاوی فسیل‌ها و غالب‌های فسیلی آمونیت و بلمنیت می‌باشد که در بیشتر موارد این فسیل‌ها سیلیسی شده‌اند. توالی‌های سازند دلیچای در ابتدا به صورت نازک تا متوسط لایه بوده که به تدریج در بخش‌های بالایی ضخیم لایه می‌شوند. در ادامه، توالی‌های کربناته ضخیم لایه سازند لار به صورت همشیب و با مرز گسله بر روی سازند دلیچای قرار گرفته‌اند. سازند لار در این منطقه متشکل از واحدهای ضخیم لایه کربناته به رنگ نخودی و روشن بوده که از مجموعه فسیلهای دوکفه ای تشکیل شده است. شروع سازند لار با واحدهای دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه می‌باشد. مرز بین سازندهای لار و دلیچای به صورت زون خرد شده با آغاز توالی‌های دولومیتی در منطقه به وضوح قابل مشاهده است. همچنین محتوای فسیلی آمونیت و بلمنیت در این مرز به ناگهان حذف شده و فسیل‌های دوکفه‌ای در توالی‌های لار ظاهر می‌شوند. توالی‌های کربناته ضخیم لایه سازند لار ارتفاعات این منطقه را تشکیل می‌دهند.

کلیدواژه‌ها: سنگ چینه‌نگاری، سازندهای دلیچای و لار، ینگجه

Lithostratigraphy and Dalichai-Lar boundary in Yengeje section

Javad Rabbani[1*], Afshin Zohdi[1], Shahram Fozoni[2], Alireza Heydari[3]

1- Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran
2- M.Sc. student of stratigraphy and paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran
3- B.Sc. student of geology, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Corresponding author: Javad Rabbani. Email: Rabbani@znu.ac.ir

Abstract

Lithistratigraphic studies have been carried out in on outcrop section (south of Zanjan) on Middle to Upper Jurassic strata. Dalichai Formation consist of 78 meters and Lar Formation consist of 38 meters. Shemshak Formation is the oldest strata in this area that consist of fine grain sandstone and siltstone gray in color. Dark gray carbonate strata of Dalichai Formation are overlay on the Shemshak Formation. The most of Dalichai strata are composed of mudstone faces that in the upper part there are some Amonite and Belemenite fossils in these strata. Most of these fossils are silicified in this area. Dalichai Formation strata are thin bedded in the lower part that gradually become medium-thick bedded in the upper parts. Carbonate strata of Lar Formation is gradually (Fault?) overlayd on Dalichai Formation strata. Lar Formation consist of light gray thick bedded carbonate with bivalve fossils. The lower part of the Lar Formation consists of thin bedded dolomite in this area. The Dalichai-Lar boundary has been identified with fault berecia, thin bedded dolomite and change in fossil content.

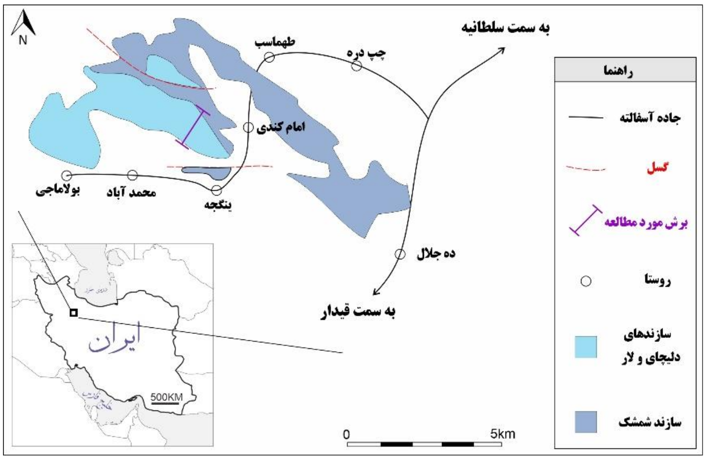
Keywords: Lithostratigraphy, Dalichai-Lar Formations, Yengeje.

مقدمه

توالی‌های ژوراسیک در البرز متشکل از مجموعه توالی‌های مردابی-رودخانه‌ای (سازند شمشک) و ردیف‌های دریایی (سازندهای دلیچای و لار) می‌باشد. مطالعات مختلفی بر روی چینه شناسی و محیط رسوبی سازندهای لار و دلیچای در البرز صورت گرفته است(محمدی منفرد ۱۳۷۶، وزیری و همکاران ۱۳۸۷، شمس و سید امامی ۱۳۸۹، نیک نهاد و همکاران ۱۳۸۶، Zohdi and Rabbani 2019 . Zohdi et al. 2021 . سازند شمشک عمدتا از لایه‌های ماسه‌سنگی تشکیل شده که در برخی نواحی دارای میان لایه‌های ذغالدار و ماسه سنگ‌های گلاکونیتی می‌باشد(آقانباتی ۱۳۸۳) که در بسیاری از نواحی البرز از آن به عنوان گروه شمشک نام می‌برند (Fursich et al, 2009). سازند دلیچای عمدتا حاوی مارن، شیل و آهک می‌باشد که در زیر توالی-های ضخیم لایه و توده‌ای سازند لار قرار دارد (آقانباتی ۱۳۸۳). طبق نظر آقانباتی ۱۳۸۳، مرز بین سازندهای دلیچای و لار به صورت تدریجی و پیوسته بوده که این مرز با ظاهر شدن لایه‌های سیلیسی مشخص می‌شود اما با توجه به اینکه سنگ شناسی سازندهای دلیچای و لار هردو کربناته بوده و در برخی از نواحی ممکن است توالی‌های چرتی مشاهده نشود از این رو تشخیص این مرز به سختی امکان پذیر می‌باشد. به همین دلیل، به منظور بررسی شواهد صحرایی مرز سازند دلیچای و لار، یک برش چینه شناسی در منطقه جنوب خاوری زنجان مورد مطالعه قرار گرفت.

موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه

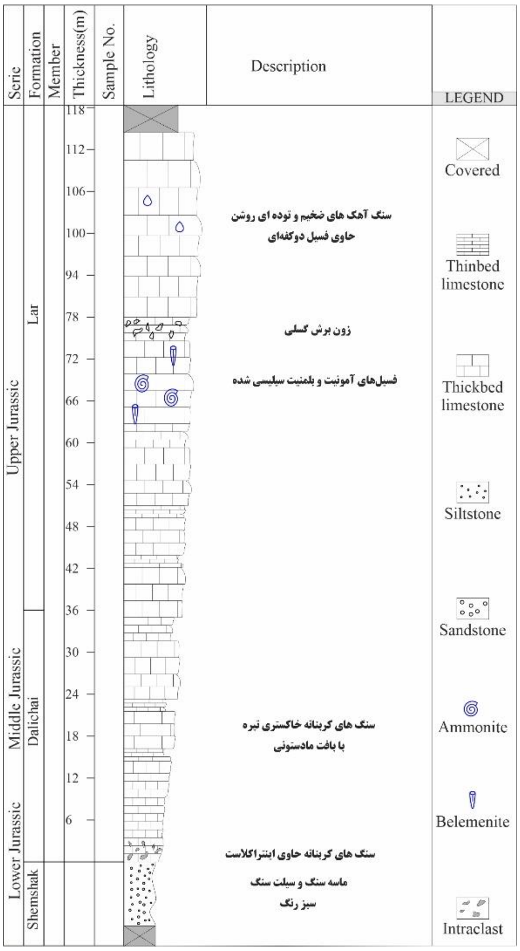
برش مورد نظر در محدوده جنوب شرقی زنجان در نزدیکی روستای ینگجه با مختصات طول شرقی ۳۶ درجه و ۲۱ دقیقه و ۲۷ ثانیه و عرض شمالی ۴۸ درجه و ۳۸ دقیقه و ۵۵ ثانیه واقع شده است. به منظور دسترسی به برش مورد مطالعه از مسیر جاده سلطانیه به سمت قیدار پس از طی حدود ۱۰ کیلومتر به دوراهی روستای چپ دره می‌رسیم. در مسیر روستای چپ دره پس از طی مسافتی حدود ۷ کیلومتر در سمت راست جاده می‌توان توالی‌های ژوراسیک را مشاهده نمود(شکل۱).



شکل۱: نقشه راه دسترسی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجان

سنگ چینه‌نگاری توالی‌های مورد مطالعه

به طور کلی در این منطقه مجموعه ای از توالی‌های سازندهای دلیچای و لار رخنمون دارند که در مجموعه ضخامت ۱۱۶ متر را به خود اختصاص داده‌اند(شکل۲). در منطقه مورد مطالعه، نهشته‌های ماسه‌سنگی و سیلت سنگی به رنگ سبز متعلق به سازند شمشک،



شکل۲: ستون چینه شناسی توالی‌های مورد مطالعه در برش ینگجه

قدیمیترین توالی‌ها را تشکیل داده‌اند(شکل۳). این سازند به دلیل نرم فرسا بودن، رخنمون محدودی را در منطقه دارد و بر خلاف آنچه که در نقشه زمین شناسی آورده شده است بیشتر محدوده مربوط به سازند شمشک به صورت پوشیده می‌باشد. قاعده سازند شمشک در این منطقه پوشیده است اما رخنمون مشخصی از این سازند در زیر سازند دلیچای قابل دسترس می‌باشد(شکل۴- الف).

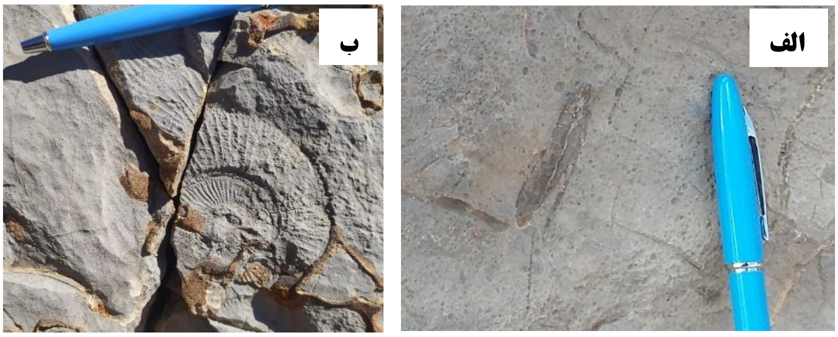
در این منطقه مجموعه توالی‌های کربناته سازند دلیچای با مرز فرسایشی بر روی توالی‌های شمشک قرار گرفته‌اند. این سازند متشکل از توالی‌های متوسط لایه کربناته به رنگ خاکستری تیره با بافت مادستونی بوده که در بخش قاعده‌ی این سازند یک لایه کربناته حاوی اینترا‌کلاست به ضخامت ۳ متر دیده می‌شود (شکل۴ – ب).

در ادامه، واحدهای سنگ آهکی دلیچای با بافت مادستونی رخنمون دارند. در بخش های بالایی سازند دلیچای، مجموعه‌ای از توالی‌های کربناته حاوی فسیل‌های آمونیت (عمدتا به صورت قالب) و بلمنیت دیده می‌شوند(شکل۵) که در اکثر موارد، این فسیل‌ها سیلیسی شده اما قالب فسیل‌های آمونیت دارای حفظ شدگی بسیار خوب می باشند.

شکل۳: نمای کلی از رخنمون سازندهای موجود در منطقه. دید به سمت غرب

شکل۴: الف- نمایی از رخنمون واحدهای سیلت سنگی به رنگ سبز سازند شمشک

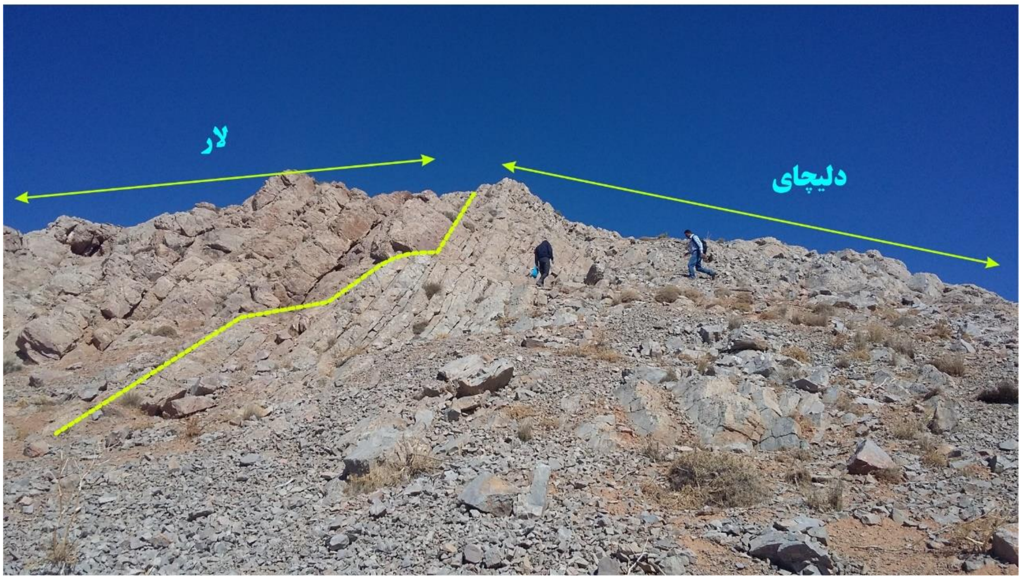
ب- نمایی از اینتراکلاست های قاعده سازند دلیچای در منطقه مورد مطالعه



شکل۵: الف- توالی‌های کربناته حاوی فسیلهای بلمنیت (الف) و آمونیت (ب) مربوط به بخش انتهایی سازند دلیچای

مرز بین سازند دلیچای و لار در این منطقه به صورت تدریجی بوده به طوری که واحدهای کربناته سازند دلیچای به تدریج به دولومیت‌های متوسط تا ضخیم لایه سازند لار تبدیل می‌شوند(شکل۶). وجود برش‌های گسلی و دولومیتی شدن توالی‌ها در این

ناحیه و همچنین حفرات پر شده بوسیله سیلیس ثانویه احتمال گسله بودن این مرز را نشان می‌دهد(شکل۷). اما در این مرز، سطح گسل دارای خش گسلی مشاهده نمی شود و صرفا بر اساس وجود برش‌های گسلی می‌توان این احتمال را مطرح نمود.



شکل۶: مرز بین سازندهای دلیچای و لار در منطقه مورد مطالعه دید به سمت غرب

شکل۷: گرهک‌های چرتی و برشی شدن توالی‌های کربناته در مرز بین سازندهای دلیچای و لار

سازند لار در این ناحیه از توالی‌های کربناته متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده که در ابتدا شامل توالی‌های متوسط لایه دولومیتی بوده که به تدریج به کربناته‌های ضخیم لایه تبدیل می‌شوند. این توالی‌ها به رنگ نخودی و حاوی دوکفه‌ای می‌باشند(شکل۸).

شکل۸: دوکفه‌ای موجود در توالی‌های کربناته سازند لار

از مهمترین شواهد شناسایی مرز بین سازندهای دلیچای و لار می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- تغییر در رنگ توالی‌ها از آبی و خاکستری تیره(سازند دلیچای) به نخودی و خاکستری روشن(سازند لار)
- تغییر در ضخامت توالی‌ها از نازک لایه(سازند دلیچای) به متوسط و ضخیم لایه(سازند لار)
- تغییر در محتوالی فسیلی از آمونیت و بلمنیت(سازند دلیچای) به دوکفه‌ای(سازند لار)
- تغییر در ترکیب سنگ شناسی و رخساره از آهکهای مادستونی(سازند دلیچای) به دولومیت(سازند لار)

نتیجه گیری

رخنمونی از سازندهای دلیچای و لار در منطقه جنوب زنجان مورد بررسی سنگ شناسی قرار گرفت. در این مطالعه ۱۱۶ متر از توالی‌های سنگی نمونه برداری گردید. بر اساس مطالعات صحرایی انجام شده در این ناحیه، ضخامت سازند دلیچای در حدود ۷۸

متر و ضخامت سازند لار در حدود ۳۸ متر تعیین شد. توالی‌های سازند دلیچای شامل کربناته‌های به رنگ آبی و خاکستری تیره بوده که عمدتا مادستونی می‌باشند و در بخش‌های بالایی، فسیل‌های آمونیت و بلمنیت در این توالی‌ها دیده می‌شود. مرز بین سازند دلیچای و لار بر اساس تغییر در ضخامت، رنگ، محتوای فسیلی، سنگ شناسی، برشی بودن لایه‌ها و وجود توالی‌های دیاژنزی (سیلیس ثانویه به صورت پرشدگی حفرات و فسیل‌ها) شناسایی گردید.

منابع

- آقانباتی س. ع. ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ص ۶۴۰.
- شمس م. و سید امام ک. ۱۳۸۹. سنگ چینه شناسی و زیست چینه شناسی سازند دلیچای (ژوراسیک میانی در منطقه پرور، شمال سمنان، البرز مرکزی. فصلنامه علوم زمین، ش ۷۵.
- محمدی منفرد م.، جعفریان م. و سید امامی ک. ۱۳۷۶. چینه شناسی و فون آمونیتی سازندهای دلیچار و لار در کوه شرف، سمنان(البرز شرقی). پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه اصفهان.
- وزیری س.ح.، مجیدی فرد م.ر.، جهانی د. و جمشیدی ا. ۱۳۸۷. چینه نگاری سنگی و زیستی سازند دلیچای در شمال باختری امام زاده هاشم (برش فیل زمین). علوم زمین. دوره ۳ شماره ۴. ص ۸۳-۹۶.
- نیک نهاد م.، سید امامی ک.، مجیدی فرد م.ر. و زارع غ. ۱۳۸۶. مطالعه چینه نگاری سنگی سازند دلیچای به سن ژوراسیک میانی در جنوب شرقی دریاچه ارومیه، محدوده ساختاری البرز باختری شمال ایران. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین. سازمانی زمین شناسی.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M.R., 2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, *312*(1), pp.129-160.
- Zohdi, A. and Rabbani, J., 2019. Formation mechanisms of intraformational conglomerate: Case study in Triassic and Jurassic of the Zanjan area. *Applied Sedimentology*, *7*(14), pp.57-70.
- Zohdi, Afshin, Adrian Immenhauser, and Javad Rabbani. "Middle Jurassic evolution of a northern Tethyan carbonate ramp (Alborz Mountains, Iran)." *Sedimentary Geology* (2021): 105866.

بررسی شواهد رخساره‌ای و صحرایی در شناسایی توالی‌های ریزشی کربناته مطالعه موردی از توالی‌های کرتاسه بالایی و میوسن ایران

جواد ربانی*[۱]، افشین زهدی[۱]، مجید میرزایی عطاآبادی[۲]

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
مسئول مکاتبات: جواد ربانی rabbani@znu.ac.ir 09155024101

چکیده

بررسی مطالعات سنگ‌شناسی و رخساره‌ای انجام شده بر روی توالی‌های کرتاسه بالایی و میوسن در نواحی زاگرس و ایران مرکزی و تطابق این مطالعات با یکدیگر در برش‌های مختلف نشان می‌دهد که در برخی از برش‌ها، ژئومتری لنزی شکل در توالی‌های کربناته دیده می‌شود. ریز رخساره‌های مشاهده شده در این الگوهای لنزی شکل در توالی‌ها تماما از قطعات و خرده‌های زیستی تشکیل شده به طوری که آثار حمل و نقل با فواصل کوتاه و طولانی در آنها دیده می‌شود. علاوه بر این، بررسی صحرایی دقیقتر رخساره‌های موجود در این توالی‌ها در مقیاس ماکروسکوپی نشان از شواهد حمل و نقل دارد به طوری که قطعات خرد شده ماکروفسیل‌ها در جهات مختلف و به صورت نامنظم نهشته شده‌اند. همچنین، در رخساره‌های عمیق‌تر مانند سازند گورپی، وجود ریز رخساره‌های حاوی قطعات مختلف ماکروفسیلی در بستر مادستونی پلاژیک نشان از حمل و نقل در بخش‌های انتهایی شیب قاره می‌باشد. در مجموع، مقایسه مطالعات انجام شده بر روی سازندهای قم(در سه برش) و گورپی(در دو برش) نشان می‌دهد که توالی‌های با ژئومتری لنزی شکل تماما دارای شواهد رخساره‌ای ماکروسکوپی و میکروسکوپی دال بر وجود شرایط حمل و نقل رسوبات در بستر محیط رسوبی در نواحی شیب قاره و حاشیه ریف و تشکیل رخساره‌های ریزشی می‌باشند.

مقدمه

از مهمترین نهشته‌های ریزشی کربناته در نواحی شیب قاره که دارای الگوی رسوبی گوه‌ای شکل و لایه بندی غیر ممتد می‌باشند می‌توان به نهشته‌های ریزشی تراز بالا (Highstand shedding) و نهشته‌های ریزشی تراز پایین(Lowstand wedge) اشاره نمود(Betzler et al., 2016). نهشته‌های ریزشی تراز بالا زمانی تشکیل می‌شوند که نهشته‌های کربناته کم عمق در بخش داخلی سکوی کربناته بر روی هم تجمع یافته و سپس به دلیل برخورد امواج و جریانات اقیانوسی، این نهشته‌ها خرد شده و در اثر نیروی گرانشی و جریانات اقیانوسی به سمت نواحی مجاور بخصوص نواحی دور از ساحل در مسیر شیب قاره جابجا شوند. این نهشته‌ها در نواحی شیب قاره و بخش‌های انتهایی مجددا رسوبگذاری می‌کنند. این فرایند در هنگام بالا آمدن سطح آب دریا و غرق شدن سکوی کربناته صورت می‌پذیرد(Eberli and Ginsburg, 1987). همچنین، نهشته‌های ریزشی گوه‌ای شکل می‌توانند در زمان پایین آمدن سطح آب دریا در نواحی شیب قاره تشکیل شوند. حجم رسوباتی که در نهشته‌های ریزشی تراز بالا وجود دارد بیشتر از حجم رسوبات نهشته‌های ریزشی تراز پایین می‌باشد از این جهت می‌توان آنها را از یکدیگر تفکیک نمود(Grammer and Ginsburg, 1992). علاوه بر این، توالی‌های گوه‌ای شکل تراز پایین به صورت خرده‌های برشی نازک لایه همراه با قطعات خرد شده و کنده شده از ریف می‌باشند در صورتی که الگوهای گوه‌ای تراز بالا به صورت توالی‌های ضخیم لایه با الگوی ضخیم‌شوند و دانه درشت شونده به سمت بالا دیده می‌شوند(Vecsei and Sanders 1997). موارد مشابهی از نهشته‌های ریزشی تراز بالا و پایین را می‌توان در سازندهای مختلف در ایران مشاهده نمود که از میان آنها می‌توان به نهشته‌های ریزشی تراز بالا در سازند پابده در برش‌های شاهنشین و زنجیران ناحیه شیراز (میرزایی محمودآبادی و همکاران ۱۳۸۸)، توالی‌های کالووین بالایی – آکسفوردین میانی(آهک اسفندیار) در کوه‌های شتری منطقه طبس(Fursich et al. 2003)، عضو

سیمره از سازند گورپی در برش کاور استان ایلام(همتی نسب و همکاران ۱۳۸۷) اشاره نمود. همچنین از نهشته‌های ریزشی تراز پایین می‌توان به توالی‌های الیگوسن حوضه رسوبی زاگرس(Dabbagh and Kendall, 2021)، عضو سیمره از سازند گورپی در برش دره‌شهر استان ایلام(ربانی و همکاران ۱۳۸۷) اشاره نمود. در این پژوهشی به بررسی الگوی لنزی شکل توالی‌های کربناته و ویژگی‌های رخساره‌ای در شناسایی توالی‌های ریزشی تراز پایین و تراز بالا پرداخته می‌شود. در این خصوص، عضو f از سازند قم به سن میوسن و عضو سیمره از سازند گورپی به سن کرتاسه بالایی مورد بررسی قرار خواهد گرفت. نهشته‌های میوسن ایران مرکزی شامل مجموعه‌ای از توالی‌های کربناته و تخریبی می‌باشد که در نواحی مختلف ایران مرکزی(حوضه‌های قم و اصفهان-سیرجان) رخنمون دارد که سازند قم نامیده می‌شود(Stocklin and Setudehnia 1971). این سازند در ناحیه تیپ خود(در نزدیکی شهر قم) از ۶ عضو اصلی(a تا f) تشکیل شده است(Furrer and Soder 1955). مطالعات مختلفی بر روی عضو f این سازند صورت گرفته به طوری که اهمیت اقتصادی این عضو باعث شده است که اکثر مطالعات انجام شده بر روی این سازند با نگاه ویژه به عضو f باشد(Okhravi and Amini 1998). اخیرا مطالعات متعددی بر روی محیط رسوبی و محدوده سنی سازند قم در نواحی مختلف ایران صورت گرفته است که از مجموعه این مطالعات می‌توان به(نواواجاری و همکاران ۱۴۰۰، Daneshian and Ramezani Dana 2019، Holakouee et al, 2018، دانشیان و همکاران ۱۳۹۶، حسینی نژاد و همکاران ۱۳۹۵) اشاره نمود. برخی از این مطالعات در محدوده استان زنجان صورت گرفته است که از جمله این مطالعات می‌توان به(دانشیان و اخلاقی ۱۳۹۲، ربانی و زهدی ۱۳۹۹، ربانی و همکاران ۱۳۹۹) اشاره نمود.

سازند گورپی یکی از مهمترین سازندهای سنگ منشا زاگرس به سه کرتاسه بالایی می‌باشد که دارای دو عضو رسمی(سیمره و امام حسن) و یک عضو غیر رسمی(آهک منصوری) می‌باشد(آقانباتی ۱۳۸۳). مطالعات مختلفی بر روی محیط رسوبی و محدوده سنی سازند گورپی صورت گرفته که برخی از آنها معطوف به عضو لوفا می‌باشد(Hashemi et al, 2020) و در برخی نیز محیط رسوبی این عضو مورد بررسی قرار گرفته است(ربانی و همکاران ۱۳۸۷، همتی نسب و همکاران ۱۳۸۷). با توجه به اینکه مطالعات صحرایی یکی از مهمترین بخش‌های یک مطالعه زمین‌شناسی به شمار می‌رود به طوری که با مشاهده الگوهای لایه‌بندی می‌توان تا حدودی به شرایط محیط رسوب‌گذاری توالی‌ها پی برد از این جهت این پژوهش به بررسی الگوهای گوه‌ای شکل و محیط تشکیل آنها در برخی از توالی‌های مطالعه شده اختصاص یافته است. به منظور انجام این پژوهش، سه برش از توالی‌های میوسن زیرین در اطراف زنجان و دو برش از توالی‌های کرتاسه بالایی در محدوده کبیرکوه مورد بررسی قرار گرفتند. در این پژوهش به مقایسه عضو f از سازند قم در محدوده استان زنجان در سه برش(اندآباد، آق‌بلاغ و قمچقای) و عضو سیمره از سازند گورپی در محدوده استان ایلام در دو برش کاور و دره‌شهر می‌پردازیم.

موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه از سازند قم

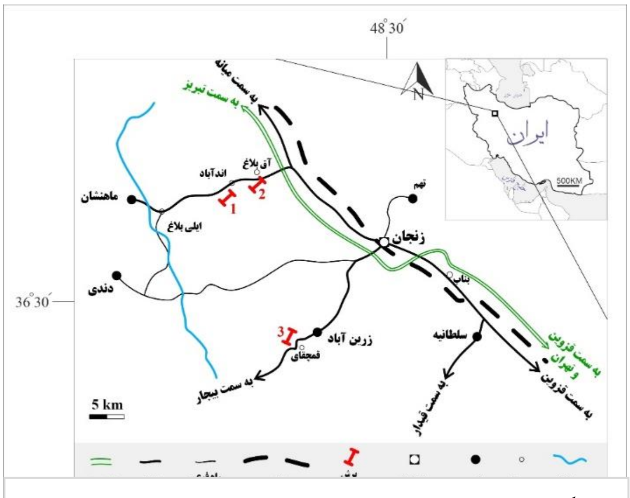
سنگ‌شناسی، الگوی لایه‌بندی و رخساره‌های عضو f از سازند قم در سه برش اندآباد، آق‌بلاغ و قمچقای (واقع در استان زنجان) با یکدیگر انطباق داده شده است.

برش اندآباد در مسیر جاده زنجان به سمت ماه‌نشان در نزدیکی روستای اندآباد علیا واقع شده است. برای دسترسی به این برش ابتدا در مسیر جاده قدیم زنجان به سمت میانه پس از طی حدود ۳۰ کیلومتر به سه راه نیک پی می‌رسیم. سپس در سمت چپ وارد جاده

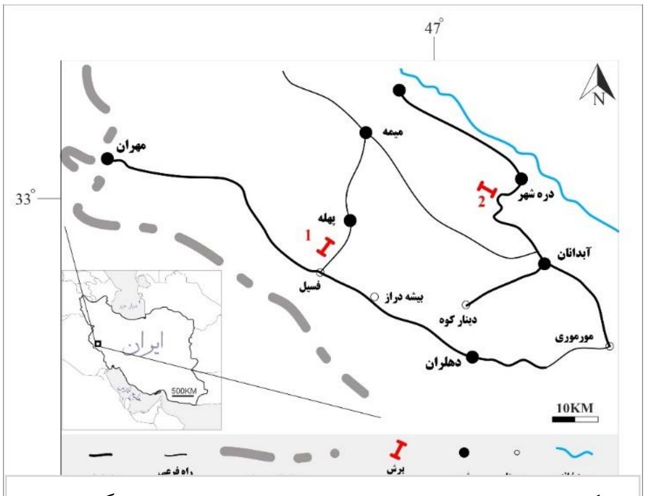
ماه‌نشان شده و بعد از طی مسافت حدود ۲۰ کیلومتر به روستای اندآباد علیا می‌رسیم. رخنمون عضو f از سازند قم در مجاورت روستا به صورت ارتفاعات منطقه کاملا مشهود می‌باشد (ربانی و زهدی ۱۳۹۹). برش آق‌بلاغ در مسیر زنجان به سمت ماهنشان در ابتدای جاده فرعی روستای قره‌گل واقع است. برای دسترسی به این برش ابتدا از زنجان در مسیر جاده قدیم زنجان به سمت میانه پس از طی حدود ۳۰ کیلومتر به سه راه نیک پی می‌رسیم. سپس در سمت چپ وارد جاده ماه نشان شده و بعد از طی مسافت حدود ۱۵ کیلومتر در محدوده منطقه آق‌بلاغ و اربط، رخنمون سازند قم در ابتدای جاده روستای قره‌گل قابل مشاهده است (ربانی و همکاران ۱۳۹۹). برش قمچقای در حدود ۳۰ کیلومتری جنوب باختری شهر زنجان در نزدیکی روستای قمچقای و در جنوب کارخانه سیمان زرین‌آباد واقع شده است. برای دسترسی به این برش از زنجان در مسیر بیجار پس از طی حدود ۳۰ کیلومتر در حاشیه سمت راست جاده می‌توان رخنمون خوبی از عضو f سازند قم را مشاهده نمود (عالیپور و همکاران ۱۳۹۵)(شکل ۱).

موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه از سازند گورپی

رخساره، الگوی لایه‌بندی و سازوکار تشکیل توالی‌های عضو سیمره از سازند گورپی در دو برش کاور و دره شهر (واقع در استان ایلام) مورد بررسی و مقایسه قرار گرفت. برش کاور در محدوده استان ایلام و حدفاصل بین شهرهای دهلران و مهران در یال جنوب غربی کوه اناران واقع شده است. برای دسترسی به این برش از مهران به سمت دهلران پس از طی حدود ۵۰ کیلومتر به سه راهی پهله (روستای فسیل) می‌رسیم. در مسیر جاده آسفالته سمت چپ حرکت کرده و پس از طی ۱۳ کیلومتر در این مسیر به محدوده رخنمون سازند گورپی در نزدیکی روستای کاور می‌رسیم (همتی نسب و همکاران ۱۳۸۷). برش دره‌شهر در استان ایلام (مرز بین استان ایلام و استان لرستان) در نزدیکی شهر دره شهر در یال شمال شرقی کبیرکوه واقع شده است. برای دسترسی به این برش از دره شهر در مسیر آبدانان پس از طی حدود ۵ کیلومتر به منطقه جهانگیر آباد می‌رسیم. رخنمون سازندهای ایلام، گورپی، پابده و آسماری در این محدوده در دوطرف جاده به وضوح قابل مشاهده است(ربانی و همکاران ۱۳۸۷)(شکل۲).



شکل ۱: نقشه راه‌های دسترسی به برش‌های مورد بحث از سازند قم در محدوده استان زنجان.
۱) برش اندآباد؛ ۲) برش آق بلاغ؛ ۳) برش قمچقای.



شکل ۲: نقشه راه‌های دسترسی به برش‌های مورد بحث از سازند گورپی در محدوده استان ایلام.
۱) برش کاور؛ ۲) برش دره‌شهر.

چینه‌شناسی برش‌های مورد نظر

در برش اندآباد، رخنمونی از واحدهای کربناته ضخیم لایه عضو f از سازند قم دیده می‌شود که به صورت فرسایشی بر روی توالی‌های تخریبی سازند قرمز زیرین و در زیر واحدهای تبخیری ابتدای سازند قرمز بالایی قرار گرفته است(ربانی و زهدی ۱۳۹۹). سازند قم در برش آق بلاغ دارای رخنمون کاملی بوده به طوری که عمده ۶ عضو آن در این ناحیه دیده می‌شود. این سازند به صورت فرسایشی بر روی توالی‌های آندزیتی معادل سازند قرمز بالایی و به صورت همشیب در زیر واحدهای تخریبی ماسه سنگ و کنگلومرای سازند قرمز بالایی قرار گرفته است(ربانی و همکاران ۱۳۹۹). در برش قمچقای، عضوهای f و مارن انتهایی سازند قم رخنمون داشته که این توالی‌های به صورت ناپیوسته با مرز فرسایشی بر روی توالی‌های قرمز رنگ معادل سازند قرمز زیرین و به صورت هم شیب در زیر توالی‌های تبخیری سازند قرمز بالایی قرار گرفته‌اند (ربانی و همکاران ۱۳۹۹، عالیپور و همکاران ۱۳۹۵).

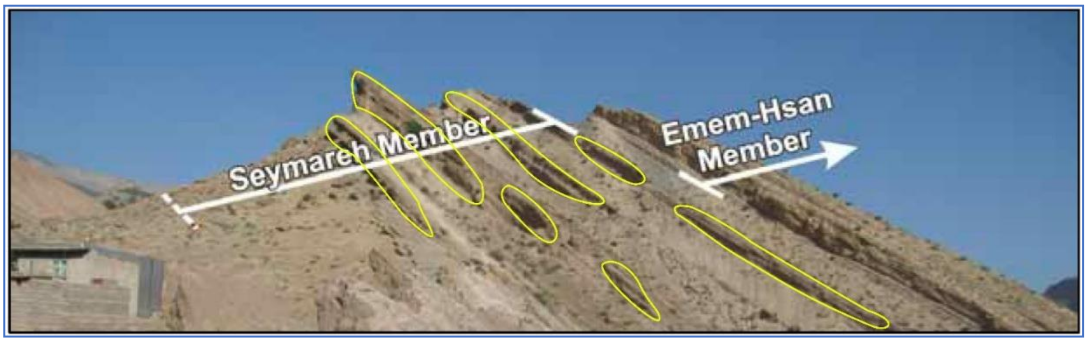
در برش کاور، رخنمونی از واحدهای کربناته سازند ایلام، واحدهای شیلی، مارنی و سنگ آهکی سازند گورپی، واحدهای شیلی و کربناته سازند پابده، عضو تبخیری کلهر از سازند آسماری، واحدهای کربناته سازند آسماری، توالی‌های تبخیری گچساران وتوالی‌های تخریبی سازند آغاجاری قابل مشاهده است. مرز بین این سازندها به صورت همشیب می‌باشد(همتی نسب و همکاران ۱۳۸۷). در برش دره شهر، مجموعه توالی‌های کربناته سازند ایلام، مارن‌ها و شیل‌های سازند گورپی، شیل‌ها و سنگ آهک‌های سازند پابده، سنگ‌های کربناته سازند آسماری و تبخیری‌های سازند گچساران رخنمون یافته‌اند. مرز بین این سازندها به صورت همشیب می‌باشد. سازند آسماری ارتفاعات منطقه و سازند گچساران جوانترین واحدهای منطقه را تشکیل می‌دهند(ربانی و همکاران ۱۳۹۸).

بحث

عضو سیمره از سازند گورپی در برش کاور به صورت یک واحد کربناته دارای ماکروفسیل‌های به شدت خرد شده از قبیل رودیست، خارپوست، دوکفه‌ای (خصوصا لوفا) و غیره می‌باشد که رخساره‌ای به هم ریخته را نشان می‌دهد. این محتوای سنگی و فسیلی در برخی از نواحی به شدت سیمانی شده و دارای یک واحد پر فسیل در بخش بالایی می‌باشد. این عضو در برش دره شهر از درجه سخت شدگی کمتری برخوردار بوده و به صورت دو واحد مجزا با الگوی لنزی شکل و محتوای فسیلی خرد شده دیده می‌شود که در مقاطع میکروسکپی مجموعه‌ای از قطعات خرد شده زیستی به صورت به هم ریخته دیده می‌شود(ربانی و همکاران ۱۳۸۷؛ همتی نسب و همکاران ۱۳۸۷؛ قورچایی و همکاران ۱۳۸۵)

شواهد ماکروسکوپی و میکروسکوپی مختلفی در عضو سیمره قابل مشاهده است که می‌توان دلیلی برای نابرجا بودن آن دانست. از مهمترین شواهد می‌توان به الگوی گوه‌ای و لنزی شکل توالی‌ها اشاره نمود. مطالعه محتوای فسیلی توالی‌ها نشان می‌دهد که توالی-های را رخساره پلاژیک و فراوانی بالای روزن‌بران شناور در زیر عضو سیمره به ناگهان به توالی‌های بسیار کم عمق عضو سیمره تبدیل می‌شوند بدون اینکه روند تدریجی در کاهش روزنبران شناور دیده شود. همچنین مجموعه‌ای از توالی‌های مارن پلاژیک به طور ناگهانی در بالای عضو سیمره قرار گرفته است. این موضوع نشان دهنده این است که عضو سیمره در اثر یک حادثه ناگهانی تشکیل شده که نابرجا بودن آن را تایید می‌کند. تجمع بالای ماکروفسیل‌ها در جهات مختلف در این توالی گویای این موضوع

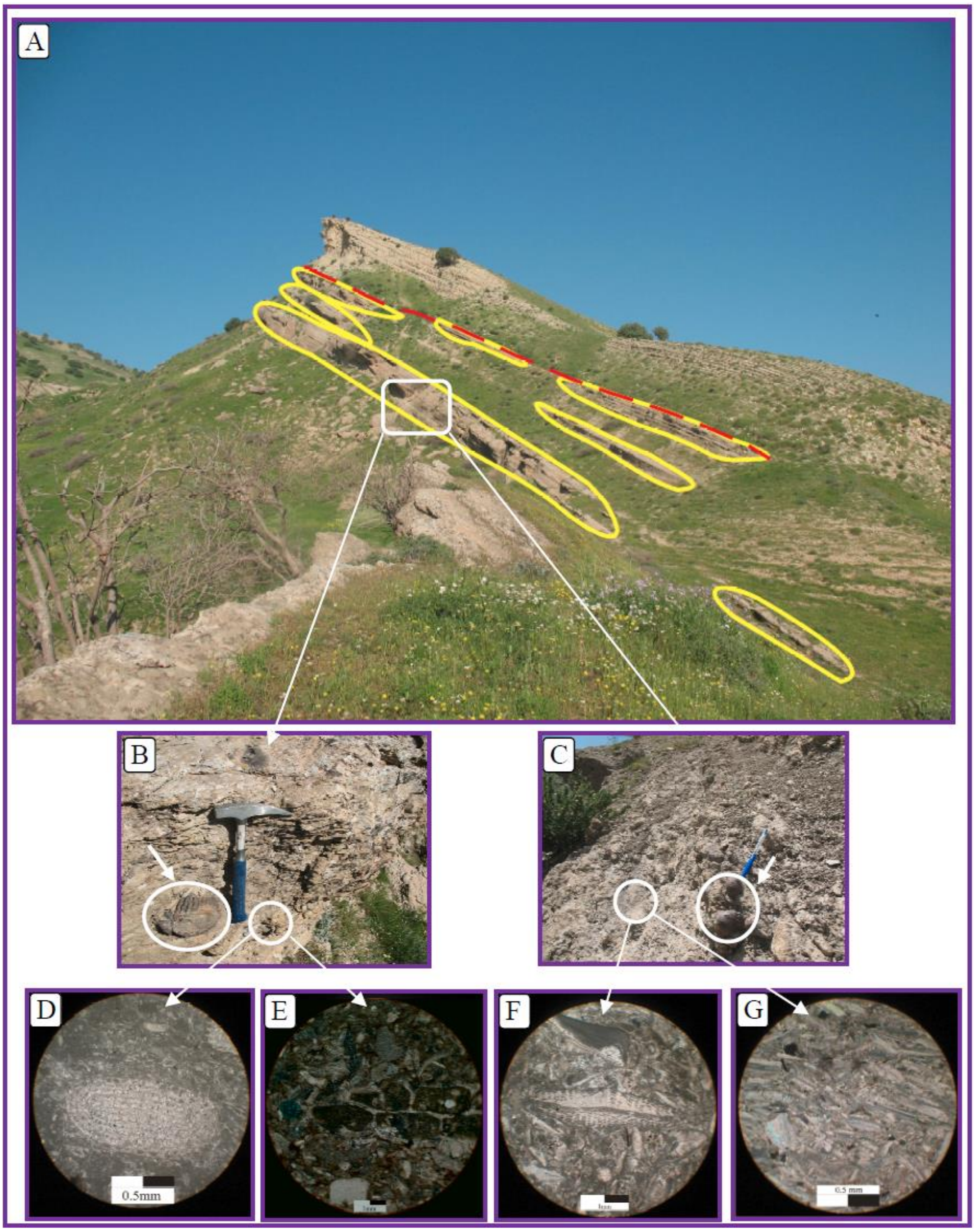
است که این فسیل‌ها از محل دیگر حمل شده و در این محیط نهشته شده‌اند. همچنین شواهدی از قبیل قطعات خرد شده در مقاطع نازک نیز نابرجا بودن این عضو را تایید می‌کند(همتی نسب و همکاران ۱۳۸۷) (شکل‌های **۳ تا ۶**).



شکل ۳: رخنمونی از عضو آهکی سیمره در برش فرهاد آباد(برگرفته از همتی نسب و همکاران ۱۳۸۷).

شکل ۴: نمای نزدیک از فسیل‌های دوکفه‌ای عضو سیمره در برش کاور(برگرفته از همتی نسب و همکاران ۱۳۸۷).
الف) نمایی از تجمع فسیل‌های دوکفه‌ای به صورت خرد شده و به هم ریخته که آثار حمل و نقل در آن قابل مشاهده است.
ب) نمای نزدیک از فسیل دوکفه‌ای(لوفا) که به صورت عمودی در توالی‌ها دیده می‌شود که نابرجا بودن این توالی را تایید می‌کند.

شکل ۵: نمایی از مارن‌های پلاژیک در برش کاور که بلافاصله بعد از عضو سیمره قرار گرفته است
(برگرفته از همتی نسب و همکاران ۱۳۸۷)

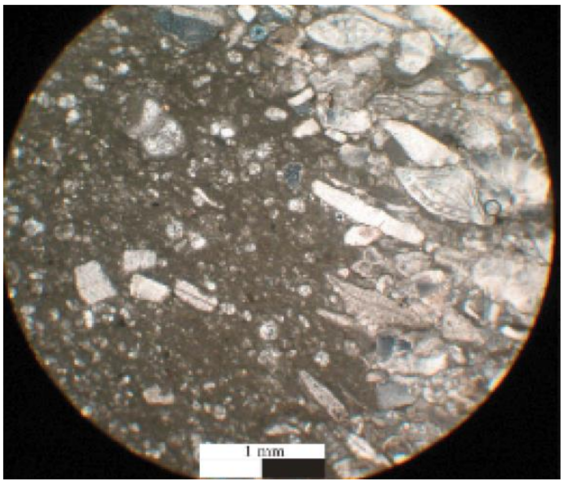


شکل ۶: نمایی از الگوی گوه ای شکل عضو سیمره از سازند گورپی در برش دره شهر.

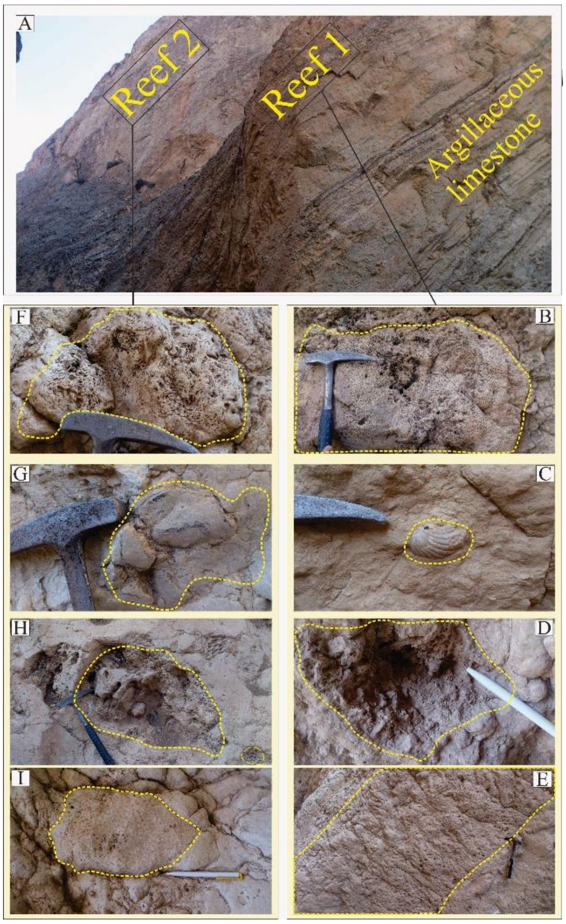
خط چین قرمز رنگ مرز بین عضو سیمره در پایین و عضو امام حسن در بالا می‌باشد(برگرفته از ربانی و همکاران ۱۳۸۷)

A – نمای دور از عضو سیمره (محدوده‌های زرد رنگ)، B و C – فسیل دوکفه‌ای لوفا که به صورت خرد شده در جهات مختلف در توالی‌های کربناته لوفا دیده می‌شود، D تا G – تصاویر ریزخساره‌های عضو لوفا که خرد شدگی و آثار حمل و نقل به وضوح در آنها دیده می‌شود.

یکی از مهمترین شواهد حمل و نقل که در مقاطع نازک تهیه شده از عضو سیمره دیده می‌شود وجود فسیل‌های کف زی خرد شده به صورت کلاست در بستر پلاژیک بوده که نشاندهنده حمل شدن فسیل‌های محیط های کم عمق به بخش‌های عمیق انتهای شیب قاره می‌باشد(شکل۷) (ربانی و همکاران ۱۳۸۷).

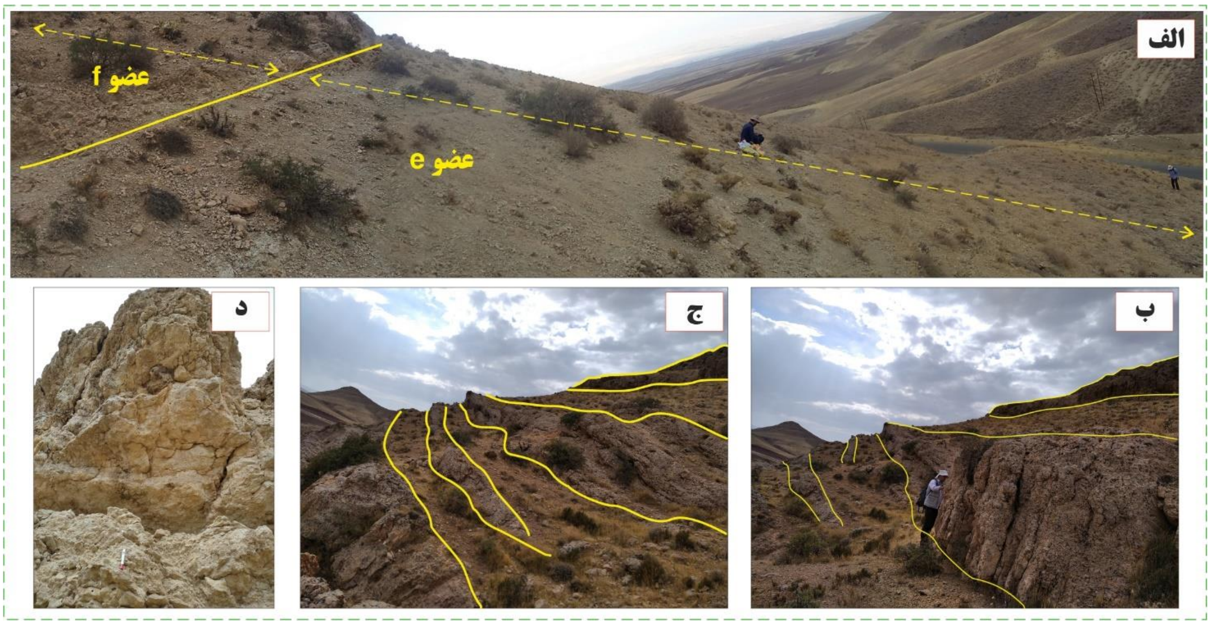


شکل۷: تصویری از مقطع نازک میکروسکپی عضو سیمره از سازند گورپی در برش دره شهر.
در این تصویر فسیل‌های کف زی و خرده های زیستی محیط‌های کم عمق با رخساره گرینستون در ضمینه وکستونی پلاژیک محیط‌های عمیق به وضوح دیده می شوند.

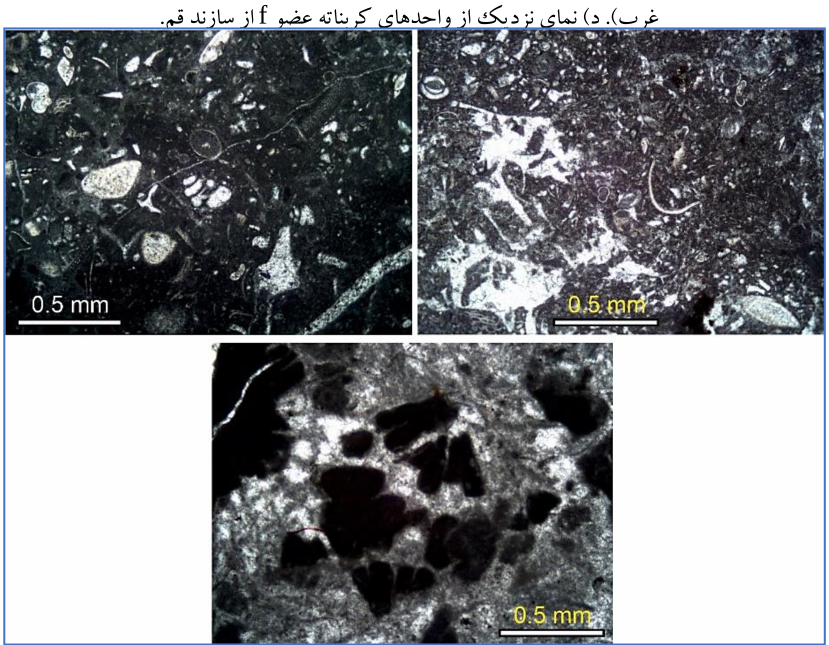


شکل۸- A- نمای کلی از دو واحد تفکیک شده ریف ۱ و ۲ به همراه واحد آهک رسی که در زیر این دو واحد رخنمون دارد. دید به سمت شمال خاوری. نواحی مشخص شده با خط چین محدوده‌های فسیل‌های مرجانی و دوکفه‌ای را نشان می‌دهند. E–B : تصاویر مربوط به مجموعه‌های کلنی مرجانی (B، D، E) و دوکفه‌ای (C) موجود در واحد ریف ۱. F -I : تصاویر مربوط به مجموعه‌های کلنی مرجانی (F، H، I) و دوکفه‌ای (G) موجود در واحد ریف ۲. (برگرفته از ربانی و زهدی ۱۳۹۶)

اما در برش آق بلاغ، عضو f از سازند قم به صورت توالی‌های خرد شده لنزی شکل حاوی ریزرخساره بایوکلاست پکستون می‌باشد که نابرجا بودن این توالی‌ها را تایید می‌کند(شکل‌های ۹ و ۱۰)(ربانی و همکاران ۱۳۹۹).

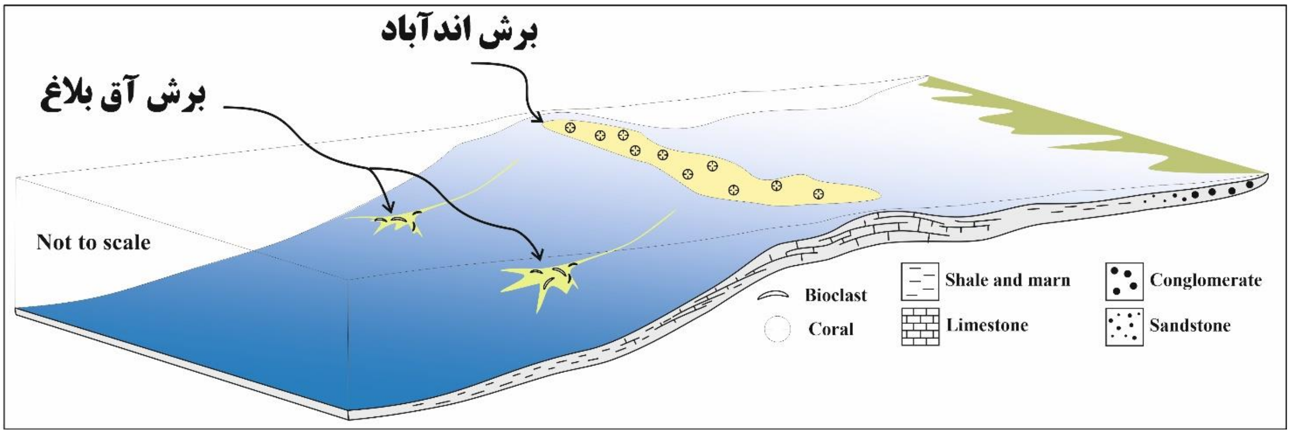


شکل۹: تصاویر صحرایی از عضو f سازند قم در برش آق بلاغ برگرفته از(ربانی و همکاران ۱۳۹۹) A) نمای کلی از عضوهای e و f از سازند قم(دید به سمت شرق). ب و ج) تناوب لایه‌های کربناته متوسط تا ضخیم لایه در نازک لایه که به صورت لنزی شکل در این محدوده دیده می‌شود(دید به سمت غرب). د) نمای نزدیک از واحدهای کربناته عضو f از سازند قم.



شکل۱۰: تصاویر ریزرخساره‌های عضو f از سازند قم در برش اق بلاغ

به طور کلی می‌توان رخساره‌های ریزشی عضو f از سازند قم در برش آق بلاغ را به عنوان ریف تالوس‌های این عضو در برش اندآباد در نظر گرفت که پس از خرد شدن و حمل و نقل در شیب قاره نهشته شده‌اند(شکل ۱۱).



شکل ۱۱: مدل رسوبی و موقعیت مکانی تشکیل عضو f از سازند قم در برش‌های اندآباد و آق بلاغ

نتایج

الگوهای موجود در توالی‌های رسوبی شواهد بسیار خوبی برای بازسازی شرایط محیط رسوب‌گذاری قدیمی می‌باشد. در این پژوهش، مجموعه مطالعاتی که بر روی عضو سیمره از سازند گورپی و عضو f از سازند قم صورت پذیرفته بود مورد ارزیابی و تحلیل و مقایسه قرار گرفت. نتایج این تحلیل نشان می دهد که الگوهای لنزی شکل در توالی‌های کربناته می تواند شاهد بسیار خوبی برای توالی‌های ریزشی باشند. ریزرخساره‌های موجود در این توالی‌های نیز این موضوع را تایید می کند. بایوکلاست‌های خرده شده و حمل شده در عضو سیمره از سازند گورپی می تواند از سازند تاربور که معادل زمانی آن است منشا شده باشد به دلیل اینکه در این واحدهای خرد شده قطعاتی از رودیست نیز به فراوانی یافت شده است. در خصوص عضو f از سازند قم می توان گفت که این عضو در برخی از نواحی مانند برش اندآباد و قمپقای دارای رخساره ریفی بوده که در نواحی مجاور مانند برش آق بلاغ، این رخساره به صورت ریف تالوس مشاهد می‌شود.

منابع

- آقانباتی س. ع. ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ص ۶۴۰.
- حسینی‌نژاد س. م.، رامه ح. و اهری پور ر. ۱۳۹۵. زیست چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند قم در برش تلن کوه، جنوب باختری سمنان. دوفصلنامه رسوب شناسی کاربردی دانشگاه بوعلی سینا همدان، دوره ۴، شماره ۷، ص. ۱۰۱-۱۱۶.
- دانشیان ج.، اسدی مهماندوستی ا. و رمضانی دانا ل. ۱۳۹۶. ریزرخساره، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش ده نمک، شمال شرق گرمسار. فصلنامه زمین شناسی ایران. جهاد دانشگاهی دانشگاه شهید بهشتی. دوره ۱۱، شماره ۴۱، ص. ۲۳-۴۳.
- دانشیان ج. و اخلاقی م. ۱۳۹۲. تعیین محیط دیرینه نهشته‌های سازند قم بر اساس فرامینیفرا پلانکتیک و بنتیک در برش کلتکه، جنوب غرب ماه نشان. هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. دانشگاه شهید بهشتی.

- ربانی ج. و زهدی ا. ۱۳۹۹. ریزدیرینه شناسی و محیط رسوبی سازند قم در شمال غرب زنجان. نشریه علمی رخساره های رسوبی. در حال چاپ.
- ربانی ج.، میرزایی عطاآبادی م.، میرزایی ح.، حسن پور م. و میراحمدی آ. ۱۳۹۹. مطالعه سنگ چینه‌نگاری کاملترین برش از سازند قم در منطقه زنجان. سیزدهمین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران. دانشگاه اصفهان. ص ۲۳۶-۲۴۶.
- ربانی ج.، قاسمی‌نژاد ا. و امینی ع. ح.، ۱۳۸۷. میکروبایواستراتیگرافی و چینه‌نگاری سکانسی سازند گورپی در برش دره-شهر، شمال کبیرکوه. پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش چینه‌نگاری و دیرینه شناسی، دانشگاه تهران. ص ۱۲۱.
- عالیپور ش.، میرزایی عطاآبادی م.، زهدی ا. و رحمانی ع. ۱۳۹۵. چینه شناسی و ریزرخساره‌های سازند قم در منطقه قمچقای، جنوب زنجان. یازدهمین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران. دانشگاه پیام نور طبس. ص ۱۹۰.
- قورچایی ش. ۱۳۸۵. بیواستراتیگرافی سازند گورپی در شمال کبیرکوه بر مبنای فرامینیفرا. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران. ص ۱۶۷.
- میرزایی محمودآبادی ر.، لاسمی ی. و افقه م. ۱۳۸۸. محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده در منطقه شیراز. مجله علوم سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. دوره ۱۹ . شماره ۷۳. ص ۱۳۹-۱۴۶.
- نواواجاری ش.، مغفوری مقدم ا.، شهیدی ع. و نظری ح. ۱۴۰۰. ریززیست چینه نگاری و محیط رسوبی دیرینه نهشته‌های الیگو-میوسن در شمال ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. دوره ۳۱، شماره ۱. ص ۳۷-۵۰.
- همتی نسب م.، قاسمی نژاد ا. و امینی ع. ح.، ۱۳۸۷. میکروبایواستراتیگرافی و چینه نگاری سکانسی سازند گورپی در برش کاور، جنوب کبیرکوه. پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش چینه‌نگاری و دیرینه شناسی، دانشگاه تهران. ص ۱۹۰.

Refrences

- Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J. J., and Braga, J. C., 2016. Lowstand wedges in carbonate platform slopes (Quaternary, Maldives, Indian Ocean). The Depositional Record, v.2, p. 196-207.
- Dabbagh, A. and Kendall, C.G.S.C., 2021. Deep-T-platform responses to the global sea-level fluctuations, Oligocene Asmari and Pabdeh Formations of the Zagros foredeep Kalhur sub-basin, SW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 206, p.104605.
- Daneshian, J. and Dana, L.R., 2019. Benthic foraminiferal events of the Qom Formation in the north Central Iran Zone. Paleontological Research, 23(1), pp.10-22.
- Eberli, G.P. and Ginsburg, R.N., 1987. Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank. Geology, v. 15, p. 75-79.
- Furrer, M.A. and Soder, P.A., 1955. The Oligo– Miocene MarineFormation in the Qom region (Central Iran), Proc. 4th World Petroleum Congrres, Rom Section I/A/5, P. 267- 277.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Schairer, G. and Majidifard, M.R., 2003. Platform-basin transect of a Middle to Late Jurassic large-scale carbonate platform system (Shotori Mountains, Tabas area, east-central Iran). Facies, 48(1), p.171.
- Grammer, G.M. and Ginsburg, R.N., 1992. Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. Marine Geology, v.103, p. 125-136.
- Holakouee Z., Maghfori moghaddam I., Yazdi m. and Yousefi yegane B. 2018. Biostratigraphy and Microfacies of Qom Formation in Urumieh-Dokhtar Zone, Iran. International Journal of Engineering anf Technology. 10(4): 1052-1066.

- Hashmie, A., Rashwan, M., El Hedeny, M., Sharyari, S., Rahimi, S. and Mansour, H., 2020. Facies development, palaeoecology, and palaeoenvironment of the Seymareh (Lopha Limestone) Member of the Gurpi Formation (Upper Campanian), Lurestan Province, SW Iran. Geological Journal, 55(10), pp.6898-6911.
- Okhravi, R. and A. Amini 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation Miocene, Central Basin, Iran). Sedimentary Geology, France, v. 118, p. 37-54
- Stocklin, J. and Stetudehnia, A., 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran. Ministry of industry and mines, Geological Survey of Iran, Report 18.
- Vecsei, A. and Sanders, D.G., 1997. Sea-level highstand and lowstand shedding related to shelf margin aggradation and emersion, Upper Eocene-Oligocene of Maiella carbonate platform, Italy. Sedimentary Geology, v.112, p.219-234.

زیست چینه نگاری آمونیت ها در آپتین پایینی

سید ناصر رئیس السادات[۱*]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

چکیده:

در دو دهه گذشته گروه کاری کرتاسه پایینی از زیر کمیسیون کرتاسه وابسته به انجمن بین المللی زمین شناسان IUGS بایوزوناسیون قلمرو تتیس و بخصوص ایالت مدیترانه را مورد بحث قرار داده اند. دو جنس *Deshayesites* و *Dufrenoyia* از خانواده Deshayesitidae در ناحیه مدیترانه بخوبی گسترش یافته و با توجه به گسترش زمانی محدودشان فسیل های مشخصی برای بایوزوناسیون محسوب می شوند. بر مبنای گونه های مختلف این جنس ها چندین بایوزون برای آپتین پیشین پیشنهاد شده است که البته این جنسها بخوبی در قلمرو تتیس و حتی بورال گسترش داشته اند. زون های آمونیتی *Deshayesites oglanlensis*، *Deshayesites weissi*، *Deshayesites deshayesi* و *Dufrenoyia furcata* سن آپتین پیشین را مشخص می نمایند. در این تحقیق زون های امونیتی آپتین پیشین برای دو ناحیه کپه داغ و شمال اسپانیا و گسترش این زون ها در ایالت زیستی مدیترانه مورد بحث و بررسی قرار می گیرد.

کلمات کلیدی: آپتین پایینی، آمونیت، بایوزوناسیون، کپه داغ، اسپانیا

Lower Aptian ammonite biostatigraphy

S.N. Raisossadat [1]

1- Geology Department, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract

In last two decades Lower Cretaceous Working Group of IUGS has discussed biozonation of Tethys Realm and especially Mediterranean Province. Two genera of the family Deshayesitidae, *Deshayesites* and *Dufrenoyia*, are well distributed in the Mediterranean region of Tethys and provide good indices for biozonation with their short-range time. Based on representative species of theses genera few biozones have been proposed for early Aptain that are well distributed in Tethys and even Boreal Realm. *Deshayesites oglanlensis*, *Deshayesites weissi*, *Deshayesites deshayesi* and *Dufrenoyia furcata* are index for early Aptian. In this paper ammonite biozonation of early Aptian for Kopet Dagh and north of Spain is explained and distribution of the early Aptian biozones is discussed in Mediterranean Province.

Keywords: Lower aptian, Ammonite, Biozonation, Kopet Dagh, Spain

مقدمه

آمونیتها یکی از بهترین فسیل ها برای مقایسه های بایواستراتیگرافی در کرتاسه پایینی محسوب می گردد. زون های آمونیتی متعددی برای کرتاسه زیرین در کار گروه کرتاسه پایینی IUGS ارائه شده که جدیدترین آن را میتوان (Reboulet *et al.*, 2018) یافت. افرادی مختلفی مطالعاتی بر روی خانواده Deshayesitidae داشته اند، به عنوان مثال (Bogdanova and Mikhailova, 1999, 2004; Ropolo et al., 2006; Bersac and Bert, 2012).

بایوزوناسیون کرتاسه زیرین بر اساس آمونیت ها در حوضه تتیس در سالهای اخیر مورد بحث قرار گرفته است. بر مبنای گونه های مختلف خانواده Deshayesitidae برای رسوبات آپتین پیشین یک بایوزوناسیون پیشنهاد شده است (eg. Bogdanova and Tovbina, 1994) که توسط گروه سفالوپود کرتاسه پایینی برای مدیترانه مورد پذیرش قرار گرفت (Hoedemaeker *et al.*, 1993). جنس های این خانواده در حوضه تتیس به خوبی گزارش شده و حتی بعضی از انها در قلمرو بورال نیز گزارش شده است. سه جنس *Turkmeniceras*, *Deshayesites* و *Dufrenoyia* در ناحیه مدیترانه به خوبی گسترش داشته و به عنوان نمونه های مشخص برای بایوزوناسیون بارمین پسین- آپتین پیشین مورد استفاده قرار می گیرند.

در این مقاله ضمن معرفی بازوناسیون پیشنهادی گروه کاری کرتاسه پایینی وابسته به IUGS ، بایوزوناسیون اپتین پیشین که بر اساس جنس های و گونه های شاخص خانواده Deshayesitidae معرفی شده است در دو ناحیه شمال شرق ایران (کپه داغ) و شمال اسپانیا که جزء ناحیه مدیترانه می باشند، مورد بحث قرار میگرد.

کپه داغ

مجموعه فسیلی بارمین پسین-اپتین پیشین در حوضه کپه داغ دراکثر نقاط این حوضه سازند سرچشمه گسترش داشته ولی در ناحیه تکل کوه در شمال غرب حوضه سازند سنگانه نیز حاوی امونیت های آپتین پیشین می باشد (Immel et al., 1997, Raisossadat, 2004).

بایوزوناسیون در کپه داغ

آپتین پایینی Lower Aptian

Deshayesites oglanlensis Zone: این زون یک زون بینابینی (Interval Zone) است. قاعده زون با اولین ظهور *Deshayesites oglanlensis* در برش های چینه شناسی تکل کوه و آمند در سازند سرچشمه شناخته می شود. دیگر گونه های موجود در این زون شامل *Deshayesites dechyi*, *D.* cf. *euglyphus*, *D. luppovi*, *D.* cf. *weissiformis*, *D. tenuicostatus*, *D.* cf. *tuarkyricus*, *D.* sp. 1 *Pedioceras* sp. and *Ancyloceras* cf. *mantelli* است. این زون معادل زون *D. tuarkyricus* است (Hoedemaeker and Rawson, 2000). با توجه به اینکه *Deshayesites oglanlensis* از فرانسه (Delanoy, 1995; Ropolo *et al*., 1999), اسپانیا (Aguado *et al*., 1997), رومانی (Avram, 1999) و ایران (رئیس السادات, ۲۰۰۲) گزارش گردیده است. Raisossadat (2002) پیشنهاد نمود نام *Deshayesites oglanlensis* به جای *D. tuarkyricus* برای قاعده آپتین در نظر گرفته شود که در اولین کارگاه بین المللی IUGS مربوط به آمونیت های کرتاسه زیرین پذیرفته شد (Hoedemaeker *et al*., 2003). این گونه نیز در شمال اسپانیا نیز گزارش گردیده است (García-Mondéjar *et al*., 2009).

Deshayesites weissi Zone: این زون یک زون بینابینی است قاعده زون با ظهور *Deshayesites weissi* مشخص می شود. دیگر اعضاء این مجموعه شامل *Deshayesites dechyi*, *D.* cf. *involutus*, *D.* cf. *planus*, *D.* sp. 2, *D.* spp., *Phylloceras* sp., *Phyllopachyceras* sp. and Cymatoceratidae (Nautiloidea) است. این زون در قسمت بالایی سازند سرچشمه در برش های چینه شناسی تکل کوه و آمند گسترش دارد. گونه *Deshayesites weissi* Neumayr and Uhlig 1881 برای سال ها به عنوان یک زون آمونیتی آپتین پایینی شناخته می شد. اما مطالعات نشان داد که گونه تایپ مفقود شده است. لذا بر اساس پیشنهاد Raisossadat et al. (2008), García-Mondéjar et al. (2009) and Moreno-Bedmar et al. (2009), زون *Deshayesites forbesi* به جای آن پیشنهاد شد (Reboulet et al., 2011). البته گونه *forbesi* تاکنون از کپه داغ گزارش نشده است.

Deshayesites deshayesi Zone: این زون نیز یک زون بینابینی است. قاعده زون با ظهور *Deshayesites deshayesi* مشخص می شود. مجموعه فسیلی شامل *Deshayesites* cf. *involutus*, *D.* cf. *consobrinoides*, *D.* cf. *multicostatus*, *D.* sp. nov., *D.* spp., *Eogaudryceras* (*E.*) sp., *Aconeceras haugi*, *Pseudosaynella* sp., *Pedioceras* cf. *anthulai*, *Melchiorites* aff. *melchioris*, *Australiceras* sp., *C.* (*Cheloniceras*) spp. and Cymatoceratidae است. این زون در بالاترین قسمت سازند سرچشمه و قاعده سازند سنگانه در برش های چینه شناسی تکل کوه و آمند گسترش دارد. در برش چینه شناسی راز نیز تعدادی نمونه های فسیلی جنس *Pedioceras* و *Deshayesites* شناسایی گردیده که لایه های در بر گیرنده آنها می تواند معادل زون های *weissi* و *deshayesi* در نظر گرفته شود.

Dufrenoyia sp. Zone: این زون یک total range zone است. قاعده زون با ظهور *Dufrenoyia* sp. مشخص می شود. این زون در بالاترین قسمت سازند سنگانه در برش های چینه شناسی تکل کوه و بالاترین قسمت سازند سرچشمه در برش چینه شناسی راز شناخته می شود. علاوه بر فسیل مذکور آمونیت *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) sp. نیز در این زون حضور دارد.

شمال اسپانیا

رسوبات آپتین و آلبین کوههای ناحیه آرالار توسط افرادی مختلفی مطالعه شده است که از جدیدترین انها می توان به García-Mondéjar *et al*., (2009) اشاره نمود. رسوبات قبل از آپتین در این ناحیه بیشتر از نوع رسوبات محیط های آب شیرین و لب شور ساحلی می باشد. رسوبات شیلی حاوی فرامینیفر بنتیک منتسب به والانژنین در ناحیه گزارش شده است (Ramírez del Pozo, 1971) رسوبات اپتین با لایه آهکی حاوی استرا مشخص می گردد.

رسوبات آپتین پایینی در ناحیه تحت عنوان سازندهای ارناگا Errenaga، ساراستری Sarastarri و لارئو Lareo شناخته می شود. پیشروی دریای اپتین احتمالا از اواخر بارمین شروع شده است. سازند ارناگا شامل شیل، مارن، سیلت استون و ماسه سنگ می باشد. سازند ساراستری Sarastarri شامل رخساره آهکهای میکریتی رودیست دار بایوکلاستیک شامل مرجان، میلیولید، اربیتولین و گاستروپود می باشد. این سازند یک محیط دریایی کم عمق را نشان می دهد. سازند لارئو Lareo رخساره های متفاوتی را از خود نشان می دهد و در قسمت پایین بیشتر اهکی و در قسمت بالا بیشتر آواری می باشد. ضخامت این سازند هم متفاوت است و در قسمت شرق منطقه به صفر می رسد.

Deshayesites oglanlensis Zone در قسمت پایینی سازند ارناگا شامل آمونیت های *Deshayesites* cf. *antiquus* *D.* cf. *luppovi* Bogdanova, *D.* cf. *oglanlensis* Bogdanova, *D.* Bogdanova, *D.* cf. *dechyi* Papp, *Deshayesites* cf. *tuarkyricus* Bogdanova, and D. cf. *weissiformis* Bogdanova,. که مشخص زون *oglanlensis* می باشد

Deshayesites weissi Zone: قسمت میانی سازند ارناگا شامل آمونیت های زیر می باشد

Aconeceras (*Aconeceras*) cf. *nisoides*, Aconeceras (*Theganeceras*) sp., *Deshayesites* cf. *callidiscus* Casey, *D.* cf. *consobrinus* (d. Orbigny), *D.* cf. *dechyi* Papp, *D.* cf. *euglyphus* Casey, *D.* cf. *forbesi* Casey, *D.* cf. *geniculatus* Casey, *D.* cf. *gracilis* Casey, *D.* cf. *grandis* Casey, *D.* cf. *luppovi* Bogdanova, *D.* cf. *multicostatus* Swinnerton, *D.* cf. *normani* Casey, *D.* cf. *planus* Casey, *D.* cf. *punfieldensis* Spath, *D.* cf. *saxbyi* Casey, *D.* cf. *weissi* (v. Koenen), *D.* cf. *weissiformis* Bogdanova, *Pseudosaynella* sp., *Roloboceras* cf. *hambrovi* (Forbes), and *Roloboceras* cf. *regale* Casey.

مجموعه فوق زون *Deshayesites weissi* نشان می دهد.

Deshayesites deshayesi Zone: آمونیتهای زیر در قسمت بالایی سازند ارناگا *Deshayesites* cf. *callidiscus* Casey, *D.* cf. *consobrinus* (d’Orbigny), *D.* cf. *consobrinoides* (Sinzov), *D.* cf. *dechyi* Papp, *D.*

cf. *deshayesi* (d’Orbigny), *D.* cf. *involutus* (Casey), *D.* cf. *multicostatus* Swinnerton, *D.* cf. *planus* Casey, *D.* cf. *weissiformis* Bogdanova گزارش شده که زون *deshayesi* را مشخص می سازند.

آمونیتهـای زیـر از زون *Deshayesites deshayesi-Dufrenoyia furcata* در ایـن ناحیـه گـزارش شـده اسـت: *Burkhardites* sp., *Deshayesites* cf. *deshayesi* (d’Orbigny), *D.* cf. *involutus* Casey, and *Dufrenoyia mackesoni* Casey

با توجه به نوع رسوبات به نظر می رسد سازند Errenaga در یک محیط دریایی باز برجای گذاشته شده باشد.

Dufrenoyia sp. Zone: آمونیـت هـای *Dufrenoyia* sp. and *Dufrenoyia* cf. *lurensis* Kilian در سـازند Sarastarri یافت شده است که می تواند معادل زون *Dufrenoyia furcata* در نظر گرفته شود.

همچنـین در سـازند Lareo آمونیـت هـای زیـر شـامل *Aconeceras* cf. *nisoides* (Sarasin), *A.* cf. *haugi*, *Cheloniceras* (*Cheloniceras*) sp., *Deshayesites* cf. *consobrinoides* (Sinzov), *D.* cf. *deshayesi*(d’Orbigny), *D.* cf. *geniculatus* Casey, *D.* cf. *multicostatus* Casey, *Dufrenoyia* sp., *D.* cf. *lurensis* Kilian, D. cf. *mackesoni* Casey و شـامل نمونـه هـای حـد واسـط Deshayesites و Dufrenoyia می باشد که میتوان زون *Dufrenoyia furcata* برای آن مشخص نمود. رسوبات آپتـین بـالایی در ایـن ناحیـه شامل آهکها و مارن های ناحیه کم عمق رخساره اروگونین می باشد.

بحث و نتیجه گیری

مجموعه فونای امونیتی زون *Deshayesites oglanlensis* در کپه داغ (شـامل ترکمنسـتان)، فرانسـه و شـمال اسـپانیا مشـابهت خـوبی نشـان میدهـد. زون *fissicostatus* کـه توسـط (Casey, 1961) بـرای انگلسـتان پیشـنهاد شـده اسـت میتوانـد بـا زون *Deshayesites oglanlensis* مقایسه شود.

دومین زون آمونیتی آپتین پیشین زون *Deshayesites weissi* می باشد. زون مذکور بر اساس گسترش چینه شناسـی دو گونـه *Deshayesites weissi* و *Deshayesites planus* پیشـنهاد شـده اسـت. در حالیکـه *D. weissi* فقـط از شـمال آلمـان، رومانی، قفقاز و کپه داغ گزارش شده است، گونه *D. planus* گسترش مکانی بیشتری را در ایالت مدیترانه نشان می دهد. با توجه به اینکه به نظر می رسد گونه تایپ *weissi* از مجموعه Schloenbach مفقود شده است نگارنده پیشنهاد نمود به جای آن گونه *planus* برای این زون انتخاب شود که این پیشنهاد به صورت اولیه مورد قبـول قـرار گرفـت (Reboulet *et al*., 2009). امـا بعدا زون *Deshayesites forbesi* مورد پذیرش قرار گرفت (Reboulet et al., 2011). به نظر می رسـد زون *weissi* در ناحیه قفقفاز با زون *forbesi* که توسط (Casey, 1961) برای انگلستان پیشنهاد شده و زون *weissi* که توسـط (Kemper, 1976) برای آلمان پیشنهاد شده قابل مقایسه باشد.

زون *Deshayesites deshayes* که بدنبال زون *weissi* می باشد یک گونه متداول جنس *Deshayesites* می باشد کـه در اکثر نقاطی که این جنس گزارش شده گسترش یافته است و به عنوان یک گونه شاخص برای آپتین پایینی شـناخته مـی شـود. زون *deshayesi* که برای ناحیه مدیترانه معرفی شده با زون *deshayesi* که توسط (Casey, 1961) معرفی شده قابل مقایسـه مـی باشد.

جنس *Dufrenoyia* نیز دارای گسترش خوبی بوده و *D. furcata* به عنوان یـک گونـه شـاخص بـرای آپتـین پـایینی در ناحیـه مدیترانه شناخته می شود. کیسی (Casey, 1961) زون *Tropaeum bowerbanki* را بـرای بـالاترین قسـمت آپتـین پـایینی

پیشنهاد نمود که به همراه *Dufrenoyia* در جنوب انگلستان شناخته شده است. با توجه به اینکه *Tropaeum* یک جنس هتروموروف است و باعنایت به محدودیت های گسترش مرتبط با رخساره به طور وسیعی پراکندگی ندارد و به نظر میرسد *Dufrenoyia* برای معرفی بایوزون بهتر باشد.

بر اساس مجموعه فسیلی زون های *Deshayesites oglanlensis*, *Deshayesites weissi*, *Deshayesites deshayesi* و *Dufrenoyia* sp. برای آپتین زیرین کپه داغ پیشنهاد می گردد. برای توالی آپتین زیرین شمال اسپانیا نیز زون های مذکور قابل تشخیص می باشد و در سایر نقاط ایالت مدیترانه نیز این مشابهت به خوبی در گونه های خانواده Deshayesitidae دیده می شود.

References:

Aguado, R. M., Company, M., Sandoval, J. and Tavera, J. M. 1997. Biostratigraphic events at the Barremian/Aptian boundary in the Betic Cordillera, southern Spain. Cretaceous Research**,** 18, 309-329.

Avram, E. 1999. The *Deshayesites* Kazansky, 1914 (Ammonoidea) representatives in Romania, a link between the West-European and Caspian assemblages of this genus. In Oloriz F. & Rodriguez-Tovar F. J. (Eds), Advancing Research on living and fossil cephalopods. Kluwer Academic/ Plenum Publishers, New York, pp. 437-462.

Bersac, S. & Bert, D., 2012. Ontogenesis, variability and evolution of the Lower Greensand Deshayesitidae (Ammonoidea, Lower Cretaceous, Southern England): reinterpretation of literature data; taxonomic and biostratigraphic implications. Annales du Mus_eum d'Histoire Naturelle de Nice 27, 197-270.

Bogdanova, T.N. and Tovbina, S. Z. 1994. On development of the Aptian ammonite zonal standard for the Mediterranean region. Géologie Alpine Mémoire H. S. nº 20, 51-59.

Bogdanova, T.N. & Mikhailova, I.A., 1999, Origin and evolution of the family Deshayesitidae (Ammonoidea). Paleontological Journal, Moscow. Volume 33, n°5, 522-529.

Bogdanova, T.N. & Mikhailova, I.A., 2004, Origin, evolution and stratigraphic significance of the superfamily Deshayesitaceae STOYANOW, 1949. Bulletin de I'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. Volume 74, 189-243.

Casey, R. 1961. The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. Palaeontology 3, 487-621.

Delanoy, G. 1995. About some significant ammonites from the Lower Aptian (Bedoulian) of the Angles-Barrême area (South-East France). Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 51, 65-101.

García-Mondéjar, J., Owen, H., Raisossadat, N., Milla´n, M.I. and Ferna´ndez-Mendiola, P.A. 2009. The Early Aptian of Aralar (northern Spain): stratigraphy, sedimentology, ammonite biozonation, and OAE1. Cretaceous Research, 30, 434-464.

Hoedemaeker, Ph. J. and Rawson, P. 2000. Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000). Cretaceous Research, **21**, 857-860.

Hoedemaeker, Ph. J., Company, M., Aguirre-Urreta, B., Avram, E., Bogdanova, T. N., Bujtor, L., Bulot, L., Cecca, F., Delanoy, G., Erba, E., Ettachfini, M., Memmi, L., Owen, H. G., Rawson, P. F., Sandoval, J., Tavera, J., Thieuloy, P., Tovbina, S. Z., and Vasicek, Z. 1993. Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; basis for stratigraphic correlations within IGCP-project 262. *Revista Española de Paleontologica* **8**, 117-120.

Hoedemaeker, Ph. J., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M. B., Aoutem, M., Atrops, F., Barragan, R., Company, M., Gonzalez, C., Klein, J., Lukeneder, A., Ploch, I., Raisossadat, N., Rawson, P. F., Ropolo, P., Vašíček, Z., Vermeulen, J. and Wippich, M. G. E. 2003. Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the 'Kilian Group' (Lyon, 11 July 2002), Cretaceous Research, 24, 89-94.

Immel, H., Seyed-Emami, K. and Afshar-Harb, A. 1997. Kreide-Ammoniten aus dem iranischen teil des Koppeh-Dagh (NE-Iran). Zitteliana, 21, 159-190.

Moreno-Bedmar, J.A., Company, M., Bover-Arnal, T., Salas, R., Delanoy, G., Martínez, R., Grauges, A., 2009. Biostratigraphic characterization by means of ammonoids of the lower Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a) in the eastern Iberian Chain (Maestrat Basin, eastern Spain). Cretaceous Research 30, 864-872.

Ramírez del Pozo, J., 1971. Bioestratigrafía y microfacies del Juráasico y Cretácico del Norte de España (región Cantábrica). Memorias del Instituto Geológico y Minero de España 78, 357 pp.

Raisossadat, S. N. 2004. The Family Deshayesitidae in the Kopet Dagh Basin, north-east Iran. Cretaceous Research, 25, 115-136.

Raisossadat, S. N. 2002. Lower Cretaceous (Upper Barremian-Lower Albian) Ammonite faunas of the Kopet Dagh Basin, NE Iran. Unpublished PhD thesis, University College London, London, UK, 337 pp.

Raisossadat, S.N., Owen, H.G., García-Mondéjar, J., Rawson, P.F., 2008. The Early Aptian ammonite biozonation in Mediterranean Province. 1st International Meeting on Correlation of Cretaceous Micro- and Macrofossils, Vienna (Austria), 16th-18th April, 2008. Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 74, 87-88.

Reboulet, S. and Klein, J., (reporters), Barragan, R. Company, M., Gonzalez-Arreola, C., Lukeneder, A., Raisossadat, N., Sandoval, J., Tavera, M., Szives, O., M., Vašíček, Z. and Vermeulen, J. 2009. Report on the 3rd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the ‘‘Kilian Group’’ (Vienna, Austria, 15th April 2008), *Cretaceous Research*, 27, 496-502.

Reboulet, S., Rawson, P.F., Moreno-Bedmar, J.A. (reporters), Aguirre-Urreta, B., Barragán, R., Bogomolov, Y., Company, M., González-Arreola, C., Idakieva Stoyanova, V., Lukeneder, A., Matrion, B., Mitta, V., Randrianaly, H., Vasícek, Z., Baraboshkin, E.J., Bert, D., Bersac, S., Bogdanova, T.N., Bulot, L.G., Latil, J.-L., Mikhailova, I.A., Ropolo, P., Szives, O., 2011. Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the “Kilian Group” (Dijon, France, 30th August 2010), Cretaceous Research 32, 786-793.

Reboulet, Sté., Szives, O., Aguirre-Urreta, B., Barragán, R., Company, M., Frau, C., Kakabadze, M.V., Klein, J., Moreno-Bedmar, J.A., Lukeneder, A., Pictet, A., Ploch, I., Raisossadat, S.N., Vašíček, Z., Baraboshkin, E.J. and Mitta, V.V., 2018. Report on the 6th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August 2017). Cretaceous Research, 91, 100-110, doi: 10.1016/j.cretres.2018.05.008.

Ropolo, P., Gonnet R. & Conte G. 1999. The ‘*Pseudocrioceras* interval’ and adjacent beds at la Bèdoule (SE France): implications to highest Barremian/lowest Aptian biostratigraphy. Scripta Geologica, Special Issue 3, 159-213.

Ropolo, P., Moullade, M., Gonnet, R., Conte, G. & Tronchetti, G., 2006, The Deshayesitidae STOYANOV, 1949 (Ammonoidea) of the Aptian historical stratotype region at Cassis-La Bédoule (SE France). Carnets de Géologie / Notebooks on Geology - Memoir 2006/01 (CG2006_M01), 46 p.

-

شرایط پالئواکولوژیکی جلبک های قرمز کورآلین در سکوهای کربناته الیگوسن – میوسن و ذکر نمونه هایی از ایران

امیر حسین رحیمی نژاد*

* عضو هیات علمی (استادیار) ، گروه اکولوژی، پژوهشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران
نشانی الکترونیک:mrrahiminejad7@gmail.com

چکیده

جلبک های قرمز کورآلین (از راسته Corallinales) از انواع جلبک های آهکی کف زی به شمار می آیند که در اوایل کرتاسه ظاهر شده و حداکثر فراوانی گونه های آنها مربوط به بازه زمانی الیگوسن تا میوسن می باشد. آنها از مهمترین تولید کنندگان کربنات در سکوهای کربناته الیگوسن– میوسن به شمار می آیند که دارای تنوع مورفولوژیکی و شرایط زیستی متنوعی هستند. بررسی و مطالعه پالئواکولوژی آنها نقش مهمی در بازسازی شرایط محیطی و رسوبی سکوهای کربناته الیگوسن– میوسن ایفا می کنند. در ایران، این گروه از گیاهان ، نسبت به سایر بی مهرگان الیگوسن– میوسن هم به لحاظ دیرینه شناسی و هم به لحاظ پالئواکولوژی بسیار کمتر مطالعه شده اند. بررسی های بیشتر در آینده بر روی جلبک های قرمز کورآلین در ایران، می تواند به بازسازی های آب و هوایی دیرینه و زیست جغرافیایی دیرینه در طی بازه زمانی الیگوسن– میوسن کمک نمایند.

کلیدواژه‌ها: جلبک قرمز کورآلین، الیگوسن– میوسن، دیرینه شناسی، فرم رشدی، رخساره کربناته

Paleoecological conditions of coraline red algae in the Oligocene–Miocene carbonate platforms and examples from Iran

Amir Hossein Rahiminejad *

* Assistant Professor inPaleontology & Stratigraphy, Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran
Email: mrrahiminejad7@gmail.com

Abstract

Coralline red algae (order Corallinales) are one of the benthic calcareous algae. They appeared in the Early Cretaceous and had the maximum abundance and richness during the Oligocene–Miocene. These algae are one of the significant carbonate producers in the Oligocene–Miocene carbonate ramps and have dives morphologies and different habitats. The paleoecology study of coralline red algae is a useful tool in paleoenvironmenal reconstructions of Oligocene–Miocene carbonate ramps. Very few studies have been carried out on the Oligocene–Miocene coralline red algae of Iran. Detailed paleoecological and paleontological analyses on the coralline red algae from the Iranian sedimentary basins can be very useful in paleoclimatological and paleobiogeogrphical reconstructions of the Oligocene–Miocene.

Keywords: Coralline red algae, Oligocene–Miocene, Paleontology, Growth form, Carbonate facies

مقدمه

جلبک های آهکی شامل جلبک های کف زی (benthic) و همچنین شناوری (planktic) هستند که ریسه(thallus) آنها به صورت اسکلتی و کلسیتی بوده و حاوی کربنات کلسیمی می باشد که به روش بیوشیمیایی ته نشست شده است (Braga and Riding, 2005). جلبک های آهکی شامل این دو گروه می شوند (Wray, 1977): ۱- جلبک هایی که قادر به ته رسوب کربنات کلسیم در درون، بین و یا بر روی دیوار های سلولی یا بافت هایشان باشند و ۲- کلنی های غیر آهکی رشته ای و جلبک های کوکوئیدی که نوارهای ارگانیکی ای تولید می کنند که بر روی این نوارها، توسط فرایند تجمع مکانیکی، رسوبات کربناته دانه ریز انباشته می شوند که این انباشتگی منجر می شود به تشکیل ساختار های آهکی لامینه دار. جلبک های آهکی، شامل گروه های کلروفیتا (جلبک سبز) ، رودوفیتا (جلبک قرمز) و فائوفیتا (جلبک قهوه ای) و در موارد نیز سیانوباکتری ها هستند (Wray, 1977؛ Braga and Riding, 2005). جلبک های آهکی شناور شامل کوکولیتوفور ها می باشند. جلبک های آهکی قرمز ، توسط بافت های سلولی داخلی متمایزی، تشخیص داده می شوند. سه خانواده اصلی از جلبک های آهکی قرمز که در بین فسیل ها شناسایی شده اند، شامل: ۱- کورآلیناسه آ (corallinaceae)، ۲- اسپورولیتاسه آ (Sporolithaceae) و ۳- سولنوپوراسه آ (solenoporaceae) می باشند (Wray, 1977 ؛ Brandano and Piller, 2010). دو خانواده اولی مربوط به راستهCorallinales و خانواده سولنوپوراسه آ مربوط به راسته Cryptonemiales می باشند.

بحث

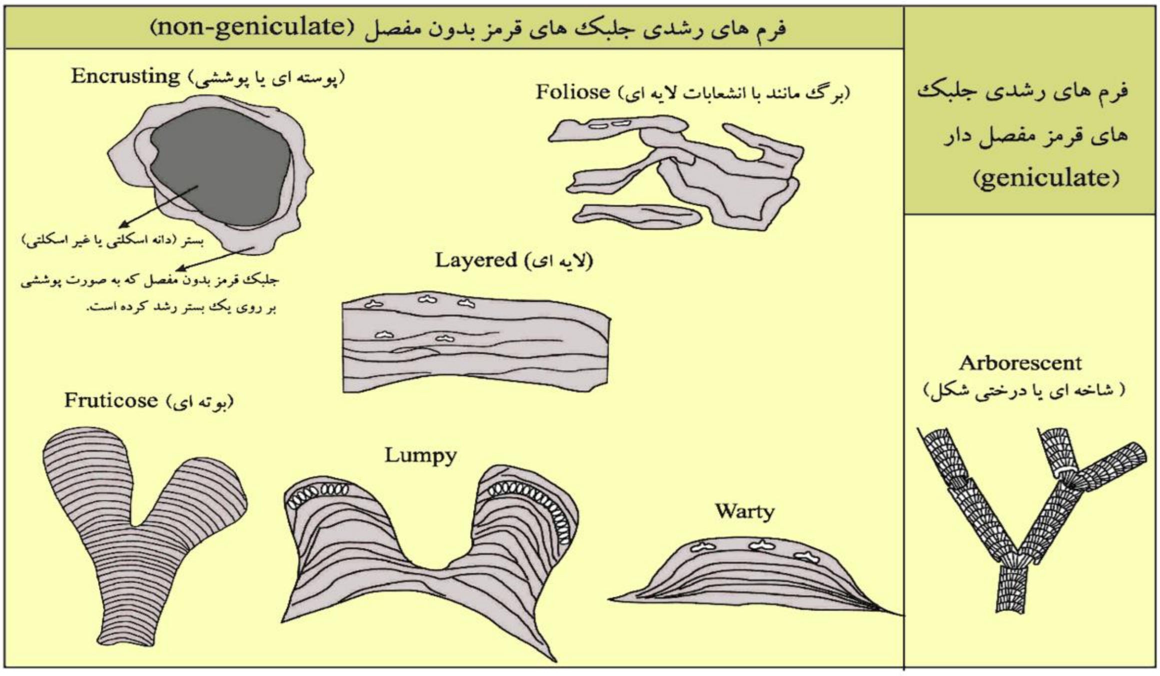
جلبک های قرمز کورآلین (coralline red algae) (مربوط به راسته Corallinales) که از انواع جلبک های آهکی کف زی محسوب می شوند، در اوایل کرتاسه ظاهر شده و در محیط های کربناته امروزی نیز زندگی می کنند (Wray, 1977؛ Braga et al., 2010) و حداکثر فراوانی گونه های آنها مربوط به محدوده زمانی الیگوسن تا میوسن می باشد (Braga et al., 2010) که در این بین میوسن پیشین، معرف حداکثر تنوع جلبک های قرمز کورآلین می باشد (Aguirre et al., 2000؛ Braga et al., 2010). جلبک های قرمز کورالین بر اساس مورفولوژی شان، به دو فرم مشاهده می شوند (Johansen, 1969؛ Cabioch, 1988): ۱- فرم های شاخه ای و انشعابی: مفصل دار (geniculate)و ۲- فرم های پوششی (encrusting): بی مفصل (non-geniculate). جلبک های قرمز کورآلین از با اهمیت ترین گروه های زیستی کربنات ساز در سکوهای کربناته الیگوسن و میوسن به شمار می روند. فسیل های آنها در نهشته های دریایی کم عمق کربناته و سیلیسی آواری فراوان بوده و همچنین در نهشته های نواحی عمیق تر، به صورت اجزاء و خرده های نابرجای حمل شده از محیط های آبی کم عمق، یافت می شوند (Halfar and Mutti, 2005؛ Braga et al., 2010). جنس ها و گونه های جلبک های قرمز کورآلین در الیگوسن و میوسن، از اجزاء شاخص تجمعات فوتوزوآن ها و هتروزوآن ها در کربنات های آبهای سرد تا حاره ای دریایی بوده و می توانسته اند در رنج وسیعی از شرایط تغذیه ای، از شرایط الیگوتروفیکی محیط های ریفی تا شرایط مزوتروفیکی سکوهای دریایی عرض های جغرافیایی مختلف، گسترش داشته باشند (Bosence, 1984؛ Borowitzka and Larkum, 1986). جلبک های قرمز کورالین می توانند در محدوده عمقی شان، بر روی بسترهای سخت (مانند صدف ها ، مرجان ها، سنگ ها) و یا گیاهان نرم (جبلک ها ، علف های دریایی) پوشش هایی را شکل دهند (Braga et al. 2010). بعضی از جلبک های قرمز کورآلین مانند رودولیت ها می توانند به صورت گیاهانی منفرد و بدون اتصال به بستر دریا و به صورت ندول، رشد و نمو کنند (Braga et al. 2010). جلبک های قرمز کورآلین، می توانند هم در محیط های حاره ای و هم در محیط های غیر حاره ای رایج باشند (Bassi and Nebelsick, 2010). لیتوفیلوبید ها در شرایط دمایی معتدل فراوان هستند، در صورتی که ماستوپوروییدها در کربنات های حاره ای حداکثر فراوانی را دارند (Braga and Aguirre,

2001). جنس های *Lithothamnion* و *Mesophyllum* که به زیر خانواده Melobesioideae تعلق دارند، هم در نواحی گرم و هم نواحی و محیط های معتدل، به وفور یافت می شوند و فراوان هستند (Kundal et al., 2016 ؛Braga et al., 2010). مهمترین عوامل محیطی کنترل کننده رشد و گسترش جلبک های قرمز کورآلین شامل شدت نور در محیط دریایی، انرژی آب، دما ی محیط، ترکیب شیمیایی اقیانوس و دریا و عمق می باشند که تغییرات عمق در محیط، با نوسانات انرژی هیدرودینامیکی در ارتباط است (Sarkar, 2017). لازم به ذکر می باشد که این عوامل محیطی، فرم های رشدی و گسترش جلبک های قرمز کورالین را در یک طیف وسیعی از محیط های بنتیک، در سطح جهانی کنترل می کنند (Sarkar, 2017). تغییرات و گوناگونی ها و تنوع در بین ریخت شناسی و فرم های رشدی جلبک های قرمز کورآلین، در تفسیرهای پارامترها و شرایط پالئواکولوژیکی محیط های دریایی که در آنجا رشد کرده بوده اند، بکار گرفته شده اند (Rasser and Piller, 2004 ؛Braga and Aguirre, 2001). فراوانی جلبک های قرمز کورآلین با فرم رشدی بوته ای (fruticose) در محیط دریایی عمدتاً مختص شرایط پرانرژی می باشد(Nebelsick et al. 2000؛Hamad et al. 2015). به طور کلی جلبک های قرمز کورآلین دارای فرم های و اشکال رشدی مختلف و متنوعی هستند (Braga et al., 2010؛ Nebelsick and Bassi, 2000؛Woelkerling et al., 1993). فرم های رشدی این جلبک ها، در بین جنس ها وحتی گونه های مختلف، متفاوت می باشند که البته به صورت بینابینی نیز ممکن است به صورت تدریجی بین جنس ها و گونه ها متغیر باشند (Nebelsick and Bassi, 2000). جلبک های قرمز مفصل دار (geniculate) که جنس *Corallina* یکی از مهمترین آنها می باشد، دارای فرم شدی شاخه ای یا درختی (arborescent) است. بر خلاف این نوع از جلبک ها، جلبک های قرمز بدون مفصل (non-geniculate) دارای فرم های رشدی بسیار متنوعی می باشند (Woelkerling et al., 1993؛ Braga et al., 2010). مهم ترین و اصلی ترین فرم های رشدی جلبک های قرمز بدون مفصل و جلبک های قرمز مفصل دار الیگوسن و میوسن، در شکل ۱ ذکر شده اند که بر اساس مشاهدات میکروسکپی می باشند.

- جلبک های قرمز کورالین در نهشته های الیگوسن و میوسن ایران

در بین توالی های کربناته و کربناته سیلیسی آواری پالئوژن ونئوژن ایران، مطالعاتی که تا کنون بر روی فسیل های جلبک های قرمز کورآلین انجام شده است ، مربوط به نهشته های الیگوسن ومیوسن سازند آسماری در زاگرس و سازند قم در ایران مرکزی می باشند (جدول ۱). در این بین، بیشترین گزارشات مربوط به میوسن می باشند. ذبیحی زوارم و همکاران (Zabihi Zoeram et al., 2014) ، جلبک های قرمز کورآلین الیگوسن و میوسن سازند آسماری را مطالعه کردند و اجتماعات جلبکی *Lithophyllum* را از محیط کم عمق رمپ داخلی و زون نوری فوتیک فوقانی و اجتماعات جلبکی *Mesophyllum* را از محیط رمپ میانی و زون نوری فوتیک تحتانی مربوط به شرایط حاره ای تا معتدل گزارش کردند. حمد و همکاران (Hamad et al., 2015) جلبک های قرمز کورآلین میوسن زیرین سازند قم را بررسی کردند. آنها Mastophoroid ها و lithophylloid ها را از محیط کم عمق دریایی و melobesioid ها و جنس *Sporolithon* را از شرایط کم انرژی آبهای عمیق تر گزارش کردند. روزپیکر و همکاران (Roozpeykar et al., 2019a, b) جلبک های قرمز کورآلین میوسن زیرین تا میانی سازند آسماری را شناسایی کردند. آنها غالب بودن جنس های*Neogoniolithon* ، *Lithothamnion* و *Lithoporella* در یک مجموعه جلبکی را مربوط به رمپ داخلی در آبهای آرام زون نوری یوفوتیک- مزوفوتیک دانسته اند. همچنین، حضور همزمان جنس های *Spongites* و*Corallina* همراه با قطعات نابرجایی از melobesioid ها را مربوط به بخش های پرانرژی زون نوری یوفوتیک دانسته اند. روزپیکر و همکاران (Roozpeykar et al., 2019a, b) همچنین فراوانی مجموعه ای شامل جنس های *Mesophyllum* و*Lithothamnion* را به آبهای

آرام و عمیق زون نوری الیگوفوتیک در رمپ میانی نسبت داده اند. آنها حضور همزمان جنس های *Lithoporella*، *Spongites* و *Sporolithon* را نشان دهنده تولید کربنات در آبهای گرم مناطق حاره ای تا نیمه حاره ای در میوسن دانسته اند.



شکل -۱ اصلی ترین فرم های رشدی جلبک های قرمز کورآلین بدون مفصل و جلبک های قرمز مفصل دار الیگوسن و میوسن، طبق مشاهدات میکروسکپی (رسم شده بر اساس Woelkerling et al., 1993; Nebelsick and Bassi, 2000.)

نام محققین (ریفرنس)	سازند / سن	جنس و گونه های فسیلی جلبک های قرمز کورآلین
Zabihi Zoeram et al., 2014	آسماری/ الیگوسن– میوسن	*Sporolithon* *Spongites* *Lithothamnion* *Lithophyllum* *Mesophyllum*
Hamad et al., 2015	قم/ میوسن پیشین	*Corallina* sp. *Lithophyllum ghorabi* *Lithophyllum pseudoamphiroa* *Lithophyllum prelichenioides* *Lithophyllum quadratum* *Mesophyllum iraqense* *Mesophyllum lemoinaea* *Mesophyllum commune* *Mesophyllum fructiferum* *Mesophyllum sanctidionysii* *Lithothamnion aggregatum* *Lithothamnion praefruticulosum* *Neogonilithon* sp. *Spongites albanense* *Sporolithon* sp.
Roozpeykar et al., 2019a	آسماری/میوسن پیشین–میانی	*Lithothamnion* cf. *valens* *Mesophyllum* cf. *roveretoi* *Phymatholithon* sp. *Neogoniolithon* sp. *Lithoporella* sp. *Spongites* sp.
Roozpeykar et al., 2019b	آسماری/میوسن پیشین	*Lithothamnion* cf. *valens* *Phymatolithon calcareum* *Mesophyllum* sp. *Mesophyllum* cf. *roveretoi* *Neogoniolithon* sp. *Lithoporella melobesiodes* *Spongites* sp. *Sporolithon* sp. *Corallina* sp.

جدول ۱- مهمترین گزارشات مربوط به جلبک های قرمز کورالین شناسایی شده در نهشته های الیگوسن- میوسن در ایران.

نتیجه‌گیری

با توجه به تاثیر شرایط محیطی و رسوبگذاری بر روی تنوع و فراوانی بی مهرگان در سکو های کربناته الیگوسن–میوسن، مطالعه پالئواکولوژیکی آنها در بازسازی شرایط محیطی و رسوبی بازه زمانی ذکر شده ، مهم و با اهمیت می باشد. با در نظر گرفتن تنوع مورفولوژیکی و شرایط زیستی متنوع جلبک های قرمز کورآلین ، در بین گروه های بی مهره در بازسازی شرایط پالئواکولوژیکی سکوهای کربناته و زیست جغرافیایی دیرینه در الیگوسن–میوسن از اهمیت ویژه ای برخوردار هستند. نسبت به سایر بی مهرگان الیگوسن–میوسن در ایران، مطالعات بسیار محدودی چه به لحاظ دیرینه شناسی و چه به لحاظ پالئواکولوژی بر روی جلبک های قرمز کورآلین انجام شده است. انجام مطالعات بیشتر بر روی جلبک های قرمز کورآلین در نهشته های کربناته در ایران می تواند به بازسازی های آب و هوایی دیرینه و زیست جغرافیایی دیرینه در طی بازه زمانی الیگوسن–میوسن کمک نماید.

منابع

Aguirre, J., Riding, R. & Braga, J.C., 2000. Diversity of oralline red algae: origination and extinction patterns from the Early Cretaceous to the Pleistocene. Paleobiology, 26: 651-667.

Bassi, D. & Nebelsick, J.H., 2010. Components, facies and ramps: redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 295:258-280.

Borowitzka, M.A. & Larkum, A.W.D., 1986. Reef Algae. Oceanus, 29: 49-54.

Bosence, D.W.J., 1984. Construction and preservation of two recent algal reefs, St. Croix, Caribbean. Palaeontology, 27: 549-574.

Braga, J.C. & Aguirre, J., 2001.Coralline algal assemblages in upper Neogene reef and temperate carbonates in Southern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 175(1):27-41.

Braga, J.C. Bassi, D. & Piller, W., 2010. Palaeoenviromental significance of Oligocene–Miocene coralline red algae – a review. In: Mutti, M., Piller, W. & Betzler, C. (eds): Oligocene– Miocene carbonate systems. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 42: 165-182.

Braga, J. C. & Riding, R., 2005. Calcareous algae. In*:* Selley, R., Cocks, L. R. M. & Plimer, I. R. (esd.) Encyclopedia of Geology, Elsevier, pp. 428-436.

Brandano, M. & Piller, W.E., 2010. Coralline algae, oysters and echinoids-a liaison in rhodolith formation from the Burdigalian of the Latium-Abruzzi Platform (Italy). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 42: 149-164.

Cabioch, J., 1988. Morphogenesis and generic concepts in coralline algae — a reappraisal. Helgoländer Meeresuntersuchungen, 42: 493-509.

Halfar, J. & Mutti, M., 2005. Global dominance of coralline red algal facies: a response to Miocene oceanographic events. Geology, 33: 481-484.

Hamad, M. M., El Gammal, R. & Nouradini, M., 2015. Coralline Red Algae from the Lower Miocene Qom Formation Ba7gh Section, Northern Isfahan, Iran. Australian Journal of Basic and Applied Sciences, 9(33): 467-480

Johansen, H. W., 1969. Morphology and Systematics of Coralline Algae with Special Reference to Calliarthron. University of California, Berkley, 96 pp.

Kundal, P., Milind P. & Humane, S. K., 2016. Nongeniculate Coralline Algae from Lower Middle Miocene Offshore Sequence of Kachchh Basin, Western India: Paleoenvironmental Significance. Journal Geological Society of India, 88: 39-46.

Nebelsick, J.H. & Bassi, D., 2000. Diversity, growth forms and taphonomy: key factors controlling the fabric of coralline algae dominated shelf carbonates. Geological Society, London, Special Publications, 178: 89-107.

Nebelsick, J.H., Bassi, D. & Drobne, K., 2000. Microfacies Analysis and Palaeoenvironmental Interpretation of Lower Oligocene, Shallow-water Carbonates (Gornji Grad Beds, Slovenia). Facies, 43 (1): 157–176.

Rasser, M. & Piller, W., 2004. Crustose algal frameworks from the Eocene Alpine foreland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 206: 21-39.

Roozpeykar, A., Maghfouri-Moghaddam, I., Yazdi, M. & Yousefi-Yegane, B., 2019a. Facies and paleoenvironmental reconstruction of Early- Middle Miocene deposits in the north-west of the Zagros Basin, Iran. Geologica Carpathica, 70(1):75-87.

Roozpeykar, A., Maghfouri-Moghaddam, I., Yazdi, M. & Yousefi-Yegane, B., 2019b. Paleontology and paleoecology of coralline algal assemblages from the Early–Middle Miocene deposits in NW of the Zagros basin, Iran. Carbonates and Evaporites, 34: 1595-1618.

Sarkar, S., 2017. Ecology of Coralline Red Algae and Their Fossil Evidences from India. *Thalassas*, 33:15–28.

Woelkerling, W.J., Irvine, L.M. & Harvey, A.S,. 1993. Growth-forms in Non-geniculate Coralline Red Algae (Corallinales, Rhodophyta). Australian systematic botany, 6: 277-293.

Wray, J. L., 1977. Calcareous Algae. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, Elsevier, Amsterdam, 4, 185 pp.

Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, N., Sadeghi, A., Amiri Bakhtiar, H. & Mahboubi, A., 2014. Palaeoenvironmental reconstruction based on coralline red algal and foraminifera assemblages in Oligo-Miocene succession of NW central Zagros, Iran. Revue de Paléobiologie, Genève, 33(2): 583-591.

اهمیت دوکفه ای های رودیست در تجزیه و تحلیل های اقیانوس شناسی دیرینه و مخازن هیدروکربنی کرتاسه

امیر حسین رحیمی نژاد*

* عضو هیات علمی (استادیار) ، گروه اکولوژی، پژوهشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران
نشانی الکترونیک:mrrahiminejad7@gmail.com

چکیده

تنوع و گسترش ریف ها و بیلد آپ های کربناته در کرتاسه، تحت تاثیر تغییرات محیطی از جمله شوری و دمای آب دریاها در اقیانوس تتیس بوده انـد. دوکفه ای های رودیست از مهمترین بی مهرگان شرکت کننده در ساختارهای ریفی و بیلد آپ های کربناته در محیط های دریایی کم عمق کرتاسه به شمار می آیند. ترکیب شیمیایی و ساختاری صدف این دکفه ای ها برای مطالعات و آنالیزهای اسـکلروکرونولوژیکی و ایزوتـوپی مناسـب بـوده و لـذا در تجزیه و تحلیل های اقیانوس شناسی دیرینه با اهمیت می باشند. به عنوان مثال، تغییرات شوری و دمایی آب دریاها در کرتاسه را می توان بـا مطالعـه آنها بازسازی و تفسیر نمود. از نظر ارزیابی پتانسیل های مخزنی، آهک ها و رخساره های کربناته رودیست دار ریفی و بیلد آپ ، بـه دلیـل متخلخـل و تراوا بودنشان، از مخازن مهم در کرتاسه محسوب می شوند.

کلیدواژه‌ها: کرتاسه، رودیست، دیرینه شناسی، رسوب شناسی، رخساره ریفی

Significance of rudist bivalves in Cretaceous paleocenographic and hydrocarbon reservoir analyses

Amir Hossein Rahiminejad *

* Assistant Professor inPaleontology & Stratigraphy, Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran
Email: mrrahiminejad7@gmail.com

Abstract

Distribution and diversity of Cretaceous reefs and build-ups have been controlled by paleoecological factors including water salinity and temperature of marine environments in the Tethyan Ocean. Rudist bivalves are one of the major and significant components and constituents of the build-ups and reefal structures in the Cretaceous shallow seas. The structure and chemical composition of the rudist shells are useful tools in isotopic and sclerochronological analyses. Therefore, these invertebrates can reflect paleooceanographic changes in the Cretaceous Tethyan Ocean. For example, fluctuations in salinity and temperature of sea water can be interpreted by isotopic and sclerochronological analyses of rudist shell. Rudist-bearing limestones and carbonate facies of the Cretaceous reefs and build-ups are significant hydrocabon reservoirs. They are permeable and have initial and secondary porosities that were controlled by both syndepositional and diagenetic processes.

Keywords: Cretaceous, Rudist, Paleontology, Sedimentology, Reefal facies

۱- مقدمه

دوره کرتاسه، یعنی بازه زمانی بین ۱۴۰ تا ۶۵ میلیون سال پیش، مصادف بوده است با رسوبگذاری و گسترش وسیع کربنات ها و ساختار های ریفی یا بیلد آپ ها در دریاهای کم عمق اقیانوس تتیس در محدوده جغرافیایی بین ۴۰ درجه شمالی تا ۲۰ درجه جنوبی (Haq, 2014؛ Hartshorne, 1989). اگرچه این دوره زمین شناسی، یکی از گرم ترین بازه های زمانی در تاریخ زمین شناسی محسوب می شود(Keller et al., 2008؛ Johnson et al. 2001) ، ولی معرف نوسانات و تعییرات اقلیمی نیز می باشد (Rahimpour-Bonab et al. 2012؛Johnson et al. 2001). در کرتاسه، سه رویداد مهم نبود اکسیژن در اقیانوس ها به وقوع پیوست (OAE1،OAE2 و OAE3) و اکوسیستم های دریایی کم عمق را تحت تاثیر قرار دادند. تغییرات و نوسانات در دما و شوری آب دریاها و افت و فقدان اکسیژن آب دریاها در کرتاسه، به خوبی توسط موجودات سازنده ساختارهای کربناته بیلد آپ (شامل ریف ها) مشخص و بازسازی می شوند. در اکوسیستم های دریایی کم عمق کرتاسه، در نواحی حاره ای تا نیمه حاره ای نئوتتیس، دوکفه ای های رودیست از مهمترین سازندگان ساختارهای ریفی و بیلد آپ و تولید کنندگان کربناته محسوب می شدند(Steuber and Löser 2000 ؛Ross and Skelton 1993).

۲- بحث

۲-۱- اهمیت دوکفه ای های رودیست در اقیانوس شناسی دیرینه کرتاسه

با توجه به شواهدی که تا کنون ارائه شده است، تغییرات در ساختارهای زیستی ریف ها و بیلد آپ های کربناته کرتاسه، به وضوح تحت تاثیر الگو ها و عوامل محیطی بوده است (Scott et al. 1990). افزایش شوری و دمای اقیانوس تتیس، به عنوان عوامل افزایش و گسترش دهنده رودیست ها درکرتاسه در نظر گرفته شده اند (Stanley, 2001). ترکیب شیمیایی و عنصری صدف های فسیلی دوکفه ای ها از مهمترین ابزارها برای بازسازی شرایط محیطی دیرینه (تغییرات دمایی و شوری آب دریا ها و اقیانوس ها) می باشد (De Winter et al. 2018). با توجه به اندازه گیری و بررسی روند تغییرات شیمیایی در امتداد جهت رشد صدف های فسیلی دوکفه ای ها (مطالعات اسکلروکرونولوژیکی) و الگوهای رشد فصلی آنها می توان تغییرات محیطی به صورت تغییرات فصلی را ثبت و بازسازی نمود (De Winter et al., 2018). آنالیز های شیمیایی که در مطالعات اسکلروکرونولوژیکی بر روی صدف دوکفه ای ها جهت بازسازی تغییرات فصلی دیرینه انجام می شوند عمدتاً شامل به کارگیری ایزوتوپ های پایدار اکسیژن و کربن و همچنین عناصر اصلی (major) و فرعی (trace) و نیز نسبت آنها به هم (مانند Mg/Ca, Sr/Ca, Mg/Li و Sr/Li) ، می باشند (De Winter et al., 2018 ؛Immenhauser et al., 2005 ؛Steuber, 1999). در بین دوکفه ای ها، رودیست ها دارای یکی از بهترین پتانسیل ها برای آنالیز های ایزوتوپی پایدار و اسکلروکرونولوژیکی هستند (Steuber, 1996, 1999). صدف رودیست ها از یک لایه خارجی کلسیتی و یک لایه داخلی آراگونیتی (عمدتاً تبدیل شده است به کلسیت کم منیزیم) تشکیل شده است. به دلیل اینکه لایه خارجی صدف رودیست ها از ابتدا، از کلسیت کم منیزیم مقاوم به لحاظ دیاژنز تشکیل شده است، نسبت به لایه داخلی حفظ شدگی بهتری دارد (Steuber, 1996, 1999). در صدف رودیست ها، نوسانات سیکلی و چرخه ای در ترکیب های ایزوتوپی اکسیژن، به عنوان معرف نوسانات فصلی در شوری و/ یا درجه حرارت دیرینه در نظر گرفته شده اند و به بررسی نرخ های رشد اسکلتی موجودات کف زی و جوامع زیستی تولید کننده کربنات در سکوهای کربناته کرتاسه کمک

می نمایند. شایان ذکر است که در بین رودیست های کرتاسه، نمونه های متعلق به کرتاسه پسین، به دلیل داشتن اندازه بزرگ و ضخامت زیاد لایه خارجی صدفشان، جهت مطالعات و آنالیزهای شیمیایی و اسکلروکرونولوژیکی مناسب ترین نمونه های رودیستی محسوب می شوند (Steuber, 1996, 1999).

۲-۲- آهک های رودیست دار ریفی و کیفیت مخازن هیدروکربنی کرتاسه

آهک های رودیست دار (ریفی یا بیلد آپی) در توالی های رسوبی کرتاسه تتیس، یکی از مهمترین مخازن هیدروکربنی را در خاور میانه، خلیج مکزیک و تا حدودی در دریای مدیترانه را تشکیل داده اند (Du et al., 2015 Esrafili-Dizaji, et al., 2015). در بین حوضه های رسوبی در ایران، سازند های سروک و تاربور به ترتیب با سن های آلبین–سنومانین و مایستریشتین در حوضه زاگرس معرف شاخص ترین رخساره ها و آهک های رودیست دار ریفی کرتاسه می باشند. رخساره های کربناته رودیست پکستون و رودیست گرین استون بایوکلاست دار که سازندگان آهک های رودیست دار ریفی محسوب می شوند ، به دلیل ویژگی های رسوب شناسی و بافتی شان ، خصوصیات مخزنی خوبی از خود نشان می دهند. رخساره های کربناته رودیست پکستون و رودیست گرین استون بایوکلاست دار، دارای تخلخل، تراوایی و فشار مویینگی بالایی هستند (Sadooni, 2018). با توجه به این مطلب و اینکه این رخساره های رودیستی علاوه بر داشتن تخلخل های اولیه فراوان، تخلخل های ثانویه (در اثر بعضی از فرآیندهای دیاژنزی) هم می توانند داشته باشند و اینکه تحت تاثیر دیاژنز نیز می توانند قرار بگیرند، لذا آهک های رودیست دار ریفی به عنوان یکی از مخازن مهم هیدروکربنی محسوب می شوند(Jordan et al. 1985؛ Dravis 1996؛ Esrafili-Dizaji, et al., 2015؛ Sadooni, 2018). تخلخل های اولیه موجود در رخساره های رودیستی ذکر شده، شامل تخلخل های بین دانه ای می باشند که در اثر فرآیند انحلال در طی دیاژنز می توانند توسعه بیشتری پیدا کنند (Sadooni, 2018). تخلخل های ثانویه یا دیاژنزی در آهک های رودیست دار ریفی و رخسار های مزبور، در اثر فرآیند انحلال یا دراثر رشد و بزرگ شدن دهانه ها و منافذ طبیعی موجود در اسکلت رودیست ها توسط آب های متئوریک درطی دیاژنز ایجاد شده اند (Esrafili-Dizaji, et al., 2015؛ Sadooni, 2018). همچنین، افزایش شکستگی ها در آهک های رودیست دار ریفی باعث افزایش تخلخل و نیز تراوایی درآنها می شود. لازم به ذکر است عملکرد بعضی از فرآیندهای دیاژنزی مانند سیمانی شدن (cementation) و فشردگی (compaction) در حد زیاد، باعث کاهش تخلخل در رخساره ها و آهک های رودیست دار ریفی می شوند که در نتیجه کیفیت مخزنی آنها کاهش می یابند (Esrafili-Dizaji, et al., 2015). لازم به ذکر است که علاوه بر فرآیندهای دیاژنزی که بعد از رسوبگذاری، با تحت تاثیر قرار دادن میزان تخلخل و تراوایی موجود در آهک های رودیستی ریفی، کیفیت مخزنی شان را کنترل می کردند، عوامل مرگ و نابودی ریف ها یا بیلد آپ های رودیستی در زمان رسوبگذاری آهک های رودیستی و زیست رودیست ها نیز بر روی کیفیت مخزنی آهک های رودیستی تاثیرگذار بوده اند. این عوامل شامل ۱- تخریب، ۲- هجوم و ورود مواد آواری به ساختارهای ریفی (یا بیلد آپی) در دریا و ۳- غرق شدگی ریف های (یا بیلد آپ ها) رودیستی می باشند (Sadooni, 2018). فرآیند تخریب می توانسته منجر به رسوبگذاری و پراکندگی وسیعی از چینه ها و لایه های ضخیم، متخلخل و نفوذ پذیر رخساره های کربناته رودیست پکستون و رودیست گرین استون در نواحی فراتر از محل رشد ساختار های ریفی یا بیلد آپی رودیستی شده باشد (Sadooni, 2018). ریف ها یا بیلد آپ های رودیستی که توسط رسوبات و مواد آواری پوشیده شده بوده اند، در معرض آبهای متئوریک و سیمانی شدن قرار می گرفته اند که سیمانی شدن باعث کاهش تخلخل آهک های رودیست دار (ریفی یا بیلد آپی)

می شده است (Sadooni, 2018). لازم به ذکر است که غرق شدگی ریف های (یا بیلد آپ ها) رودیستی، باعث فشردگی بیشتر ساختار آنها (Sadooni, 2018) و کاهش تخلخل موجود در آهک ها و ساختارهای رودیستی می شده است.

۳- نتیجه‌گیری

دوکفه ای های رودیست، به عنوان یکی از مهمترین بی مهرگان شرکت کننده در ساخت و شکل دهی ریف ها یا بیلد آپ های کرتاسه، تغییرات اقیانوسی دیرینه مهمی را در خود ثبت کرده اند. با توجه به پتانسیل دوکفه ای های رودیست به لحاظ ترکیب شیمیایی و ساختاری صدف هایشان و مناسب بودن شان برای آنالیزهای ایزوتوپی و اسکلروکرونولوژیکی ، تغییرات و نوسانات فصلی دما و شوری آب درياهای کم عمق اقیانوس تتیس در کرتاسه را می توان با مطالعه آنها بازسازی نمود. همچنین، به لحاظ مطالعات هیدروکربنی، آهک ها یا رخساره های کربناته رودیست دار ریفی ، به دلیل متخلخل بودن و تراوا بودنشان، از مخازن مهم در کرتاسه محسوب می شوند. میزان تخلخل و تراوایی آنها هم توسط فرآیندهای همزمان با رسوبگذاری و هم فرآیندهای دیاژنتیکی، کنترل می شده است.

منابع

De Winter, N., Ullmann, C. V., Sørensen, A. M., Thibault, N. & Claeys, P., 2018. Inter-and intra-specific variability in shell chemistry of well-preserved bivalve shells from the Early Campanian (Late Cretaceous) Kristianstad Basin in Scania, Sweden. 20. EGUGA, 4332.

Dravis, J., 1996. Play attributes of Cretaceous rudist reef reservoirs-examples from the Gulf of Mexico and the Middle East. Houst Geol Soc Bull, 38:16-21.

Du, Y., Zhang, J. L., Zheng, S. F., Xin, J., Chen, J. & Li, Y. Z., 2015. The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the cretaceous Sarvak formation of Southwest Iran. Petroleum, 1(1): 16-26.

Esrafili-Dizaji, B., Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Afshin, S., Harchegani, F. K. & Shahverdi, N., 2015. Characterization of rudist-dominated units as potential reservoirs in the middle Cretaceous Sarvak Formation, SW Iran. Facies, 61(3): 14.

Haq, B. U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. Global and Planetary change, 113, 44-58.

Hartshorne, P. M., 1989. Facies architecture of a Lower Cretaceous coral-rudist patch reef, Arizona. Cretaceous research, 10(4): 311-336.

Immenhauser, A., Nägler, T. F., Steuber, T. & Hippler, D., 2005. A critical assessment of mollusk 18O/16O, Mg/Ca, and 44Ca/40Ca ratios as proxies for Cretaceous seawater temperature seasonality. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 215(3-4): 221-237.

Johnson, C.C., Sanders, D., Kauffman, E.G. & Hay, W.W., 2001. Patterns and processes influencing Upper Cretaceous reefs. In: Flügel, E., Kiessling, W., Golonka, J (eds) Phanerozoic reef patterns. SEPM Special Publication, 72: 549-585.

Jordan, Jr. C.F., Connally, Jr. T.C. & Vest, H.A. 1985. Middle Cretaceous carbonates of the Mishrif Formation, Fateh field, offshore Dubai, UAE. In: Carbonate pet reservoirs.

Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Chellai, E. H. & Stueben, D., 2008. Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. Cretaceous Research, 29(5-6): 976-994.

Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A. H. & Omidvar, M., 2012. Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. Cretaceous Research, 37: 15-34.

Ross, D. J. & Skelton, P. W., 1993. Rudist formations of the Cretaceous: a palaeoecological, sedimentological and stratigraphical review. In: Wright P (ed) Sedimentology review 1. Blackwell, London, pp 73-91.

Sadooni, F. N., 2018. Impact of the demise mechanisms of the Cretaceous rudist buildups in the Arabian Plate on their reservoir characteristics. Carbonates and Evaporites, 33(3): 465-476.

Scott, R. W., Fernandez-Mendiola, P. A., Gili, E., & Simo, A., 1990. Persistence of coral-rudist reefs into the Late Cretaceous. Palaios, 5(2): 98-110.

Stanley, G. D., 2001. Introduction to reef ecosystems and their evolution. In The history and sedimentology of ancient reef systems (pp. 1-39). Springer, Boston, MA.

Steuber, T., 1996. Stable isotope sclerochronology of rudist bivalves: growth rates and Late Cretaceous seasonality. Geology, 24(4): 315-318.

Steuber, T., 1999. Isotopic and chemical intra-shell variations in low-Mg calcite of rudist bivalves (Mollusca-Hippuritacea): disequilibrium fractionations and late Cretaceous seasonality. International Journal of Earth Sciences, 88(3): 551-570.

Steuber, T. & Löser, H., 2000. Species richness and abundance patterns of Tethyan Cretaceous rudist bivalves (Mollusca: Hippuritacea) in the central-eastern Mediterranean and Middle East, analysed from a palaeontological database. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 162(1-2): 75-104.

بیوزوناسیون سازند سروک برمبنای فرامینیفرها در بلوک D، شمال غرب خلیج‌فارس

سولماز صادقی *[۱]، حسین هاشمی[۲]، بیژن بیرانوند[۳]

۱ ـ دانشجوی دکتری گرایش چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲ـ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۳ ـ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

Email: sadeghisolmaz6890@gmail.com

چکیده

سازند سروک در بلوک D، شمال غرب خلیج‌فارس، شامل ۱۰۰ تا ۷۰۰ متر آهک، آهک با میان لایه‌های شیل، شیل، آهک‌های دولومیتی شده و دولوستون می‌باشد. تأثیر دو عامل تکتونیک و تغییرات سطح دریا، کمبود فسیل‌های شاخص و long range بودن آن‌ها (فرامینیفرها) منجر به معرفی بیوزنهای مختلف در نقاط متفاوت سازند سروک در این بلوک شده است. مطالعه هم‌زمان تکتونیک، تغییرات سطح آب دریا و الگوی پراکندگی چینه‌شناسی فرامینیفرها در این بلوک (در دو روند از غرب به شرق و شمال به جنوب) نشان می‌دهد، در حالت کلی می‌توان بیوزون/بیوفاسیس های *Trocholina – Orbitolina* assemblage biozone, Oligostegina facies, *Nezzazata*- alveolinids assemblage biozone, *Nezzazatinella-Dicyclina* assemblage biozone (معادل بیوزون‌های ۲۱، ۲۶، ۲۵ و ۲۹ وایند) را در سازند سروک این منطقه معرفی کرد. به عبارتی، پسروی دریای اواخر آلبین؟- سنومانین و پیشروی مجدد در سنومانین در شرایط تکتونیکی آرام منجر به نهشت رسوباتی با بایوزنهای ۲۱، ۲۶ و ۲۵ و ارتباط انگشتی بین آن‌ها شد. اما در اواخر سنومانین، حرکات تکتونیکی در امتداد ارتفاعات خارگ- میش و خفجی –نوروز سبب بالاآمدگی این منطقه و سپس پسروی دریا موجب فرسایش رسوبات سنومانین شدند. در زمان تورونین با پیشروی مجدد دریا به علت بالاآمدگی قابل‌ملاحظه ساختمان‌ها در مجاورت این برجستگی‌ها برخلاف تراف ایجاد شده بین آنها (بینک)، آهک‌های سروک بالایی (با بایوزون ۲۹) تشکیل نشدند.

کلیدواژه‌ها: فرامینیفرا، بیوزوناسیون، سازند سروک، سنومانین، خلیج‌فارس.

Foraminifera-based biozonation of the Sarvak Formation in Block D, NorthwesternPersian Gulf

Solmaz Sadeghi[1*], Hossein Hashemi[2], Bijan Beiranvand[3]

1- Ph.D. student of Stratigraphy and Palaeontology, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
3- Senior Researcher, Research Institute of Petroleum Industry (RIPI), Tehran, Iran

Email: sadeghisolmaz6890@gmail.com

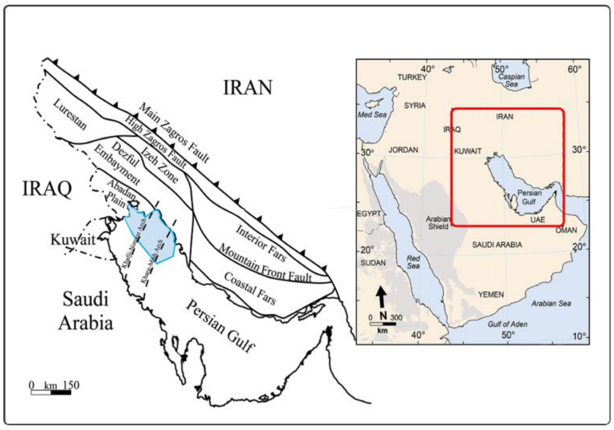
Abstract

The Sarvak Formation in Block D, northwest of the Persian Gulf, comprised 100-700m limestones, limestones with shale intercalations, shales, dolomitized limestones, and dolostones. The impact of tectonics and sea level changes, the lack of index fossils and their long range (foraminifera) has led to the introduction of different biozones in different parts of the Sarvak Formation in this block. Tectonic study, sea level changes and Stratigraphic distribution of foraminifera (in two trends from west to east and north to south) allows for introduction of biozones/biofacies, namely, *Trocholina-Orbitolina* assemblage biozone, *Oligostegina* facies, *Nezzazata*-alveolinids assemblage biozone, *Nezzazatinella-Dicyclina* assemblage biozone in the Sarvak Formation strata examined.
These are comparable to those introduced for this rock unit in the Zagros area. In other words, the Late Albian- Cenomanine retreat and re-progress sea of Cenomanine in a quiet tectonic setting led to sediment deposition with biozones 21, 26 and 25 and a finger connection between them. However, the late Cenomanian epirogenic movements along the palaeohighs as Kharg-Mish Kharg-Mish and Khafji-Norouz caused the uplift in the area that eventually caused regression and removal of the Cenomanian strata whereas in adjacent areas along the slopes the Sarvak Formation thickness increases. Variation in thickness of biozones 24, 25, and 26 and the absence of biozone 29 in the uppermost Cenomanian strata tend to confirm the unstability of the area studied.

Keywords: Foraminifera, Biozonation, Sarvak Formation, Cenomanian, Persian Gulf.

مقدمه

حوضه خلیج‌فارس به علت وجود لایه‌های رسوبی ضخیم و دارا بودن شرایط سنگ مخزن، منشأ و پوش‌سنگ مناسب، گستردگی ناحیه‌ای و وضعیت استراتژیک یکی از اقتصادی‌ترین حوضه‌های هیدروکربوری جهان به شمار می‌رود. در تاریخ زمین‌شناسی این حوضه، دوره کرتاسه به دلیل رخدادهای تکتونیکی اهمیت قابل ملاحظه ای دارد (Alsharhan et al., 2014). سازند سروک به سن کرتاسه میانی یکی از مخازن مهم نفتی ایران و کشورهای عربی در این حوضه است. مقطع تیپ این سازند به ضخامت ۸۲۱/۵ متر در تنگ سروک استان خوزستان متشکل از سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره_ قهوه‌ای روشن ضخیم لایه تا توده‌ای رودیست‌دار همراه با میان‌لایه‌هایی از شیل و آهک رسی می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲). حد پایینی این سازند در برش چینه‌شناسی نمونه با سازند کژدمی تدریجی و هم‌شیب است. در محل برش چینه‌شناسی نمونه سازند سروک، سازندهای سورگاه و ایلام روی سازند سروک قرار ندارند لذا حد بالایی آن با سازند شیلی گورپی قاطع و آغشته به ترکیبات آهن‌دار است که می‌تواند معرف یک ناپیوستگی فرسایشی باشد (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند سروک در حوضه زاگرس معمولاً با دو رخساره کم‌عمق و عمیق مشخص می‌شود (امیربختیار و نورایی نژاد، ۱۴۰۰). بیواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه در زاگرس به دلیل حضور ذخایر هیدروکربنی و بیشتر براساس بیوزون های ارائه‌شده توسط وایند (Wynd, 1965) در فاصله زمانی مزوزوئیک و سنوزوئیک انجام شده است، به عنوان مثال، مطالعات(Ghabeishavi et al., 2009; Omidvaret al., 2014; Afghah et al., 2014; Navidtalab et al., 2020). منطقه خلیج‌فارس بر پایه ویژگی‌های چینه‌شناسی، ساختمانی، سنگ منشأ، سنگ مخزن و پوش‌سنگ به ۵ ناحیه تقسیم می‌شود (Ghazban, 2007). بلوک D در شمال غرب خلیج‌فارس با مختصات جغرافیایی ۲۴´°۲۸ تا ۰۳´°۳۰ شمالی و ۲۰´°۴۹ تا ۲۳´°۵۰ شرقی قرار دارد. با وجود پراکندگی مناسب مخازن نفتی سازند سروک در بلوک D، از مطالعات بیواستراتیگرافی صورت گرفته در این بخش می‌توان به مطالعات فرامرزی و همکاران (۱۳۸۹)؛ شاکری و همکاران (۱۳۸۴) ؛ و زارع نژاد (۱۳۹۲) اشاره کرد. تاثیر تکتونیک و تغییرات سطح دریا، کمبود فسیل‌های شاخص و long range بودن آن‌ها (فرامینیفرها) منجر به معرفی بیوزنهای مختلف در نقاط متفاوت سازند سروک در این بلوک شده است. بر این اساس بررسی الگوی پراکندگی چینه‌شناسی فرامینیفرها در این بلوک (در دو روند از غرب به شرق و شمال به جنوب) می‌تواند در رسیدن به یک الگوی واحد بیواستراتیگرافی در بلوک D کمک کند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (Baniasad et al., 2016).

بحث

از نظر ساختاری بلوک D در شمال غرب خلیج‌فارس متأثر از دو تاقدیس خارگ- میش و خفجی- نوروز با روند شمال شرق- جنوب جنوب غربی است که از سنومانین – تورونین فعال بوده که توسط تراف بینک از هم جداشده‌اند (Soleimany, 2010). پس از نهشته شدن رسوبات سازند کژدمی، کم‌عمق شدن دریا در اواخر آلبین تا سنومانین باعث تشکیل آهک‌های کم‌عمق (سازند سروک) در

پهنه وسیعی از زاگرس شد. در سنومانین با پیشروی آب دریا در نواحی ساحلی فارس و خلیج‌فارس یک واحد شیلی توسعه یافت که در تداوم با شیل احمدی در عربستان سعودی می‌باشد. اواخر سنومانین، بالاآمدگی ناحیه‌ای، موجب فرسایش قسمت‌های بالایی سازند سروک، به‌ویژه در نواحی فارس و بندرعباس و بخش‌هایی از خلیج‌فارس شد. در طی تورونین برخی از نواحی زاگرس مانند فارس و فروافتادگی دزفول، بخش‌هایی از خلیج‌فارس، شروع به فرونشینی نمود ولی این فرونشینی در حد ایجاد محیط‌های کم‌عمق ساحلی بود و موجب نهشته شدن کربنات‌های فوقانی سازند سروک شد. در این مدت همچنان به صورت محلی، بلندی‌های قدیمی از آب بیرون مانده و موجب توسعه نبودهای چینه‌شناسی شده‌اند (مطیعی،۱۳۷۲؛ Al- Husseini, 2007). مطالعه ۱۲ میدان نفتی بلوک D نشان می‌دهد سازند سروک در این منطقه با لیتولوژی آهک، آهک با میان لایه‌های شیل، شیل، آهک‌های دولومیتی و دولومیت، ضخامتی در حدود ۱۰۰ تا ۷۰۰ متر دارد. با وجود دو کمان خفجی – نوروز و خارگ- میش (شکل ۲) و فعالیت آن‌ها در سنومانین- تورونین بیشترین ضخامت سازند سروک در قسمت تراف بینک و شمال غرب کمان خفجی- نوروز و کمترین ضخامت در یال شرقی کمان خارگ- میش است (Baniasad et al., 2016). در حالت کلی براساس مطالعه فرامینیفرها و بیوزون بندی وایند (Wynd, 1965) در این بخش می‌توان بیوزون/بیوفاسیس زیر را معرفی کرد.

بیوزون شماره ۲۱ وایند (Wynd, 1965) *Trocholina* – *Orbitolina* assemblage biozone: این بیوزون در قاعده سازند سروک با میانگین ضخامت ۱۲۰ متر قابل شناسایی است. در این بیوزون، فسیل‌های *Trocholina* cf. *lenticularis*, *Orbitolina* sp. cf. *O. concava* از فسیل‌های اصلی هستند و برخی از فسیل‌های همراه این زون زیستی به قرار زیر است: *Trocholina arabica*,*Trocholina altispira*,

Trocholina lenticularis,, *Nezzazata simplex*, *Nezzazata conica*, *miliolids*, *Nummoloculina heimi*, *Nummoloculina regularis*, *Dasycladacea algae*, *Sponge spicules*, *Rotalia* sp., *Ostracods*, *Echinoid debris*, *Orbitolina discoidea-conicodea*, *Orbitolina* sp. cf. *O. sefini*, *Hemicyclamina sigali*, *Globigerinelloides ultramicro*, *Textularia* sp., *Iraqia simplex*, *Neoiraqia insolita*, *Conicorbitolina conica*, *Praealveolina simplex*, *Piroloculina cretacea*,

سن بیوزون شماره ۲۱، آلبین پسین؟-سنومانین است این بایوزون بیشترین ضخامت را در بخش جنوبی بلوک D و تراف بینک و کمترین ضخامت را در یال غربی کمان نوروز دارد..

بیوفاسیس شماره ۲۶ وایند (Wynd, 1965) Oligostegina facies: این بیوفاسیس در سازند سروک با میانگین ضخامت ۹۰ متر شامل فسیل‌های زیر است: *Pithonella ovalis*, *Pithonella trejoi*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Calcisphaera innominate*, *Heterohelix* spp., *Saccocoma* sp., Textularids, Miliolids

بیوزون ۲۳ وایند (Wynd, 1965) عموماً در داخل این بیوفاسیس نهفته است. ***Oligostegina* facies** بیشترین ضخامت را در تراف بینک و میادین خارگ، دورود دارد. براساس بیوزون بندی وایند (Wynd, 1965)، این بیوزون از آلبین تا مائستریشتین توسعه‌یافته ولی موقعیت چینه‌شناسی و محتوای فسیلی در این محدوده سن سنومانین – تورونین؟ را نشان می‌دهد.

بیوزون شماره ۲۵ وایند (Wynd, 1965) Nezzazata-Alveolinids assemblage biozone

این بیوزون تجمعی با حضور فرامینیفرای *Nezzazata* sp., alveolinids مشخص می‌شود. فسیل‌های همراه این زون عبارت از:

Nezzazata sp., *Nezzazata simplex*, *Nezzazata conica*, *Ovalveolina ovum*, *Ovalveolina* sp., *Cisalveolina* sp., *Valvulina picardi*, *Reticulinella* sp., *Dictyoconus* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina povania*, *Praealveolina cretacea*, *Praealveolina simplex*,, *Cuneolina pavonia*, *Chrysalidina gradata*, *Textularia* sp., *Nummoloculina heimi*, *Coskinolina* sp., *Peudolituonella reichelia*, Rudist debris, Echenoid fragment,

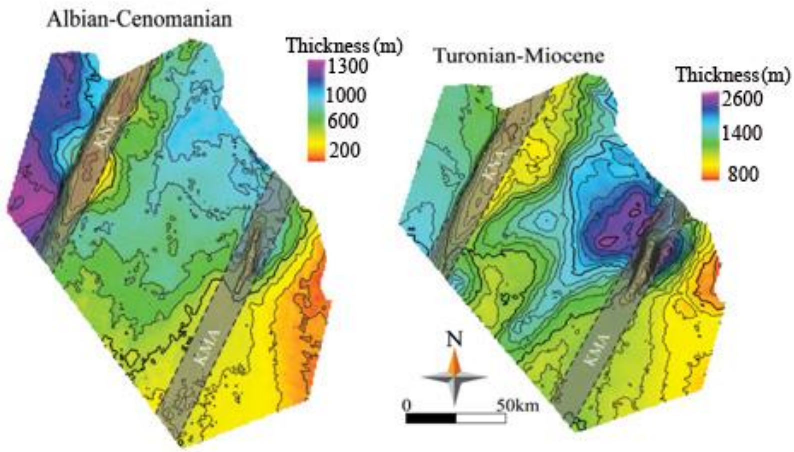
این بیوزون با میانگین ضخامت 100-۲۰۰ متر در بخش‌های بالایی سازند سروک قرار دارد و در بخش‌های عمیق حوضه مانند بینک تغییرات جانبی به بیوزون ۲۶ را گاهی می‌توان مشاهده کرد. همچنین بیوزون های ۲۲ و ۲۴ در داخل این بیوزون نهفته‌اند. با توجه به وجود فسیل‌های همراه سن زون تجمعی شماره ۲۵، سنومانین- تورونین در نظر گرفته می‌شود.

بیوزون شماره ۲۹ وایند (Nezzazatinella-Dicyclina assemblage biozone (Wynd, 1965

در این بیوزون .*Dicyclina* sp., *Valvulammina* sp فسیل‌های اصلی به حساب می‌آیند. لازم به ذکر است که *Valvulammina* .sp در این بیوزون به .*Nezzazatinella* sp تغییر یافته است. فسیل‌های همراه این بیوزون به قرار زیر است:

Nezzazatinella picardi, *Dicyclina schlumbergeri*, *Dicyclina* sp., *Cuneolina pavonia*, *Chrysalidina* sp., *Moncharmontia apenninca*, *Nezzazata conica*, *Nezzazata simplex*, *Nezzazata* sp., *Textularia* sp., *Cisalveolina* sp.

این بایوزون به ضخامت 30متر در ردیف‌های بالایی سازند سروک و به صورت محلی در بعضی از چاه‌ها در تراف بینک مشاهده می‌شود. سن این بیوزون سنومانین- تورونین در نظر گرفته می‌شود. پسروی دریای اواخر آلبین؟- سنومانین و پیشروی مجدد در سنومانین و دریک شرایط تکتونیکی آرام منجر به نهشت رسوباتی با محتوای بایوزنهای ۲۱، ۲۶ و ۲۵ و ارتباط انگشتی بین آن‌ها شد. اما در اواخر سنومانین حرکات تکتونیکی شدید در امتداد ارتفاعات قدیمی خارگ- میش و خفجی –نوروز سبب بالاآمدگی این منطقه و سپس پسروی دریا و فرسایش رسوبات سنومانین شد (شکل ۲). در زمان تورنین با پیشروی مجدد دریا به علت بالاآمدگی قابل ملاحظه ساختمانها در مجاورت این برجستگی ها، آهک‌های سروک بالایی تشکیل نشدند اما به تدریج در بخش ناودیس (تراف بینک) ضخامت این آهک‌ها بیشتر می‌شود که معرف بیوزون ۲۹ در این نقاط است.



شکل ۲. موقعیت دوکمان نوروز- خفجی و خارگ –میش و نقشه ایزومپ نهشته های آلبین- میوسن (Baniasad et al., 2016).

نتیجه‌گیری

مطالعه سازند سروک به عنوان یکی از مخازن مهم هیدروکربوری در شمال غرب خلیج‌فارس نشان می‌دهد سازند سروک در این منطقه با لیتولوژی آهک، آهک با میان لایه‌های شیل، شیل، آهک‌های دولومیتی و دولومیت، ضخامتی در حدود ۱۰۰ تا ۷۰۰ متر دارد. مرز زیرین این سازند با سازند کژدمی هم‌شیب و مرز بالایی آن با وجود فعالیت‌های اواخر سنومانین- تورونین با شیل لافان، سازند ایلام و گورپی متغیر است. بیشترین ضخامت سازند سروک به دلیل دو ارتفاع قدیمی خفجی- نوروز و خارگ- میش در قسمت تراف بینک و کمترین ضخامت در یال شرقی کمان خارگ- میش است. براساس مطالعه فرامینیفرها و براساس بیوزون بندی وایند (Wynd, 1965) در این بخش می‌توان چهار بیوزون **_Trocholina – Orbitolina_ assemblage biozone, _Oligostegina_ facies,** **_Nezzazata_-Alveolinids assemblage biozone, _Nezzazatinella-Dicyclina_ assemblage biozone** را معرفی کرد. این

بیوزون ها به ترتیب با بیوزون های شماره ۲۱، ۲۶، ۲۵ و ۲۹ وایند ۱۹۶۵ قابل مقایسه هستند. نحوه گسترش بایوزنها و ارتباط بین انگشتی آن‌ها تاثیر همزمان دو عامل تکتونیک و تغییرات سطح آب دریا در این منطقه نشان می‌دهد.

منابع

امیری بختیار، ح; نورایی نژاد، م ر.، (۱۴۰۰) چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات تراوا، ۱۰۹۰ صفحه.

زارع نژاد، س.، (۱۳۹۲): بیوستراتیگرافی کرتاسه در چاه شماره ۱ میدان نفتی بهرگانسر و چاه شماره ۱ میدان نفتی هندیجان (شمال غرب خلیج‌فارس).، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۹۰ صفحه.

شاکری، مریم.، نجفی، مهدی.، اکبری، نرگس.، محبوبی، اسدالله و موسوی حرمی، رضا.، (۱۳۸۴): معرفی یک بایوزن در سازند سروک در چاه شماره ۲ میدان نفتی بینک، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

فرامرزی، س.، فیض نیا، س.، کهن‌سال قدیم، ن.، نوری، ب.، (۱۳۸۹): بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند کژدمی در میدان نفتی هندیجان، شمال غرب خلیج‌فارس.، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۶ صفحه.

مطیعی، ه.، (۱۳۷۲): چینه‌شناسی زاگرس، طرح تدوین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۱۰ صفحه.

Afghah, M., Yousefzadeh, A., and Shirdel, S., (2014): Biostratigraphic Revision of Middle-Cretaceous Succession in South Zagros Basin (SW of Iran)., Earth Science & Climatic Change., Vol 5(8): pp. 213- 216.

Al-Husseini, A., (2007): Iran's crude oil reserves and production., GeoArabia, 12(2)., 26 p.

Alsharhan, A. S., Strohmenger, C. J., Abdullah, F. H., and Sahlan, G. Al., (2014): Mesozoic stratigraphic evolution and hydrocarbon habitats of Kuwait, in L. Marlow, C. Kendall, and L. Yose, eds., Petroleum systems of the Tethyan region, AAPG Memoir 106, pp. 541– 611.

Alsharhan, A. S., Strohmenger, C. J., Abdullah, F. H., and Sahlan, G. Al., (2014): Mesozoic stratigraphic evolution and hydrocarbon habitats of Kuwait, in L. Marlow, C. Kendall, and L. Yose, eds., Petroleum systems of the Tethyan region, AAPG Memoir 106, pp. 541– 611.

Baniasad, A., Rabbani, A., Sachse, V.F., Littke, R., Moallemi, S.A., Soleimany, B., 2016., ۲D basin modeling study of the Binak Trough, northwestern Persian Gulf, Iran. Mar .Petrol. Geol. 77, pp. 882–897.

Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A., (2009): Facies distribution and sequence stratigraphy of the Coniacian–Santonian succession of the Bangestan Palaeo-high in the Bangestan Anticline, SW Iran. Facies. 55(2), pp. 243-257.

Ghazban, F., (2007) Petroleum Geology of the Persian Gulf, Tehran University and National Iranian Oil Company, 1010 p.

Navidtalab A, Sari M, Enayati-Bidgoli A, Yazdi-Moghadam M (2020): Syn-depositional continental rifting of the Southeastern Neo-Tethys margin during the Albian–Cenomanian, evidence from stratigraphic correlation. Int Geol Rev 62, pp.1698–1723.

Omidvar, M., Mehrabi, H., Sajjadi, F., Bahramizadeh-Sajjadi, H., Rahimpour-Bonab, H., and Ashrafzadeh, A. (2014): Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation. Revue de Micropaleontologie, 57(3),pp. 97-116.

Soleimany, B., 2010. Reactivation of Deep Seated Folds in Northwest Persian Gulf, de Geodina`mica i Geofísica. Universitat De Barcelona, PhD thesis, p. 242.

Wynd, J. G., (1965): Biofacies of the Iranian oil Consortium Agreement Area. I.O.O.C, Report. 1082, 88p. Unpub.

معرفی اثرفسیل *Zoophycos* از نهشته های سنونین منطقه گلباف (جنوب شرق کرمان)

سعیده شاکری [۱*]، احمد لطف آباد عرب [۲]

۱ـ کارشناس ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنرکرمان، کرمان، ایران
۲ـ استادیار ، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
Email: shakerysaeideh@gmail.com

چکیده

نهشته های فلیش گلباف به سن سنونین با امتداد شمالی ـ جنوبی واقع در جنوب شرق کرمان با ضخامت ۱۴۷متر رخنمون دارد. ایـن نهشـته هـا در بـرش مـورد مطالعه به طور عمده از سیلت استون، ماسه سنگ سیلتی و شیل تشکیل شده است. مرز پایینی این برش به طور تدریجی و هم شیب بر روی کرتاسه پ ایینی و نئوژن و مرز بالایی این برش، کرتاسه بالایی مربوط به رخساره مائیس تریشتین است. در این مطالعه اثرفسـیل هـای زیـادی بـه خصـوص اثرفسـیل *Zoophycos* شناسایی شده است. با توجه به فراوانی کم این اثرفسیل در بخش های پایینی و در نواحی دریایی عمیق، ژرفای نسبی زیـاد حوضـه و شـرایط آرام با اکسیژن کم است.

کلیدواژه‌ها: فلیش، گلباف، سنونین، اثرفسیل، زئوفیکوس.

Introduction of Zoophycos Trace fossils from Cretaceous deposits in Golbaf region (Southeast of Kerman)

Saeide shakeri[1]*, Ahmad Lotf abad Arab[2]

1- Master of Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, of Kerman, Iran
2- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

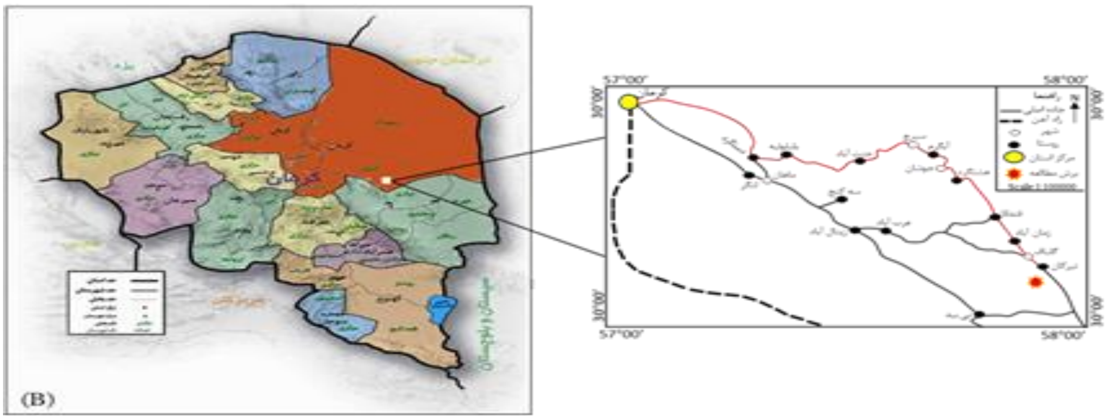
Email: shakerysaeideh@gmail.com

Abstract
Golbaf flysch deposits of Senonian age with north-south extension located in the southeast of Kerman with 147m thickness are exposed. These deposits in the studied section are mainly composed of siltstone, silty sandstone and shale. The lower boundary of this section is gradual and sloping on the Lower Cretaceous and Neogene, and the upper boundary of this section is the Upper Cretaceous on the facies of Masstrichtian. In this study, many Traces fossils have been identified, especially the *Zoophycos* Traces fossil. Due to the low abundance of these Trace fossils in the lower parts and in the deep sea areas, the relative depth of the basin and calm conditions with low oxygen are low.

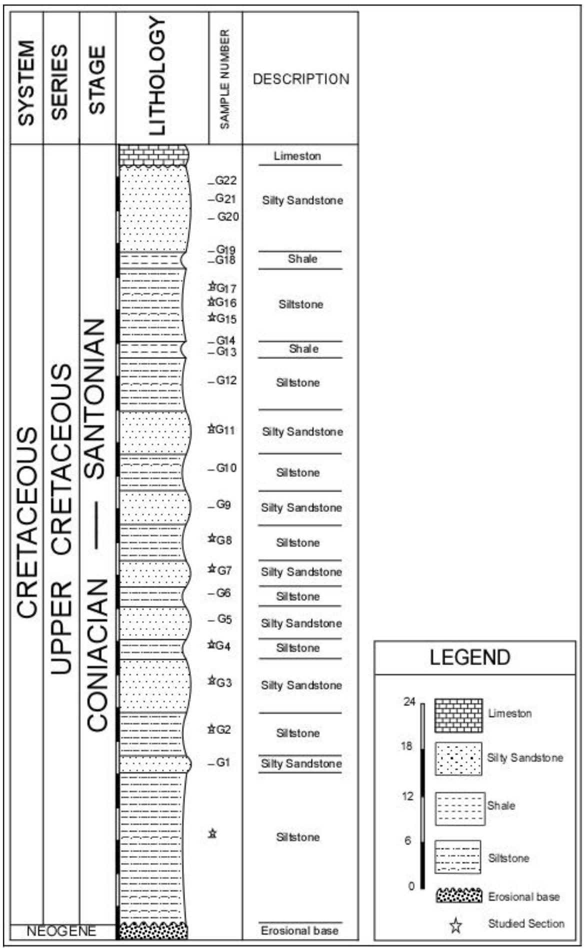
Keywords: Flysch, Golbaf, Senonian, Trace fossil, *Zoophycos*.

مقدمه

نهشته های کرتاسه در مناطق مختلف استان کرمان، به خصوص جنوب وجنوب غرب آن از لحاظ نوع رخساره ها و نوع محیط رسوبی توسط دیمیتریژویچ (Dimitrijevic, 1973)، به بخش هایی تقسیم می شوند که از لحاظ ساختمانی و چینه شناسی باهم متفاوت بوده و منطقه وسیعی را از شمال غرب تا جنوب شرق این استان را در بر می گیرد. نهشته های کرتاسه منطقه گلباف جزء پهنه ی راین ـ گوک ـ خانه خاتون در کمربند چینه نگاری ـ ساختاری رفسنجان است(Dimitrijevic& Djokovic, 1973). در این کمربند، نهشته های کرتاسه به دو بخش رخساره ای کم عمق تا عمیق تقسیم شده است و کامل ترین نهشته های کرتاسه را می توان در پهنه ی راین ـ گوک ـ خانه خاتون پیمایش نمود (Dimitrijevic, 1973). توالی رسوبی مورد بررسی در جنوب گلباف و جنوب شرق کرمان با امتداد شمالی ـ جنوبی برای مطالعات اثرشناسی انتخاب شد. برش مورد مطالعه در ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرق استان کرمان و در حدود ۱۵ کیلومتری جنوب گلباف با مختصات، ۵۷ درجه و ۷۳ دقیقه و ۷۴ ثانیه طول شرقی و ۴۹ درجه و ۲۹ درجه و ۸۸ دقیقه و۲ ثانیه عرض شمالی قرار گرفته است. دسترسی به این برش از طریق جاده کرمان ـ گلباف و کرمان، سیرچ ـ گلباف و مسیرهای منتهی به این برش از طریق منطقه گلباف، امکان پذیر می باشد(شکل۱). نهشته های فلیش منطقه گلباف از گسترش زیادی برخوردارند. این رسوبات در بردارنده نهشته های آواری هستند که به طور تدریجی و هم شیب بر روی کرتاسه پایین و نئوژن قرار دارند. مرز بالایی این برش، به صورت آهک های مارنی مربوط به رخساره ماِئیس تریشتین است که به طور خیلی محدود رخنمون داشته، این برش دارای توالی سنگ شناسی سیلت استون، ماسه سنگ سیلتی و شیل می باشد(شکل ۲). در بررسی محیط رسوبی نهشته های فلیش منطقه‌گلباف مجموعه غنی از اثرفسیل ها با حفظ شدگی خوبی وجود دارند. اثرفسیل ها، آثار باقی مانده جانداران در رسوبات بوده و شامل آثار حرکت، استراحت، تغذیه و سایر فعالیت های زیستی هستند؛ به عبارتی ساخت های زیست زادی حاصل فعالیت متفاوت جانداران در محیط است و به دلیل برجا بودن و عدم جابه جایی این ساختارها پس از تشکیل در تحلیل و بازسازی شرایط رسوب گذاری از اهمیت زیادی برخوردارند(Bromly,1996). یکی از اثرفسیل های موجود در منطقه گلباف *Zoophycos* است که در بخش های پایین تر یافت می شود. به طور کلی می توان گفت، این اثرفسیل توسط جانور کرم مانندی ایجاد می شود که ضمن دفع پلت مدفوعی خود درون دهلیزها، به منظور استراحت و تغذیه از سیستم حفاری درون رسوبی استفاده کرده است(Miller, 2012).



شکل۱: نقشه راههای دسترسی به برش مورد مطالعه (بختیاری، ۱۳۸۸).



شکل(۲) : ستون چینه شناسی منطقه مورد مطالعه.

روش کار

در این پژوهش یک برش چینه شناسی از نهشته های فلیش جنوب گلباف جهت جمع آوری، آماده سازی و شناسایی اثرفسیل ها به روش لایه به لایه متر کشی و برداشت گردید. در برداشت صحرایی ضمن جمع آوری اثرفسیل ها به خصوص اثرفسیل *Zoophycos*، اطلاعات مورد نیاز از جمله شکل، اندازه و نحوه حفظ شدگی اثرفسیل ها نسبت به سطح لایه، مشخصات سنگ شناسی، بافت و ساخت های رسوبی نیز تعیین گردید .نمونه های جمع آوری شده در آزمایشگاه بر پایه ویژگی های ریخت شناسی گروه بندی و سپس با استفاده از منابع موجود شناسایی و به طور سیستماتیک نامگذاری شدند.

مطالعه سیستماتیک

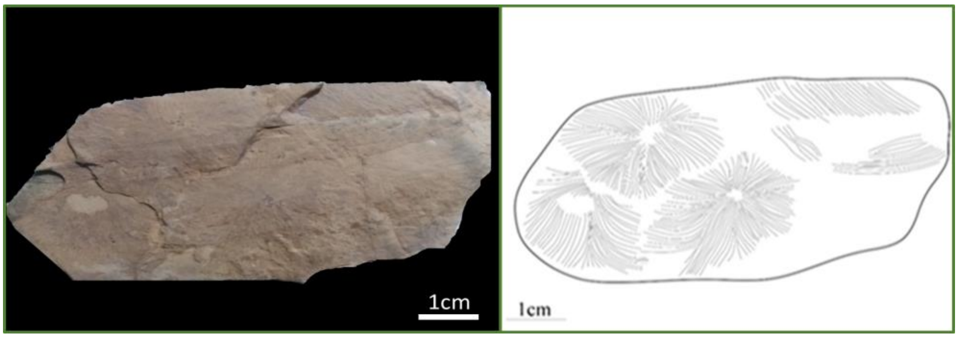
در این مطالعه با توجه به فراوانی کم اثرفسیل *Zoophycos* در توالی رسوبی مورد مطالعه این اثرفسیل شناسایی شد که در شکل (۳) نمایش داده شده است و ویژگی های آن در توصیفی کوتاه به شرح زیر است:

Ichnospecies *Zoophycos* isp.

مشخصه: اثرفسیلی بسیار پیچیده است و هنوز توافقی درباره تاکسونومی این اثرفسیل وجود ندارد.اشکال مسطح و ساده ای دارند. دارای ساختارهای لایه بندی پیچیده و بدون حاشیه چین دار می باشند و به صورت دسته جارویی آرایش یافته اند(Seilacher, 2007).

توصیف: این اثرفسیل در برش مورد مطالعه دارای لامینه های بسیار ظریفی هستند که به صورت دسته جارویی آرایش یافته اند. اغلب لامینه ها کامل نبوده و به صورت منقطع هستند. قطر آنها کمتر از ۱ میلی متر می باشد.

بحث: اولین بار برای ماکروفسیل های جلبکی و نه برای اثرفسیل ها به کاربرده شده است(Massalango, 1855). اثر فسیلی بسیار پیچیده که هنوز توافقی درباره تاکسونومی این اثرفسیل وجود ندارد و از اثرفسیل های مهم محسوب می شود که حاصل فعالیت های کرم های غیر متحرک است(Seilacher, 2007; Miller, 2007).



شکل(۳): نمایش اثرفسیل *Zoophycos* در منطقه مورد مطالعه.

بحث

زئوفیکوس اثرفسیلی بسیار پیچیده ای است که در اجتماعات گوناگون و محیط های رسوبی متفاوتی ظاهر می شوند. فری و پمبرتون (Frey& Pemberton, 1985) محیط تشکیل آنها را از نواحی لیتورال تا باتیال، آبهای آرام و تا حدودی محیط کم انرژی ، توضیح داده اند. وجود آنها در نواحی دور از ساحل دریا و تا حدودی بین امواج طوفانی تا نواحی دریا گزارش شده است. رسوبات دارای زئوفیکوس کلا به هم ریخته اند تجمع آرام رسوبات به اجتماعات اجازه می دهد تا در قسمت های مختلفی گسترش یابند. زئوفیکوس، بخش های پایین تر را انتخاب می کند. نظر به اینکه بخش های پایین تر حفرات در محدوده ی کمبود اکسیژن قرار دارد، به همین دلیل این اثرفسیل مختص بسترهای کم اکسیژن است. با وجود این زئوفیکوس در قسمت هایی از بستر که دارای آشفتگی زیستگی ظریفی هستند، ظاهر می شود. چون تجمع آرام گل و نرخ پایین رسوب گذاری اجازه می دهد که اجتماعات جانوری به حد بلوغ خود برسند. در منطقه مورد مطالعه اثرفسیل های فراوانی به خصوص اثرفسیل زئوفیکوس یافت شد. پراکندگی و فراوانی آن بسیار اندک است و امکان به کارگیری آن ها در تحلیل شرایط محیط رسوبی در یک سطح فراهم نبود. وجود خردشدگی قطعات زیستی و جابه جایی آنها تحت تاثیر شرایط ظریف طوفانی بوده است چنین محیطی برای جانور زئوفیکوس ساز مطلوب نیست. می توان آن را متعلق به محیط دریایی عمیق، ژرفای نسبی زیاد حوضه و شرایط آرام با اکسیژن کم دانست. این اثرفسیل دارای اشکال مسطح و ساده ای می باشد. در نمونه بررسی شده، ساختارهای لایه بندی ریز هلالی پیچیده و بدون حاشیه چین دار در آنها دیده می شود، به طوری که حاشیه ای گرد تا بیضی شکلی را نشان می دهند. لاملاهای اصلی در نمونه مطالعه شده کمانی شکل بوده در حالیکه لامینا ظریف بوده که به صورت دسته جارویی آرایش یافته اند. اغلب لامیناها کامل نبوده و به صورت منقطع هستند این لامینا دارای دو دسته کوچک و بزرگ هستند. پهنای لامینه ها متغیر و

فاصله بین لامینه ها کم است که در محل همگرایی کمتر و با فاصله گرفتن از آن افزایش پیدا می کند. در محل همگرایی، لامینه ها حالت پیچشی و چرخشی به خود می گیرند. این اثرفسیل دارای الگوی رفتاری تعادلی است که جاندار سازنده این آثار جهت کسب غذا با ایجاد حفرات بالارونده موقعیت خود را در تماس با سطح مشترک آب ـ رسوب حفظ می نماید. این آثار با ساخت های ریز بندی هلالی شکل و لایه بندی متحدالمرکز از لامینه های گلی ـ ماسه ای می باشد که در بسترهای ماسه ای جور شده و پر انرژی همراه با مواد غذایی فراوان در ستون آب ایجاد می شود. جهت گیری این ساختار بر روی سطح طبقه بندی ماسه سنگ ها با توجه به مطالعات صحرایی در جهت رژیم جریانی غالب موجود در جریانات کف می باشد.

نتیجه‌گیری

اثرفسیل زئوفیکوس در جنوب گلباف در نواحی دریایی عمیق، ژرفای نسبی زیاد حوضه و شرایط آرام با اکسیژن کم است. این اثرفسیل در منطقه از پراکندگی بسیار کمی برخوردار است و نشانگر فراوانی مواد آلی در محیط است. فراوانی اثرفسیل زئوفیکوس در قسمت های میانی که انرژی محیط زیاد است کاهش می یابد. در این رسوبات به دلیل وجود خردشدگی قطعات زیستی و جابه جایی آنها تحت تاثیر شرایط ظریف طوفانی به علت وجود اثرفسیل زئوفیکوس با افزایش شعاع و قطر دهلیزها همراه هستیم به طوری که به صورت دسته جارویی آرایش یافته اند و دارای دو دسته کوچک و بزرگ می باشند.

مراجع

۱. بختیاری، س.، (۱۳۸۸)، "اطلس راههای ایران"، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، (۱–۲۸۸)، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی تهران.

2. Bromley, R. G., 1996. Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications. Second Edition. Chapman & Hall, London, 361pp.
3. Dimitrijevic, M. D., 1973. Geology of Kerman region. Institute for Geological and mining exploration and investigation of nuclear and Oder mineral raw materials. Report no. Yn/52, 335 pp.
4. Dimitrijevic, M. D., and Djokovic, I., 1973. Geological map of Kerman region, 1: 500,000, Geol. Survey of Iran.
5. Frey, R., and Pemberton, G., 1985. Biogenic structure in outcrops and cores. Bulletin of Canadian Geology, 33: 72-115.
6. Massalango, A., 1855. *Zoophycos*, novum genus Planform Foss ilium, Typis Antonelliana's. Veronese: 45–2.
7. Miller, W., 2007. Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects. Elsevier, 611p.
8. Miller, W., 2012. On the doctrine of ichnotaxonomic conservatism: the differences between ichnotaxa and biotaxa. Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh. 265, 295–304.
9. Seilacher, A., 2007. Trace Fossil Analysis. Springer, Tubingen, Germany. 226 pp.

The first report of the *Koilosoma* Ichnofossil Cenonian on Golbaf section (southeast of Kerman)

Saeideh shakery[1*] - Ahmad Lotf Abad Arab[2]

[1] Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.
[2] Assistant Professor of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.
Email: shakerysaeideh@gmail.com

Abstract:

Cenonian detrital deposits in the south of Golbaf, located in the southeast of Kerman, are 147 meters thick and consist of siltstone, silty siltstone sandstone and shale. The studied section contains many Ichnofossils, including Koilosoma Ichnofossils in red siltstone sandstones of the studied sequence, which have been seen in continental environments such as rivers to sea. It is the only Ichnofossil work that can be attributed to the *Scoyenia* Ichnofassies. This low many Ichnofossil has a hollow, irregular polygonal structure that resembles a honeycomb. Has a nutritional behavior pattern that refers to the activity of frog babies.
Keywords: Senonian, Golbaf, Ichnofossil, *Koilosoma*.

Introduction:

period the Cretaceous, Kerman, like other parts of Central Iran, was affected by various tectonic events, but the performance of these events was different in different parts. In most parts of Central Iran, between Jurassic and Cretaceous, there is a lack of stratigraphy, which is indicative of the performance of Late Cimmerian orogenic movements. The presence of local tectonic movements in the Upper Cretaceous (movements related to the Astrian, Cenonian and Laramied phases) has caused the reactivation of some large old faults in Central Iran, so that these faults have been able to divide local sedimentary basins and environments. Create and create different conditions in each of these environments for example, the Golbaf fault, which in turn has driven various Cretaceous rocks onto conglomerates and marl / Neogene, alluvial fans / Quaternaries and flower areas(Khosrotherani,1998). Cretaceous deposits of Golbaf region are part of the Rhine-Gowk-Khaton area in the stratigraphic-structural belt of Rafsanjan (Dimitrijevic& Djokovic,1973). In this belt, Cretaceous deposits (cenonian) are divided into two parts of shallow to deep facies and the most complete Cretaceous deposits can be explored in the Rhine-Gowk-Khaton area(Dimitrijevic,1973). The studied sedimentary sequence in the south of Golbaf and southeast of Kerman was selected for impact studies. The studied section is located 100 km southeast of Kerman province and about 15 km south of Golbaf with coordinates, 57 degrees and 73 minutes and 74 seconds east longitude and 49 degrees and 29 degrees and 88 minutes and 2 seconds north latitude. Access to this section is possible through the Kerman-Golbaf and Kerman roads, Sirch-Golbaf and the routes leading to this section through the Golbaf area (Figure 1). South Golbaf flysch deposits are widespread. South Golbaf flysch deposits are widespread. These sediments contain detrital deposits that are gradually and steeply located on the Lower Cretaceous and Neogene. The upper boundary of this section is in the form of marl limestone related to the Maastrichtian facies, which has a very limited outcrop. This section has a lithological sequence of siltstone, silty sandstone and shale (Figure 2). In these sediments, there is a collection of well-preserved fossils. In this study, an attempt was made to introduce the *Koilosoma* Ichnofossil. *Koilosoma* are a group of fossils found in the study sequence that are found as polygonal dimples at the upper surface of sediments. The name of this genus is incorrectly mentioned as Benjaminchnus baekschoten, 1964 (Hantzschel,1975). The cause of these has been attributed to the activity of frog babies (Boekschoten,1964). Which is found in Turbidite-mud sediments of Golbaf riverbed.

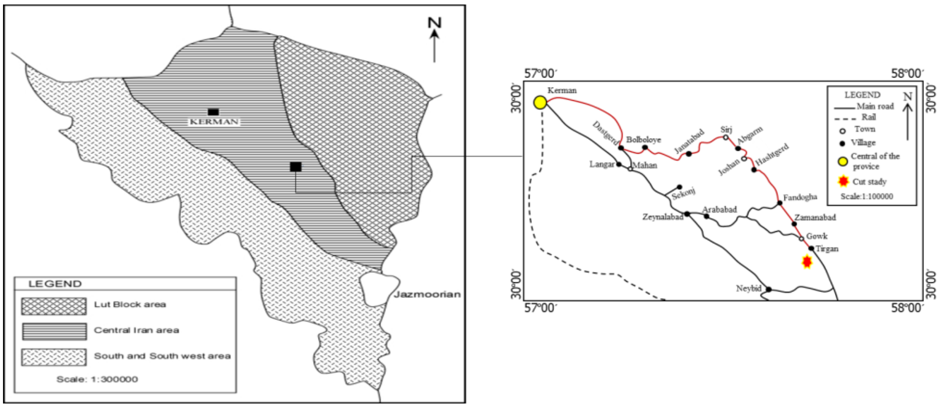


Figure 1: Roadmap to access the studied section (Bakhtiari,1388).

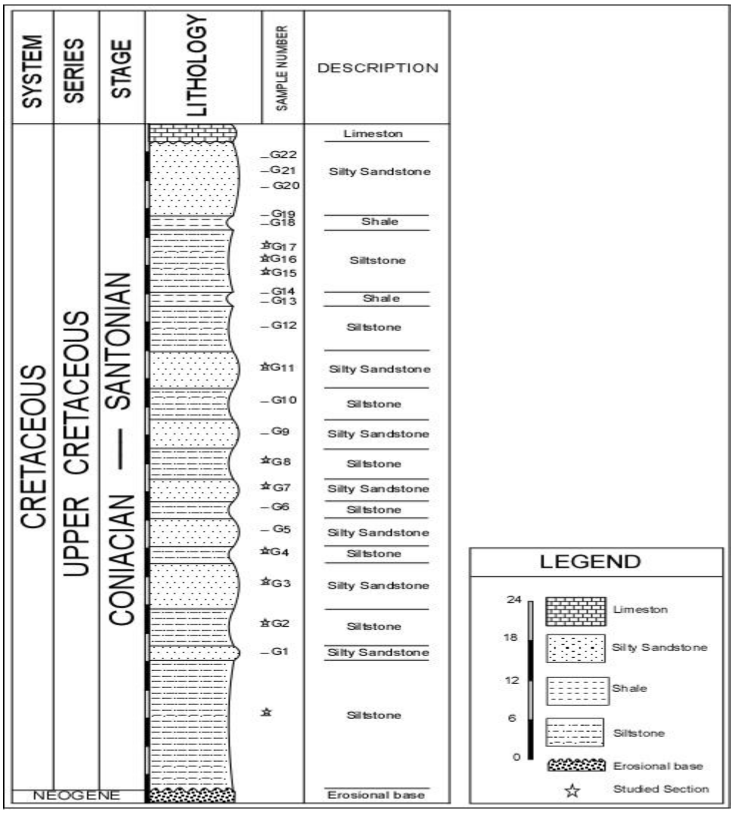


Figure (2): Stratigraphic column of the studied section.

Method:

In order to carry out this study, in addition to measurements, part of the biogenic structures have been studied and identified in the form of field studies and another part in the laboratory. it placed. A variety of Ichnofossils have been studied and identified and some of them, especially *Koilosoma* Ichnofossils, have been collected. In the laboratory, after taking notes, the required characteristics of shape, size and preservation of Ichnofossils in relation to the surface of the layer, lithological characteristics, texture and sedimentary structures were also determined. The available data were compared with previous reports and finally samples were taken and systematically named.

Definition of Variables:

In this study, due to the low abundance of *Koilosoma* Ichnofossil in the studied sedimentary sequence, this Ichnofossil was identified, which is shown in Figure (3) and its characteristics are as follows:

Ichnogenus *Koilosoma*(Hitchcock, 1858)

Material: Two Specimens.

Description: The Ichnofossil is preserved in the form of polygonal depressions resembling a beehive with an average diameter of 4-6 mm at the top surface of the layer, the amount of depressions in it is the same and is almost like a hexagon. This Ichnofossil can be found with limited distribution in thin to medium layers of laminated red sandstone. The filler deposit of this fossil is a yellow flower that gives the layers a yellow appearance.

Remarks: The names *Koilosoma* and Benjaminchnus are the nominative names (nomina nova) of the name Batrachoides, first used by(Raion forth,2005) for honeycomb effects(Abel,1926). Examinations of (Maher, 1962) and (Hitchcock,1927) on sample (Rain forth, 2005) showed that the construction in question was of non-biological origin and was in fact Ripple overlapping brands. However, in other cases, frog babies can make polygonal dimples. Subsequent reports confirmed the construction as a frog nest. For this construction, the name *Koilosoma* has been used by (Cameron,1971). But later this work was given the name Benjaminchnus. Because this work was named before (Boekschoten,1964). the name Koilosoma is valid according to the principle of precedence. This effect is attributed to the activity of digging frog babies (Dionne,1969).

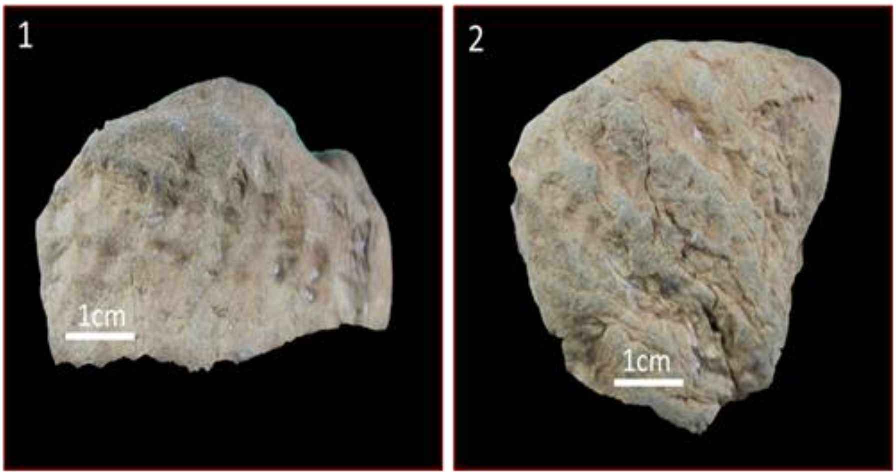


Figure 3: shows the *Koilosoma* Ichnofossil in the study area.

Discussion:

Biological structures in the Golbaf region are found as polygonal depressions in the surface of sedimentary layers. Which is very similar to the sample report (Rain forth,2005). This effect is called *Koilosoma*. These similarities include the number, arrangement, shape of the dimples, the area occupied by the dimples, and the sedimentary environment in which they are formed. The size of the polygons and the amount of depressions and dimples are variable. The type and size of sediment particles and polygons do not change. In such a way that they do not show a clear border with the side sediments. These cavities or nests are in the form of polygonal dimples with a honeycomb-like arrangement that are collected by one or more baby frogs inside each cavity. Frog baby nests are irregular with prominent borders, and the surfaces and slopes of these edges are concave. The effect of *Koilosoma* Ichnofossil is the result of nutritional behavior. This group includes ichnofossils produced by organisms with sedimentary eating behavior strategy style. Based on behavioral strategy classification, sedimentary behavioral strategy includes shallow nutritional effects from river to sea. These Ichnofossils can be found with limited spread in thin-layered to medium-sized red laminated sandstones. The filler deposits of this fossil form a yellow flower that shows a yellow appearance to the layers. It is the only Ichnofossil work that can be attributed to the *Scoyenia* Ichnofssies damage effect.

Conclusion:

1. Upper Cretaceous sedimentary deposits in Golbaf area have good expansion and thickness.
2. The study of the effects of Ichnofossils in these deposits has for the first time led to the identification of two *Koilosoma* of Ichnofossils.
3. Based on the set of Ichnofossils effects as well as the stratigraphic position of the layers, the Late Cretaceous (Cenonian) age has been considered for it.

References:

-Abel, O.,1926. Amerikafahrt. Jena, Fischer, 462p.

- Bakhtiari, S., 2009. Atlas of Iranian Roads, published by the Institute of Geography and Cartography of Tehran Geology, scale 1: 100000.

-Boekschoten, G.J., 1964. Tadpole structures again. Journal of SedimentaryPetrology34, 422–423pp.

-Cameron, B. & Estes, R., 1971. Fossil and Recent “tadpole nests”: a discussion. Journal of Sedimentary Petrology 41: 171–178.

-Dimitrijevic, M. D.,973. Geology of Kerman region. Institute for Geological and mining exploration and investigation of nuclear and Oder mineral raw materials., Report no. Yn: 52, 335 pp.

-Dimitrijevic, M. D., and Djokovic, I.,1973. Geological map of Kerman region, 1: 500,000, Geol. Survey of Iran.

-Dionne, J.C.,1969. Tadpole holes: a true biogenic sedimentary structure., Journal of Sedimentary Petrology 39: 358-360.

-Hantzschel, W.,1975. Trace fossil and Problematical. In: C. Teicchert, Treatise on Invertebrate Paleontology, Partway, miscellanea, Supplement I, Geological Society of America and University of Kansas Press, 269 pp.

-Hitchcock, E.,1858. Ichnology of New England. A report on the Sandstone of the Connecticut Valley, especially its footprints. Boston: W. White.

-Hitchcock, C.H., 1927. The Hitchcock lecture upon ichnology, and the Dartmouth College iconological collection (ed. N. M. Grier). American Midland Naturalist 10: 161–197.

-Khosrotherani, Kh., 1988. "Generalities about Iranian stratigraphy," University of Tehran Press, 342 p.

-Maher, S.W., 1962. Primary structures produced by tadpoles. Journal of Sedimentary Petrology 32, 138–139.

-Rain forth, E.C.,2005. Ichnotaxonomy of the fossil footprints of the Connecticut Valley (Early Jurassic, Newark Supergrouo, Connecticut and Massachusetts) Submitted in partial fulfillment of the Requirements for the degree of Doctor of Philosophy in the Graduate School of Arts and Sciences Columbia University. Unpublished. 1301 pp.

راهنمای تشخیص آسیب های ناشی از حشرات بر روی ماکروفسیل های گیاهی (ژوراسیک میانی)سازند هجدک ـ برش چترود

پریسا شقایقی [۱]، حامد عامری [۲]

۱ـ فارغ التحصیل کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی،گروه زمین شناسی، موسسه آموزش عالی کرمان،کرمان،ایران
p.sh.paleobotany@gmail.com

۲- استادیار، گروه اکولوژی، پژوهشکده علوم محیطی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران
ameri.paleo@yahoo.com

چکیده

به منظور بررسی شواهدی دال بر آسیب بافت گیاهی ناشی از حشرات در زمان ژوراسیک میانی، تعداد۱۲ نمونه از ماکروفسیل های گیاهی برش چترود از سازند هجدک مورد مطالعه قرار گرفت. علائم سطحی پس از مطالعه در گرو هایی به شرح: تخم گذاری (Oviposition)، تغذیه حاشیه ای (Margin Feeding)، سوراخ کردن و مکیدن (Piercing and sucking)، گال (Galling)، تغذیه سطحی(Surface Feeding) و سوراخ تغذیه ای(Hole Feeding) دسته ـ بندی شدند. بررسی و تشخیص الگوهای آسیب و تفکیک آنها از سایر عوامل موثر برسطح در زمان دیازنز نیازمند درک روابط متقابل (گیاهان ـ حشرات) شامل الگوهای رفتاری حشرات و سازو کارهای دفاعی گیاهان است.

کلیدواژه‌ها: برش چترود، بافت گیاهی،ژوراسیک میانی، ماکروفسیل گیاهی، دیاژنز.

Guide for detection of insect damage on plant macrofossils (Middle Jurassic) from Hojedk Formation at Chatroud section

Parisa Shaghayeghi[1*], Hamed Ameri[2]

[1] Graduate master of Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Kerman Institute of Higher Education, Kerman, Iran
E-mail: p.sh.paleobotany@gmail.com
[2]Assistant Professor in Paleontology,Department of Ecology, Institute of science, High technology & environmental science, Graduate University of advanced Technology, Kerman, Iran

E-mail:ameri.hamed@gmail.com

Abstract

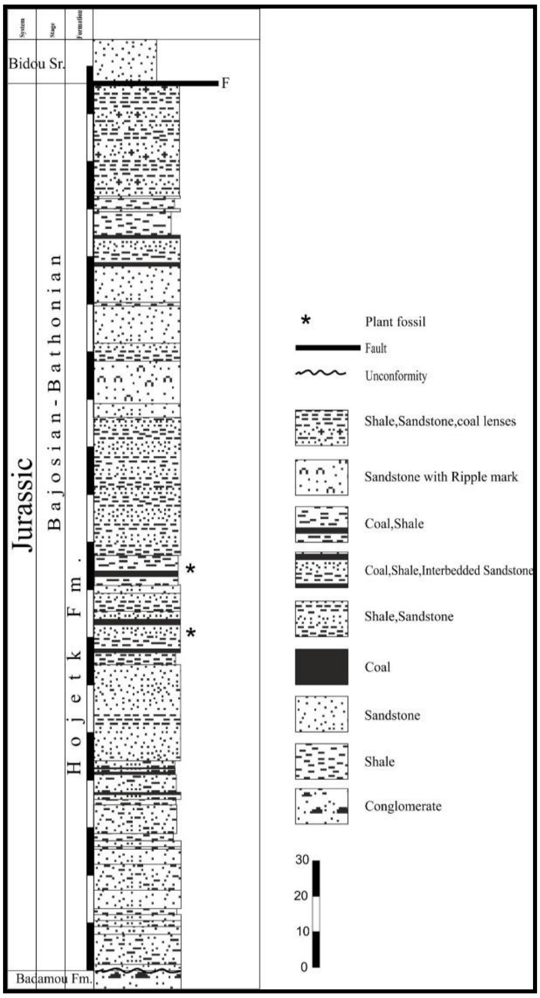
In order to investigate the evidence of plant damage caused by insects during the Middle Jurassic, 12 samples of plant macrofossils of Chatroud section from Hojdak Formation were studied. Superficial symptoms were categorized in groups such as: Oviposition, Margin Feeding, Piercing and sucking, Galling, Surface Feeding and Hole Feeding. Investigating and distinguishing patterns of damage and differentiation them from other factors affecting the surface during diagenesis need to understand the interactions (plants-insects), Includes insect behavioral patterns and plant defense mechanisms.

Keywords: Chatroud section, Plant tissue, Middle Jurassic, Plant macrofossils, diagenesis.

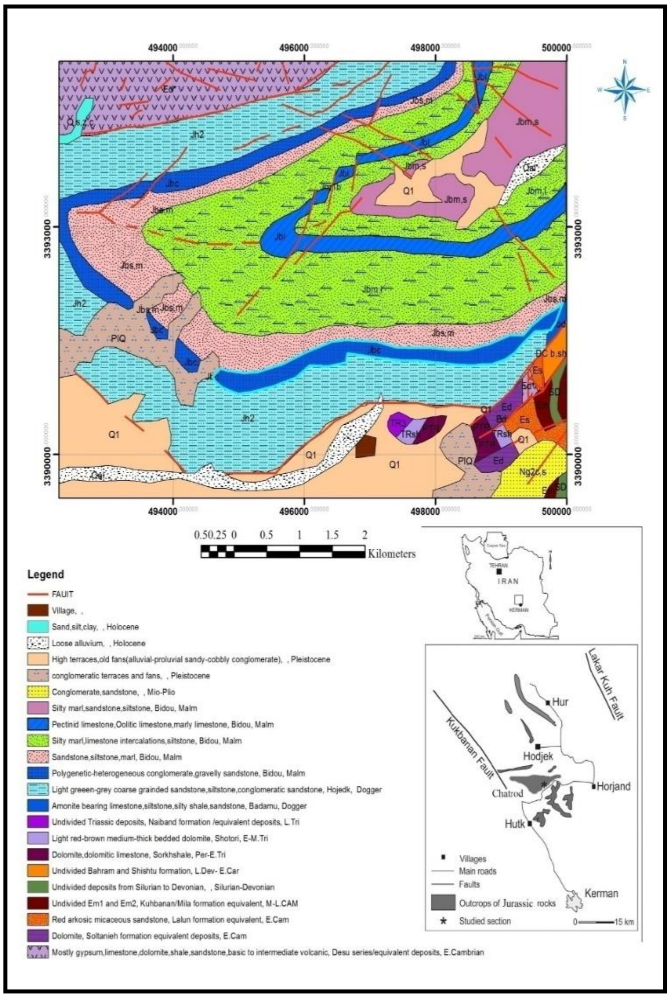
مقدمه

رسوبات زغالی در شمال استان کرمان از گسترش زیادی برخوردارمی باشند.سازند هجدک با سن ژوراسیک میانی مجموعه ای غنی از ماکروفسیل های گیاهی به شمار می رود. در این پژوهش مطالعات تکمیلی در راستای تشخیص، دسته بندی و تفکیک آسیب های گیاهی

ناشی از حشرات بر روی نمونه هایی از دو افق گیاهی برش چترود واقع در ۴۰ کیلومتری شمال کرمان صورت گرفته است.این برش با ضخامت ۱۴۷۳ متر،تناوبی از شیل،ماسه سنگ با میان لایه هایی از زغال سنگ می باشد(شکل۱)راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده آسفالته کرمان ـ راور میسر است(شکل۲).



شکل۱



شکل ۲

شکل ۱ـ ستون چینه شناسی سازند هجدک در برش مورد مطالعه

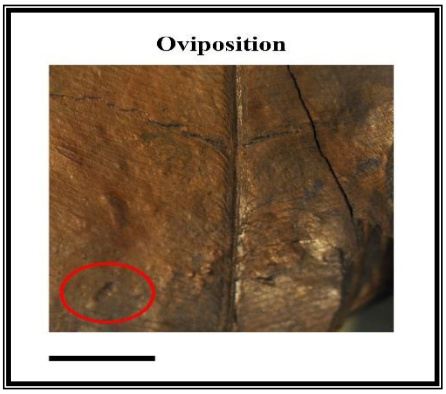
شکل ۲ ـ نقشه زمین شناسی (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی زرند، فرهاد وحدتی دانشمند ۱۳۷۴)، موقعیت جغرافیایی منطقه وبرش مورد مطالعه

بحث

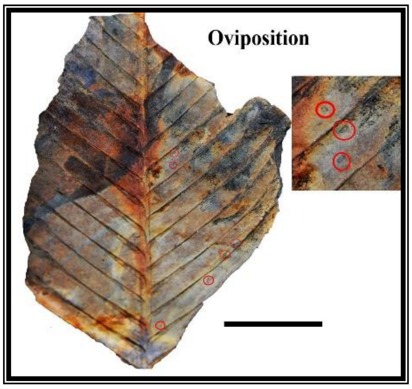
وجود علائم سطحی مشخص بر روی ۱۲ نمونه از ماکروفسیل های گیاهی منطقـه مـورد مطالعـه زمینـه ای بـرای بررسـی الگوهـای آسـیب حشرات، طبقه بندی و تفکیک آنها از یکدیگر و سایر عوامل مؤثر بر سطح هنگام زغـال سـازی (coalification) فـراهم آورد کـه توضـیح آن به شرح زیر است:

تخم گذاری(Oviposition)

حشرات عمدتاً تخم گذارهستند وتخم های خود را که به طور متداول دایره ای، بیضوی وعدسی شکل هستند در سطح زیرین برگ ها و در کنار رگبرگ ها قرار می دهند علت این است که لاروها بلافاصله بعد از خروج با سوراخ کردن برگ از پارانشیم زیر اپیدرم تغذیه کنند.وجود اسکارهایی با اشکال ذکر شده و موقعیت مکانی مشابه در برگ های فسیلی قابل تعمیم به تخم گذاری حشرات است.نکته قابل توجه این است که تخم گذاری بر روی برگ با واکنش بافت گیاهی نسبت به این پدیده همراه است که به صورت rim مشخص می شود.



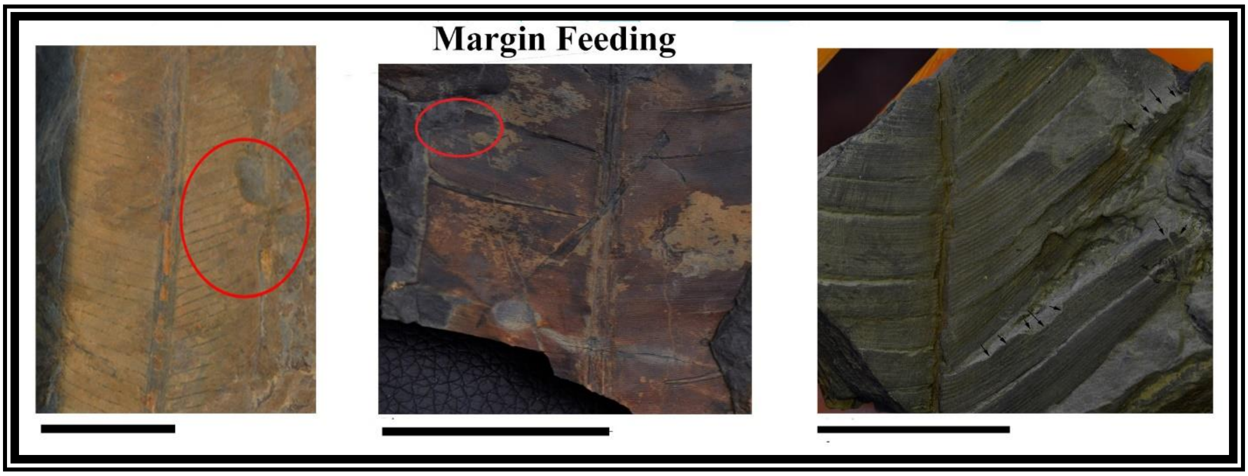
Ellipsoidal egg



Lenticular-ovoidal foliar scars

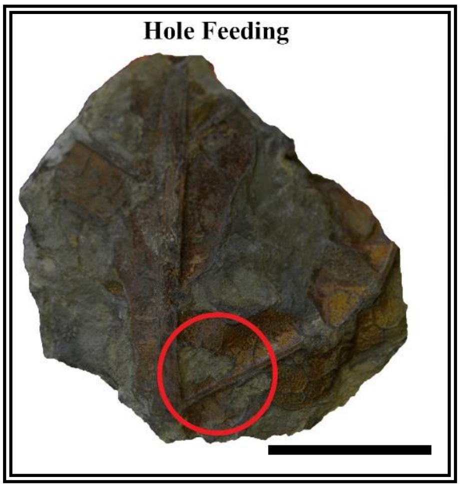
تغذیه حاشیه ای(Margin Feeding)

تغذیه حشرات از بافت گیاهی یکی از متداول ترین اشکال آسیب می باشد.از نظر رفتار تغذیه ای حشرات به انواع جونده و مکنده تقسیم میشوند.حشرات جونده از برگ ها و قسمتهای رویشی تغذیه می کنند و مکنده ها مجهز به عناصر دهانی جهت مکیدن شیره بافت سلول گیاهی هستند.تغذیه ی حاشیه ای به مصرف برگ در طول حاشیه آن اطلاق میشود، این نوع خوردگی می تواند کم ـ عمق یا عمیق باشد وگاهی تا مجاورت رگبرگ های اولیه یا بین رگبرگ ها گسترش دارد و حتی ممکن است نوک برگ کاملا از بین برود این آسیب با عکس العمل شدید برگ به صورت rim مشخص است.

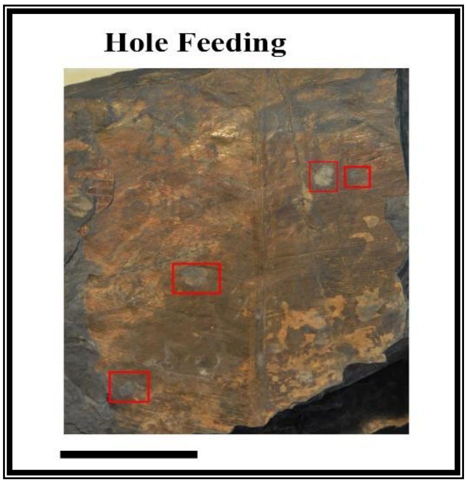


سوراخ تغذیه ای (Hole Feeding)

نوعی تغذیه ی خارجی است که مشخصه آن وجود سوراخ هایی در پهنک می باشد که اطراف آن با واکنش بافت گیاهی نسبت به این آسیب به صورت rim مشخص است. سوراخ ها هیچوقت به حاشیه نمی رسند و از لحاظ شکل انواع مختلفی چون دایره ای (circular)، چند ضلعی(polygonal) وچند قسمتی (polylobate) دارند.وجه تمایز آن با سایر عواملی که ممکن است به هر نحو باعث برداشته شدن ضخامت برگ و ایجاد سورخ گردد در این است که سوراخ های تغذیه ای ایجاد شده توسط حشرات عمدتاً الگویی تکرار شونده با اندازه ای تقریباً مشابه را به خود اختصاص میدهند.



Polylobate perforations with a distinct reaction rim



Circular holes

تغذیه سطحی(Surface Feeding)

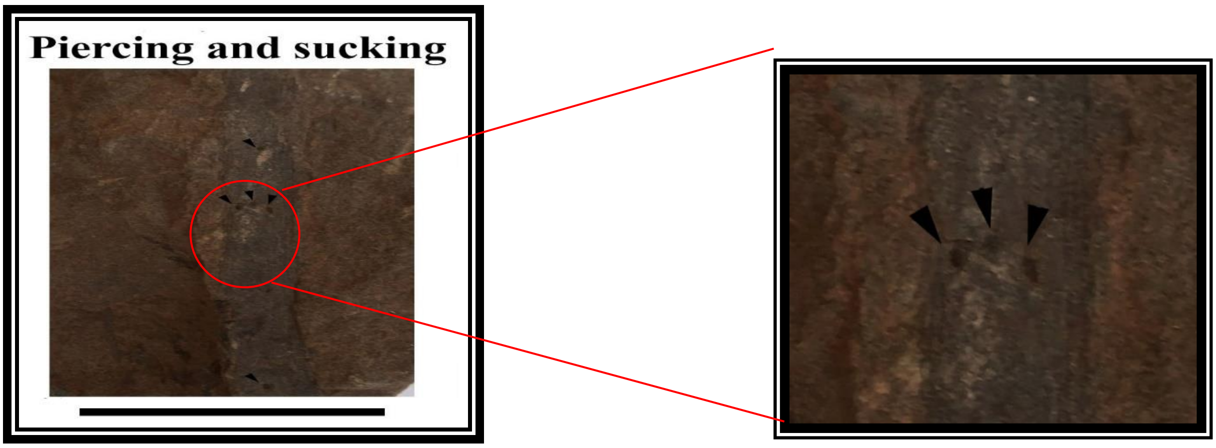
ایـن تغذیـه شـامل سـایش بافـت هـای سـطحی و برداشـته شـدن یـک یـا چنـد لایـه بـافتی ماننـد اپیـدرم(epidermis) یـا هیپـودرم (hypodermis) از سطح برگ است به صورتیکه کل ضخامت برگ حذف نمی شود.

abrasion of surface tissue with a weak reaction rim

Removal or abrasion of surface tissue

سوراخ کردن و مکیدن(Piercing and Sucking)

ایجاد سوراخ در بافت گیاه توسط حشرات گیاه خوار از طریق عناصر دهانی برای دسترسی به اجزایی نظیرآوند آبکش ، آوند ـ چوبی ، مزوفیل یا گرده صورت می گیرد. آثار سوراخ کردن و مکش عمومی شامل سوراخ هایی از قطر ۱ تا ۲.۵ میلی متر است که توسط مواد کربنیزه پر می شود و به طور تصادفی بر روی بافت گیاهی قرار می گیرد.

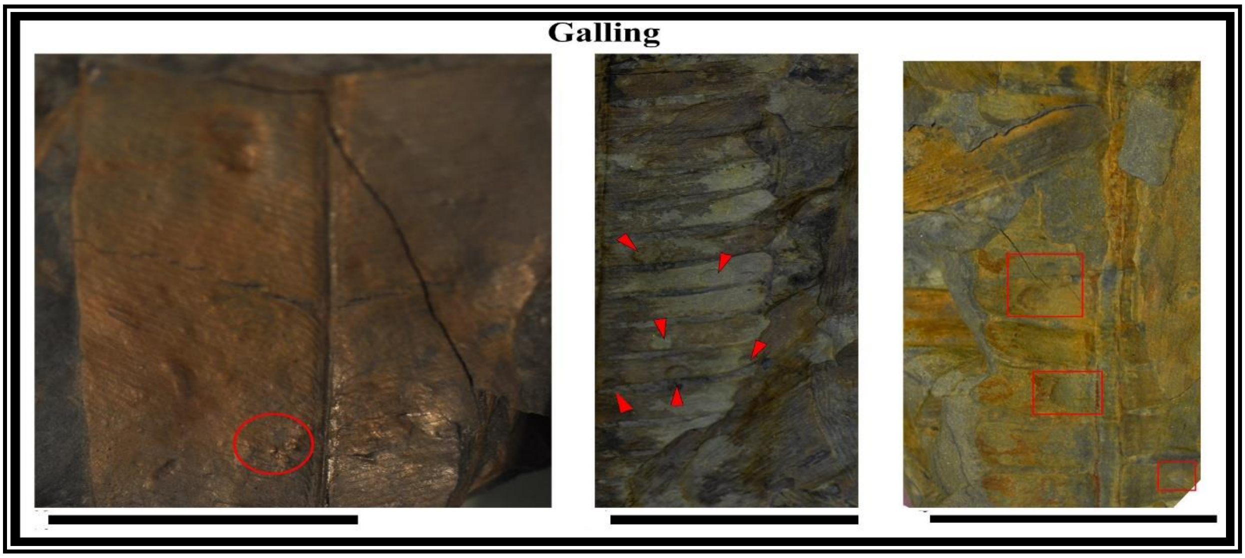


Ellipsoidal to circular punctures

گال(Galling)

گال عبارت است از رشد غیر طبیعی بافت گیاهی که در پاسخ به آسیب دیدگی یا تحریک گیاه شروع می شود.نماتدها، باکتری ها،قارچ ها و ویروس ها همگی می توانند باعث ایجاد گال شوند. با این حال، بیشتر گال ها در اثرفعالیت حشرات یا کنه ها ایجاد می شوند.حشرات با تغذیه از گیاه یا تخم گذاری روی بافت گیاه تشکیل گال را آغاز می کنند. گال ها ، بافت های فشرده ، متمایز

و ناهنجاری هستند که در اندام های گیاهان میزبان ایجاد می شوند و دارای یک ناحیه مرکزی نازک و سخت نشده اند که توسط یک حلقه ضخیم از بافت متراکم ، غالباً بوتروئیدی احاطه شده است.



نتیجه‌گیری

با توجه به تنوع الگوهای آسیب گیاهی در زمینه های مختلف همچون تغذیه ی عمومی ،تخم گذاری و گال که هر کدام به تنهایی مبحث گسترده ای از روابط و سازوکارهای بین گونه ای را شامل می شود ، میتوان نتیجه گرفت که گیاهان ژوراسیک میانی نقش بسزایی را در تنوع و بقای حشرات ایفا میکردند. درک این موضوع که آیا حشرات نیز باعث تنوع گونه های گیاهی شدند یا به عکس با مورد هدف قرار دادن آنها جهت مصارف گوناگون باعث تهدید تنوع گونه های گیاهی شدند مبحث پیچیده ای است که نیازمند مطالعات تکمیلی در زمینه فیلوژنی گیاهان است.این کوشش میتواند زمینه ای جهت شناخت پالئواکولوژی منطقه فراهم آورد.

منابع

Ash S. Evidence of arthropod–plant interactions in the Upper Triassic of the southwestern United States. Lethaia 1997; 29: 237–248

Cariglino B, Gutie ´rrez PR. Plant–insect interactions in a Glossopteris flora from the La Golondria Formation (Guadalupian–Lopingian), Santa Cruz Province, Patagonia, Argentina. Ameghiniana 2011; 48: 103–112

Labandeira CC. The fossil record of insect extinction: New approaches and future directions. Am. Entom. 2005; 51: 14–29

Mendonc ̧a MS. Galls and galling arthropods of southern Brazil. In: Fernandes GW, Santos JC, editors, Neotropical insect galls. Amsterdam: Springer; 2014, pp. 221–256

Tilllyard RJ. Mesozoic insects of Queensland. No. 9. Orthoptera, and additions to the Protorthoptera, Odonata, Hemiptera and Planipennia. Proc. Linn. Soc. N.S.W. 1922; 47: 447–470

بررسی ریزدیرینه شناسی رسوبات پلیوسن بالایی– پلیستوسن زیرین در برش خوربس (شرق جزیره قشم)

نازگل شارونی زاده[۱]، مسیح افقه[۲]

۱ـ دکتری زمین شناسی گرایش چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد واحد شیراز، شیراز، ایران
۲ـ دکتری زمین شناسی گرایش چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد واحد شیراز، شیراز، ایران
Email:nazgol_sharoonizadeh@yahoo.com
Massihafg2002@yahoo.com

چکیده

قشم پهناورترین جزیره خلیج فارس با مساحتی در حدود ۱۶۰۰ کیلومتر مربع است. جزیره قشم دنباله جنوب شرقی رشته کوه زاگرس است. رسوبات بخش های شرقی ساحلی با نام سنگ آهک قشم شناخته می شود. برش مورد مطالعه در این جزیره بنام خوربس می باشد. بر اساس مطالعات ریز دیرینه شناسی متعلق به پلیوسن بالا تا پلیستوسن زیرین است. توسعه روزنبران با دیواره هیالین و پورسلانوز در رخساره های سنگ آهک قشم به همراه خرده های دوکفه ایی و خارپوستان می باشد و بندرت خرده های جلبک های آهکی نیز در رسوبات مورد مطالعه مشاهده می گردد.

کلیدواژه‌ها: قشم، پلیوسن بالایی، پلیستوسن زیرین، بیواستراتیگرافی، سنگ آهک قشم.

Micropaleontological study of Upper Pliocene-Lower Pleistocene sediments in Khorbas section (East of Qeshm Island)

Nazgol Sharoonizadeh[1], Massih Afghah[2]

1- Ph.D. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Shiraz Azad University, Shiraz , Iran
2- Ph.D. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Geology, Shiraz Azad University, Shiraz , Iran

Email:nazgol_sharoonizadeh@yahoo.com
Massihafg2002@yahoo.com

Abstract

Qeshm is the largest island of the Persian Gulf with an area of approximately 1,600 square kilometers. The Qeshm Island is assigned to south-east of Zagros mountain ranges. Sediments of east coast is known as Qeshm Limestone. The studied section is named Khorbas. Based on micropaleontology study, the mentioned sediments are attributed to Upper Pliocene-Lower Pliestocene. Well distributed both hyaline and porcellaneous foraminifers as well as bivalve and echinoid debris area recognized whereas the calcareous algae are rarely distinguished.

Keywords: Qeshm, Upper Pleiocene, Lower Pleistocene, Biostratigraphy, Qeshm Limestone

مقدمه

جزیره قشم در سواحل جنوبی ایران زمین بزرگترین جزیره در آب های نیلگون خلیج فارس همانند گوهری در دهانه تنگه استراتژیک هرمز می درخشد.این جزیره در مدخل ورودی خلیج فارس از دریای عمان (تنگه هرمز) بین "۳۸ '۱۵°۵۵ تا "۱۶′۵۲ °۵۶ طول شرقی و "۲۰ '۳۲°۲۶تا"۰۰ '۰۰°۲۷عرض شمالی واقع شده است. جزیره قشم دنباله جنوب شرقی رشته کوه زاگرس به عنوان یک طاقدیس بزرگ از آب های خلیج فارس شناخته می شود. این جزیره از شمال به شهر بندرعباس، ازمرکز بخش خمیر و

قسمتی از شهرستان بندرلنگه،ازشمال شرقی به جزیره هرمز،از شرق به جزیره لارک، از جنوب به جزیره هنگام و از جنوب غربی به جزایر تنب بزرگ و کوچک و ابوموسی محدود می گردد.تمام رخنمون های سنگ بستر(مثل سازندهای میشان و آغاجاری) توسط جنبش های زمین ساختی اواخر ترشیاری چین خوردگی پیدا کرده و متعاقب آن،رسوبات جوان تر نیز به استثنای بعضی از نهشته های خیلی جوان،دگرشکلی ملایمی داشته و ادامه جنبش زمین ساختی فوق را پذیرا شده است.

شکل ۲) برش چینه شناسی خوربس (دید به سمت شمال)

شکل ۱) تصویر ماهواره ای برش چینه شناسی خوربس

بحث

برش چینه شناسی خوربس در ارتفاع ۵۱ متر با مختصات جغرافیایی $N\ 26^{\circ}56'10'', E\ 56^{\circ}12'50''$ درشرق جزیره قشم واقع شده است.این برش از ۲ سازند آغاجاری و ماسه سنگ دیرستان تشکیل شده است.سازند آغاجاری از مارن های توده ای قهوه ای و

سبز با لایه های هماتیتی و خرده های دو کفه ای و مرجان تشکیل شده است.ماسه سنگ دیرستان ازماسه سنگ های خاکستری و قهوه ای رنگ نازک لایه تا توده ای تشکیل شده است.ضخامت این برش ۵۰ متر و تعداد نمونه های برداشت شده۳۳ عدد می باشد.

در این برش، زون تجمعی:

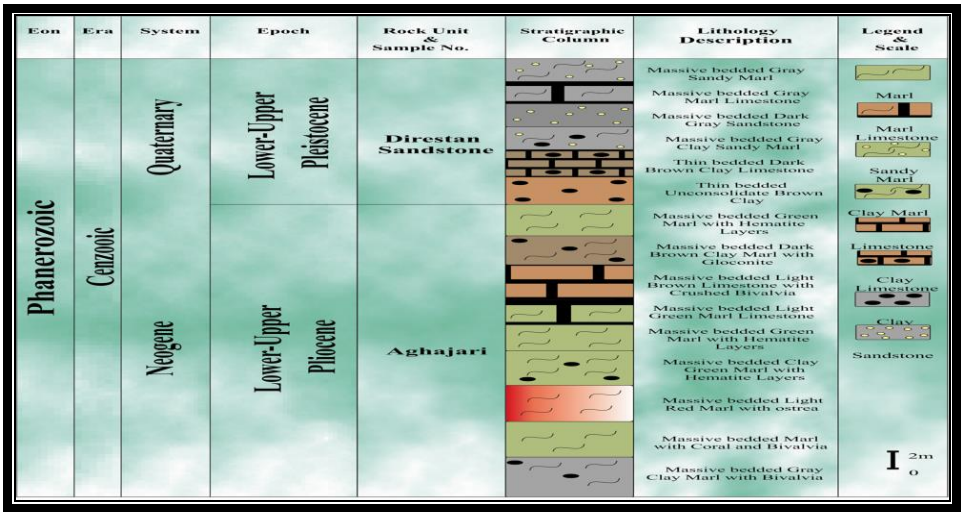
بیوزون شناخته شده *Ammonia beccarii-Asterorotalia dentata-Elphidium crispum* با سن پلیوسن– پلیستوسن می باشد.

ضخامت این بیوزون ۵۰ متر می باشد.

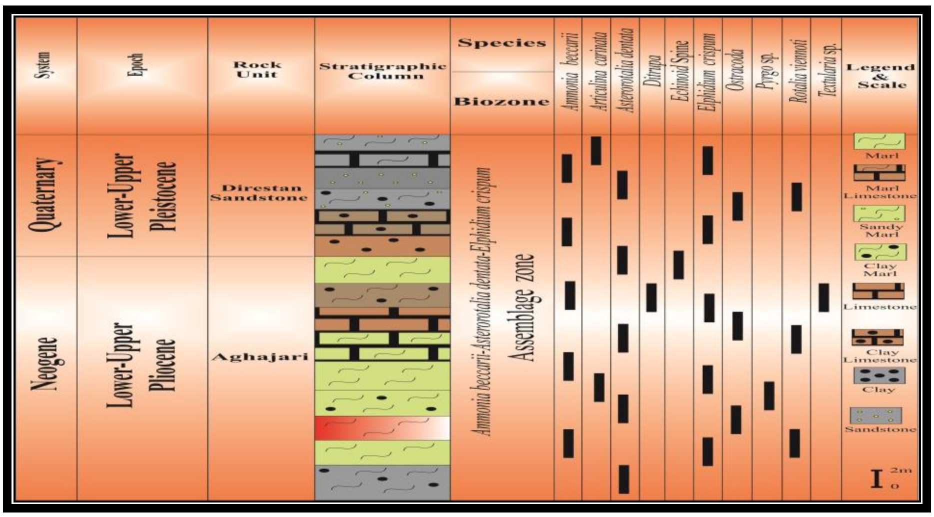
فرامینیفرهای دیگری که در این بیوزون مشاهده شده اند *Pyrgo* sp., *Textularia* sp., *Rotalia viennoti*, *Articulina carinata* شامل:

غیر فرامینیفرهای مشاهده شده شامل: *Echinoid* spine, *Ostracoda*., *Ditrupa* می باشد.

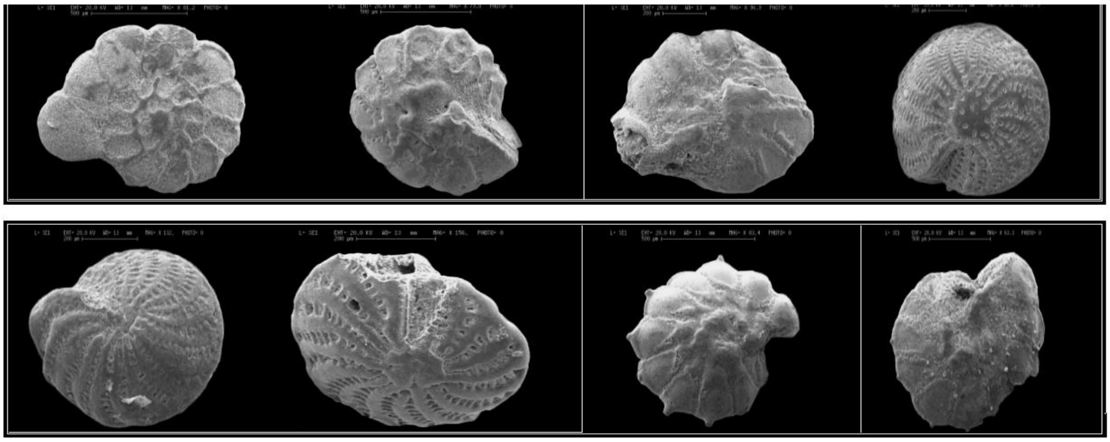
(Cherif et al ., 2008; Lee et.al .,1991; Parker and Jones,1857; Linnaeus,1758;Holbourn et.al., 2013; Boudagher_Fadel, 2008 ; Murray, 2006; Mostafawi, 2003; Hottinger, 1983;Hohenegger, 2000; Kalantari,1976).



نمودار ۱) ستون چینه شناسی برش خوربس

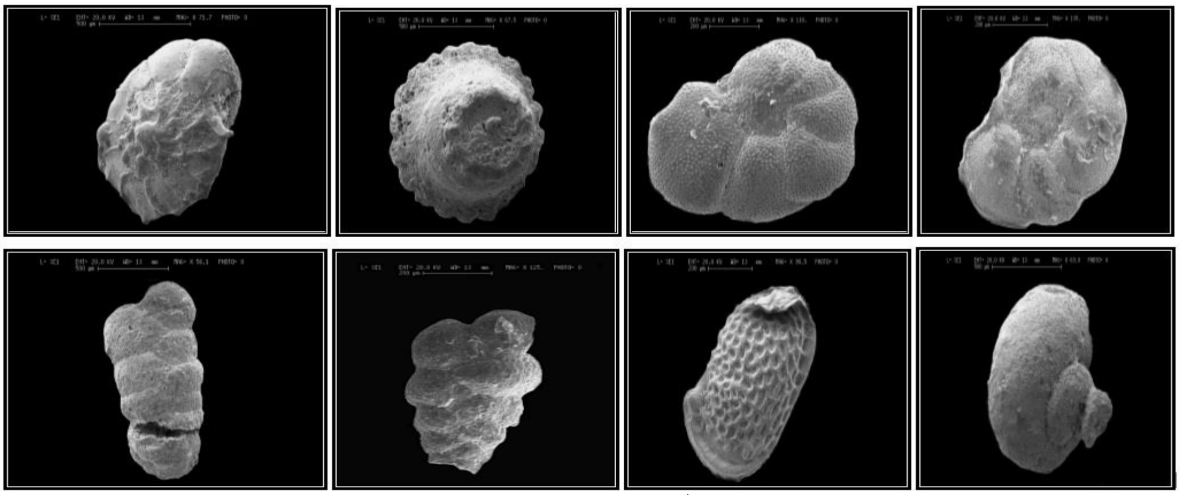


نمودار۱) زون تجمعی برش چینه شناسی خوربس



پلیت ۱) از جهت چپ به راست

Ammonia beccarii,Dorsal View ، *Ammonia beccarii*, Ventral View
Ammonia beccarii,Apertural View, *Elphidium crispum*, Dorsal View
Elphidium crispum, Ventral View, *Elphidium crispum*, Apertural View
Asterorotalia dentata, Dorsal View, *Asterorotalia dentata*, Ventral View



پلیت ۲) از جهت چپ به راست

Asterorotalia dentata, Apertural View, *Pyrgo* sp.

Rotalia viennoti, Dorsal View, *Rotalia viennoti*, Ventral View

Textularia sp., *Textularia* sp.

Ostracoda, Gasteropoda,

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات انجام شده بر روی برش چینه شناسی خوربس و بررسی فرم های ایزوله سن این برش پلیوسن بـالایی ـ پلیستوسـن زیـرین تعیین شده است.این برش متشکل از دو سازند آغاجاری و ماسه سنگ دیرستان می باشد.

منابع

Boudagher_Fadel, M.K., 2008.Evolution and Geological significance of larger benthic foraminifers, Elsevier

Science & Technology Rights Department in Oxford, UK, p.215-478p.

Cherif, O., Ghadban,A.N., Al-Rifaiy, I., 2008.Distribution of foraminifera in the Arabian Gulf. The Micropaleontology Project,Inc. Research, 22(6): 1499-1506.
Hohenegger J.2000.Coenoclines of larger foraminifera. Micropaleontology 46(Suppl.L),pp: 127-151.
Holbourn, A., Henderson, A, and MacLeod, N., 2013. Atlas of Benthic Foraminifera, 651p.

Hottinger, L., Halicz, E., Reiss, Z., 1991, The Foraminiferal Genera Pararotalia, Neorotalia, and Calcarina: Taxonomic revision, Paleontology, 65 (1): 18-33
Kalantari A.1976.Microbiostratigraphy of the Sarvestan Area. Southwestern Iran,National Iranian Oil Company.
Lee JJ.Anderson OR.1991.Symbiosis in foraminifera,in Lee JJ. Anderson OR.(Eds),Biology of foraminifera,Academic Press, New York,pp: 157-220.
Linnaeus,C., 1758.Systema Naturae,10thedn.Lipsiae (Leipzig):G. Engelman, vol.1,824 pp.
Marine Micropaleontology, 20 (3-4):215-234.
Mostafawi, N., 2003.Recent Ostracods from the Persian Gulf, Frankfurt am Main.
Murray JW.2006.Ecology and Application of Benthic Foraminifera, Cambridge University Press,Cambridge,426 p.
Parker WK.Jones TR.1857.Description of some foraminifera from the coast of Norway.Annals and Magazine of Natural History,ser.2,vol.19,pp:273-303.

تعیین پتانسیل هیدروکربوری سازند سنگانه بر اساس نوع کروژن در برش قره سو

نرگس شکری[۱*]، ابراهیم قاسمی نژاد[۲]، علیرضا عاشوری[۳]

[۱*] گروه زمین شناسی نفت و حوضه های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز
[۲] دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تهران
[۳] گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

چکیده:
به منظور شناسایی و تفکیک پالینوفاسیس، تعیین نوع کروژن و پتانسیل هیدروکربوری و نیز آنالیز TOC، برش قره سو انتخاب گردید. این برش متعلق به سازند سنگانه با سن کرتاسه زیرین است که در پهنه رسوبی کپه داغ رخنمون دارد. نمونه های برداشت شده مورد آماده سازی و آنالیز TOC قرار گرفتند. بررسی اسلایدهای پالینولوژیکی منجر به تفکیک سه مجموعه پالینوفاسیس و سه نوع کروژن در این برش شد. میزان TOC برای نمونه های بخش ابتدایی نیز حدود ۰.۶ بوده که نشان دهنده توان تولید هیدروکربوری مناسب می باشد. کروژن تعیین شده برای بخش ابتدایی سازند، کروژن نوع سوم و مستعد گاز می باشد. در ادامه توالی، کروژن بسیار مستعد تولید گاز و سپس به کروژن مستعد نفت تبدیل می شود.

واژه های کلیدی: کپه داغ، سازند سنگانه، پتانسیل هیدروکربنی، کروژن، پالینوفاسیس

Hydrocarbon potential of the Sanganeh formation based on Kerogen types of the Qarah-Su section

Narges Shokri[1]*, Ebrahim Ghaseminejad[2], Alireza Ashouri[3]

[1*] Department of Petroleum Geology and Sedimentary Basin, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran
[2] Department of Geology, Faculty of Geology, Tehran University, Tehran, Iran
[3] Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Abstract
In order to identify the palynofacies, determine the type of kerogen and hydrocarbon potential and also TOC analysis, Qarah-Su section was selected. This section belongs to the Sanganeh Formation with Lower Cretaceous age in the Kopet-Dagh sedimentary basin. Samples were analyzed. Palynological slides led to the determination of the three Palynofacies assemblages and three kerogen types in this section. Identified The TOC wt% for lower part samples is about 0.6, which indicates the appropriate hydrocarbon potential. The kerogen designated for the lower part of the formation is the third kerogen type and is gas prone. In the middle and upper part, kerogen type is mainly gas prone to oil-prone kerogen.

مقدمه:
بررسی دیرینه جغرافیای کرتاسه توسط افشارحرب (۱۳۷۳) نشانگر آن است که به جز بخش شمال‌غربی کپه‌داغ که رسوبگذاری دریایی از ژوراسیک به کرتاسه پیوسته است، در دیگر نواحی به ویژه در شرق و جنوب کپه‌داغ، در اواخر ژوراسیک و آغاز کرتاسه شواهدی از یک خشکی‌زایی گسترده را می‌توان دید. به تدریج، از زمان هوتریوین، رژیم‌های قاره‌ای- مردابی به انواع

مردابی- دریایی تبدیل شده و در زمان بارمین، نخست سکوی کربناتی کم ژرفا و پُر انرژی و در آپتین محیط‌های دریایی بر تمام منطقه چیره شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). حوضه در آپتین، ژرفای بیشتر داشته و با ورود رُس، سازند سرچشمه و سپس در آلبین سازند شیلی سنگانه نهشته شده است (آقانباتی ۱۳۸۳).

بُرش الگوی سازند سنگانه در ۴ کیلومتری شمال غربی روستای سنگانه، در ۷۰ کیلومتری شمال شرقی مشهد مطالعه شده است. از نظر سنگ‌شناختی، سازند سنگانه شامل شیل‌های همگن به رنگ خاکستری تیره تا سیاه کمی مایل به سبز، بدون لایه‌بندی شاخص و مقدار ناچیز میان‌لایه‌های سیلت سنگ است. سیمای تپه ماهوری فرسوده و پشته مانند و گرهک‌های عدسی و بیضوی شکل از رس‌های آهن‌دار و گاهاً با هسته آمونیتی از ویژگی های ظاهری سازند سنگانه است. ضخامت سازند سنگانه در محل بُرش الگو، ۷۵۰ متر است، ولی به سمت شمال و غرب، ضخامت آن تا ۲۰۰۰ متر افزایش می‌یابد (آقانباتی، ۱۳۸۳). هر دو مرز سازند سنگانه با واحدهای زیرین (سازند سرچشمه) و بالایی (سازند آیتامیر) هم‌شیب است (شکری و همکاران ۱۳۹۴).

از مطالعات انجام شده بر روی سازند سنگانه می توان به معتمدالشریعتی و همکاران (Motamedalshariati et al., 2010) در برش تکل کوه (غرب حوضه کپه‌داغ)، شکری و همکاران (۱۳۹۴) در برش سنگانه، غلامی فرد و همکاران (۱۳۹۶) در برشهای قلعه جق و یزدان آباد و علامه (۱۳۹۸) در برش امیرآباد اشاره کرد.

ارتباط بین پالینوفاسیس (کروژن) و تولید هیدروکربن‌ها توسط استپلین (Staplin, 1969) و جونز (Jones, 1983) شرح داده شده است. از عناوین استفاده شده برای ذرات تشکیل دهنده پالینوفاسیس، می‌توان به مواد ارگانیکی رسوبی (Sedimentary Organic Matter) توسط تایسون (Tyson, 1995)، مواد ارگانیکی (Organic Matter) توسط لورنت (Lorente, 1990)، و خرده‌های پالینولوژیکی (Palynodebris) توسط بولتر و ریدیک و واندرزوان (Boulter and Riddick, 1986; Van der Zwan, 1990; Boulter, 1994) و همچنین کروژن که امروزه به طور گسترده‌ای برای توصیف مواد ارگانیکی استفاده می‌شود (Tyson, 1993) نام برد. تایسون (Tyson, 1995) کروژن را بعنوان باقیمانده مواد ارگانیکی که بعد از مرحله آماده‌سازی بوسیله HF و HCl از بقیه سنگ رسوبی جدا می‌شود به کار برده است.

تایسون (Tyson, 1993) بر اساس سه گروه مواد آلی یعنی پالینومورف‌ها، فیتوکلست و مواد آلی بی‌شکل (AOM) دیاگرام سه گانه‌ای را ارائه کرده و با توجه به درصد هر کدام از خرده‌های آلی، ۹ پالینوفاسیس را معرفی کرده است. تایسون با استفاده از پالینوفاسیس‌ها، محیط رسوبی و نوع کروژن مربوط به آن را نیز شناسایی کرده است.

طبقه بندی ترکیبات کروژن در درجه اول بر اساس ظاهر و وضعیت حفظ شدگی آنها، با استفاده از میکروسکوپ نوری است. تعدادی از طبقه بندی ها شامل (Burgess, 1974; Batten, 1981, 1982; Batten and Morrison, 1983; Whittaker, 1984; Boulter and Riddick, 1986; Hart, 1986; Traverse, 1988, Tyson, 1993, 1995, Mendonça Filho 1999, Mendonça Filho et al, 2010a, 2012) بر اساس وضعیت تخریب و مشتقات بیولوژیکی (به عنوان مثال بقایای گیاهان، فیتوپلانکتون و غیره) است.

بحث:

تعداد ۸۰ نمونه از رخنمون سازند سنگانه در برش قره سو جهت مطالعه عناصر پالینولوژیکی و تعیین نوع کروژن انتخاب و به آزمایشگاه آماده سازی فسیل در دانشگاه فردوسی مشهد منتقل گردید. نمونه های برداشت شده طبق روش استاندارد تراوس (۲۰۰۷) جهت حذف کربنات‌ها و سیلیکات‌ها به ترتیب با HCl و HF اسیدشویی شدند. پس از اسیدشویی و خنثی سازی، رسوب

باقی مانده با ماده سنگین $ZnCl_2$ سانتریفیوژ گردید. بقایای پالینولوژیکی به روی ۳ تا ۵ لام منتقل شدند. اسلایدهای آماده سازی شده توسط میکروسکوپ نوری با بزرگنمایی ۲۰ و ۵۰ مورد شناسایی و عکسبرداری قرار گرفت.

بحث:

پالینوفاسیس بررسی ذرات پالینولوژیکی مقاوم در برابر اسید است که تحت شرایط خاصی در رسوبات حفظ می شوند و بنابراین نشان دهنده رسوبگذاری در یک محیط ته نشستی یا فرآیند رسوبی خاص است (Powell et al., 1990; Tyson, 1995; Batten, 1996). پالینوفاسیس کاربرد گسترده‌ای در تفسیر محیط‌های رسوبی، مانند تغییرات دوری و نزدیکی به منشا، تغییرات اکسیدان- احیایی، تغییرات سطح دریا و تشخیص توالی‌ها دارد (Tribovillard and Gorin, 1991;Tyson and Follows, 2000;Al-Ameri et al., 2001; Roncaglia, 2004; Traverse, 2007;Gotz et al., 2008; Li et al., 2008; Haas et al., 2010; Guler et al., 2013;Vajda et al.,2013; Slater et al., 2017; Cirilli et al., 2018). پالینوفاسیس همچنین در ارزیابی پتانسیل نفتی مورد استفاده قرار می گیرد (Al-Ameri et al., 2001; El Atfy et al., 2014; Zhang et al., 2015; El Diasty et al., 2017). محتوای کربن آلی کل (TOC) نیز یکی از پارامترهای کلیدی برای ارزیابی پتانسیل هیدروکربوری سنگ‌های منشا است.

جهت تعیین و تفکیک پالینوفاسیس، مواد آلی بر اساس تایسون (۱۹۹۵) در سه گروه فیتوکلست‌ها، پالینومورف‌ها و مواد آلی بی- شکل طبقه‌بندی شده اند. درصد نسبی این اجزا در هر نمونه حدود ۳۰۰ ذره شمارش گردید. بر اساس فراوانی و درصد ذرات شمارش شده، نمودار سه گانه فیتوکلست- مواد آلی بی شکل-پالینومورف (AAP) جهت تعیین پالینوفاسیس و نوع کروژن ترسیم گرید (Tyson, 1995; Tyson and Fallows, 2000).

با توجه به شمارش سه گروه اصلی فیتوکلست- مواد آلی بی شکل- پالینومورف و داده‌های پلات شده بر روی دیاگرام مثلثی تایسون، سه پالینوفاسیس (II- IV- VII) در برش مورد مطالعه قابل تفکیک است. ذرات پالینولوژیکی غالب در پالینوفاسیس II، فیتوکلست‌های اپک هستند.

با توجه به پالینوفاسیس‌های شناسایی شده، سه نوع کروژن را می‌توان برای نهشته‌های این برش پیشنهاد نمود که برای اطمینان بیشتر تعدادی از نمونه‌ها نیز مورد آنالیز TOC قرار گرفت.

۱- مستعد تولید گاز (Gas prone): این نوع کروژن مربوط به پالینوفاسیس II می‌باشد. در این فاسیس میزان فیتوکلست‌ها نسبت به سایر فاسیس‌ها بیشتر بوده، که بیانگر ته‌نشست این بخش از سازند در محیط کم‌عمق‌تری نسبت به سایر نمونه‌های نهشته شده می- باشد.

۲- بسیار مستعد تولید گاز (Mainly gas prone): این کروژن مربوط به پالینوفاسیس IV می‌باشد که در آن میزان پالینومورف‌های دریایی و مواد ارگانیک بی‌شکل افزایش یافته ولی هنوز میزان فیتوکلست نسبت به این دو گروه بالاست. از اینرو می‌توان رسوبات مربوط به این فاسیس را نیز مربوط به بخش‌های کم عمق دانست.

۳- مستعد تولید نفت (Oil prone): این کروژن مربوط به پالینوفاسیس VII می‌باشد. با توجه به دیاگرام تایسون، نسبت پالینومورف دریایی در این فاسیس افزایش و میزان فیتوکلست‌ها کاهش یافته است، از اینرو، این پالینوفاسیس و نمونه‌های مربوط به آن به محیط‌های دورتر از ساحل (Distal shelf) نسبت داده می‌شوند.

تعدادی از نمونه ها جهت تطابق با کروژن‌های تعیین شده، مورد آنالیز TOC قرار گرفتند. میزان TOC ثبت شده در نمونه ها بین ۰.۵۶ تا ۱.۲۴ بوده است. پتانسیل تولید هیدروکربور در برش مورد مطالعه بر اساس نتایج حاصل از آنالیز TOC، در بخش ابتدایی سازند مناسب و در بخش‌های میانی تا انتهایی خوب تشخیص داده شده است.

نتیجه گیری:

تغییرات میزان خرده‌های آلی در سازند سنگانه در طول برش قره سو نشان می دهد که سه گروه اصلی مواد آلی بی شکل (AOM)، پالینومورف‌های دریایی و فیتوکلست‌ها با نسبت‌های متفاوت حضور دارند. درصد فراوانی این سه گروه منجر به شناسایی سه پالینوفاسیس II، IV و VII شده است. بر اساس محتوای آلی و پالینوفاسیس‌های شناسایی شده، سه نوع کروژن مستعد گاز، بسیار مستعد گاز و مستعد تولید نفت برای برش قره سو در نظر گرفته شده است. کروژن های تعیین شده بیانگر پتانسیل مستعد تولید گاز برای ابتدای سازند بوده و به سمت بالای سازند به مستعد تولید نفت تبدیل می شوند. پتانسیل تولید هیدروکربور در برش مورد مطالعه بر اساس نتایج حاصل از آنالیز TOC، در بخش ابتدایی سازند مناسب و در بخش‌های میانی تا انتهایی خوب تشخیص داده شده است.

منابع فارسی:

افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی کپه داغ، طرح تدوین کتاب سازمان زمین شناسی کشور، ۲۷۵ صفحه.

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

شکری، ن.، قاسمی نژاد، ا.، عاشوری، ع. ۱۳۹۴. پالینواستراتیگرافی سازند سنگانه در شرق و مرکز حوضه رسوبی کپه داغ بر مبنای سیست داینوفلاژله ها. پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی، ۵۸(۱). ۱۲-۱.

علامه، م.، ۱۳۹۸. محیط زیست دیرینه و رخساره‌های پالینولوژیکی سازند سنگانه در برش چینه‌شناسی امیرآباد (خراسان رضوی). دیرینه شناسی ۱۲(۱). ۱۴۵-۱۳۳.

غلامی فرد، ا.، کنی، ا.، ماهانی پور، ا.، ۱۳۹۶. بیوستراتیگرافی سازندهای سرچشمه و سنگانه در برش‌های قلعه‌جق و یزدان‌آباد (غرب حوضه کپه داغ) بر اساس نانوفسیل‌های آهکی، پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی ۳۳(۱)، ۸۴-۶۹.

Reference

Al-Ameri, T.K., Al-Najar, T.K., Batten, D.J., 2001. Palynostratigraphy and palynofacies indications of depositional environments and source potential for hydrocarbons: the mid Cretaceous Nahr Umr and lower Mauddud formations, Iraq. Cretaceous Research 22: 735–742.

Batten, D.J., 1981. Palynofacies, organic maturation and source potential for petroleum. In: Brooks, J. (Ed.), Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration. Academic Press, London, pp. 201–224.

Batten, D. J., Morrison, L., 1983. Methods of palynological preparation for palaeoenvironmental, source potential and organic maturation studies, Norwegian Petroleum Directorate Bull. 2, 35–53.

Batten, D.J., 1996. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), Palynology: Principles and Applications, Vol. 3. Publishers Press, Salt Lake City, pp. 1011–1064.

Boulter, M. C. & Riddick, A., 1986. Classification and analysis of palynodebris from the Palaeocene sediments of the Forties Field. Sedimentology, 33: 871-886.

Boulter, M.C., 1994. An approach to a standard terminology for palynodebris. In: Traverse, A. (Ed.), Sedimentation of Organic Particles. Cambridge University Press, Cambridge, 199–216.

Burgess, J.D., 1974. Microscopic examination of kerogen (dispersed organic matter). In: Petroleum Exploration. Geological Society of American Special Paper, 153, 19-30.

Cirilli, S., Panfili, G., Buratti, N., Frixa, A., 2018. Paleoenvironmental reconstruction by means of palynofacies and lithofacies analyses: An example from the Upper Triassic subsurface succession of the Hyblean Plateau Petroleum System (SE Sicily, Italy). Review of Palaeobotany and Palynology 253, 70–87.

El Atfy, H., Brocke, R., Uhl, D., Ghassal, B., Stock, A.T., Littke, R., 2014. Source rock potential and paleoenvironment of the Miocene Rudeis and Kareem formations, Gulf of Suez, Egypt: An integrated palynofacies and organic geochemical approach. International Journal of Coal Geology 131, 326–343.

El Diasty, W.S., El Beialy, S.Y., Mostafa, A.R., El Adl, H.A., Batten, D.J., 2017. Hydrocarbon source rock potential in the southwestern Gulf of Suez graben: Insights from organic geochemistry and palynofacies studies on well samples from the Ras El Bahar Oilfield. Marine and Petroleum Geology 80, 133–153.

Götz, A.E., Feist-Burkhardt, S., Ruckwied, K., 2008. Palynofacies and sealevel changes in the Upper Cretaceous of the Vocontian Basin, southeast France. Cretaceous Research 29, 1047–1057.

Guler, M.V., Lazo, D.G., Pazos, P.J., Borel, C.M., Ottone, E.G., Tyson, R.V., Cesaretti, N., Aguirre-Urreta, M.B., 2013. Palynofacies analysis and palynology of the Agua de la Mula Member (Agrio Formation) in a sequence stratigraphy framework, Lower Cretaceous, Neuquen Basin, Argentina. Cretaceous Research 41, 65–81.

Haas, J., Götz, A.E., Pálfy, J., 2010. Late Triassic to Early Jurassic palaeogeography and eustatic history in the NW Tethyan realm: New insights from sedimentary and organic facies of the Csővár Basin (Hungary). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 291, 456–468.

Jones, R.W. 1983. Organic matter characters near the shelf-slope boundary. In: Stanley, D.J. and Moore, G.T. (eds) the Shelf-Break: Critical Interface on Continental Margins. Special Publication. Soc. Economic Palaeontologists and Mineralogists, 33: 391-405.

Li, J.G., Batten, D.J., Zhang, Y.Y., 2008. Palynological indications of environmental changes during the Late Createaceous–Eocene on the southern continental margin of Laurasia, Xizang (Tibet). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 265 (1–2), 78–86.

Mendonça Filho, J.G., 1999. Aplicação de estudos de palinofácies e fácies Orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. PhD. Thesis, 338 pp.

Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., Mendonça, J. O., Oliveira, A. D., Carvalho, M. A., Sant'Anna, A. J., Souza, J. T., 2010a. Palinofácies. In: Souza, C.I. (Ed.), Paleontologia. Rio de Janeiro, Interciência, v. 2, pp. 379-413.

Mendoncça Filho, J.G., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., Oliveira, A.D., Silva, T.F., Rondon, N.F., da Silva, F.S., 2012. Organic facies: Palynofacies and organic geochemistry approaches. In: Panagiotaras D. (ed) Geochemistry – Earth's system processes. InTech, Rijeka, pp 211–2.

Motamedalshariati, M., Sadeghi, A., Moussavi-Harami, R., 2010. New Foraminifera and morphogroups from Sanganeh Formation in Takal Kuh section, western Kopeh Dagh basin. Stratigraphy and Sedimentology Researches, 40(3): 137-150

Powell, A. J., Dodge, J. D. & Lewis, J., 1990. Late Neogene to Pleistocene palynological facies of the Peruvian continental margin upwelling, Leg 112. Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results 112: 297-321.

Roncaglia, L., 2004. Palynofacies analysis and organic-walled dinoflagellate cysts as indicators of palaeo-hydrographic changes: an example from Holocene sediments in Skalafjord, Faroe Islands. Marine Micropaleontology 50 (1–2), 21–42.

Slater, S.M., McKie, T., Vieira, M., Wellman, C.H., Vajda, V., 2017. Episodic river flooding events revealed by palynological assemblages in Jurassic deposits of the Brent Group, North Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 485, 389–400.

Staplin, F.L., 1969. Sedimentary organic matter metamorphism and oil and gas occurences. Bulltein of Canadian Petroleum Geology, 17(1): 47-66.

Traverse, A., 1988, Paleopalynology. Unwin Hyman, London, 600 pp.

Travers, A., 2007. Paleopalynology. 2nd Edition, Springer, 813 pp.

Tribovillard, N.-P., Gorin, E.G., 1991. Organic facies of the early Albian Niveau Paquier, a key black shales horizon of the Marnes Bleues formation in the Vocontian Trough (Subalpine Ranges, SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 85, 227–237.

Tyson,R., 1993. Palynofacies analysis. Applied Micropaleontology, pp 153-191

Tyson, R. V., 1995. Sedimentary Organic Matter: organic facies and palynofacies. Chapman & Hall, London. 615pp

Tyson, R.V., Follows, B., 2000. Palynofacies prediction of distance from sediment source: a case study from the Upper Cretaceous of the Pyrenees. Geology 28, 569–571.

Vajda, V., Calner, M., Ahlberg, A., 2013. Palynostratigraphy of dinosaur footprint- bearing deposits from the Triassic–Jurassic boundary interval of Sweden. GFF 135 (1), 120–130.

Van der Zwaan, G.J., Duijnstee, I.A.P., den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T., Kouwenhoven, T.J., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. Earth-Science Reviw, 46: 213–236.

Whitaker, M.F., 1984. The usage of palynology in definition of Troll Field geology, reduction of uncertainties. In: Innovative reservoir geomodelling, 6th Offshore Northern Seas Conference and Exhibition, Stavanger, Norsk Petroleums-forening, Paper G6, 44p

Hart, G.F., 1986. Origin and classification of organic matter in clastic systems. Palynology, 10, 1-23.

Zhang, M.Z., Ji, L.M., Wu, Y.D., He, C., 2015. Palynofacies and geochemical analysis of the Triassic Yanchang Formation, Ordos Basin: Implications for hydrocarbon generation potential and the paleoenvironment of continental source rocks. International Journal of Coal Geology 152, 159–176.

سیستماتیک توالی های کربناته ائوسن از برش ذوالفرخ واقع در جنوب سبزوار (ایران مرکزی)

میترا یزدی۱، ، محمد وحیدی‌نیا*۲

۱ـ دانشجوی کارشناسی ارشد گرایش چینه نگاری و دیرینه شناسی،گروه علوم زمین،دانشکده علوم،دانشگاه فردوسی مشهد،مشهد،ایران
۱ـ دانشیار گرایش چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه علوم زمین،دانشکده علوم،دانشگاه فردوسی مشهد،مشهد،ایران

E-mail: mitra.yazdi@mail.um.ac.ir

چکیده

در این پژوهش، روزنبران کف زی بزرگ در توالی های کم عمق ائوسن در ایران مرکزی (ناحیه سبزوار) مورد مطالعه قرار گرفته است. و از انجا که مطالعه روزنبران کف زی بزرگ نیازمند تهیه مقاطع نازک با روشهای خاصی است. لذا تجربه از ضروریات این امر می باشد که از نمونه های برداشت شده، تعداد ۱۵۰ مقطع نازک در جهت های مختلف تهیه گردید. نتایج زیست چینه نگاری و سیستماتیک این گروه از روزنبران بر اساس گسترش تجمعات پوسته های پورسلانوز نشان دهنده سن ایپرسین پسین معادل زون های کم عمق SBZ10-SBZ11 می باشد. در این مطالعه سیستماتیک جنس *Alveolina* بررسی گردید و برای شناسایی این گونه ها از (Hottinger,2006) استفاده شده است.

کلیدواژه‌ها: آلوئولینا، روزنبران آگلوتینه و پورسلانوز، سیستماتیک، سبزوار.

Systematic Eocene carbonate sequences from Zolfarrokh section located in the south of Sabzevar (Central Iran)

Mitra Yazdi[1], Mohammad Vahidinia[2]*

1- Master student of Stratigraphy and Paleontology, Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
2- Associate Professor of Stratigraphy and Paleontology, Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

E-mail: mitra.yazdi@mail.um.ac.ir

Abstract

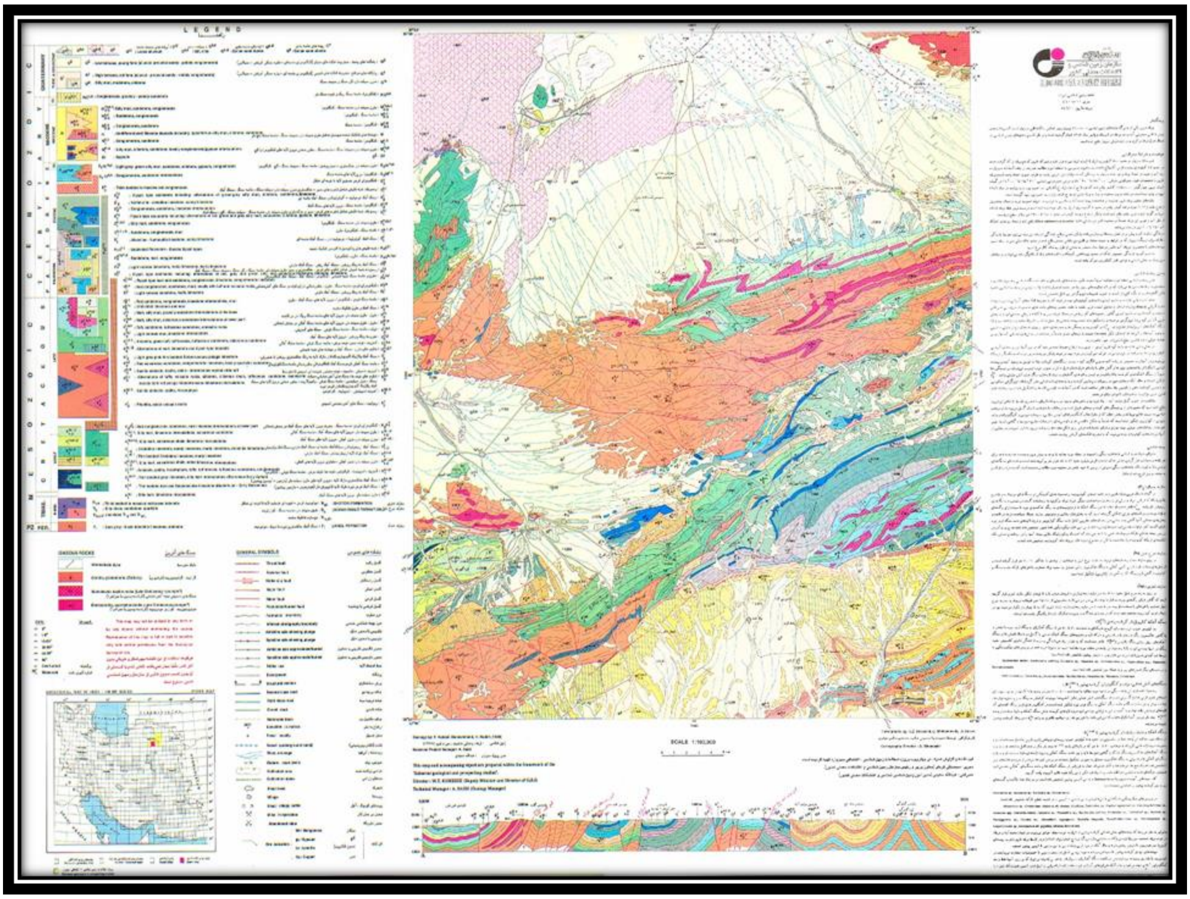
In this study, large benthic foraminifera in shallow Eocene sequences in Central Iran (Sabzevar region) have been studied. And since the study of large benthic foraminifera requires the preparation of thin sections with special methods. Therefore, experience is one of the necessities of this matter that from the collected samples, 150 thin sections in different directions were prepared. The biostratigraphic and systematic results of this group of ruminants based on the expansion of accumulations of porcelain shells indicate the age of Late Ipressin equivalent to the shallow zones SBZ10-SBZ11. In this systematic study, the genus Alveolina was investigated and Hottinger (2006) was used to identify these species.

Keywords: Alveolina,foraminifera agglutinin and porcelain,systematic,sabzevar

مقدمه

روزنبران، روزن داران یا فرامینیفرا (Foraminifera) یوکاریوتی تک سلولی شامل گروهی از تک یاختگان جانوری متعلق به شاخه ی پروتوزوآ(Protozoa) موجوداتی اساسا دریایی و ساکن محیط های دریایی هستند و یکی از فراوانترین میکرو فسیل های موجود در رسوبات دریایی می باشند. (Schaudinn F. 1985). اهمیت مطالعه روزنبران به این دلیل است که از آنها در زیست چینه نگاری، بازسازی محیط های دریایی گذشته و همچنین صنایع اکتشافی برای یافتن هیدروکربن استفاده می کنند.روزنبران را براساس استراتژی زندگی به دو گروه مجزا، روزنبران کف زی (Benthose) و روزنبران شناور (Plankton) تقسیم می کنند.

درهمین راستا برش ذوالفرخ درجنوب سبزوار مورد مطالعه قرارگرفت که از اطلاعات به دست امده جهت تعیین سن دقیق رخدادهای زیستی روزنبران کف زی بزرگ (زیست چینه نگاری) برای این واحد های رسوبی،تفسیر شرایط محیط دیرینه حاکم بر حوضه رسوبگذاری و سنگ چینه نگاری توالی مذکور دزرزمان های پالئوسن-ائوسن پرداخته می شود. همچنین سن چینه شناسی این تجمعات با بخش های شرقی تر حوضه رسوبی ایران مرکزی درون کمربند افیولیتی سبزوار-تربت حیدریه مطابقت دارد.(Hadi and Vahidinia (2019)). تاکنون مشابه این رخساره های زیستی از ناحیه ایران مرکزی جزئیات دقیقی از نظر سیستماتیک و زیست چینه نگاری برروی گروه پورسلانوز و آگلوتینه گزارش نشده است، اما مطالعاتی در این ناحیه توسط Rahaghi(1978,1980) و همچنین مطالعات کامل تری توسط Hadi et al.(2021) بر روی گونه های *Alveolina* از ناحیه جنوب سبزوار انجام شده است. (شکل۱) به این ترتیب هدف اصلی از این مطالعه سیستماتیک توالی های کربناته ائوسن بر اساس تجمعات روزنبران کف زی بزرگ در بخش های کم عمق حوضه رسوبی ناحیه جنوب سبزوار می باشد.



شکل۱: نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین. جنوب سبزوار

بحث

در مطالعه ی انجام شده، به توصیف و شناسایی گونه های شاخص فسیلی روزنبران کف زی بزرگ در برش ذوالفرخ می پردازیم. این گونه های شاخص *Alveolina* که شامل *A.cf.celali*, *A.gr.Shwageri*, *A.cf.rugosa*, *A.fornasinii*(Checchia-Rispoli), *A.decastroi*(Di Carlo), می باشند نشان دهنده سن ایپرسین پسین(SBZ10-SBZ11) هستند. برای شناسایی این جنس و گونه ها از منابع متعددی استفاده شده است که مهمترین آنها (Serra-Kiel et al.,1984:SBZ) می باشد.(شکل ۲)

Phylum: protozoa

Subphylum: Sarcodina Schmarda,1871

Class: Rhizopoda Voniebold,1845

Subclass: Granuloreticulosa de, Saedtler,1934

Order: Foraminiferida Eichwalid, 1830

Suborder: Miliolina Delag and Herouard, 1896
Superfamily: *Alveolinacea* Ehrenberg, 1839
Family: *Alveolinidae* Ehrenberg, 1839
Species*: Alveolina fornasinii* Checchia-Rispoli, 1909

توصیف: پوسته دارای اندازه کوچک تا متوسط که تخم مرغی شکل و قطبین گرد می باشد. قطر محوری ۲/۱–۴/۷میلیمتر و قطر استوایی ۲/۶–۴/۱میلیمتر می باشد. شاخص کشیدگی دارای اندازه ۱/۶–۱/۲می باشد. حجره جنینی کروی شکل و بزرگ به قطر ۳۸۰–۵۶۰ میکرون که بوسیله ۲–۳ پیچش فشرده با اتاقک هایی کوچک و متراکم در مرحله آغازین در برگرفته شده است. مرحله میانی-بیرونی شامل۴–۱۰پیچش شل تر با یک افزایش ضخامت لایه قاعده ای بطور آشکار در ناحیه محوری می باشند. اندازه اتاقکها در این مراحل اندکی بزرگتر نسبت به مراحل درونی می باشند.

Species:*Alveolina.cf.rugosa* Hottinger,1960

توصیف: پوسته دارای یک اندازه متوسط دوکی شکل و کشیده که قطر محوری ۵ میلیمتر و قطر استوایی۱/۲ میلیمتر می باشد. شاخص کشیدگی ۴/۱ در ۱۰ دور پیچش با یک حجره جنینی که به وضوح قابل اندازه گیری نیست، اما بطور تقریبی دارای قطری حدود ۲۰۰میکرون می باشد که بوسیله ۲–۱ پیچش فشرده مراحل ابتدایی دنبال شده است. سپس در ۷دور پیچش مرحله بلوغ لایه قاعده ای بطور قابل ملاحظه ای دارای ضخامتی ۵ تا ۶ مرتبه بلندتر نسبت به ارتفاع اتاقکها در ناحیه محوری می باشد. اندازه ی اتاقکها از دور پیچش های درونی به سوی بیرونی به تدریج افزایش می یابد.

تفسیر: این نمونه به خوبی مشابه گونه ی *A.rugosa*، هرچند ساختمان داخلی آنها دارای حفظ شدگی خوبی نیست.*A.cf.rugosa*با داشتن پوسته و شاخص کشیدگی بزرگتر و پیچ های شل تر در سراسر مرحله رشد و به خصوص در ناحیه محوری با گونه *A.distefanoi*اختلاف دارد.گونه *A.cf.rugosa* معرف سن ایلردین پسین (SBZ10) از برش ذوالفرخ می باشد. در حالیکه گونه *A.rugosa* نشاندهنده زون های زیستی ایلردین پسین-کوئزین پسین (SBZ10-SBZ12) از ناحیه مدیترانه است.(Serra-Kiel et al.,1998) .

Species:*Alveolina.gr.schwageri Checchia-Rispoli,1905*

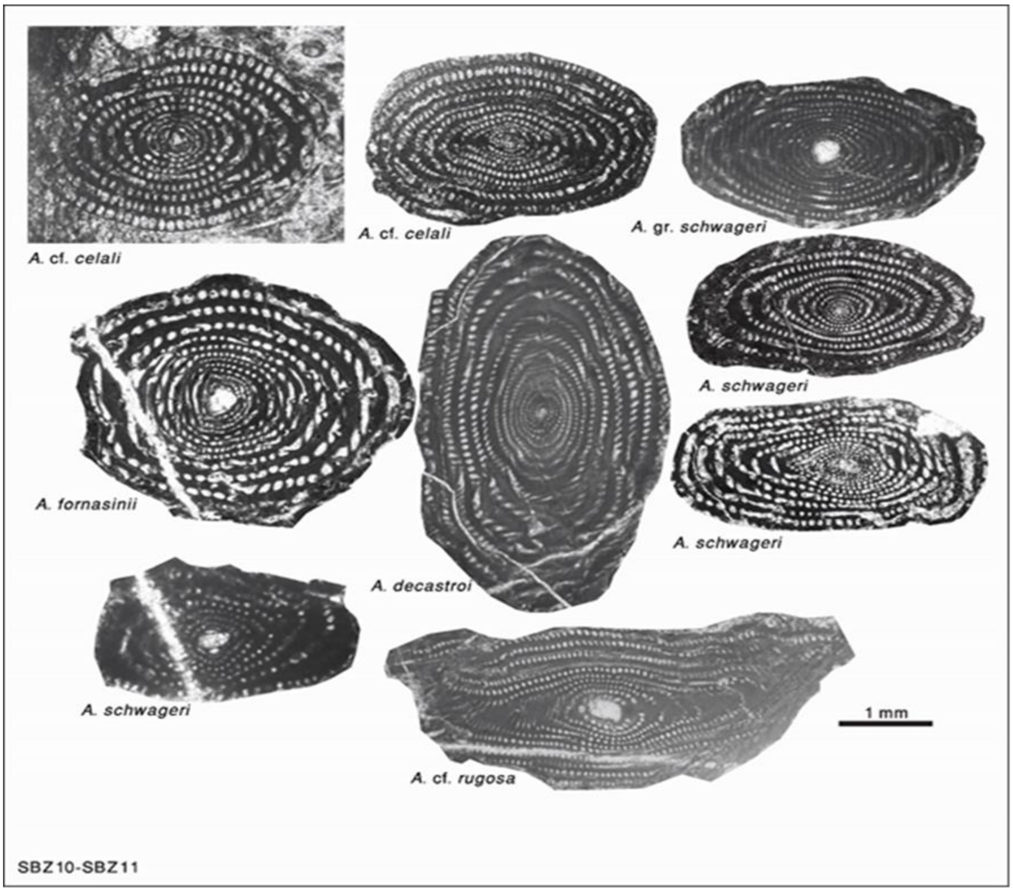
توصیف: صدف این گونه با قطب های کوتاه وکوچک و از دو طرف کشیدگی کمی دارد. قطر محوری بین ۱/۸۳ تا ۳/۵۹ میلیمتر متغیر است در حالی که قطر استوایی بین ۱/۴۶ تا ۲/۱ میلیمتر افت میکند. حجره جنینی دارای قطر ۱۷۰ تا ۳۰۰ میکرون می باشد که به وسیله ۲ تا ۳ پیچش کمی پیچیده تر می شود. سپس در مرحله بلوغ پیچش ها ۵ تا ۷ حلقه طولانی و نامنظم تشکیل می دهد. اتاقک ها در حلقه های داخلی کوچک و دایره ای شکل هستند و سپس بزرگتر و بیضی شکل می شوند.تفسیر: این گونه را می توان از طریق شکل آزمایش و شاخص طویل شدن از گونه *A. distefanoi* تشخیص داد.

Species:*Alveolina decastroi* Scotto Di Carlo, 1966

توصیف: اشکال میکروسفری یافت نمی شود. این اشکال مگالوسفری مورفولوژی پوسته بیضی شکل با قطب های گرد طول محوری از ۲.۰ میلی متر تا۲.۳ میلی متر و قطر استوایی از ۱.۲ میلی متر تا ۱.۳ میلی متر برای ۶ حلقه شاخص طول عمر بین۱.۵–۱.۸. متفاوت است حجره جنینی در بخش محوری دایره ای شکل است و قطر آن بین ۱۹۰ میکرومتر تا ۲۷۵ میکرومتر متغیر است. این مرحله بلوغ از ۲–۳ پیچیده تر می شوند. به دنبال آن اتاقک هایی با طول متوسط در بخش محوری قرار دارند.

Species:*Alveolina.cf.celali* Sirel & Acar, 2008

توصیف: فرم مگالوسفریک در اندازه های کوچک و تخم مرغی شکل است که بزرگترین قطر محوری آن ۴.۶۵ میلی متر و قطر استوایی در ان ۳.۳۵میلی متر میباشد.شاخص طول عمر بین ۱.۶-۱.۲ است.حجره جنینی در بخش محوری دایره ای شکل است .این مرحله بلوغ از ۴-۲ پیچیده تر می شود . سن آن معادل کوئیزین میانی میاشد(SBZ11).



شکل۲: گونه های *Alveolina* شناسایی شده معرف زون های زیستی SBZ10-SBZ11 از برش ذوالفرخ در ناحیه سبزوار

نتیجه‌گیری

در این پژوهش با نگاهی دقیق در شناسایی روزن داران کف زی بزرگ به ویژه گونه هایی از آلوئولینا به طور صحیح شناسایی و مورد مطالعه قرار گرفتند. نتایج حاصل از شناسایی گونه های حاضر معرف سن ایپریسین پیشین معادل با زون های (SBZ10-SBZ11 مطابق با زون های کف زی کم عمق معرفی شده از حوضه تتیس غربی توسط)(Serra-Kiel et al. 1998) می باشد. مقاله حاضر حاکی از آن است که توزیع وسیع و گسترش گونه های آلوئولینا در برش ذوالفرخ واقع درجنوب سبزوار از پهنه ایران مرکزی در طی زمان ائوسن پیشین قابل قیاس با حوضه غربی تتیس می باشد.

منابع

Checchia-Rispoli, G., 1905. Sopra alcune Alveoline eoceniche della Sicilia. Palaeon-tographia Italica 11, 147–165.

Checchia-Rispoli, G., 1909. La serie Nummulitica dei dintorni di Termini-Imerese. Io.Il Vallone Tre Pietre: Giorn. Se. Nat. ed Econ. di Palermo 27, 53–137.

Hadi, M. and Vahidinia, M., 2019. Biostratigraphy of larger benthic foraminifera from Cuisian and Bartonian limestones from the Torbat-e-Heydarieh region (Central Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 291 (3): 299–315.

Hadi, M., Consorti, L., Vahidinia, M., Parandavar, M., & Zoraghi, M. 2021. Ypresian Alveolina and calcareous nannofossils from the south Sabzevar area (Central Iran): biostratigraphic, taxonomic and paleobiogeographic implications. Micropaleontology 67 (1): 31-52.

Hottinger, L., 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène.Mémoires Suisses de Paléontologie., pp. 1–236.

Rahaghi, A., 1978. Paleogene biostratigraphy of some parts of Iran. Publications of the National Iranian Oil Company Geological Laboratories, 17: 1-161.

Rahaghi, A., 1980. Tertiary faunal assemblage of QumKashan, Sabzewar and Jahrum areas. Publications of the National Iranian Oil Company Geological Laboratories, 8: 1-64.

SCOTTO DI CARLO, B., 1966. Le Alveoline del Gargano nordorientale. Palaeontographia Italica, 61: 65–73.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., ... & Zakrevskaya, E. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bulletin de la Société géologique de France, 169(2), 281-299

Serra-Kiel, J. 1984. Estudi dels Nummulites del grup N. perforatus (Montfort), Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural, 11: 1–244.

Sirel, E., Acar, S. 2008. Description and biostratigraphy of the Thanetian-Bartonian Glomalveolinids and Alveolinids of Turkey. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, 264 p.

شناسایی و رده بندی فسیلی بازوپایان کرتاسه زیرین (آپتین) جنس *Cyclothyris* در برش بهرمان (شمال غرب کرمان)

بتول پات [۱]، احمد لطف آباد عرب [۲]
۱ـ دانشجوی کارشناسی ارشد گرایش چینه نگاری و دیرینه شناسی، بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
۲- استادیار، بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
Email: arab5753@yahoo.com

چکیده
به منظور شناسایی و مطالعه جنس *Cyclothyris* در نهشته های کرتاسه زیرین ، برش بهرمان در شمال رفسنجان در شمال غرب کرمان با ضخامت ۲۰۵ متر مورد مطالعه و نمونه برداری قرار گرفت. نهشته های کرتاسه زیرین در برش بهرمان متعلق به پلاتفرم های کربناته کم عمق بوده و سن این برش آپتین می باشد . لیتولوژی این برش در قاعده تناوب آهک و مارن بوده و به سمت بالا به آهک های توده ای ختم می شود. بررسی چینه نگاری این برش به شناسایی ۳ گونه از جنس *Cyclothyris* منجر گردید.

کلیدواژه‌ها: شناسایی ، کرتاسه زیرین ، آپتین، *Cyclothyris*، بهرمان، کرمان.

Identification and systematic paleontology of the Lower Cretaceous brachiopods (Aptian) genus *Cyclothyris* in Bahrman section (northwest of Kerman)

Batol Pat[1], Ahmad Lotfabad Arab[2]
1- M.s.c. student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Sciences. Shahid Bahonar University, Kerman, Iran
2- Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Sciences. Shahid Bahonar University, Kerman, Iran
Email: arab5753@yahoo.com

Abstract
In order to identify and study the genus *Cyclothyris* in Lower Cretaceous deposits, Bahrman section in the north of Rafsanjan, in the northwest of Kerman with the thickness of 205 meters was studied and sampled. The Lower Cretaceous deposits in Bahrman section belong to shallow carbonate platforms and the age of this section is Aptian. The lithology of this section is an alternation of limestone and marl deposits in the base and ends upwards in massive limestones. The stratigraphic study of this section led to the identification of 3 species of the genus *Cyclothyris*.
Keywords: Identification, Lower Cretaceous, Aptian, *Cyclothyris*, Bahrman, Kerman.

مقدمه

نام گذاری شاخه بازوپایان (براکیو = بازو، پود = پا) به علت وجود اندام بازو مانند در داخل صدف می باشد (براکیا یا لوفوفور شامل دو عضو بازو مانند است که از اطراف دهان به طرفین رشد کرده اند). تمام بازوپایان دریایی و منفرد، معمولاً توسط یک پایک گوشتی بنام ساقه (پدیکل) و یا توسط کفه های خود به رسوبات چسبیده اند، اما تاکنون چندین گونه از آنها شناخته شده که به صورت آزاد زیست می کرده اند مانند لپتوبولوس، و یا می توانسته اند بر حسب ضرورت، خود را آزاد کنند، مانند پرودوکتوس (جعفریان، ۱۳۸۵). اکثر آنها در اعماق کم زیست می کنند، اما تعدادی نیز در قسمت های عمیق تر وجود دارند. سیستم تغذیه ای همه به روش صافی خواری انجام می گیرد. طول اغلب آنها بین ۱ تا ۷ سانتی متر بوده، اما در برخی از فسیل ها فقط یک میلیمتر و

تعدادی نیز تا ۳۰ سانتی متر طول دارند. آنها دارای تقارن دو جانبی می باشند. کفه های پشتی و شکمی به هم شباهت ندارند (جعفریان، ۱۳۸۵).

بازوپایان موجوداتی کف زی و دریایی بوده و در اعماق مختلف دریا زندگی می کنند، برخلاف انواع گذشته که بیانگر محیط های گرم و کم عمق بودند، انواع امروزی در آب های سرد و عمیق، فراوانتر دیده می شوند که این نشان دهنده یک تغییر مکان محیطی واقعی در طول زمان در بازوپایان می باشد (وزیری و همکاران، ۱۳۸۵).

اگرچه از نظر جانور شناسی، بازوپایان تفاوت زیادی با دو کفه ای ها دارند، اما به لحاظ داشتن یک جفت کفه لولا دار و نحوه تغذیه، که به صورت کشش آب به داخل صدف و جدا نمودن مواد غذایی از آن می باشد، شباهت هایی را با آنها نشان می دهند. در مقایسه با کفه های هم اندازه اما نامتقارن دو کفه ای ها در این گروه، دو کفه از لحاظ اندازه با یکدیگر متفاوت بوده، اما نسبت به یک صفحه میانی قرینه می باشند. اگرچه امروزه اهمیت براکیوپودها کاهش یافته است، اما این موجودات در پالئوزوئیک از شاخه های بسیار مهم بوده اند. در پرمین تعداد آنها کاهش یافته، اما در مزوزوئیک برخی از جنس های آنها به طور فراوان در برخی نواحی به حیات خود ادامه دادند (وزیری و همکاران، ۱۳۸۵).

بحث

برش مورد مطالعه شامل بازوپایان زیادی از جمله خانواده Cyclothyrididae و جنس شاخص *Cyclothyris* است که از فراوانی نسبی بیشتری نسبت به جنس های دیگر برخوردار است.این جنس متعلق به راسته رینکونلید ها بوده و اندازه ی آنها متاثر از محیط، دمای خاص و فاکتور های منجر به از رشد باز ایستادن می شود ، است. فولد و سولکاس در رینکونلیدها به ارتفاع، عمق و درجه استحکام، بستگی دارد (Gaspard, 1997). رینکونلیدا، در انواع مختلف رسوبات آب های کم عمق یافت می شوند. آنها به کمک یک ساقه یا پدیکل کوتاه به دیگر موجودات یا به قطعات صدف ها می چسبند و گاهی اوقات نیز به صورت گروهی دیده می شوند (Black, 1988).

از جنس *Cyclothyris*، سه گونه که شامل *Cyclothyris difformis* که این گونه در نواحی لیتورال (جزر و مدی) ساکن بوده، *Cyclothyris compressa* که این گونه در نواحی ساحلی ساکن بوده و *Cyclothyris* sp. که آنها در نواحی ساب لیتورال (زیر جزر و مدی تا عمق ۲۰۰ متر) و پر انرژی، ساکن بوده اند (Owen, 1962)، در این منطقه گزارش شده است.

توصیف گونه های جنس نامبرده شده به شرح ذیل است:

Cyclothyris difformis (Valenciennes in Lamarck, 1819)

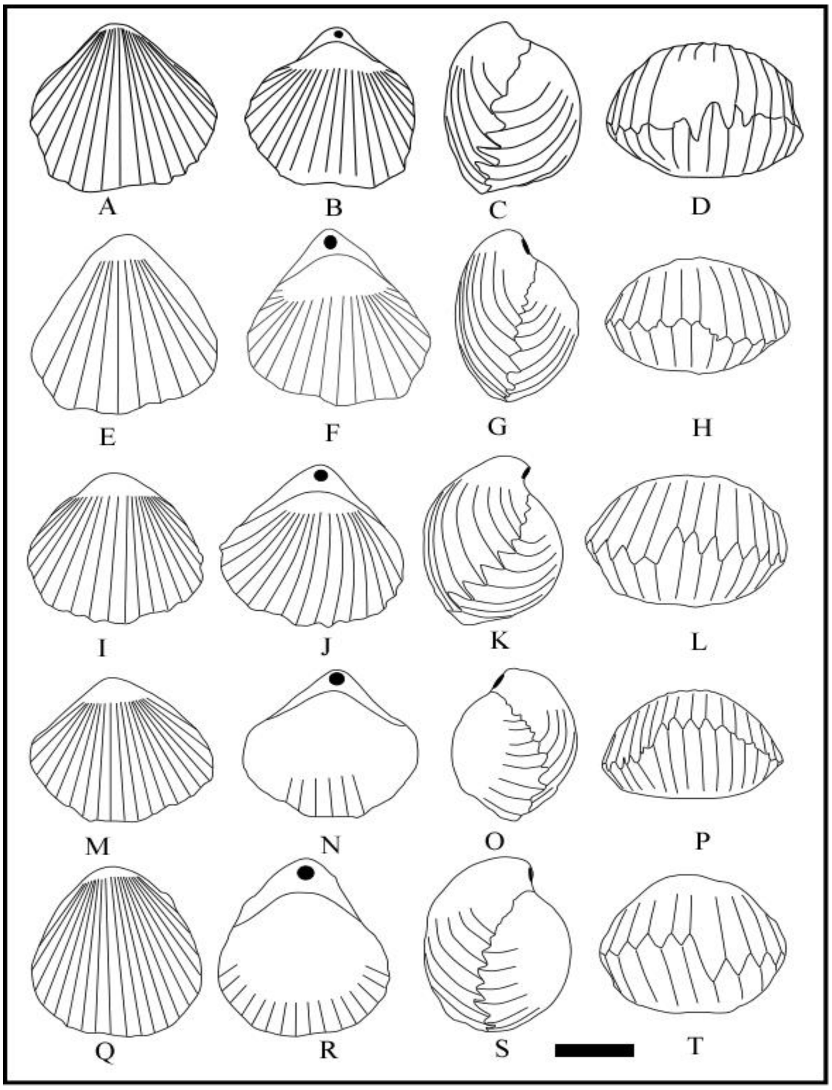
مشخصات خارجی صدف: اندازه صدف متوسط تا بزرگ است. شکل خارجی مختلف تا سه گوش، بیضی یا نزدیک پنج گوش می باشد. صدف از دو سمت کمی خمیدگی زیادی دارد، اما خمیدگی دو کفه یکسان است یا کفه شکمی خمیده تر است. بیشترین عرض و ضخامت صدف در میانه طول آن است یا بیشترین عرض صدف نزدیک کناره جلویی آن است. کناره جانبی بسیاری از گونه ها ظاهراً مستقیم و برخی از گونه ها کمی خم شده به سمت کفه شکمی است. امکان دارد کفه شکمی هیچ برآمدگی نشان ندهد. نوک راست یا نزدیک به مستقیم است. اندازه روزنه متوسط تا بزرگ، دایره ای و هیپوتیریدید است.کناره های نوک خیلی آشکار است. اینترآریا عریض و آشکار است. صفحات دلتیدیال آشکار نیست. تزئینات روی هر کفه صدف شامل ۲۰–۲۵ کاستا است و خطوط رشد آشکار است. کناره جلویی نامتقارن است.

Cyclothyris compressa (Valenciennes in Lamarck, 1819)

مشخصات خارجی صدف: اندازه صدف متوسط تا بزرگ، شکل خارجی آن نزدیک به سه گوش تا پنج گوش است. صدف از دو سمت خمیده است، کفه بازویی خمیدگی بیشتری دارد و خمیدگی کفه شکمی فقط در قسمت عقبی آن است. بیشترین عرض و ضخامت صدف در میانه طول آن است. کناره جانبی صدف مستقیم است. روی کفه بازویی هیچ برآمدگی وجود ندارد. و شیار کم عمقی روی کفه شکمی هست. نوک مستقیم تا نزدیک به مستقیم است. اندازه روزنه متوسط، دایره ای و هیپوتیریدید است. برآمدگی های نوک آشکار است. صفحات دلتیدیال آشکار نیست. تزئینات صدف ۲۶-۲۴ کاستا روی هر کفه می باشد و خطوط رشد آشکار نیست.کناره جلویی نامتقارن است.

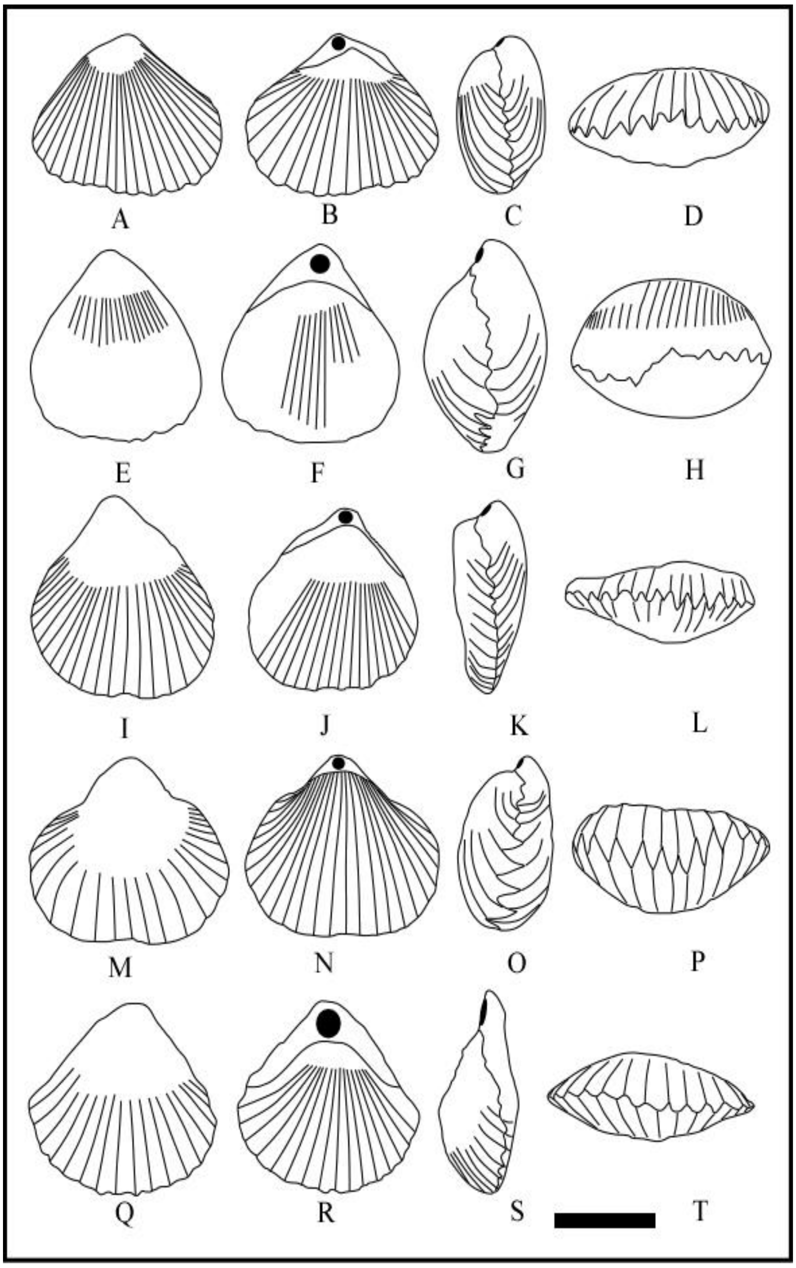
***Cyclothyris* sp.**

مشخصات خارجی صدف: اندازه صدف کوچک است. شکل خارجی آن سه گوش تا بیضی است. صدف از دو سمت خمیده است، خمیدگی کفه شکمی و پشتی یکسان است. بیشترین عرض و ضخامت صدف در میانه آن است. هیچ برآمدگی مشاهده نمی شود. کناره جانبی صدف مستقیم یا خمیده به سمت کفه شکمی است. نوک مستقیم تا نزدیک به مستقیم است. اندازه روزنه کوچک تا متوسط، دایره ای و هیپوتیریدید است. کناره های نوک کمی آشکار است. صفحات دلتیدیال آشکار نیست. صدف توسط ۲۲ کاستا روی هر کفه پوشیده شده است. خطوط رشد آشکار نیست. کناره جلویی نامتقارن است.



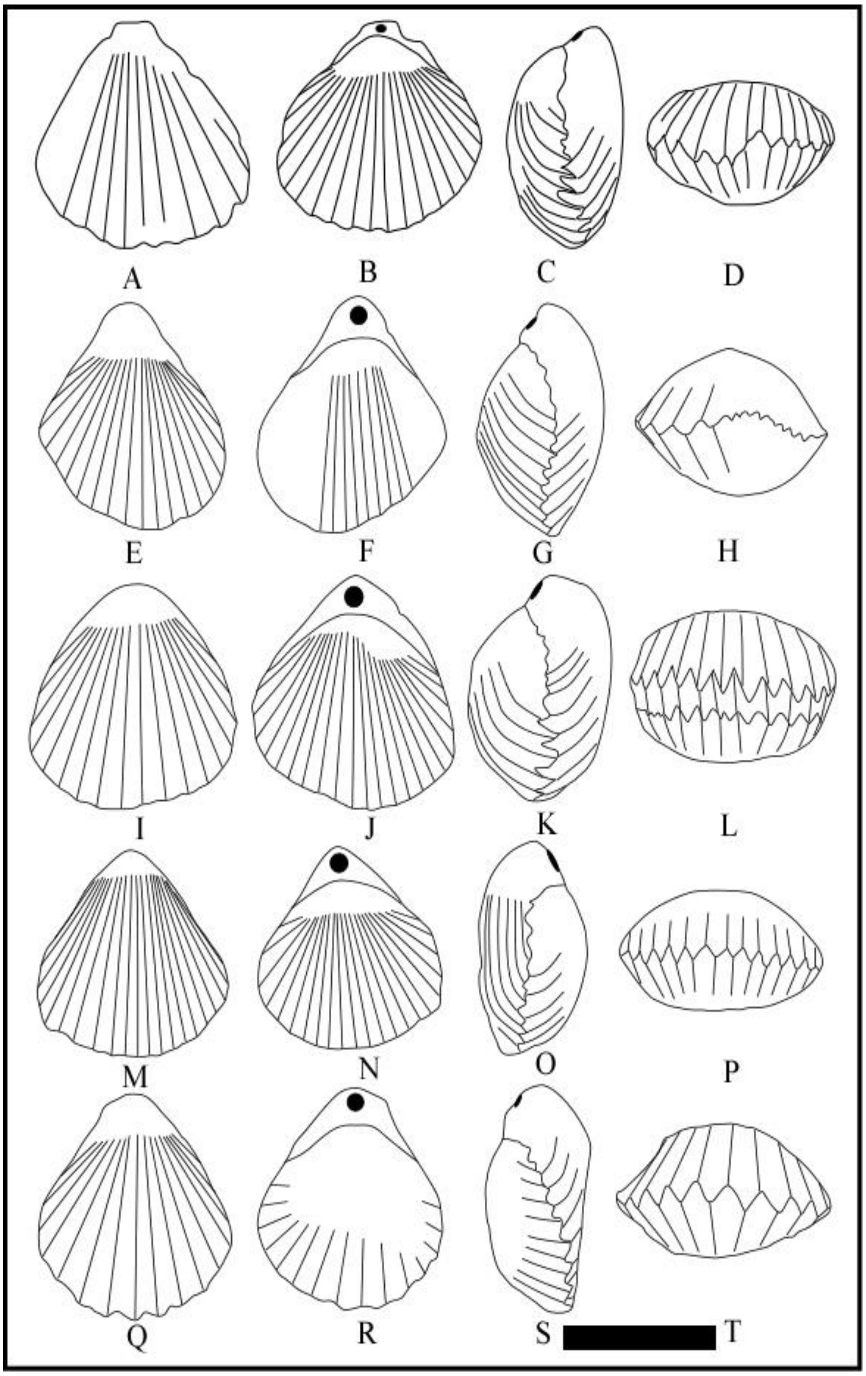
شکل ۱- نمایش طرح خارجی گونه *Cyclothyris difformis* از منطقه بهرمان.

A,E,I,M,Q: ventral views; B,F,J,N,R: dorsal views; C,G,K,O,S: lateral views; D,H,L,P,T: anterior views.



شکل ۲- نمایش طرح خارجی گونه *Cyclothyris compressa* از منطقه بهرمان.

A,E,I,M,Q: ventral views; B,F,J,N,R: dorsal views; C,G,K,O,S: lateral views; D,H,L,P,T: anterior views.



شکل ۳- نمایش طرح خارجی گونه *Cyclothyris* sp. از منطقه بهرمان.

A,E,I,M,Q: ventral views; B,F,J,N,R: dorsal views; C,G,K,O,S: lateral views; D,H,L,P,T: anterior views.

نتیجه‌گیری

از این تحقیق نتایج ذیل حاصل گردید:

۱–در این برش سه گونه *Cyclothyris diformis, Cyclothyris comperssa, Cyclothyris* sp. برای اولین بار از منطقه بهرمان گزارش می شود.
۲–برش بهرمان ۲۰۵ متر ضخامت داشته و از لحاظ سنگ شناسی شامل تناوبی از آهک و مارن در قاعده بوده و به سمت بالا به آهک های ستیغ ساز ختم می شود.
۳- جنس *Cyclothyris* در عمق کم و شرایط مناسب مانند اکسیژن و نور زندگی می کند و مشخصه محیط گرم و کم عمق و فلات قاره ای می باشد.

منابع

جعفریان، م. ع.، وزیری مقدم، ح.، طاعری، ع.۱۳۸۵. بی مهرگان سنگواره ، جلد ن، ۳۵۶ صفحه.

وزیری، م. ر.، داستانپور، م. و ناظری ، و. ۱۳۸۵. مبانی دیرینه شناسی (بی مهرگان، ایکنوفسیل، گیاهان)، جلد اول، انتشارات دانشگاه باهنر کرمان ، ۳۵۳ صفحه.

Black, R. M. 1998. The elment of Paleontology. Cambridge University Press, 404 p.

Gaspard, D. 1997. Distribution and recognition of phases in Aptian-Turonian (Cretaceous) Brachiopod development in NW Europe. Geologica Carapathica, 48 (3), 145-161.

Lamarck, J. B. P. de. 1819. Histoire naturelle des animaux sans vertebras. Paris, 6, (6). 343 p.

Owen, E. F. 1962. The brachiopod genus Cyclothyris. Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology,7(2), 37-63.

رده بندی فسیلی بازوپایان کرتاسه زیرین (آپتین) جنس *Sellithyris* در برش بهرمان، شمال غرب کرمان

بتول پات [۱]، احمد لطف آباد عرب [۲]
۱ـ دانشجوی کارشناسی ارشد گرایش چینه نگاری و دیرینه شناسی، بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.
۲- استادیار، بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.
Email: arab5753@yahoo.com

چکیده
به منظور مطالعه رده بندی فسیلی جنس *Sellithyris* درکرتاسه زیرین ، برش بهرمان در شمال رفسنجان (شمال غرب کرمان) با ضخامت ۲۰۵ متـر انتخـاب و نمونه برداری از آن انجام شد. سنگ شناسی این برش شامل تناوب آهک و مارن در قاعده بوده و به سمت بالا به آهک های توده ای ختم مـی شـود. مطالعـات فسیل شناسی در این برش ، منجر به شناسایی ۳ گونه از جنس *Sellithyris* شده است. سن این برش طبق مجموعه هـای فسـیلی شناسـایی شـده آپتـین مـی باشد.

کلیدواژه‌ها: سیستماتیک فسیلی ، کرتاسه زیرین، آپتین، *Sellithyris*، بهرمان، کرمان.

Systematic Paleontology of Lower Cretaceous (Aptian) Brachiopods genus *Sellithyris* in Bahrman section, northwest of Kerman

Batol Pat[1], Ahmad Lotfabad Arab[2]
1- M.s.c. student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Sciences. Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.
2- Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Sciences. Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.
Email: arab5753@yahoo.com

Abstract
In order to study the systematic paleontology of genus *Sellithyris* in Lower Cretaceous, Bahrman section in the north of Rafsanjan (northwest of Kerman) with a thickness of 205 m was selected and sampled. The lithology of this section includes the alternation of limestone and marl at the base and ends upwards in massive limestones. The fossil studies in this section have led to the identification of three species of the genus *Sellithyris.* The age of this section is Aptian according to the identified fossil assemblages.

Keywords: Systematic paleontology, Lower Cretaceous, Aptian, *Sellithyris*, Bahrman, Kerman.

مقدمه

دوران مزوزوئیک به عنوان دومین دوره از ائون فانروزوئیک حدود ۱۶۰ میلیون سال از تاریخ کره زمین را به خود اختصاص می دهد، دوره کرتاسه سومین دوره از دوران مزوزوئیک می باشد که خود به ۲ دور کرتاسه زیرین و بالایی تقسیم شده است (آقا نباتی، ۱۳۸۳). آب و هوای دوران مزوزوئیک نسبتاً گرم و از نوع آب و هوای استوایی و یکنواخت تر از آب و هوای فعلی بوده است (خسرو تهرانی، ۱۳۸۹). اهمیت این دوره، به خاطر نهشته های آهکی است که با گسترش و ضخامت زیاد در همه جای دنیا بر جای نهاده شده و مطالعه آنها از اهمیت خاصی در بین زمین شناسان برخوردار می باشد (Stanley, 1999). بررسی و مطالعه نهشته های کرتاسه و بخصوص کرتاسه زیرین در استان کرمان نیز از اهمیت خاصی برخوردار بوده و مطالعات زیادی روی این نهشته ها صورت

پذیرفته است. به همین منظور، برش بهرمان در شمال غرب کرمان با ضخامت ۲۰۵ متر که در قاعده شامل تناوب آهک و مارن بوده و به سمت بالا به آهک های ستیغ ساز ختم می شود، انتخاب و گروه های مختلف فسیلی شامل بازوپایان، مرجان ها، شکم پایان، دوکفه ایها، خارداران از ماکروفسیل ها و اربیتولینا و استراکدها از میکروفسیل ها شناسایی و بررسی شده اند. در این تحقیق، ۵۸ نمونه کامل و با حفظ شدگی خوب از راسته تربراتولیدها و از جنس *Sellithyris* که شامل ۳ گونه: *Sellithyris tornacensis* و *Sellithyris cenomanesis* و *Sellithyris phaseolina* می باشند، شناسایی شده اند.

بحث

Sellithyris رسوبات مارنی و آهکی مارنی را برای زندگی ترجیح می دهد که این مطلب نشانگر سازگاری این جنس با عمق کم حوضه در هنگام زندگی می باشند. این جنس، با اندازه بزرگ و پوسته بسیار ظریف، شیوه زندگی ثابتی داشته و زندگی این جنس به فعالیت موجودات دیگر نیز وابسته است (Owen,1988).

از جنس *Sellithyris* سه گونه *Sellithyris tornacensis* و *Sellithyris cenomanesis* و *Sellithyris phaseolina* شناسایی شده است که در ذیل سیستماتیک فسیلی آنها آورده می شود:

Sellithyris tornacensis (d'Archiac, 1847)

مشخصات خارجی صدف: اندازه صدف بزرگ، شکل خارجی آن پنج گوش تا بیضی کشیده است. صدف از دو سو خمیده است و کفه شکمی خمیدگی بیشتری دارد. بیشترین عرض و ضخامت صدف در میانه آن قرار دارد. حاشیه جانبی به سمت کفه شکمی کج شده است. نوک مستقیم تا نزدیک به مستقیم است. اندازه روزنه (فورامن) بزرگ، دایره ای و پرمزوتیریدید است. کناره های نوک، کمی آشکار است. سیمفیتیوم وجود ندارد. سطح صدف، صاف است. کناره جلویی، یونی پلیکیت تا سولکی پلیکیت است.

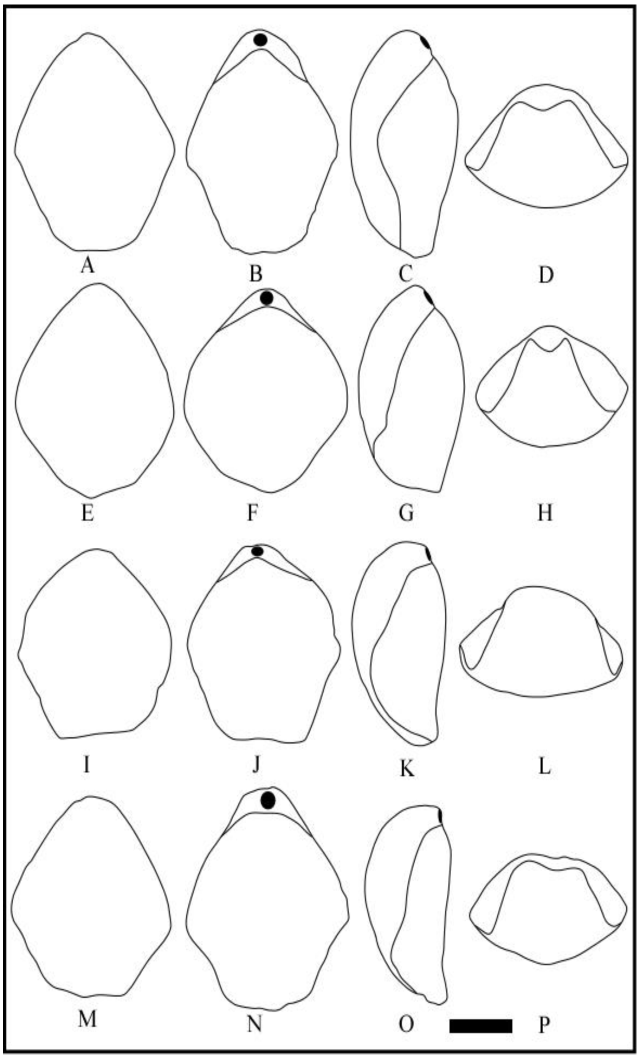
Sellithyris cenomanensis (Gaspard, 1982)

مشخصات خارجی صدف: اندازه صدف متوسط تا بزرگ، شکل بیرونی آن پنج گوش تا نزدیک به دایره ای است. صدف از دو سو خمیده است، اما کفه ها خمیدگی یکسانی دارند یا کفه شکمی خمیدگی بیشتری دارد. بیشترین عرض و ضخامت صدف در میانه آن قرار دارد. کناره جانبی به سمت کفه شکمی کج شده است. نوک نزدیک به مستقیم است. اندازه روزنه متوسط تا بزرگ، دایره ای و پرمزوتیریدید است. کناره های نوک، آشکار است. سیمفیتیوم به خوبی آشکار نیست. سطح صدف صاف است. کناره جلویی یونی پلیکیت تا سولکی پلیکیت است.

Sellithyris phaseolina (Valenciennes in Lamarck, 1819)

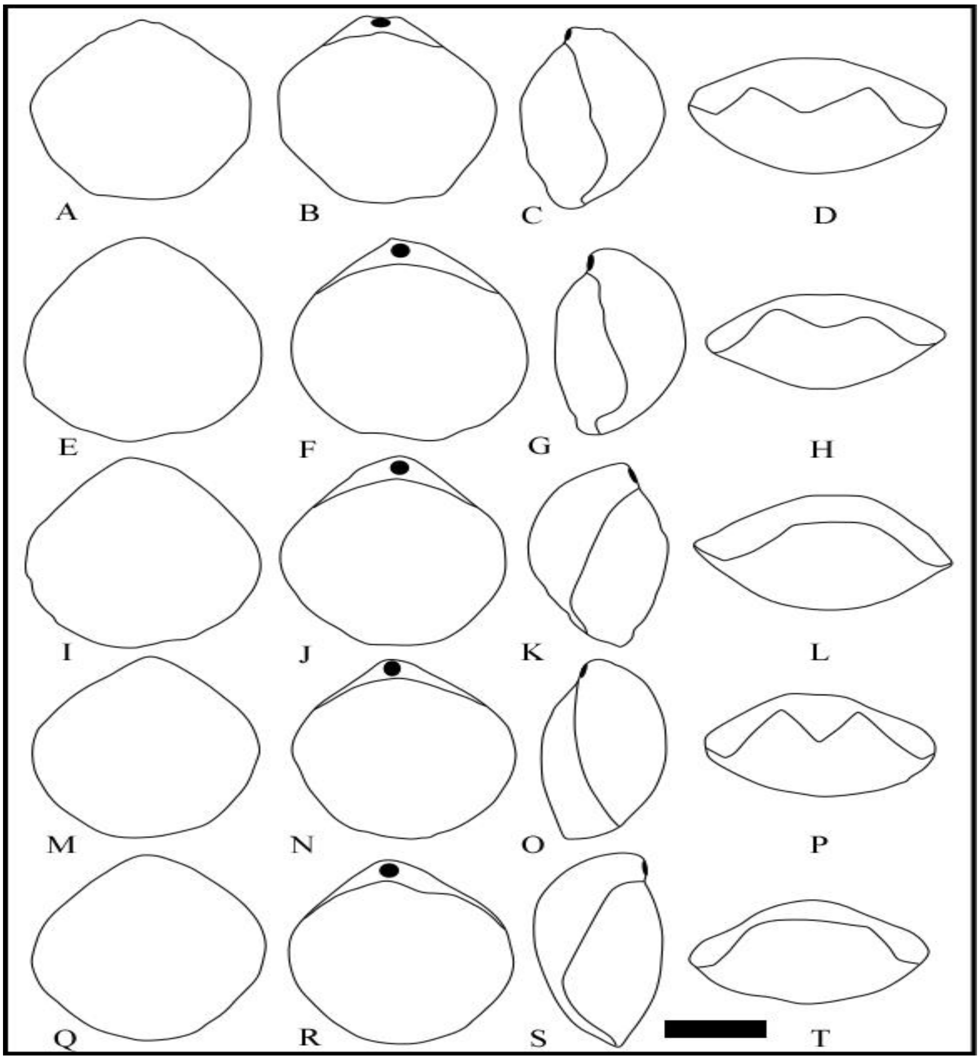
مشخصات خارجی صدف: اندازه صدف متوسط تا بزرگ، خطوط خارجی آشکار و شکل خارجی آن نزدیک به پنج گوش و دایره ای تا بیضی است. صدف خمیده است اما هر دو کفه کم و بیش خمیدگی یکسانی دارند یا کفه شکمی خمیدگی بیشتری دارد. بیشترین عرض و ضخامت صدف در میانه طول آن است. کناره جانبی به سمت کفه شکمی کج شده است. نوک نزدیک به

مستقیم است. اندازه روزنه متوسط تا بزرگ، دایره ای و پرمزوتیریدید است. کناره های نوک کمی آشکار است. سیمفیتیوم وجود ندارد. سطح صدف صاف است. کناره جلویی بیشتر یونی پلیکیت تا سولکی پلیکیت است.



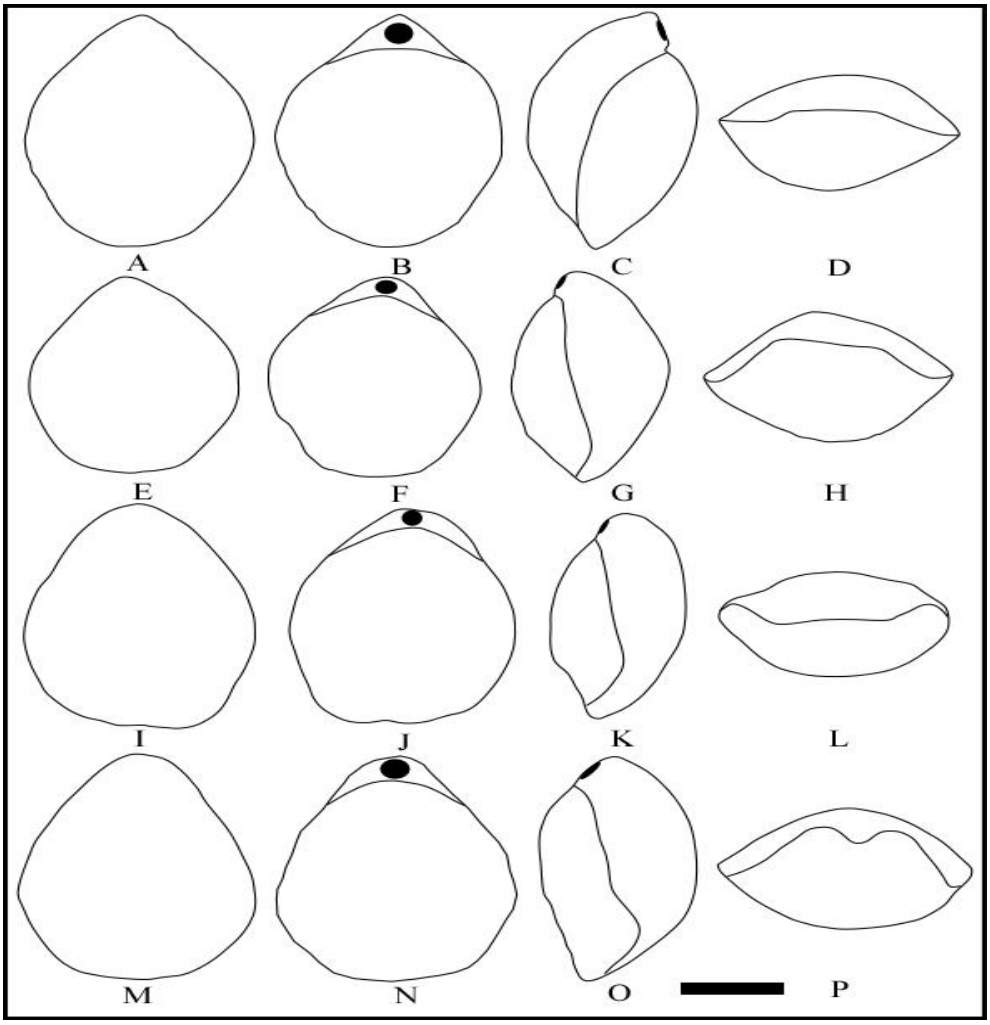
شکل ۱- نمایش طرح خارجی گونه *Sellithyris tornacensis* از منطقه بهرمان.

A,E,I,M: ventral views; B,F,J,N: dorsal views; C,G,K,O: lateral views; D,H,L,P: anterior views.



شکل 2- نمایش طرح خارجی گونه *Sellithyris cenomanensis* از منطقه بهرمان.

A,E,I,M,Q: ventral views; B,F,J,N,R: dorsal views; C,G,K,O,S: lateral views; D,H,L,P,T: anterior views.



شکل 3- نمایش طرح خارجی گونه *Sellithyris phaseolina* از منطقه بهرمان.

A,E,I,M: ventral views; B,F,J,N: dorsal views; C,G,K,O: lateral views; D,H,L,P: anterior views.

نتیجه‌گیری

از این مطالعه و تحقیق نتایج ذیل حاصل گردید:

۱-نهشته های کرتاسه زیرین در شمال غرب کرمان و در منطقه بهرمان از گسترش و رخنمون خوبی برخوردار بوده و سرشار از میکروفسیل ها و ماکروفسیل ها می باشد.

۲-در این برش، ماکروفسیل ها و بخصوص بازوپایان از تنوع و حفظ شدگی خوبی برخوردار بوده و این گروه نشان دهنده محیط گرم و کم عمق و شرایط مناسب اکسیژن و نور برای زندگی می باشد.

۳-از جنس *Sellithyris* سه گونه *Sellithyris tornacensis* و *Sellithyris cenomanesis* و *Sellithyris phaseolina* شناسایی شده که برای اولین بار از منطقه بهرمان گزارش می شوند.

منابع

آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۹. چینه شناسی ایران. انتشارات دانشگاه تهران، چاپ سوم، ۵۸۲ صفحه.

Archiac, A. d' 1847. Rapport sur les fossils du Tourtia. Mem. Soc. Geol. Fr., Paris, (2) 2: 291-351, ple. 13-25.

Gaspard, D. 1982. Methodes de discrimination appliqués a des Brachiopodes biplisses appurtenant au genre *Sellithyris midd* en vue d'une decision d'ordre specifigue. Bull. Soc. Zool. France., t. 107, no. 2, p. 195-206.

Lamarck, J. B. P. de. 1819. Histoire naturelle des animaux sans vertebras. Paris, 6, (6). 343 p.

Owen, E.F. 1998. Cenomanian brachiopods from the Lower Chalk of Britain and northen Europe. Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology, 44 (2), 65-175.

Stanley, Steven M. 1999. Earth system History. New York: W.H. freeman and company. P. 280, pp. 279-81, pp. 480-2, pp. 481.

زیست چینه نگاری نهشته های الیگو–میوسن در گردنه آب زلقوئیه، جنوب شرق سیرجان بر اساس روزن بران کف زی

محمد جواد حسنی

استادیار گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و فناوری پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، انتهای بزرگراه هفت باغ، کرمان، ایران
Email: mjhassani887@gmail.com

چکیده

نهشته های الیگو–میوسن در پهنه استان کرمان در محدوده سیرجان رخنمون های متعدد با ضخامت مختلف دارند. در این مطالعه بـه بررس ی ایـن نهشـته هـا در منطقه گردنه آب زلقوئیه در جنوب شرق سیرجان پرداخته شده است. برش مورد مطالعه از چهار واحد سنگ شناسی شامل مارن پایینی، آهک پایینی، مـارن بـالایی و آهک بالایی تشکیل شده است. جهت مطالعه زیست چینه نگاری این نهشته ها بر اساس روزنه بران کف زی تعداد ۵۲ نمونه از کل ضخامت ۱۲۰ متـری بـرش برداشت شده و روزنه بران موجود هم در فرم آزاد و هم در مقاطع نازک مورد مطالعه قرار گرفتند. در مجمـوع تعـداد ۲۱ جـنس و ۲۷ گونـه از روزنـه بـران بنتیـک شناسایی گردیدند. بر اساس الگوی پراکندگی فرامینیفرهای بنتیک بخ شمارن زیرین و ابتدای آهک پایینی به سن شاتین و بقیه برش به سن آکیتانین بـوده و گـذر الیگوسن– میوسن در ۳۱ متری از قاعده برش ثبت گردیده است.

کلیدواژه‌ها: الیگو–میوسن، سیرجان، روزنه بران کفزی

The biostratigraphy of Oligo-Miocene deposits in Abzalquieh defile, SE Sirjan based on benthic foraminifera

Mohammad Javad Hassani

Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, end of Haftbagh Highway, Kerman, Iran

Email: mjhassani887@gmail.com

Abstract

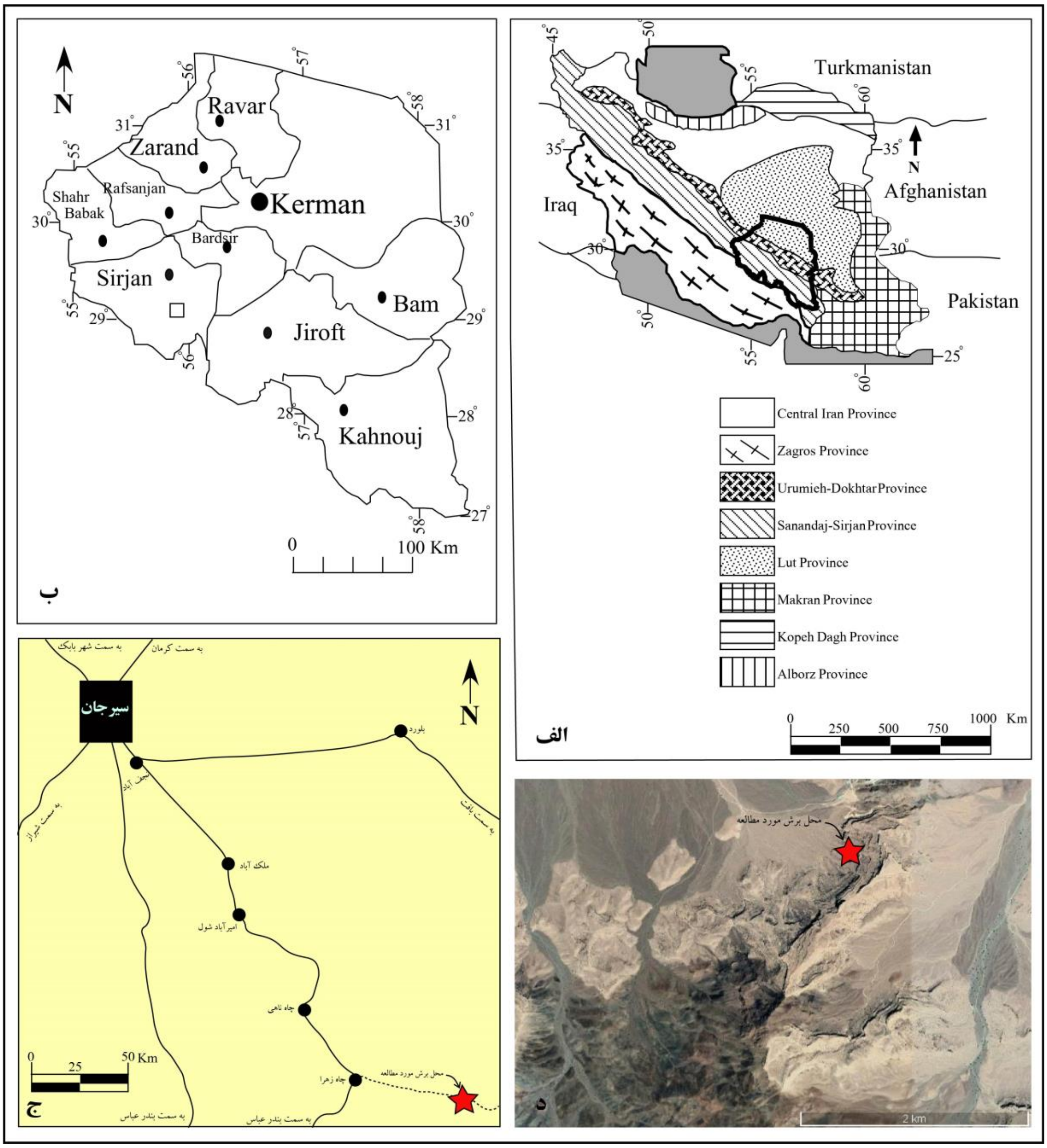
The Oligo-miocene deposits in Kerman Province have several outcrops with various thickness in the Sirjan area. These deposits have been studies in the Abzalquieh area ar southeast Sirjan in this study. The studied section composed of four lithostratigraphic unites include lower marl, lower limestone upper marl and upper limestone. To study the biostratigraphy of benthic foraminifera in this section 52 samples were collected from the whole 120 m thickness of the section and content benthic foraminifera considerd in but thine sections and free forms. The total of 21 genous and 27 species of benthic foraminifera have identified. Based on the distribution of identified benthic foraminifera the lower marl part and the basal layers of the lower limestone pare belong to the Chattian and the rest of the section beling to the Aquitanian; the Oligocene-Miocene boundary have recorded at the 31m from the base of the Section.

Keywords: Oligo-Miocene, Sirjan, benthic foraminifera.

مقدمه

نهشته های الیگومیوسن در زون ساختاری ایران مرکزی سازند قم نامیده شده اند. این سازند از توالی ضخیمی از مارنهای دریایی فسیل دار ، سنگهای آهکی فسیل دار، افق های ریفی و عضو های آواری تشکیل شده است و رسوب گذاری آن در حوضه های قم و اصفهان – سیرجان در ایران مرکزی صورت گرفته است (روتنر و همکاران ، ۲۰۰۷) . این حوضه ها توسط یک سیستم کمان آتشفشانی که در زمان ائوسن تشکیل شده ، از هم جدا شده اند (اشتوکلین و ستوده نیا ، ۱۹۷۱) . در هر دو حوضه رسوب گذاری دریایی سازند قم در الیگوسن آغاز شده و تا میوسن پیشین تداوم داشته است . در ابتدا ، حوضه پیش کمان با پیش روی دریای قم در الیگوسن پیشین به زیر آب رفته است در حالی که در حوضه پس کمان ، محیط دریایی تا ابتدای الیگوسن پسین وجود نداشته است . از الیگوسن پسین به بعد محیط دریایی در هر دوحوضه حاکم شده است. در حوضه پیش کمان اصفهان – سیرجان این شرایط در طول آکیتانین و بوردیگالین پیشین تداوم داشته در حالی که در حوضه پس کمان قم در میوسن پیشین در نتیجه یک رژیم تکتونیکی فشارشی ، ارتباط آن با آبهای آزاد قطع شده است . در آکیتانین ، در حوضه قم شرایط دریایی محصور حاکم شده و خروج آن از آب به صورت پراکنده و متناوب همراه با ته نشست رسوبات تبخیری ثابت شده است (روتنر و همکاران ، ۲۰۰۷) .

به منظور مطالعه نهشته‌های الیگو- میوسن در نواحی جنوبی سیرجان، برش چینه شناسی در محل گردنه آب زلقوئیه، در نزدیکی چاه زهرا، انتخاب و اندازه گیری گردید و خصوصیات سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری آن مورد مطالعه قرار گرفت. برش مورد مطالعه در جنوب شرقی سیرجان جای داشته و جزو زون ساختاری- رسوبی ایران مرکزی محسوب میگردد (شکل ۱). برش یاد شده با موقعیت جغرافیایی:″ ۵۹ ´۰۲ °۵۶ طول شرقی و″ ۵۸ ´۵۷ °۲۸ عرض شمالی، در محلی به نام گردنه آب زلقوئیه واقع گردیده و شامل رخنمون هایی با تناوبی از سنگ آهک و مارن به ضخامت ۱۲۰ مترمی باشد. این برش با ناپیوستگی روی واحدهای دگرگونی پالئوزوئیک قرار گرفته و سطح فوقانی آن محدود به یک سطح فرسایشی می‌باشد.



شکل ۱: موقعیت برش مورد مطالعه؛ الف، موقعیت استان کرمان در نقشه زون های ساختاری ایران؛ ب، موقعیت محدوده مورد مطالعه در استان کرمان و جنوب شرقی سیرجان؛ ج، راه های دسترسی به برش مورد مطالعه در جنوب شرقی سیرجان؛ د، تصویر ماهواره ای از رخنمون نهشته های الیگو-میوسن در محل برش مورد مطالعه.

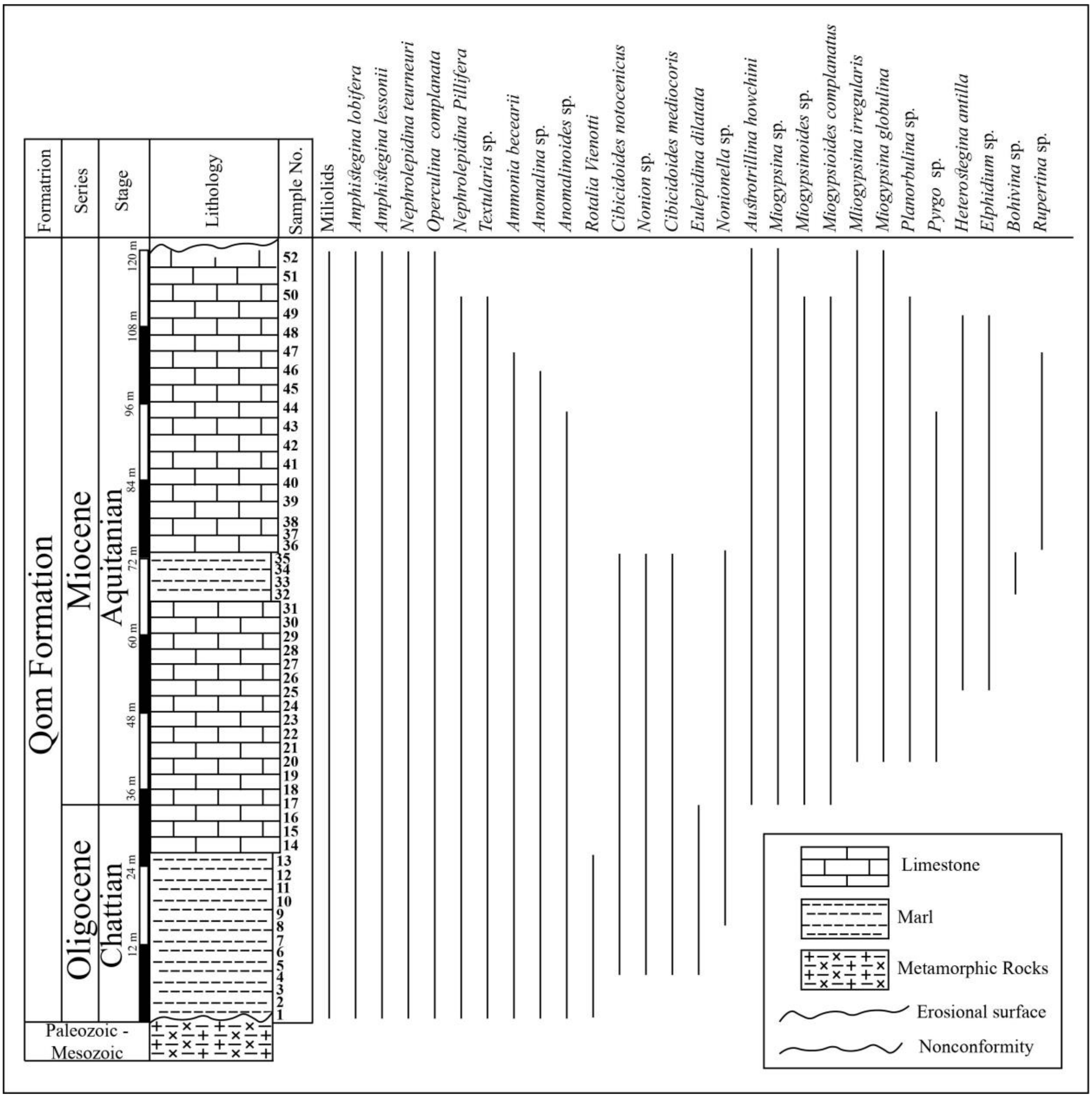
بحث

برش گردنه آب زلقوئیه از چهار بخش کاملا قابل تفکیک تشکیل شده است که عبارتند از بخش مارن زیرین به ضخامت ۲۷ متر، آهک زیرین به ضخامت ۴۱ متر، مارن بالایی به ضخامت ۵/۵ متر و آهک بالایی به ضخامت ۴۶/۵ متر. تقریبا تمامی لایه های

مارنی و آهکی این برش دارای فسیل های مختلف ازجمله خارداران، نرمتنان، استراکودها، جلبک ها و فرامینیفرهای بنتیک میباشند. هدف اصلی از انجام این پژوهش مطالعه زیست چینه نگاری برش مورد مطالعه بر اساس فرامینیفرهای کف زی بوده که بدین منظور از مجموع ۵۲ نمونه برداشته شده تعداد ۳۵ مقطع نازک تهیه شده و تعداد ۱۷ نمونه مارنی نیز بعد از عملیات گل شویی و جداسازی فسیل ها مورد مطالعه قرار گرفته اند. فرامینیفرهای مذکور در این برش در دو گروه فرم آزاد و مقاطع نازک مورد مطالعه قرار گرفته و شامل ۲۱ جنس و ۲۷ گونه از فرام‌های بنتیک به شرح زیر می باشند.

Ammonia beccarii	*Elphidium* sp.	*Nephrolepidina teurneuri*
Amphistegina lessonii	*Eulepidina dilatata*	*Nonion* sp.
Amphistegina lobifera	*Heterostegina antilla*	*Nonionella* sp.
Anomalina sp.	*Miogypsina* sp.	*Operculina complanate*
Anomalinoides sp.	*Miogypsina globulina*	*Planorbulina* sp.
Austrotrillina howchini	*Miogypsina irregularis*	*Pyrgo* sp.
Bohivina sp.	*Miogypsinoides* sp.	*Rotalia Vienotti*
Cibicidoides mediocoris	*Miogypsioides complanatus*	*Rupertina* sp.
Cibicidoides notocenicus	*Nephrolepidina pillifera*	*Textularia* sp.

جهت تعین سن برش مورد بررسی بر اساس فرامینیفرهای بنتیک شناسایی شده از بایوزونهای ارائه شده به وسیله آدامز و بورژوا (Adams & Bourgeois 1967)، واینـد (Wynd, 1965) و لارسن و همکاران (Laursen et al., 2009) و همچنین مطالعات محقیقین محلی مانند حسنی (۱۳۹۱) حسینی پـور (۱۳۸۲) و محمـدی (۱۳۹۳) کمک گرفته شده است. الگوی پراکندگی این فرامینیفرها در طول ستون چینه شناسی (شکل ۲) نشان میدهد که بخش مارن پایینی و لایه های ابتدایی آهک پایینی به دیرینگی شاتین (الیگوسن پسین) بوده و بقیه بخش های برش به سن میوسن پیشین (آکیتانین) می باشند. گذر بین الیگوسن و میوسن در ۳۲ متری قاعده برش ثبت گردیده که همراه با ظهور گونه های مختلف جنس *Miogypsina*، *Miogypsioides* و *Elphidium* می باشد. در این گذر همچنین اولین ظهور گونه *Austrotrillina howchini* و آخرین ظهور گونه *Eulepidina dilatate* نیز مشاهده شده است.



شکل ۲: ستون چینه شناسی برش مورد مطالعه و الگوی پراکندگی فرامینیفرهای کف زی در طول آن

نتیجه‌گیری

نهشته های الیگو-میوسن در محل گردنه آب زلقوئیه در جنوب شرق سیرجان ۱۲۰ متر ضخامت داشته و شامل چهار بخش مارن پایینی، آهک پایینی، مارن بالایی و آهک بالایی می باشند. مطالعه فرامینیف های بنتیک در این برش نشان میدهد که بخش مارن زیرین و ابتدای آهک پایینی به سن الیگوسن پسین (شاتین) و بقیه برش به سن میوسن پیشین (آکیتانین) می باشد. محل گذر الیگوسن – میوسن در ۳۱ متری قاعده برش ثبت گردیده است.

منابع

حسنی، م.ج.، ۱۳۹۱. بیواستراتیگرافی، پالئواکولوژی و کمواستراتیگرافی نهشته های سازند قم در استان کرمان. پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۲۶ صفحه.

حسینیپور، ف.، ۱۳۸۲. مطالعه بیواستراتیگرافی و پالئواکولوژی نهشته های الیگو-میوسن در شمال و شرق سیرجان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۸۵ صفحه.

محمدی، ا.، ۱۳۹۳. سیستماتیک و پالئواکولوژی استراکدها و فرامینیفرهای نهشته های دریایی الیگو-میوسن در حوضه های رسوبی قم و اصفهان-سیرجان. پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۲۰صفحه.

Adams, T. D., & Bourgeois, F. (1967). Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration.

Laursen, G. V., Monibi, S., Allan, T. L., Pickard, N. A. H., Hosseiney, A., Vincent, B., ... & Druillion, G. (2009, May). The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. In Shiraz 2009-1st EAGE International Petroleum Conference and Exhibition (pp. cp-125). European Association of Geoscientists & Engineers.

Reuter, M., Piller, W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., ... & Hamedani, A. (2009). The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. International Journal of Earth Sciences, 98(3), 627-650.

Stratigraphic Lexicon of Iran. Part I: Central, North and East Iran. No. 18. Geological Survey of Iran, 1971.

Wynd, J. G. (1965). Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area. IOOC report, 1082.