http://ui.ac.ir/en

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 35, Issue 2, No. 75, Summer 2019, pp. 49-72
Received: 17.04.2019 Accepted: 01.06.2019

Biostratigraphy of the Upper Devonian-Lower Carboniferous deposits in Mighan section, northeast Shahrood, Eastern Alborz

Tahereh Parvizi
PhD. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
tahere.parvizi@gmail.com
Ali Bahrami*
Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran
a.bahrami@sci.ui.ac.ir
Sandra Izabela Kaiser
Associate Professor, Museum of Natural History Stuttgart, Stuttgart, Germany
dr.sandra.kaiser@gmail.com
Peter Königshof
Senckenberg – Research Institute and Natural History Museum, Frankfort, Germany
peter.koenigshof@senckenberg.de

Abstract
The Devonian/Carboniferous (DC) transition is characterized by several transgressive/regressive cycles which led to a widespread ocean anoxia known as the Hangenberg Black Shale Event (HBS), close to the D/C boundary a major sea-level fall (Hangenberg Sandstone, HSS), can be recognized in many sections around the world. Both events known as the Hangenberg Crises. In order to examine the D/C transition, the Mighan section, in Eastern Alborz was selected and studied. The outcrop section is located 25 Kms NE Shahrood city. Frothy five conodont samples (4-5 kg) were systematically taken from 91 ms of the D/C transition interval. Although the conodonts show low frequency but high diversity exhibit important zonal index taxa of the widely applied conodont standard zonation. Twenty-three conodont species belong to five genera were identified and let to discrimination of six following zonal boundaries: *Bispathodus aculeatus aculeatus* zone, *Bispathodus costatus* zone, *Bispathodus ultimus zone, praesulcata zone, CK*l interregnum, *sulcate zone.* At the D/C transition in Mighan section a black shale and sandstone units are observable that corresponds to the Hangenberg Crisis, that highly affected trilobite, ammonoid, brachiopod and conodont faunas. *Kockeli* Zone at the latest Famennian is missing at the studied profile due to the major sea level regression.

Keywords: Biostratigraphy; Late Devonian; Early Carboniferous; Hangenberg Crisis; Mighan; Eastern Alborz**.**

Introduction

The study of DC boundary, the mechanism and reasons for the reduction of different fauna, has been an important issue for many paleontologists in the world and in Iran as well.

DC boundary is one of the most important boundaries on the Earth, in or shortly before which, an important biological event called Hangenberg event, occurred. The Hangenberg event is one of the major events in the Phanerozoic, and affected more than 20% of marine invertebrate families and 45% of the general population (Simakov 1993; Sepkoski 1996). The Hangenberg event has been identified on epicontinental basins and continental margins in the world. Black shale and Sandstone deposits are very important in identifying this event in different climatic and oceanographic studies. Kaiser (2005) considered that the Hangenberg event is a polyphase crisis, and different groups of fossils from different climates affect, including various rock-diverse changes, and black shales is the main extinction phase of the Hangenberg crisis. These black shales (HBS) occurred during a vast and short-term marine flooding surface within *costatus-kockeli* interregnum. Successively, a vast eustatic sea-level fall at the end of the Devonian led to deposition of HSS (Becker 1993a).

DC boundary is defined via the first appearance Datum (FAD) of the basal Carboniferous conodont *Siphonodella sulcata*, from Global Stratotype Section and point (GSSP) located in La Serre Trench E' section, Montag Norie, France (Paproth et al. 1991). However, the decision to define the DC boundary based on the evolutionary species of *Siphonodella* has some limitations such as: Detection of morphotype *Si. sulcata* is very hard because Holottape of *Si. Sulcata* is the interstitial state of *Si. sulcata* and *Si. duplicate* (Huddle 1934) and between the *Si. praesulcata* and *Si. sulcata*, there are many morphotypes whose exact diagnosis depends on the long-standing personal taste (Kaiser and Coradini 2008). In order to solve this, Corradini et al. (2011) by revising Siphonodellid in the type section and other global sections,

* Corresponding author

Doi: 10.22108/jssr.2019.116489.1094

divided Siphonodellids into seven groups based on the Platform's shapes, Basal cavity and features of Pseudokeel. The base of Carboniferous system is also defined by the FAD of *Protognathodus kuheni* (Corradini et al. 2011) and according to new global zonatin of Corradini et al. (2016) and Spalleta et al. (2017) is defined by the FAD of *Protognathodus kockelio*.

The main purposes of this study are to summarize a detailed stratigraphy below and above the D/C boundary in the Mighan section, on the base of conodonts according to new global zonation.

Material and Methods

During field work, 91m of the Upper Devonian–-Lower Carboniferous succession at Mighan section has been investigate and about 45 conodont samples (3-4kg each) were collected from the Mighan section. The samples were processed with diluted acetic acid (20%). The conodonts were extracted from residues by hand picking and are stored at the University of Isfahan, I.R. Iran and also State Museum of Natural History Stuttgart, Germany.

Discussion of Results and Conclusions

The Mighan area is located about 20 km northeast of Shahrud city which is located near the Mighan village. Geographical coordinates of the base and top of this studied section are: N: 36° 38′ 38″, E: 54° 57′ 55″ base and N: 36° 38′ 39″, E: 54° 56′ 55″ top. This section includes late Devonian uppermost sediments of Khoshyeilagh Formation (74.47 m thick) and lowermost Carboniferous of Mobarak Formation (16.53 m thick), which subdivided into six lithological units (units A to F).

The conodont zonation scheme proposed by Corradini et al. (2016) and Spalleta et al. (2017) for the Upper Devonian and Lower Carboniferous strata were utilized for lower part of the Mighan section in this paper. According to these conodont zonations *Protognathodus kuheni* is considered as the base of the Carbonoferous. However, due to the lack of *Protognathodus* in the Mighan section, we used conodont zonations of Kaiser et al. (2009) to define DC boundary based on the appearance of *Siphonodella praesulcata* and *Siphonodella sulcata*. Totally five bio-intervals have been discriminated in the Mighan section: *Bi. aculeatus aculeatus* Zone, *Bi. costatus* Zone, *Bi. ultimus* Zone, The *praesulcta* Zone, The *Costatus-kockeli interregnum (CKI)*, and the *sulcata* Zone.

Field works and lab examinations led to identification of a dark and organic-rich shaley horizon at the D/C transition which corresponds to the *costatus-kockeli interregnum* (CKI) conodont biozone and are indicative of Hangenberg Crisis. Transgression of seawater and expansion of dark shales caused the organisms to wipe out and following regression formed HSS in the Mighan section.

These dark shales are representative of the dominance of dysoxic to anoxic conditions accompanied by low rate of deposition and considerable decline of organisms. The migration of anoxic waters during the transgression of sea water, which is evidenced through the occurrence and increase of conodont species such as Bispathodid, gave rise to the losing habitats, invasion and competition to occupy the habitat and extensive decline of benthic organisms. The reduction of brachiopods, trilobites and ammonoids in the dark shales and topmost beds at the Mighan section are potential documents for this event.

Despite intensive sampling in this study, no latest Famennian *kockeli* Zone was recognized at the studied section implying the presence of disconformity and discontinuity of deposition. Therefore, the basal limestone immediately above the sandstones at the Mighan section is comparable to Early Tournaisian *Si. sulcata* Zone.

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و پنجم، شماره پیاپی ۷۵، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۸
نوع مقاله: پژوهشی
تاریخ وصول: ۱۳۹۸/۰۱/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۳/۱۱
صص ۴۹-۷۲

زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های دونین پایانی- کربونیفر آغازین در برش میغان، شمال‌شرق شاهرود، البرز شرقی

طاهره پرویزی، *دانشجوی دکتری چینه و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران*
tahere.parvizi@gmail.com
علی بهرامی، *دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران* *
a.bahrami@sci.ui.ac.ir
ساندرا ایزابلا کایسر، *دانشیار، موزه تاریخ طبیعی اشتوتگارت، اشتوتگارت، آلمان*
dr.sandra.kaiser@gmail.com
پیتر کونیگشوف، *استاد موسسه پژوهشی سنکنبرگ، موزه تاریخ طبیعی فرانکفورت، آلمان*
peter.koenigshof@senckenberg.de

چکیده

برش میغان در ۵ کیلومتری روستای میغان و ۲۰ کیلومتری شمال‌شرق شاهرود، در زون ساختاری البرز شرقی قرار دارد. در این برش، توالی نسبتاً کاملی از نهشته‌های پالئوزوئیک (سیلورین؟- پرمین) وجود دارد که نهشته‌های دونین بالایی- کربونیفر زیرین به‌منظور مطالعهٔ زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های گذر دونین- کربونیفر مطالعه شدند؛ به این منظور، ۴۵ نمونهٔ سنگی به‌طور سیستماتیک از ۹۱ متر توالی مرز برداشت و با مطالعه‌های آزمایشگاهی، تعداد ۲۸۰ عنصر کنودونتی شامل ۲۳ گونه متعلق به ۵ جنس شناسایی شدند. باتوجه‌به کنودونت‌های به‌دست‌آمده از این توالی، شش بایوزون زیر تعیین شدند:

Bispathodus aculeatus aculeatus Zone, *Bispathodus costatus* Zone, *Bispathodus ultimus* Zone, *praesulcata* Zone, *ckl*, *sulcata* Zone.

مقایسهٔ زیست‌چینه‌نگاری و سنگ‌چینه‌نگاری برش مطالعه‌شده با توالی سنگ‌چینه‌ای و بایوزون‌های استاندارد جهانی ارائه‌شده برای گذر دونین- کربونیفر به شناسایی ناپیوستگی فرسایشی در این مرز و نبود بایوزون کنودونتی *kockeli* Zone از آخرین بایوزون‌های فامنین پسین منجر شد. همچنین بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی به شناسایی افقی از شیل تیره و در ادامه، یک افق ماسه‌سنگی در مرز دونین-کربونیفر منجر شد که با حادثهٔ زیستی هنگنبرگ قابل‌انطباق است. این حادثه که با انقراض شدید و یا میزان کم ظهور تاکسا مشخص می‌شود، بیشترین تأثیر را روی فونای آمونوئیدها، تریلوبیت‌ها، براکیوپودها و کنودونت‌ها در برش مطالعه‌شده داشته است.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌نگاری، دونین پایانی، کربونیفر آغازین، گذر دونین- کربونیفر، حادثهٔ هنگنبرگ، برش میغان

* نویسندهٔ مسؤول: ۰۹۱۳۲۳۹۰۶۰۴

Doi: 10.22108/jssr.2019.116489.1094

مقدمه

مطالعه دربارهٔ مرز دونین- کربونیفر و سازوکار و دلایل کاهش فونای مختلف در فامنین پسین و تورنزین پیشین، موضوع مهمی برای دیرینه‌شناسان طی چند دههٔ اخیر بوده است (Walliser 1996; Coen et al.1996; Webb 2002; Kaiser 2005; Kaiser et al. 2016). این مرز یکی از مرزهای مهم چینه‌شناسی است که کمی پیش‌از آن، حادثهٔ زیستی هنگنبرگ برای موجودات و به‌ویژه موجودات دریایی رخ داده است (Walliser 1996; Sandberg et al. 2002). حادثهٔ هنگنبرگ یکی از حادثه‌های مهم و بزرگ فانروزوئیک است که بیش از ۴۵ درصد عموم موجودات (Sepkoski 1996) و ۲۰ درصد خانواده‌ها را تحت‌تأثیر قرار داده است (Simakov 1993) و ازنظر بزرگی همانند پنج حادثهٔ رتبهٔ اول فانروزوئیک است (Kaiser et al. 2016). این رویداد با ناپدیدشدن جهانی سنگ‌آهک‌های سفالوپوددار (Becker 1993a; Dzik 1997)، ازبین‌رفتن جانداران محیط‌های کم‌عمق و عمیق (Simakov 1993)، ازبین‌رفتن محیط‌های ریفی (Webb 2002) و تحت‌تأثیرقرارگرفتن بسیاری از زیست‌بوم‌های خشکی همراه بوده است (Streel et al. 2000).

آغاز گسترش رویداد بی‌اکسیژنی از محیط‌های ژرف دریایی طی حادثهٔ هنگنبرگ سبب شده است فونای پلاژیک و همی‌پلاژیک بیشتر از فونای نرتیک تحت‌تأثیر قرار گیرد (Walliser 1996). تقریباً ۵۰ درصد گونه‌های استراکودهای پلاژیک و همی‌پلاژیک در گذر دونین- کربونیفر از بین رفته‌اند (Walliser 1996)، میزان انقراض نسبی آمونوئیدها در این حادثه حدود ۸۵ درصد بوده است (Becker 1993a)، انقراض مهم کنودونت‌ها در این حادثه رخ داده و فراوانی پالماتولپیدها و ایکرودونتیدها در اواخر فامنین رو به کاهش گذاشته است و تقریباً از بین رفته‌اند (Ziegler and Sandberg 1984). در اثر این حادثه، مرجان‌های روگوزای آب‌های کم‌عمق به‌شدت کاهش یافته‌اند (Poty 1999) و استروماتوپوریدها به‌طور کامل از بین رفته‌اند (Weber 2000).

در ایران نیز نهشته‌های دونین بالایی و کربونیفر زیرین بر مبنای زیست‌مندان مختلفی مانند کنودونت‌ها، آمونوئیدها، مرجان‌ها و پالینومورف‌ها در حوضه‌های البرز مرکزی و شرقی، طبس، کرمان و بلوک یزد مطالعه شده‌اند (Ashuri 1990, 1997a, b, 1998, 2002, 2004, 2006; Ghavidel-Syooki and Moussavi 1996; Ashuri and Yamini 1996; Yazdi 1999; Yazdi and Turner 2000; Hosseini-nejad et al. 2002; Wendt et al. 2005; Bahrami et al. 2011 Weddige 1984; Wendt et al. 2002; 2005 Habibi et al. 2008, Hairapetian & Yazdi 2003; Sardar-Abadi et al. 2015).

باتوجه‌به اهمیت تعیین مرز سیستماتیک گذر دونین- کربونیفر در ایران، مطالعه‌هایی در حوضهٔ طبس، بلوک یزد و حوضهٔ البرز شرقی انجام شده‌اند. Bahrami et al. 2011 باتوجه‌به حضور گونه‌های شاخص سایفونودلید *Si. sulcata* و *Si. praesulcata* و گونه‌های پروتوگناتوئید *Pr. mishneri* و *Pr. collinsoni*، گذر دونین- کربونیفر را تعیین کرده‌اند؛ هرچند در هیچ‌یک از برش‌های مطالعه‌شده، گونهٔ شاخص و دارای اهمیت جهانی *Pr. kockeli* که شاخص Upper *praesulcata* Zone است (Kaiser et al. 2009) و گونهٔ *Pr. kuehni* که شاخص sulcata/kuehni Zone و به عبارت بهتر sulcata Zoneو منطبق بر گذر دونین- کربونیفر است (Kaiser et al. 2009)، حضور ندارند. در برش شهمیرزاد نیز اگرچه Habibi et al. 2008 گذر دونین- کربونیفر را بر اساس نخستین حضور *Si. sulcata* تعیین کرده‌اند، *Si. praesulcata* را در زون duplicata و *Pr. kockeli* را در زون sandbergi یافته‌اند که عملاً نقشی در تعیین مرز سیستماتیک گذر دونین- کربونیفر ایفا نمی‌کنند. در برش دالمه (Hairapetian and Yazdi 2003) نیز بر اساس گونهٔ *Si. praesulcata*، بخش بالایی دونین تعیین سن شده است؛ اگرچه باتوجه‌به قرارگیری نهشته‌های پرمین روی نهشته‌های دونین بالایی، عملاً گذر دونین- کربونیفر در برش دالمه قابل‌مطالعه نیست. در پژوهش حاضر به بررسی محل سیستماتیک گذر دونین- کربونیفر در برش میغان با توجه ویژه به توالی سنگ‌چینه‌ای استاندارد و دیدگاه‌های کنودونتی ارائه‌شده دربارهٔ این مرز پرداخته می‌شود

بایوزون‌ها و دیدگاه‌های کنودونتی مختلف دربارهٔ گذر دونین- کربونیفر

باتوجه‌به اهمیت جهانی موضوع تعیین مرز سیستماتیک برای گذر دونین- کربونیفر، کمیتهٔ بین‌المللی چینه‌شناسی (ICS) و

اتحادیهٔ بین‌المللی علوم زمین (IUGS) در سال ۱۹۸۹، رخنمونی در درهٔ La serre در ناحیهٔ Montag Noire در جنوب فرانسه را به‌عنوان GSSP[1] برای مرز دونین- کربونیفر در نظر گرفتند (Brand et al. 2004). اگرچه برش درهٔ La serre صعب‌العبور است، در آن زمان، بهترین برش برای بررسی سن دقیق گذر دونین- کربونیفر ازنظر طیف متنوع فسیل‌های کنودونتی بود (Paproth et al. 1991). مطالعه‌های بعدی نشان دادند سن تعیین‌شده برای برش الگو نیازمند بازبینی است؛ زیرا برخی از فسیل‌های مطالعه‌شده در آنجا نابرجا هستند (Kaiser et al. 2006) و از سویی در فاصلهٔ گذر دونین- کربونیفر در این برش، گونیاتیت‌ها و برخی از فسیل‌های مهم دیگر دیده نمی‌شوند؛ ازاین‌رو به‌منظور بررسی دقیق‌تر این مرز، برشی در منطقهٔ Hasselbachtal آلمان و برشی در منطقهٔ Nanbiancun چین به‌عنوان برش‌های کمکی برای برش الگو در نظر گرفته شدند (Brand et al. 2004).

گذر دونین- کربونیفر ابتدا بر اساس نخستین ظهور گونهٔ کنودونتی *Siphonodella sulcata* از نیای خود، گونهٔ *Siphonadella prasulcata*، تعیین شد که حد بین این دو گونه، جداکنندهٔ *Si. sulcata* Zone از *Si. praesulcata* Zone بود (Paproth and Streel 1984) و سپس با بررسی‌های دقیق‌تر مشخص شد گونه‌های کنودونتی جنس *Siphonodella* بیشتر در رخساره‌های پلاژیک (با فونای غالب سفالوپود وکنودونت) وجود دارند و در رخساره‌های نرتیک (با فونای غالب مرجان، بازوپا و روزن‌بران) دیده نمی‌شوند (Wang and Yin 1987)؛ همچنین به‌علت اینکه هولوتایپ *Si. sulcata* (Huddle 1934) حالت بینابینی *Si. sulcata* و *Si. duplicata* را دارد، تشخیص مورفوتایپ‌های گونهٔ *Siphonodella sulcata* به‌آسانی میسر نیست و ممکن است برخی از این مورفوتایپ‌ها از زون *duplicata* Zone ظهور یافته باشند (Kaiser and Corradini 2008). یکی دیگر از موارد مبهم در این زمینه، تعداد بسیار زیاد مورفوتایپ در گونه‌های *Si.praesulcata* و *Si. sulcata* است که تشخیص دقیق آنها تاکنون بسته به سلیقهٔ شخصی دیرینه‌شناس انجام می گرفته است. (Kaiser and Corradini 2008) و موجب شده است گذر دونین- کربونیفر در برش‌های مختلف جهان، در محل ثابت و مشخصی استقرار نداشته باشد؛ همچنین به‌علت تغییرات بوم‌شناسی در گذر دونین- کربونیفر در برخی از برش‌ها مانند Carnic Alps، اگرچه توالی مرز نسبتاً پیوسته است، گونهٔ کنودونتی *Si. sulcata* وجود ندارد یا در برخی از برش‌ها، حضور غیرعادی گونهٔ کنودونتی *Si. sulcata* همراه با برخی از تاکسای ویژهٔ دونین پسین، تعیین مرز زیرین کربونیفر را با ابهام روبه‌رو کرده است (Corradini et al. 2003; Corradini 2006).

به‌منظور حل مشکل وجود نمونه‌های حدواسط *Si. praesulcata* و *Si. Sulcate* فراوان و مرز سیستماتیک گذر دونین- کربونیفر، Corradini et al. 2011 با بررسی دوبارهٔ کنودونت‌های Siphonodellid برش الگو و سایر برش‌های جهانی (مربوط به ۲۷ ناحیه و مقاله‌های مربوط به بیش از ۶۰ پژوهشگر)، آنها را بر اساس شکل پلت‌فرم، میزان خمیدگی پلت‌فرم و استقرار Basal cavity و ویژگی Pseudokeel در هفت گروه تفکیک کردند. با بررسی گسترهٔ سنی این گونه‌ها در مقاله‌های یادشده مشخص شد حضور گروه ۲ و ۳ از *praesulcata* lower آغاز می‌شود و تا *duplicata* Zone ادامه می‌یابد، گروه ۱ و ۶ تنها تا رأس بایوزون *sulcata* Zone و گروه ۴ تا Lower *duplicata* Zone ادامه می‌یابد، گروه‌های ۵ و ۷ در قاعدهٔ *sulcata* Zone ظهور و به‌ترتیب گروه ۵a تا رأس *sandbergi* Zone، گروه ۵b تا lower *duplicata* Zone و گروه ۷ تا رأس *duplicata* Zone ادامه می‌یابد.

به‌منظور حل موضوع واضح‌نبودن تفکیک کنودونت‌های *Si. sulcata* و *Si. praesulcata*، تاکسون کنودونتی جدیدی به‌جای *Siphonodella* برای تعیین مرز دونین- کربونیفر پیشنهاد شده است؛ بر اساس این، جنس کنودونتی *Protognathodus* که عمدتاً ساکن نواحی لاگونی و نزدیک به ساحل و از گونه‌های فرصت‌طلب در زمان آغاز پیشروی است، برای تعیین گذر دونین- کربونیفر در نظر گرفته شده است (Corradini et al. 2011).

Corradini et al. 2011 چهار گونه از *Protognathodus* شامل *Protognathodus meishneri*، *Protognathodus collinsoni*، *Protognathodu kocheli* و *Protognathodus*

[1] Global boundary stratotype section and points

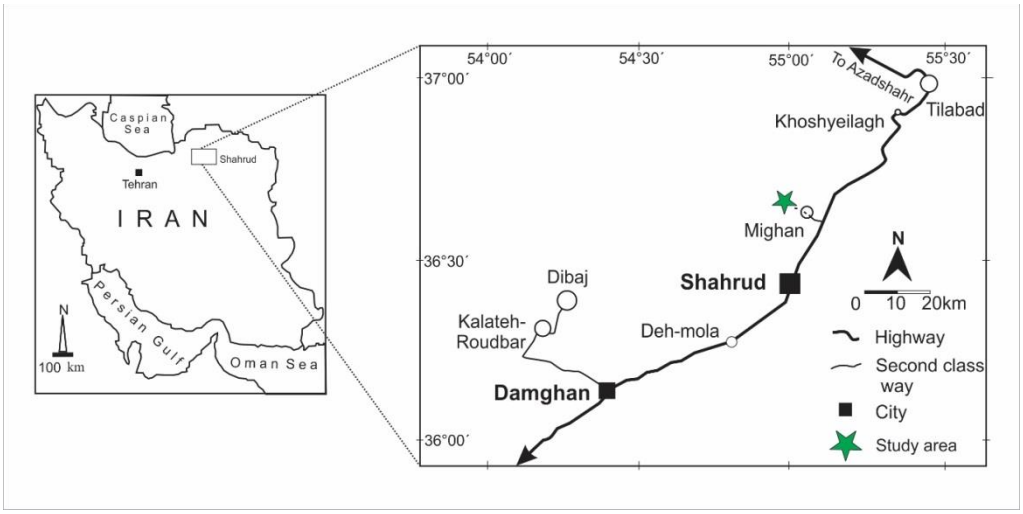
kuheni را بررسی کردند. قدیمی‌ترین گونهٔ این گروه، *Protognathodus meischneri* است که از گونهٔ *Bi. stablilis* در دونین پسین (Ziegler 1973) یا به‌طور دقیق‌تر در Upper *expansa* Zone، هم‌زمان یا کمی پیش‌از ظهور نخستین گونه از *Siphonodella* مشتق شده است (Corradini et al. 2003). گونهٔ *Pr. collinsoni* نیز از گونهٔ *Pr. meischneri* اشتقاق یافته است و هر دو گونه گسترهٔ سنی Upper *expansa* Zone تا Upper *duplicata* Zone را در بر می‌گیرند. گونهٔ *Pr. kockeli* در Middle *praesulcata* Zone، بلافاصله پس‌از حادثهٔ هنگنبرگ، از گونهٔ *Pr. collinsoni* مشتق شده و تا lower *crenulata* Zone در حوضهٔ شمال آمریکا و *sandbergi* Zone در سایر نقاط مطالعه‌شده را در بر می‌گیرد و خود منشأ اشتقاق *Pr. kuheni* می‌شود که پیدایش این گونه بر آغاز کربونیفر منطبق است و تا *sanbergi* Zone گسترش می‌یابد (Corradini et al. 2011)؛ باوجوداین، آنچه ارزش زیست‌چینه‌ای این چهار گونه را محدود می‌کند، این است که تنها یک گونه (*Pr. kockeli*) از چهار گونهٔ این جنس پراکندگی و توزیع جهانی دارد و این گونه به‌علت ظهور بلافاصله یا کمی پس‌از شیل‌های سیاه هنگنبرگ می‌تواند تعیین‌کنندهٔ گذر دونین- کربونیفر باشد و سه گونهٔ دیگر این جنس ارزش زیست‌چینه‌ای کمتری به‌عنوان ابزار اصلی زیست‌چینه‌نگاری برای تعیین گذر دونین- کربونیفر دارند (Corradini et al. 2011) .

Corradini et al. 2016 حدواسط زون‌های کنودونتی Middle *expansa* Zone تا lower *duplicate* Zone را برای تعریف بایوزون جدید بررسی کردند. آنها توسعه و پراکندگی چینه‌شناسی جنس‌های مهمی مانند *Bispathodus*، *Branmehla*، *Palmatolepis*، *Polygnathus*، *Protognathodus*، *Pseudopolygnathus* و *Siphonodella* را به‌منظور بررسی پتانسیل آنها در زیست‌چینه‌نگاری گذر دونین- کربونیفر بررسی و باتوجه‌به وجود گونه‌های متعدد جنس *Bispathodus* و داشتن گسترش و توزیع جغرافیایی زیاد در رسوبات فامنین و تورنزین، این جنس را جنس مهمی در زیست‌چینه‌نگاری فامنین بالایی در نظر گرفتند؛ همچنین آخرین حضور *Bi. ultimus* و نخستین ظهور *Pr. kockeli* را معیاری برای تعیین گذر دونین- کربونیفر در نظر گرفتند. اگرچه علت انتخاب *Pr. kockeli* به‌عنوان آغاز کربونیفر، گسترش جهانی آن و حل مشکل تشخیص گونه‌های مختلف *Siphonodella* است، این دیدگاه نیز نقاط ضعف و قوت ویژه‌ای دارد؛ زیرا از سویی به بررسی اهمیت گونه‌های مختلف جنس *Bispathodus* می‌پردازد و از سویی، بسیاری از بایوزون‌های مهم را در گذر دونین- کربونیفر نادیده می‌گیرد (Spalletta et al. 2017).

درنهایت، Spalletta et al. 2017 بازبینی جامعی دربارهٔ بایوزون‌های کنودونتی طبقه‌های رسوبی فامنین انجام دادند و زوناسیون جدیدی را بر اساس هم‌ارزی بین بایوزون‌های پیشین و رد مفهوم تک‌نفرهٔ فیلوژنی بر اساس نخستین ظهور (FAD) گونه‌ها و زیرگونه‌های کنودونتی دارای گسترش چینه‌شناسی و زمین‌شناسی دقیق و جهانی ارائه کردند. در این زوناسیون، هر بایوزون بر اساس یک تاکسون و مرز زیرین هر بایوزون بر اساس نخستین ظهور آن تاکسون (FAD) تعریف می‌شود.

موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی عمومی

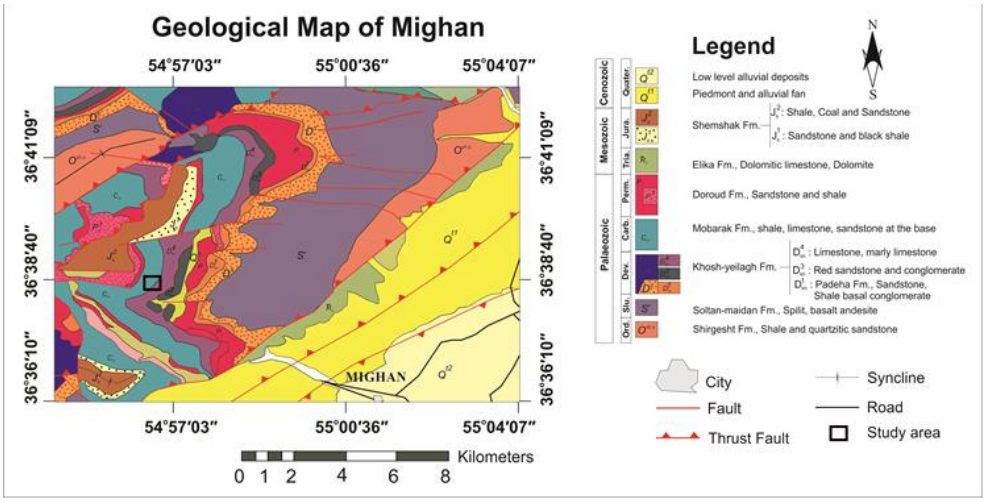
برش میغان در ۵ کیلومتری روستای میغان و ۲۰ کیلومتری شمال‌شرق شاهرود، در زون ساختاری البرز شرقی (شکل ۱) با مختصات قاعدهٔ برش ″55 ′57 °54 :E و ″38 ′38 °36 :N و مختصات جغرافیایی رأس برش ″55 ′56 °54 :E و °36 :N ″39 ′38 قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش مطالعه‌شده و راه‌های دسترسی به آن (Bakhtiari 2003)

در این برش، توالی کاملی از سیلورین؟ تا پرمین رخنمون دارد و بخش‌های پایینی آن شامل صدها متر از بازالت‌های سلطان‌میدان است. سازند پادها در این برش با ضخامتی حدود ۴۳۰ متر رخنمون دارد که شامل سیلتستون و ماسه‌سنگ کنگلومراتیک قرمز و گاهی همراه با میان‌لایه‌های گلی و دولستونی است. سازند خوش‌ییلاق در این برش ضخامتی حدود ۹۲۵ متر دارد و شامل سنگ‌آهک‌های اسکلتی سیاه‌رنگ همراه با میان‌لایه‌های دولومیتی، شیل و ماسه‌سنگ است. سازند خوش‌ییلاق در برش میغان گروه‌های فسیلی مختلف بسیاری ازجمله شکم‌پایان، بازوپایان، تریلوبیت، گونیاتیت، مرجان و خرده‌های کرینوئید را دارد. سازند مبارک در این برش با ناپیوستگی فرسایشی روی سازند خوش‌ییلاق قرار گرفته است و دو عضو سنگی دارد؛ عضو پایینی شامل شیل با میان‌لایه‌های سنگ‌آهکی و عضو بالایی شامل سنگ‌آهک‌های توده صخره‌ساز کرم تا خاکستری است که هریک حدود ۳۰۰ متر ضخامت دارند (Wendt et al. 2005). در این برش، سازند دورود با ناپیوستگی فرسایشی روی سازند مبارک قرار دارد (شکل ۲).

Amiri et al. 2010، Karimi 2001، Birounrou 2001، Mossadegh et al. 2005 و Yazdi et al. 2005 مطالعه‌هایی را روی بخش‌هایی از سازندهای خوش‌ییلاق و مبارک در برش میغان انجام داده‌اند.



شکل ۲- نقشهٔ زمین‌شناسی بازترسیم‌شده از منطقهٔ میغان (Zamani-Pedram and Karimi 2005)؛ موقعیت برش مطالعه‌شده روی نقشه مشخص شده است.

سنگ‌چینه‌نگاری برش میغان

در مطالعهٔ حاضر، ۷۴/۵ متر از بالایی‌ترین لایه‌های مربوط به سازند خوش‌ییلاق به سن فامنین پسین و ۱۶/۵ متر از زیرین‌ترین لایه‌های مربوط به سازند مبارک مطالعه شدند. بر اساس مشاهده‌های صحرایی، شش واحد سنگی (A-F) به شرح زیر از قاعدهٔ برش به‌سمت رأس تفکیک شد (شکل ۳).

واحد A

– تناوبی از سنگ‌آهک‌های متوسط‌لایهٔ خاکستری تیره و شیل خاکستری تیرهٔ حاوی بازوپایان، مرجان، تریلوبیت، ساقهٔ کرینوئید و گاستروپود، ۳ متر؛

– مارن سبز متمایل به خاکستری حاوی بازوپایان، شکم‌پایان، ساقهٔ کرینوئید و استراکود، ۱۰/۲۰ متر؛

– تناوبی از سنگ‌آهک متوسط‌لایهٔ خاکستری و شیل خاکستری حاوی بازوپایان، تریلوبیت، مرجان، ساقهٔ کرینوئید و گونیاتیت، ۵/۳۰ متر؛

– مارن تیرهٔ حاوی بازوپایان، شکم‌پایان و ساقهٔ کرینوئید، ۱۸/۸۰ متر.

واحد B

– سنگ‌آهک کرم متمایل به خاکستری متوسط‌لایهٔ حاوی شکم‌پایان و دارای زیست‌آشفتگی، ۲ متر؛

– سنگ‌آهک خاکستری متوسط‌لایهٔ نودولار حاوی بازوپایان، ۲/۲۰ متر؛

– سنگ‌آهک متوسط‌لایهٔ خاکستری تیرهٔ حاوی شکم‌پایان، ۲/۵ متر؛

– مارن خاکستری، ۰/۵ متر؛

– سنگ‌آهک متوسط‌لایهٔ خاکستری تیرهٔ حاوی بازوپایان و ساقهٔ کرینوئید، ۲ متر؛

– مارن خاکستری، ۰/۵ متر؛

– سنگ‌آهک متوسط‌لایهٔ خاکستری تیرهٔ حاوی بازوپایان، ۵/۷۰ متر؛

– مارن خاکستری، ۰/۵ متر؛

– سنگ‌آهک متوسط‌لایهٔ زردرنگ نودولار حاوی بازوپایان، تریلوبیت، مرجان، ساقهٔ کرینوئید و در بخش‌های بالایی دارای زیست‌آشفتگی، ۱۴/۵ متر.

واحد C

– سنگ‌آهک شیلی خاکستری‌رنگ متوسط‌لایهٔ دارای بازوپایان، ۳ متر.

واحد D

– شیل خاکستری تیرهٔ دارای بازوپایان و تریلوبیت، ۱/۲۵ متر.

واحد E

– ماسه‌سنگ سفید دارای لایه‌بندی مورب، ۱ متر؛

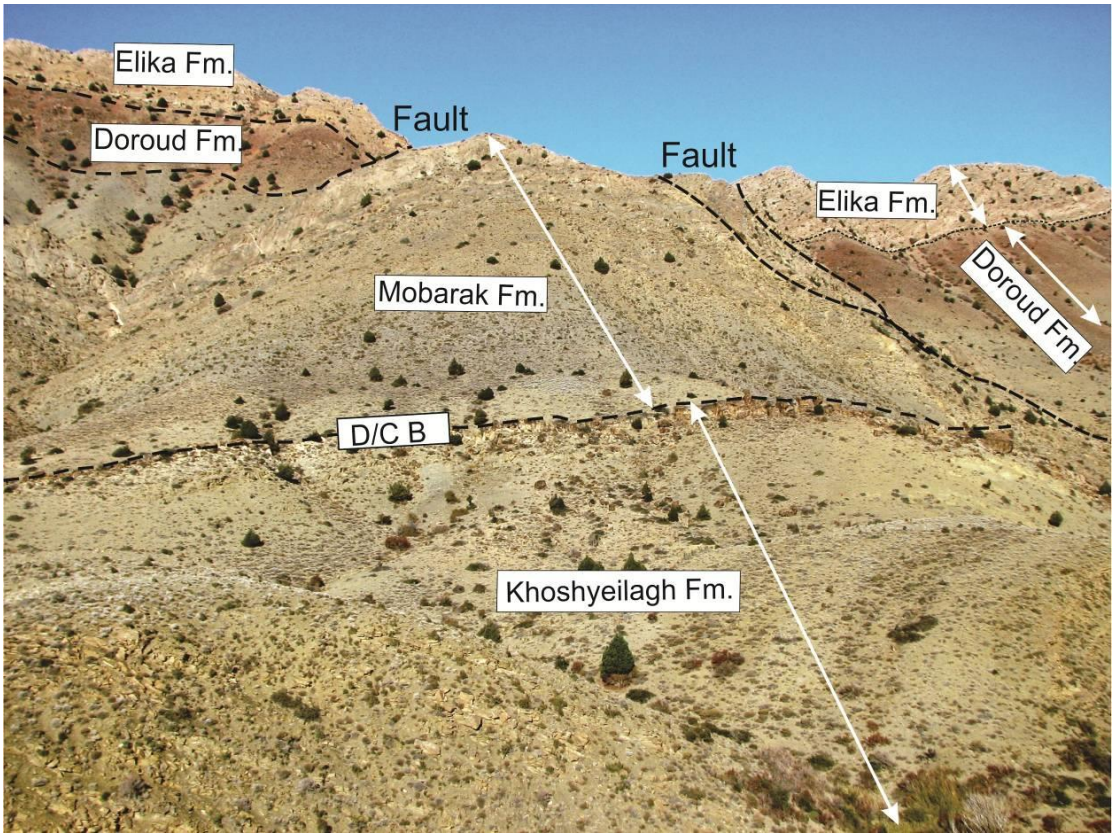
– ماسه‌سنگ کرم متمایل به قرمز حاوی بایوکلاست وساقهٔ کرینوئید، ۱/۵ متر.

واحد F

– سنگ‌آهک کرم خاکستری متوسط‌لایه، ۳۰ سانتی‌متر

– شیل سبز مایل به سیاه، ۵/۲۰ متر

– سنگ‌آهک شیلی متوسط‌لایهٔ خاکستری، ۱۱ متر



شکل ۳- نمایی از برش مطالعه‌شده همراه با برخی از سازندهای موجود در برش میغان (دید به‌سمت شرق)

روش مطالعه

در پژوهش حاضر، تعداد ۴۵ نمونه از سنگ‌آهک‌ها و در نزدیکی مرز از نمونه‌های شیلی و آهک‌های ماسه‌ای (هرکدام به وزن تقریبی ۳ تا ۴ کیلوگرم) برش مطالعه‌شده نمونه‌برداری شد. نمونه‌برداری بر پایهٔ تغییر رخساره‌های سنگی و به‌طور سیستماتیک و در فواصل حدود ۲ متر و در محدودهٔ مرز در فواصل کمتر از ۱۰ سانتی‌متر انجام شد. نمونه‌های آهک دولومیتی و ماسه‌ای با آب شسته و در ظرف‌های پلاستیکی مخصوص استوانه‌ای‌شکل ۴ تا ۵ لیتری گذاشته شدند؛ زیر هود آزمایشگاه، ۱۵۰ میلی‌لیتر فورمیک‌اسید تجاری برای مدت ۲۴ ساعت به ظرف حاوی نمونه افزوده و با آب جوش ۹۰ تا ۱۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد به حجم ۵۰۰ میلی‌لیتر رسانده شد. برای نمونه‌های سنگ‌آهک، نمونه‌های سنگی به‌مدت ۵ تا ۷ روز در استیک‌اسید ۲۰ درصد انحلال یافتند و پس‌از آن، مواد باقیماندهٔ حاصل از انحلال روی الک‌ها ریخته و آب‌کشی و شستشو شدند. مواد باقیمانده روی الک‌ها (بقایای ماهی‌ها، عناصر کنودونتی، سنگواره‌های فسفاتی‌شده، استراکدا، ساقهٔ لاله‌وش و ... و ناخالصی‌های سنگ‌آهک مانند رس، کوارتز و پیریت زیر میکروسکوپ دوچشمی جدا و در ظرف‌های مخصوص نگهداری نمونه (cell) قرار گرفتند. عناصر کنودونتی دارای ارزش زیست‌چینه‌ای روی چسب کربن رسانا (stab) قرار گرفتند و بخشی در آزمایشگاه SEM مرکز پژوهش‌های رازی کرج و بخشی در آزمایشگاه SEM موزهٔ ملی دیرینه‌شناسی اشتوتگارت آلمان تصویربرداری شدند و در حال حاضر، با نام آرشیو EUIC در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان نگهداری می‌شوند.

زیست‌چینه‌نگاری برش میغان

از تعداد ۴۵ نمونهٔ برداشت‌شده برای مطالعه، ۲۸ نمونه کنودونت داشتند و از مطالعهٔ آنها، ۲۸۰ عنصر کنودونتی به دست آمد. باوجود اسیدشویی و نمونه‌برداری‌های دوباره، فراوانی عناصر کنودونتی در برخی از نمونه‌های مطالعه‌شده بسیار کم بود؛ هرچند به‌علت گسترهٔ سنی دقیق عناصر کنودونتی به‌دست‌آمده، تعیین سن و بایوزوناسیون گذر

دونین- کربونیفر میسر شد. بیشترین تعداد عناصر کنودونتی در این برش M26 =41 el/kg است و به‌طورکلی، حفظ‌شدگی نمونه‌ها به‌جز در نمونه‌های M2-M5، M9، M26 و M40 نسبتاً خوب نیست. اندیس تغییر رنگ کنودونت‌ها در بخش زیرین این برش تا نمونهٔ M32 به رنگ قهوه‌ای روشن ۳/۵- ۳= C.A.I و در بخش بالایی برش (پس‌از ماسه‌سنگ‌ها) به رنگ کهربایی تیره ۲/۵-۲= C.A.I (بر اساس استانداردهای ارائه‌شده توسط Epstein et al. 1977; Rejebian et al. 1987) می‌رسد. از مطالعهٔ فونای به‌دست‌آمده، ۲۳ گونه متعلق به ۵ جنس *Siphonodella*، *Bispathodus*، *Polygnathus*، *Pseudopolygnathus* و *Neopolygnathus* شناسایی شدند. در مجموعهٔ مطالعه‌شده، فراوانی فونای *Bispathodus* نسبتاً زیاد است. اگرچه فراوانی *Siphonodella* به دو بایوزون در محدودهٔ گذر دونین- کربونیفر محدود است، اهمیت زیاد این فونا در بایوزوناسیون گذر دونین- کربونیفر قابل‌اغماض نیست. باتوجه‌به فراوانی و تنوع گونه‌های جنس *Bispathodus* در رسوبات فامنین بالایی برش مطالعه‌شده، زیست‌چینه‌نگاری این برش بر اساس بایوزون‌های استاندارد Corradini et al. 2016 و Spalletta et al. 2017 برای توالی پیش‌از مرز و بایوزون‌های Kaiser et al. 2009 برای توالی مرز انجام شد.

بایوزون ۱: *Bispathodus aculeatus aculeatus* Zone

این بایوزون به ضخامت ۱۶ متر، قدیمی‌ترین بایوزون شناسایی‌شده در برش مطالعه‌شده و دربرگیرندهٔ تناوبی از سنگ‌آهک، شیل و بخش شیل سیلتی است. مرز زیرین این بایوزون با نخستین ظهور گونهٔ *Bi. aculeatus* شناسایی می‌شود که معادل بخش پایینی Middle *expansa* Zone (Ziegler and Sandberg 1984; 1990; Corradini 2003; Kaiser et al. 2009) است. مرز بالایی این بایوزون با نخستین حضور گونهٔ *Bi. costatus* در قاعدهٔ بایوزون بعدی مشخص می‌شود (Corradini et al. 2016; Spalletta et al. 2017). از مهم‌ترین گونه‌های کنودونتی مطالعه‌شده در این بایوزون عبارتند از:

Bi. aculeatus aculeatus, Bi. aculeatus anteposicornis, Polygnathus sp., *Neopolygnathus communis communis, Neopolygnathus* cf. *communis communis.*

بایوزون ۲: *Bispathodus costatus* Zone

این بایوزون با ضخامت حدود ۲۰ متر شامل تناوبی از سنگ‌آهک و شیل است و بخش اصلی آن از شیل سیلتی تشکیل شده است. مرز زیرین این بایوزون با نخستین ظهور گونهٔ *Bi. costatus* شناسایی می‌شود که معادل بخش بالایی بایوزون Middle *expansa* Zone (Ziegler and Sandberg 1984; 1990; Corradini 2003; Kaiser et al. 2009) است. مرز بالایی این زون با نخستین حضور گونهٔ *Bi. ultimus* در قاعدهٔ بایوزون بعدی مشخص می‌شود (Corradini et al. 2016; Spalletta et al. 2017). از مهم‌ترین گونه‌های کنودونتی مطالعه‌شده در این بایوزون عبارتند از:

Bi. cf. *aculeatus aculeatus, Bi. costatus* M2, *Bi.* cf. *costatus* M2, *Bi. costatus* M1, *Bi.* sp., *Bi. aculeatus anteposicornis, Bi.* cf. *spinulicostatus* M1, *Poygnathus.* sp., *Polygnathus. longiposticus*, *Pseudopolygnathus* sp., *Neopolygnathus communis communis.*

بایوزون ۳: *Bispathodus ultimus* Zone

این بایوزون با ضخامت حدود ۲۴/۸ متر شامل سنگ‌آهک با میان‌لایه‌هایی از شیل و سنگ‌آهک نودولار است. مرز زیرین این بایوزون با نخستین ظهور گونهٔ کنودونتی *Bispathodus ultimus* تعیین می‌شود. باتوجه‌به بایوزون‌های استاندارد ارائه‌شده توسط Corradini et al. 2016 و Spalletta et al. 2017، مرز بالایی این بایوزون بر اساس نخستین ظهور (FAD) گونهٔ *Protognathodus ckockeli* به‌عنوان آغاز کربونیفر تعریف می‌شود، اما به‌علت نبود جنس *Protognathodus* در برش مطالعه‌شده و باتوجه‌به ظهور گونهٔ *Siphonodella praesulcata* در بالایی‌ترین لایه‌های پیش‌از شیل‌های تیره، نخستین حضور گونهٔ *Siphonodella praesulcata* باتوجه‌به بایوزون‌های ارائه‌شده توسط Kaiser et al. 2009، مرز بالایی بایوزون *Bispathodus ultimus* در نظر گرفته می‌شود. از مهم‌ترین نمونه‌های مطالعه‌شده در این بایوزون عبارتند از:

Bi.aculeatus aculeatus, Bispathodus cf. *aculeatus aculeatus, Bispathodus costatus* M2, *Bispathodus* cf. *costatus* M1, *Bispathodus ultimus* M1 , *Bispathodus ultimus* M2 , *Bispathodus* cf. *ultimus* M1, *Bispathodus* cf. *ultimus* M2, *Bispathodus spinulicostatus* M1, *Bispathodus spinulicostatus* M2, *Bispathodus* cf. *spinulicostatus* M1, *Bispathodus* cf. *spinulicostatus* M2, *Neplygnathus communis communis, Bispathodus* sp., *Polygnathus inornatus, Polygnathus* cf. *inornatus, Polygnathus longiposticus, Polygnathus* sp.

بایوزون ۴: *Siphonodella praesulcta* Zone

این بایوزون با ضخامت ۲ متر شامل سنگ‌آهک شیلی است و با نخستین ظهور *Si. praesulcata* در نمونهٔ M32 شناسایی می‌شود. مرز زیرین این بایوزون با نخستین ظهور گونهٔ کنودونتی *Siphonodella praesulcata* تعیین می‌شود و بر اساس Sandberg et al. 1978، ظهور این گونه در قاعدهٔ *praesulcate* Zone است و آخرین حضور این گونه بر اساس Bardasheva et al. 2004، تا Lower *crenulate* Zone ادامه می‌یابد. مرز بالایی این بایوزون بر اساس بایوزون‌های ارائه‌شده توسط Kaiser et al. 2009، قاعدهٔ شیل‌های خاکستری تیره (واحد D) است. گونه‌های کنودونتی از مهم‌ترین نمونه‌های مطالعه‌شده در این بایوزون هستند

Polygnathus longiposticus, Polygnathus inornatus, Polygnathus cf. *inornatus, Siphonodella praesulcata*

The *Costatus-kockeli interregnum* (*CKI*)

انقراض کنودونت‌ها دررابطه‌با رویداد جهانی هنگنبرگ هرگز به‌طور جزئی بررسی نشده است.(Kaiser et al. 2009). تغییر ناگهانی از سنگ‌آهک‌های پلاژیک به شیل‌های سیاه گویای استقرار شرایط کم‌اکسیژنی یا بی‌اکسیژنی (دیس‌اکسیک تا آنوکسیک) است که به انقراض کنودونت‌های بی‌شماری ازجمله گونهٔ شاخص *Bi. costatus* منجر شده است؛ این تغییر ناگهانی با فاز انقراض اصلی در آمونوئیدها، تریلوبیت‌ها، مرجان‌های انفرادی و ... هم‌زمان است (Kaiser et al. 2006, 2009).

CKI با فاصلهٔ زمانی نهشته‌شدن رسوبات سیلیسی کلاستیک (شیل‌های سیاه و ماسه‌سنگ‌ها) که در بحران هنگنبرگ نهشته شده‌اند، مطابقت دارد و معادل فاز اولیهٔ انقراض جمعی در بحران هنگنبرگ است (Kaiser et al. 2009)؛ این فاصلهٔ زمانی معادل زون کنودونتی Middle *praesulcata* (Ziegler and Sandberg 1990) است. در برش میغان، فاصلهٔ زمانی نهشته‌شدن شیل‌های خاکستری متمایل به سیاه (۱/۲۵ متر) و ماسه‌سنگ‌های سفید تا قرمز (۲/۵ متر) معادل *CKI* است؛ این شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها معادل شیل‌های سیاه و ماسه‌سنگ‌های هنگنبرگ در نظر گرفته می‌شوند که انقراض اصلی در آنها رخ داده است.

در برش میغان، گونهٔ کنودونتی *Siphonodella sulcata* در ابتدایی‌ترین سنگ‌آهک‌های نهشته‌شده پس‌از ماسه‌سنگ‌ها یافت شد؛ اما هیچ‌گونه فسیل *Protognathodus kockeli* که شاخص و معرف وجود *kockeli* Zone (Kaiser et al. 2009) باشد، یافت نشد. این زون معادل Upper *praesulcta* Zone (Ziegler and Sandberg 1990) است و این امر نشان می‌دهد وقفهٔ رسوبی در گذر دونین- کربونیفر در برش میغان است.

بایوزون ۵: *sulcata* Zone

این بایوزون که نخستین بایوزون قاعدهٔ تورنزین (کربونیفر پیشین) در برش مطالعه‌شده است، ضخامتی حدود ۱۶/۳ متر دارد و دربرگیرندهٔ سنگ‌آهک، شیل و سنگ‌آهک شیلی است. مرز زیرین این بایوزون بر نخستین ظهور گونهٔ کنودونتی *Siphonodella sulcata* منطبق است (Ziegler 1969; Sandberg et al. 1979; Corradini 2003; Kaiser et al. 2009) که بر اساس نظر (Sandberg et al. 1979) گسترهٔ سنی معادل base of the lower *sulcata* Zone to the lower *crenulata* Zone را دارد.

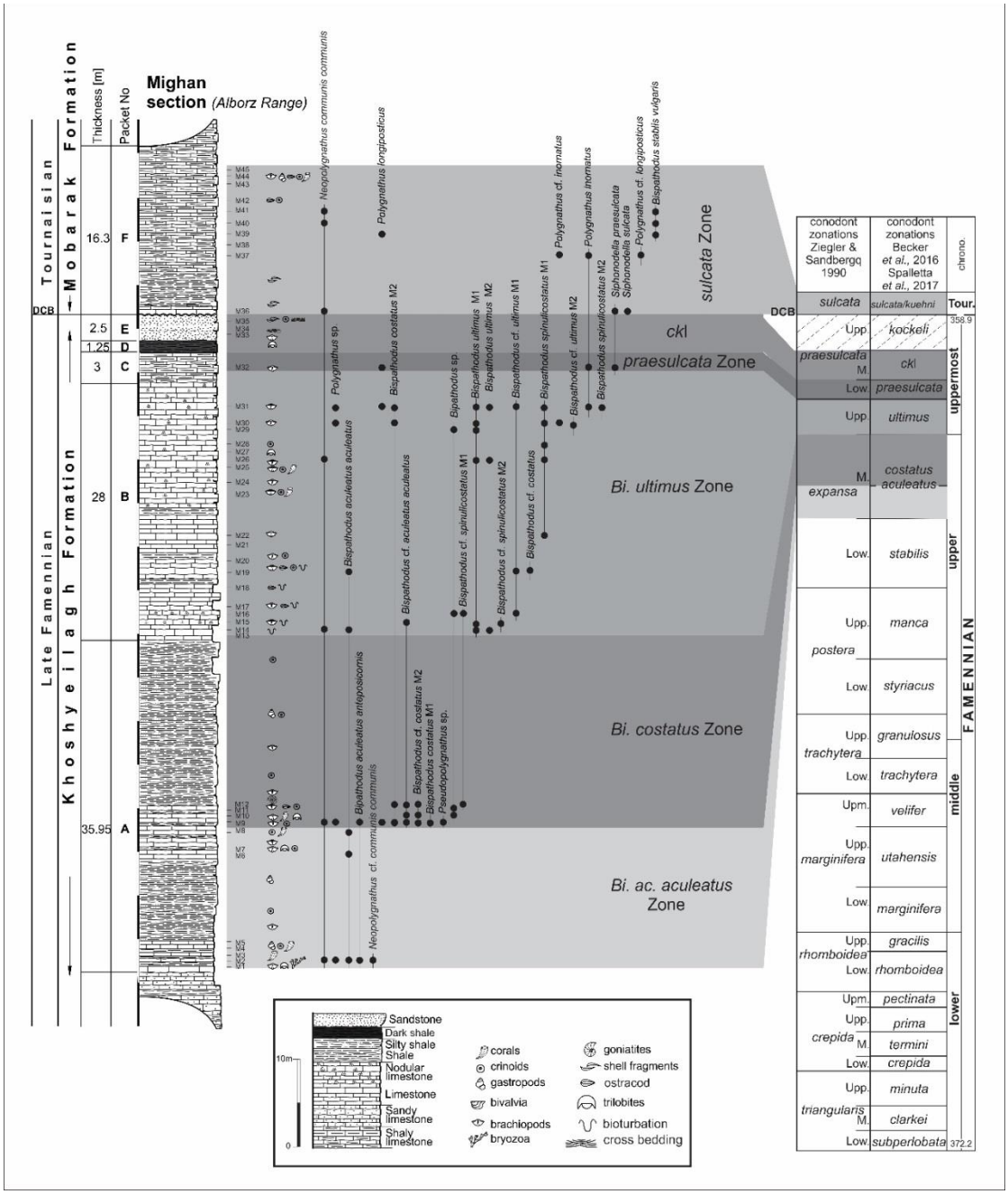
ازجمله نمونه‌های کنودونتی این زون عبارتند از:

Bispathodus stablis vulgaris, Siphonodella sulcata, Neopolygnathus communis communis, Polygnathus longiposticus, Polygnathus cf. *longiposticus, Polygnathus* cf. *inornatus, Polygathus inornatus, Siphonodella praesulcata*

باتوجه‌به ارزش چینه‌شناسی گونه‌ها، برش میغان به پنج بایوزون تقسیم می‌شود که از این تعداد، چهار بایوزون *Bi auleatus aculeatus Zone*، *Bi. ultimus* Zone، *Bi. costatus* Zone و *Si. praesulcate* Zone به بخش پایینی برش مطالعه‌شده به سن فامنین پسین و *Si. sulcate* Zone و *costatus-kockeli interregnum* (*CKI*) به بخش‌های بالایی برش میغان به سن فامنین پسین و تورنزین پیشین تعلق دارند (شکل‌های ۴ و ۵).

موقعیت چینه‌نگاری ماسه‌سنگ‌ها در برش میغان نشان‌دهندهٔ سن فامنین پسین برای این واحد سنگی است (به بحث The *costatus-kockeli interregnum* (*CKI*) رجوع شود). از سویی، باتوجه‌به ظهور گونهٔ شاخص تورنزین پیشین (*Siphonodella sulcata*) در نخستین لایهٔ سنگ‌آهک پس‌از ماسه‌سنگ‌ها و نبود شواهدی از گونهٔ کنودونتی *kockeli Protognathodus* که شاخص و معرف وجود *kockeli* Zone (Kaiser et al. 2009) است، می‌توان گفت مرز دونین- کربونیفر در رأس این واحد ماسه‌سنگی قرار دارد و به‌شکل ناپیوسته

اســت؛ داشــتن رنــگ قرمــز، وجــود لایــه‌بنــدی مــورب در ماســه‌ســنگ‌هــای ایــن بــرش و نبــود بــایوزون ***kockeli*** *Protognathodus* همگی بر وجود سطح ناپیوستگی فرسایشی در گذر دونین- کربونیفر در برش میغان دلالت می‌کنند.



شکل ۴- ستون سنگ‌چینه‌ای، بایوزون‌ها و پراکندگی کنودونت‌ها در برش میغان

Conodont zones	Bi. ac. Aculeatus					Bi. costatus					Bi. ultimus										Si. praesulcata		Si. sulcata					
Mighan section	M2	M3	M4	M5	M6	M9	M10	M11	M12	M13	M14	M15	M16	M19	M22	M26	M28	M29	M30	M31	M32	M34	M36	M37	M39	M40	M41	Total
Bi. aculeatus anteposicornis	1					1																						2
Bi. aculeatus aculeatus	1				1	1					1			1														5
Bi. cf. aculeatus aculeatus						1	1		1			1																4
Bi. costatus M1						1																						1
Bi. costatus M2						1			1									1		1								4
Bi. cf. costatus														1														1
Bi. cf. costatus M2						1	1		1																			3
Bi spinulicostatus M1															2	2	1		1	1								7
Bi. spinulicostatus M2																				1								1
Bi. cf. spinulicostatus M1									1				1															2
Bi. cf. spinulicostatus M2										1																		1
Bi. sp.							2	2					1					1							2	1	3	6
Bi. stablis vulgaris										1	1					4		1	1	1								9
Bi. ultimus M1										1						6				1								8
Bi. ultimus M2													1	1						1								3
Bi. cf. ultiimus M1											3					3							3			1	14
Ne. communis communis	2					1																			1			2
Ne. cf. communis communis	2																											3
Po. inornatus																				1	1			1				4
Po. cf. inornatus																			3					1				6
Po. longipositicus						1														2	1			1	1			1
Po. cf. longipositicus																			1	1				1				7
Po. sp.	2			2		1															1		1					1
Ps. sp.						1																						2
Si. praesulcata																												1
Si. sulcata																												175
Unassigned elements	16	13	30	13	3	18			2	2		3	3	1	1	26		1	2	5	7	1				28		280
Total	24	13	30	15	4	28	4	2	6	4	6	4	6	4	3	41	1	4	10	15	10	1	5	3	3	30	4	

شکل ۵- جدول پراکندگی گونهٔ کنودونت‌ها در برش میغان

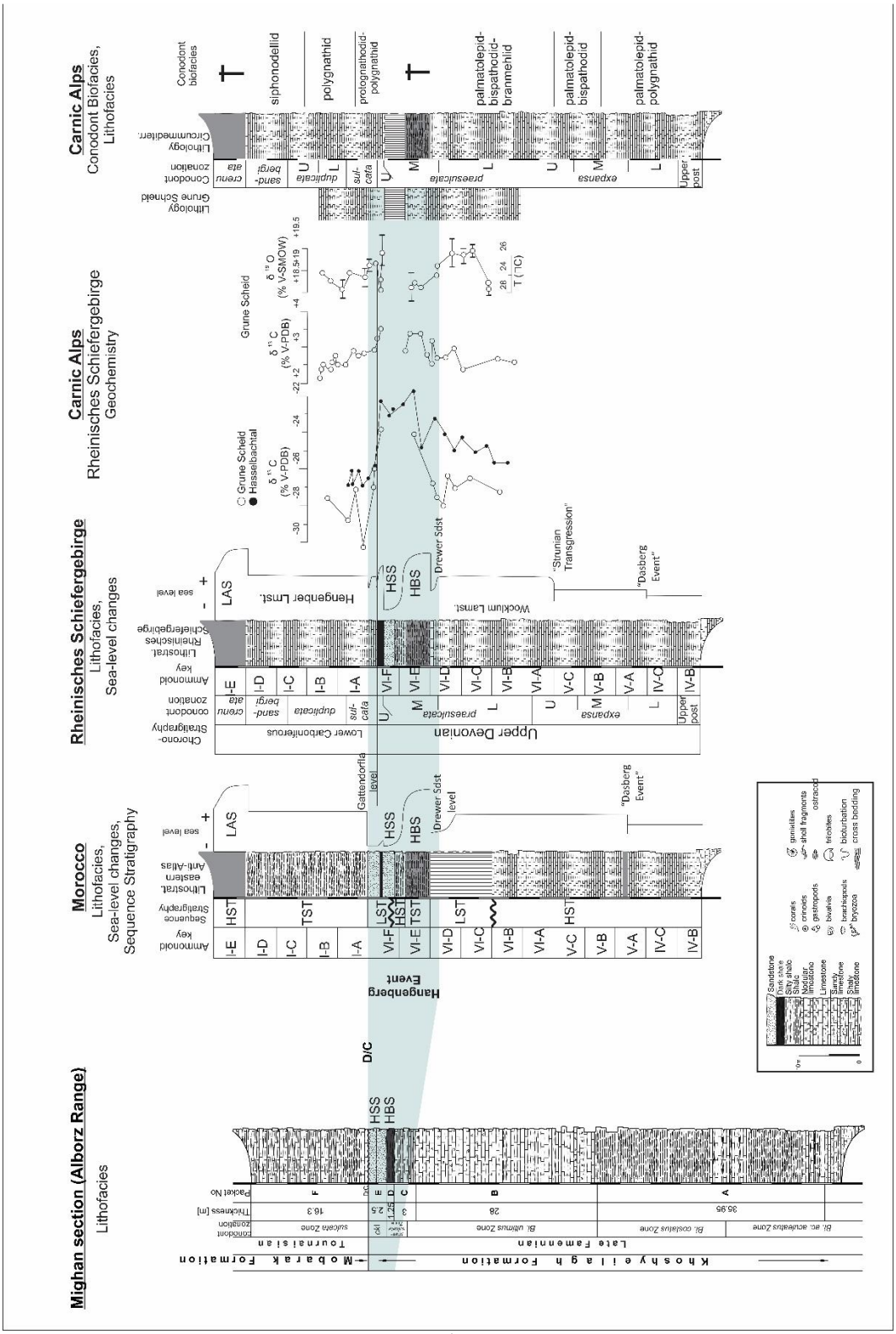
تغییرات سنگ‌چینه‌ای گذر دونین- کربونیفر

به‌طورکلی، تغییرات سنگ‌شناسی در اطراف مرز سیستماتیک گذر دونین- کربونیفر در سراسر جهان دیده می‌شود؛ به این معنا که حادثهٔ هنگنبرگ (حادثهٔ مرز دونین- کربونیفر)،

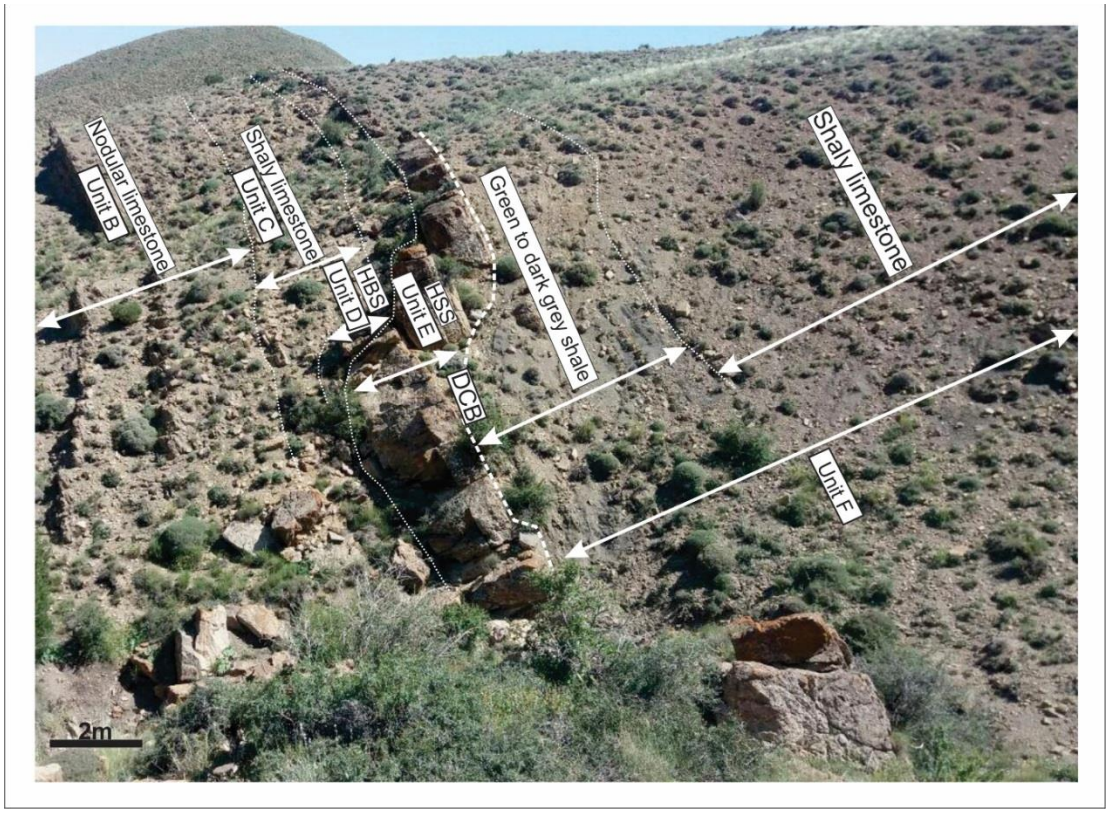
حادثه‌ای منفرد و آنی نیست، بلکه حادثه‌ای است که از فازهای مختلف تشکیل شده است و همان‌طور که گروه‌های مختلف فسیلی از اقلیم‌های مختلف را تحت‌تأثیر قرار داده، تغییرات سنگ‌شناسی مختلفی را نیز در بر گرفته است (Kaiser et al. 2015) (شکل ۶، A). توالی استاندارد مرز دونین- کربونیفر در برش Rheinsches Schiefergebirge در غرب آلمان با نهشته‌های کربناتهٔ وسیعی با عنوان آهک‌های وکلوم (Wocklum limestone) آغاز می‌شود؛ این نهشته‌های کربناته حاصل پیشروی نسبتاً بزرگی در زون کنودونتی Upper *expansa* Zone هستند و به دنبال آن در اثر پایین‌افتادگی سطح آب دریا، ماسه‌سنگ‌های درور (Drewer sandstone) نهشته شده‌اند؛ این ماسه‌سنگ‌ها ازنظر زمانی معادل زون کنودونتی Lower *praesulcata* Zone هستند.

در Middle *praesulcata* Zone پیشروی بزرگ و کوتاه‌مدتی رخ داده و این پیشروی بزرگ و بالابودن سطح آب دریا با نهشته‌شدن وسیع شیل‌های سیاه هنگنبرگ همراه بوده است (Wanger 2001). Schmidt, 1924 برای نخستین‌بار این شیل‌ها را به‌طور محلی در منطقهٔ Rheinsches Schiefergehirgeنام‌گذاری کرد؛ اما درحقیقت نهشته‌شدن این شیل‌ها، حادثهٔ لیتولوژیک جهانی است که در Middle *praesulcata* Zone، *Cymaclymenia ammonoid* Zone و قاعدهٔ LN mispore Zone رخ داده است (Higgs and Streel 1994). شیل‌های سیاه هنگنبرگ علاوه‌بر منطقهٔ Rheinsches Schiefergehirge، در غرب آلمان در منطقهٔ Carnic Alps، جنوب فرانسه، مراکش، ایران، کانادا، ایالات متحدهٔ آمریکا و چین نیز گزارش شده‌اند (Kaiser et al. 2006). پسروی درجهٔ سوم به‌طور کوتاه‌مدت از شیل‌های هنگنبرگ آغاز و تا آخر ماسه‌سنگ‌های هنگنبرگ (HSS) ادامه می‌یابد. این ماسه‌سنگ‌ها معادل سازند ماسه‌سنگی Berea در منطقهٔ Ohioآمریکا، کوارتزیت منطقهٔ Hangend در آلمان، توالی ماسه‌سنگی در مراکش و جنوب‌غرب ایرلند (با ضخامت بالغ بر ۸ کیلومتر)، االیت‌های منطقهٔ Bergisches در آلمان، االیت‌های بایوستروم شمال آمریکا و االیت‌های منطقهٔ مونتانگ‌نوری جنوب فرانسه هستند (Becker et al. 2002). این ماسه‌سنگ از نظر زمانی معادل زون کنودونتی Middle *praesulcata* است (Becker 1996). گرم‌شدن سراسری دوباره و تغییر این وضعیت به شرایط خشک بلافاصله در مرز دونین- کربونیفر به‌وسیلهٔ میوسپورها اثبات می‌شود (Streel et al. 2000) و این شرایط با آغاز توالی کربناته‌ای شناخته می‌شود که با مرز تدریجی به‌سمت واحد سفالوپوددار Stockumites تغییر می‌کند؛ این توالی در Zone *sulcata* یا اواسط و اواخر زون کنودونتی Lower and Upper *protognathodus* Zone دیده می‌شود (Ziegler 1969) و متعاقباً Upper *praesulcata* Zone با بالاآمدگی سطح آب دریاها و ایجاد شرایط آنوکسیک هم‌زمان است (Becker 1996).

پایین‌افتادگی کم سطح آب دریا، درست در مرز دونین- کربونیفر موجب نهشته‌شدن شیل‌های االیتی ناشی از فرسایش لایهٔ آهکی Stockum می‌شود (Becker 1996). قاعدهٔ آهک‌های سفالوپوددار (Hangenberg limestone) که در زون *sulcata* Zone وجود دارد، با ظهور گونهٔ کنودونتی *Siphonodella sulcata*و بالاآمدگی یوستاتیک در تورنزین پایینی هم‌زمان است (Becker 1993). پیشروی گسترده در قاعدهٔ بایوزون کنودونتی *crenulata* Zone و قاعدهٔ تورنزین میانی به‌وسیلهٔ شیل‌های Alum (Alume Shale Event) شناسایی می‌شود. این حادثهٔ لیتولوژیک بسیاری از گروه‌های فسیلی را تحت‌تاثیر قرار داده و ۵۰ درصد جنس‌های آمونوئیدی منقرض شده‌اند و تمام گونه‌های گونیاتیتی تورنزین پیشین از بین رفته‌اند. حادثهٔ شیل‌های منطقهٔ Alum در اثر بالاآمدگی یوستاتیک سطح آب دریاها به‌شکل جهانی بوده است و با شیل‌های سیاه و نهشته‌های چرتی در منطقهٔ Rheinsches Schiefergebirge، بخش‌های شمالی کوه‌های اورال، منطقهٔ Carnic آلپ، هلند، جنوب چین مشخص می‌شود (Herbig 2006) (شکل ۶).



شکل ۶- تغییرات سنگ‌چینه‌ای در مرز دونین- کربونیفر درغرب آلمان، برش Rhenisches Schiefergebirge، برش مراکش و برش‌های کارنیک آلپ (Kaiser et al. 2015)؛ تغییرات زیستی مرز دونین- کربونیفر در برش میغان بر اساس بایوزون‌های (Kaiser et al. 2009, 2016) و مقایسهٔ مراحل مختلف بحران هنگنبرگ باتوجه‌به تغییرات سنگ‌شناسی مرز دونین- کربونیفر در برش میغان



شکل ۷- تغییرات سنگ‌چینه‌نگاری مرز دونین- کربونیفر در برش میغان؛ HBS. شیل‌های سیاه هنگنبرگ، HSS. ماسه‌سنگ‌های هنگنبرگ (دید به‌سمت شرق)

باتوجه‌به تغییرات سنگ‌چینه‌ای استاندارد، مرز دونین- کربونیفر (*CKI*) *costatus-kockeli interregnum* ازنظر زمانی با فاصلهٔ زمانی نهشته‌شدن رسوبات سیلیسی کلاستیک (شیل‌های سیاه و ماسه‌سنگ‌ها) که در بحران هنگنبرگ نهشته شده‌اند، مطابقت دارد (Kaiser et al. 2009). در برش میغان، باتوجه‌به وجود ۱/۵ متر ماسه‌سنگ سفید درست زیر نخستین حضور فسیل شاخص مرز *Si. sulcata* در ابتدایی‌ترین لایهٔ آهکی پس‌از ماسه‌سنگ‌ها و حضور ۱/۲۵ متر شیل خاکستری متمایل به سیاه زیر ماسه‌سنگ‌ها، این ماسه‌سنگ‌ها معادل ماسه‌سنگ‌های حادثهٔ هنگنبرگ (HSS) و شیل‌های سیاه زیرین این ماسه‌سنگ‌ها معادل شیل‌های سیاه هنگنبرگ (HBS) هستند (شکل ۷).

نتایج

بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی به شناسایی و تفکیک هفت بایوزون کنودونتی در گذر دونین- کربونیفر و یک افق شیلی و غنی از مواد آلی منجر شدند که بر اساس کنودونت‌های شاخص، سن شیل تیره معادل (*CKI*) *costatus-kockeli interregnum* و با شیل‌های هنگنبرگ قابل‌مقایسه است. پیشروی آب دریا و گسترش این شیل تیره به مرگ موجودات منجر و در تداوم آن با پسروی سطح آب دریا، ماسه‌سنگ هنگنبرگ در برش میغان تشکیل شده است. این شیل که گویای استقرار شرایط کم‌اکسیژنی یا بی‌اکسیژنی (دیس‌اکسیک تا آنوکسیک) است، با میزان ته‌نشست کم و کاهش چشمگیر موجودات فسیلی همراهی شده و مهاجرت آب‌های بدون اکسیژن در زمان پیشروی سطح آب (که با حضور و افزایش گونه‌های کنودونتی Bispathodid در آهک‌های قاعدهٔ شیل‌های تیره مشخص می‌شود) به کاهش محیط‌زیست و هجوم و رقابت برای اشغال محل زندگی و درنهایت مرگ موجودات بنتیک منجر شده است که شواهد آن در کاهش چشمگیر بازوپایان،

تریلوبیت‌ها و آمونوئیده‌ها در شیل تیره و بخش‌های بالایی آن مشاهده می‌شوند. تداوم حادثهٔ هنگنبرگ با پسروی شدید و تشکیل ماسه‌سنگ در انتهایی‌ترین افق‌های سازند خوش‌ییلاق همراه بوده است.

در پژوهش حاضر به‌علت نمونه‌برداری فشرده و در فواصل بسیار کم، گسترهٔ ناپیوستگی در مرز منحصر به بایوزون کنودونتی *kockeli* Zones (Kaiser et al. 2009) در برش مطالعه‌شده محدود شد؛ بنابراین نتیجه گرفته می‌شود بازهٔ زمانی ناپیوستگی فرسایشی گذر دونین- کربونیفر در برش مطالعه‌شده شامل *kockeli* Zones به آخرین بایوزون دونین پسین مربوط است و قاعدهٔ آهک‌های نهشته‌شده پس‌از ماسه‌سنگ‌ها در برش مطالعه‌شده بر آغاز بایوزون *sulcata* Zone. *Si* و ابتدای تورنزین و گذر دونین- کربونیفر منطبق است.

سپاسگزاری

مقالهٔ حاضر بخشی از پایان‌نامهٔ دکتری نویسندهٔ اول است و نویسندگان از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان برای حمایت‌های مالی سپاسگزاری می‌کنند.

References

Amiri F. Mousavi M.R. Adabi M.H. and Aharipour R. 2010. Lithological investigating, sedimentary environment and diagenetic process affected to Mobarak Formation deposits in Mighan and Khoshyeilagh sections with comparison to the other sections of central Alborz, 29th geoscience symposium, Geological Survey and Mineral Exploration [in Persian], 10-25.

Ashouri A. R. and Yamini A. 2006. Cephalopods and Stratigraphical Position of Cephalopod Bed of Shishtu Formation, Iran. Geosciences Scientifc Quarterly Journal, 15: 178-187.

Ashouri A. R. 1990. Devonian and Carboniferous conodont faunas from Iran. PhD Thesis, University of Hull, 351p.

Ashouri A. R. 1997a. Juvenile gastropods from the upper Devonian Cephalopod beds and adjacent strata of central Iran. Journal of Science, 8: 45-60. [in Persian]

Ashouri A. R. 1997b. Revision in stratigraphical position of the "Cephalopod Beds" and Devonian- Carboniferous boundary and introducing 5 conodont zones in Howz-e-Dorah (East Iran). Geosciences, 6: 10-17. [in Persian]

Ashouri A. R. 1998. The Devonian-Carboniferous boundary in Ozbak-Kuharea. Geosciences Scientific Quarterly Journal, 7: 47-53. [in Persian]

Ashouri A. R. 2001. Middle Devonian-Early Carboniferous conodont faunas from the Khoshyeilagh Formation, Alborz Mountains, north Iran. In Jansen U., Königshof P., Plodowski G. & Schindler E. (Eds.), 15th International Senckenberg Conference, Joint Meeting IGCP 421/SDS, May 2001.

Ashouri A. R. 2002. Palmatolepis (conodonta; Late Devonian) from the Tabas region, east Iran. International Journal of Science, 3(2): 187-220.

Ashouri A. R. 2004. Late Devonian and Middle-Late Devonian conodonts from eastern and northern Iran. Revista Española de Micropaleontología, 3: 355-365.

Ashouri A. R. 2006. Middle Devonian-Early Carboniferous conodont faunas from the Khoshyeilagh Formation, Alborz Mountains, north Iran. Journal of Sciences, 17: 53-65. [in Persian]

Bahrami A. Corradini C. Over D. J. and Yazdi M. 2011. Upper Devonian-Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the Shotori Range, Tabas area, Central-East Iran Microplate. Bollettinodella Società Paleontologica Italiana, 50 (1): 35-53.

Bakhtiari S. 2003. Road Atlas of Iran, Gitashenasi Geographical & Cartographic Institute, 270p. [in Persian]

Bardasheva N. P. Bardashev I. A. Weddige K. and Ziegler W. 2004. Stratigraphy and Conodonts of the Lower Carboniferous of the Shishkat section (southernTien Shan, Tajikistan), Senckenbergiana Lethaea, 84: 225-301.

Becker R. T. 1993a. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. In: House, M. R. (ed.) The Ammonoidea, Environment, Ecology, and Evolutionary Change. Systematics Association Special Volume, 47: 115-164.

Becker R. T. House M. R. Bockwinkel J. Ebbighausen V. and Aboussalam Z. S. 2002. Famennian ammonoid zones of the eastern Anti-Atlas (southern Morocco). Munstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie, 93: 159-205.

Becker R. 1993 Anoxia, eustatic changes, and upper Devonian to lowermost Carboniferous.globalammonoid diversity. In:

Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. Acta Palaeontologica Polonica, 42: 57-164.

Epstein A.G. Epstein J.B. and Harris L. D. 1977. Conodont color alteration; an index to organic metamorphism. U.S. Geological Survey Professional Paper, 0995, 27 pp.

Ghavidel-Syooki M. and Moussavi M. J. 1996. Palynostratigraphy and paleogeography study of Padeha, Bahram, Shishtu (1 & 2) and Sardar Formations in the Howz-e-Dorah (east of Tabas). First Geological Congress of Iranian Universities, Kerman, 45-46. [in Persian]

Habibi T. Corradini C. and Yazdi M. 2008. Famennian Tournaisian conodont biostratigraphy of the Shahmirzad section, central Alborz, Iran. Geobios, 41: 763-777.

Hairapetian V. and Yazdi M. 2003. Late Devonian conodonts from the Dalmeh sections, Northeast Ardekan, Central Iran. Courier Forschungs institute Senckenberg, 245: 209-225.

Herbig H. G. 2006. Kalkschalige Klein foraminiferen. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Eds.) Stratigraphie von Deutschland VI. Unter karbon (Mississippium). Schriftenreihe der deutschen Gesellschaftfur Geowissenschaften, 41: 250-270.

Higgs K. T. and Streel M. 1994. Palynological age for thelower part of the Hangenberg Shales in Sauerland, Germany. Annales de la Societe geologique de Belgique, 116: 243-247.

Hosseini-Nezhad S.M. Yazdi M. Kebriaei 2002. Systematic and biostratigraphy of Late Devonian brachiopods in Mighan section, Journal of Science, University of Tehran, 3: 83-100.

Huddle J. W. 1934. Conodonts from the New Albany Shale of Indiana. Bullettin American Paleontology 21 (72): 1-136.

Kaiser S. and Corradini C. 2008. Should the Devonian/Carboniferous Boundary be redefined? Newsletter SDS 23: 55-56.

Kaiser S. I. 2005. Mass Extinctions, Climatic and-Oceanographic Changes at the Devonian–Carboniferous Boundary. PhD thesis, Fakultat fur Geowissenschaften, Ruhr-Universitat Bochum.

Kaiser S. I. Becker R. T. Spalletta C. and Steuber T. 2009. High-resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. Palaeontolographica Americana, 63: 97-139.

The Ammonoidea: Environment, Elcology, and Evolutionary Change. M. R. House (Eds.). Systematics Association Special Volume, 47: 115-163.

Becker R. T. 1996. New faunal records and holostratigraphic correlation of the Hasselbachtal D/C boundary auxiliary stratotype (Germany). Annales Societe Geologique Belgique, 117:19-45.

Birounrou M. 2001. Stratigraphy of the lower part of the Koshyeilagh Formation in the Mighan section based on conodont studies and their sedimentary environment. Master thesis in geology, Geological Survey of Iran, Geosciences Institute, 1-203. [In Persian]

Brand U. Legrand-Blain M. and Streel M. 2004. Biochemostratigraphy of the DCB global stratotypesection and point, Griotte Formation, La Serre, Montagne Noire, France. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 205: 337-357.

Branson E. R. 1934. Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri. Missouri University Studies 8: 301-343.

Branson E. B. and Mehl M. G. 1934. Conodonts from the Bushberg Sandstone and equivalent formations of Missouri. Missouri University Studies 8: 265-300.

Coen M. Hance L. and Hou H. F. 1996. The Devonian-Carboniferous Transition Beds Of Central Hunan, South China. - Memoires De L´Institut Géologique De L´Université De Louvain, 36: 3-13.

Corradini C. Barca S. and Spalletta C. 2003. Late Devonian–Early Carboniferous conodonts from the Clymeniaelimestones" of SE Sardinia (Italy). Courier Forschungs institute Senckenberg, 245: 227-253.

Corradini C. Kaiser S. I. Perri M. C. and Spalletta C. 2011. Protognathodus (Conodonta) and its potential as a tool for defining the Devonian/Carboniferous boundary. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 117: 15-28.

Corradini C. Spalletta C. Mossoni A. Matyja H. and Over D. J. 2016. Conodonts across the Devonian/Carboniferous boundary: a review and implication for the redefinition of the boundary and a proposal for an updated conodont zonation. Geological Magazine, 154 (4): 888-902.

Corradini C. 2003. Late Devonian (Famennian) conodonts from the Corona Mizziu Sections near Villasalto (Sardinia Italy). Palaeontographia Italica, 89: 65-116.

Dzik J. 1997. Emergence and succession of

Rejebian V. A. Hariss A. G. and Huebner J. S. 1987. Conodont color and textural alternation: an index to regional metamorphism contact metamorphism, and hydrothermal alteration. Geological Society of America, Bulletin, 99: 471-479.

Sandberg C. A. Streel M. and Scott R. A. 1972. Comparison between conodont zonation and spore assemblages in the Devonian – Carboniferous boundary in the western and central United States in Europe. 7th Congres International de Geologie du Carbonifere, Krefeld, 23-28, Augest 1971, Compte Rendu 1, 179-203.

Sandberg C. A. and Ziegler W. 1979. Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian styriacus-Zone, UnitedStates and Germany. Geologica et Palaeontologica, 13: 173-212.

Sandberg C.A. Morrow J.R. and Ziegler W. 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. Geological Society of America, 356: 473-487.

Sardar Abadi M., Da Silva A. C. Mossadegh, H. Spassov S. and Boulvain F. 2015. Lower Carboniferous ramp sedimentation of the Central Alborz Basin, northern Iran: intergrated sedimentological and rock-magnetic studies. In: Da Silva A.C. Whalen M.T. Hladil J. ChadimovaL. Chen D. Spassov S. Boulvain F. & Devleeschouwer X. (Eds.). Magnetic Susceptability Application: A Window onto Ancient Environments and Climate Variations. Geological Society, London, Special Publication, 414: 73-91.

Sepkoski J. J. 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global data bases. In: O. H. Walliser (Ed.), Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. Springer-Verlag, Berlin, Berlin, 35-51.

Simakov K. V. 1993. The dynamics and biochronological structure of the Hangenbergian bioevent. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 104: 127-137.

Spalletta C. Perri M. C. Over D. J. and Corradini C. 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. Bulletin of Geosciences, 92(1): 31-57.

Streel M. Caputo M. V. Loboziak S. and Melo J. H. G. 2000. Late Frasnian–Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. Earth-Science Reviews, 52(1): 121-173.

Walliser O. H. 1996. Global events in the Devonian and Carboniferous, global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. Springer,

Kaiser S. I. Steuber T. Becker R. T. and Joachimski M. M. 2006. Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif.Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 240: 146-160.

Kaiser S. I. Aretz M. and Becker R. T. 2016. The global Hangenberg Crisis (Devonian–Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction. In: Becker R.T. Königshof P. & Brett C.E. (Eds.) (2016). Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. Geological Society, London, Special Publications, 423: 387-437.

Kaiser S. Aretz M. and Becker R. T. 2016. The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition) review of a first order mass extinction. In: Becker, R.T., level and Evolutionary Events, Geological Society, (London, special publications 423, 1-51.

Kaiser, S.I., Aretz, M. and Becker, R.T. 2015. The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction, 387-437. In Becker, R. T., Königshof, P. and BRETT, C.E. (Eds.) Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events, Geological Society, London, Special Publications 423. DOI: 10.1144/SP423.9.

Karimi L. 2001. Biostratigraphy of Middle-Upper Devonian rocks in Mighan area (Eastern Alborz) based on conodonts and vertebrate remains. Unpublished Master Thesis, Geological Survey of Iran, Earth Science Institute, Teheran. [in Persian]

Mossadegh H. Kebriaei-Zadeh M. R. and Hosseeini-Nezhad S. M. 2004. Biostratigraphical and sedimentological characteristics of Devonian-Carboniferous transition (Jeirud and Mobarak sections) with indicationg to Hangenberg bioevent. In proceedings 9th Symposium of Geological Society of Iran, Tarbiat-Moallem University, 285-297. [in Persian]

Paproth E. Feist R. and Flajs G. 1991. Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. Episodes, 14 (4): 331-336.

Paproth E. and Streel M. 1984. The Devonian-Carbonifer boundary. Courier Forschungs institut Senckenberg, 67: 258p.

Poty E. 1999. Famennian and Tournaisian recoveries of shallow water Rugosa following late Frasnian and late Strunian major crisis, southern Belgium and surrounding area, Hunan (South China) and the Omolon region (NE Siberia). Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 154: 11-26.

Iran. Records of the Western Australian Museum, Supplement, 58: 223-240.

Yazdi M. 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. RivistaItaliana di Paleontologiae Stratigrafa, 105: 167-200.

Yazdi M. Torabi Gh. and Hosseini-Nezhad S. M. 2005. Geochemical Characteristics of Famennian Strata in Iran (Meyghan Section) and Morocco (Bou & Mrakib Sections), Geoscience Quarterly Journal, 62: 188-193.

Zamani-Pedram M. and Karimi H.R. 2005. Ali-Abad Geological map: 1:100000, Geological Survey and Mineral Exploration, Sheet No: 6963.

Ziegler W. and Sandberg C.A. 1984. Important candidate sections for a stratotype of conodont based Devonian-Carboniferous boundary. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 67: 231-239.

Ziegler W. 1973. Catalogue of conodonts.7: 504p. Stuttgart (Schweizert'scheverlogsbuchhand-lung).

Ziegler W. and Sandberg C. A. 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 121: 1-115.

Ziegler W. 1969. Eineneue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. Fortschritte Geologie von Rheinland und Westfalen 17: 179-191.

225-250.

Wang C. and Yin B. 1987. Devonian–Carboniferous Boundary sections in Yishan area, Guangxi. In: Wang, C. (Ed.) Carboniferous Boundaries in China. Contribution to the 11th International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology, 1987, Beijing, China. Science Press, Beijing, 22-43.

Webb G. E. 2002. Latest Devonian and Early Carboniferous reefs: depressed reef building after the Middle Paleozoic collapse. In: Kiessling, W., Flugel, E.& Golonka, J. (Eds.) Phanerozoic Reef Patterns. SEPM Special Publications,72: 239-269.

Weber H. M. 2000. Die karbonatischen Flachwasserschelfe im europaischen Oberfamennium (Strunium) –Fazies, Mikrobiota und Stromatoporen-Faunen. PhD thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultat der Universitat zu Koln.

Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. and Karimi Bavandpur A. 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and Central Iran. Acta Geologica Polonica, 55: 31-97.

Yazdi M. and Turner S. 2000. Late Devonian and Carboniferous vertebrates from the Shishtu and Sardar formations of the Shotori Range,

PLATE 1

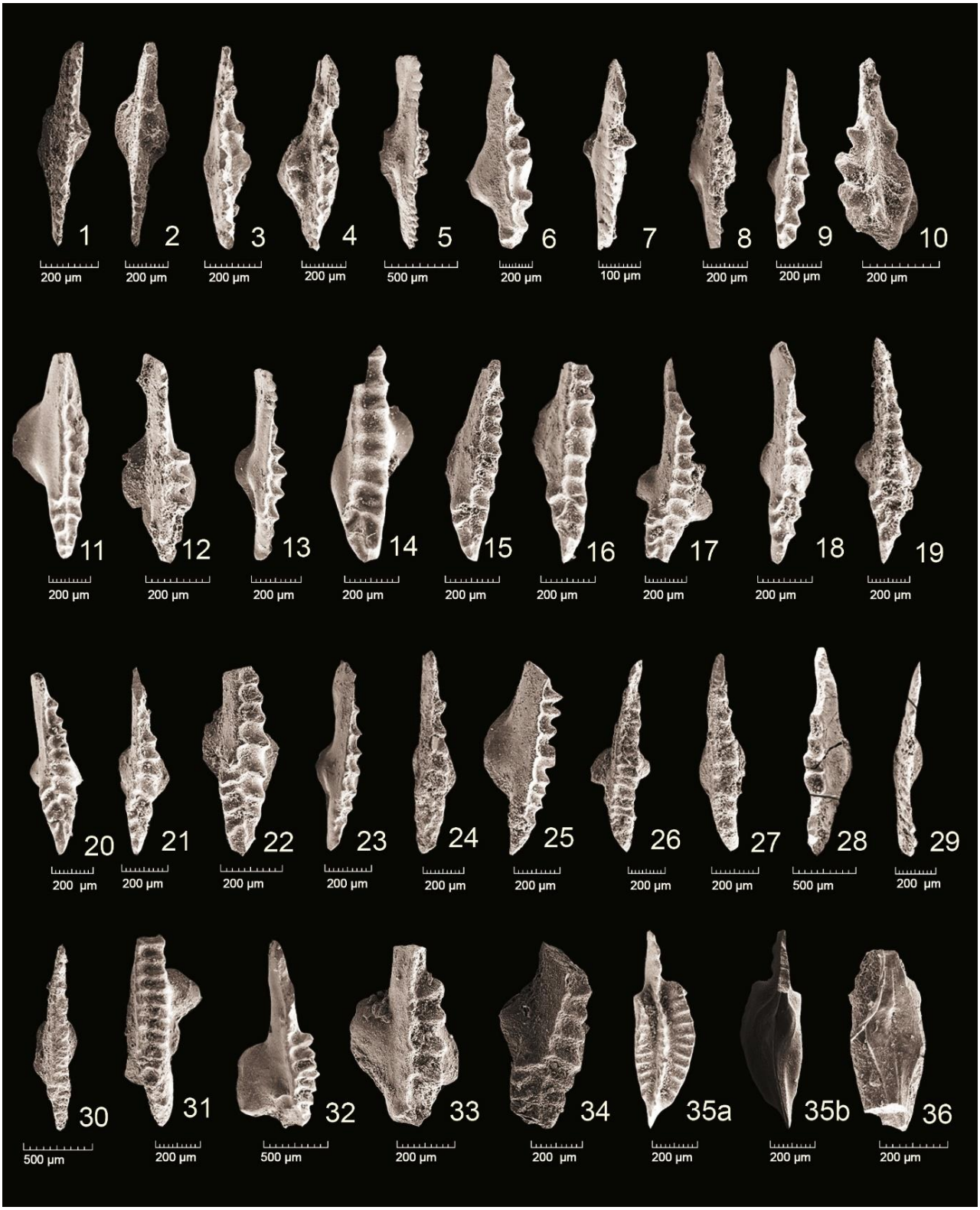


PLATE 1

Figs. 1, 2, 5, 12 -*Bispathodus aculeatus aculeatus* Branson & Mehl, 1934a; **Fig. 1-** Upper view of EUIC 1002, sample

M6, (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone); **Fig. 2**- Upper view of EUIC 1003, sample M9, (Lower *Bispathodus costatus* Zone); **Fig. 5**- Upper view of EUIC 1065, sample M19, (Lower *ultimus* Zone); **Fig. 12**- Upper view of EUIC 1013, sample M14, (Lower *Bispathodus ultimus* Zone).

Fig. 3-*Bispathodus* cf. *costatus* M2, Branson, 1934, Upper view of EUIC1004, sample M10, (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone).

Fig. 4- *Pseudopolygnathus* sp. Branson & Mehl, 1934; Upper view of EUIC 1005, sample M9 (Lower *Bispathodus costatus Zone*).

Figs. 6- *Bispathodus costatus* M1, Branson, 1934, Upper view of EUIC 1007, sample M9, (Lower *Bispathodus costatus* Zone).

Fig.7- *Bispathodus aculeatus anteposicornis* Scott, 1961; Upper view of EUIC 1008, sample M9 (Lower *Bispathodus costatus* Zone).

Fig. 8-*Bispathodus* cf. *costatus* Branson, 1934; Upper view of EUIC 1009, sample M19, *(Bispathodus ultimus* Zone*).*

Fig. 9, 13- *Bispathodus*cf. *spinulicostatus* M1 Branson, 1934;

Fig. 9 - Upper view of EUIC 1010, sample M12, (*Bispathodus costatus* Zone), **Fig.13**- Upper view of EUIC 1014, sample M16, (*Bispathodus ultimus* Zone).

Figs. 10, 28, 32, 33, 34- *Bispathodus* sp. Muller 1962;

Fig. 10- Upper view of EUIC 1011, sample M16, (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 28**- Upper view of EUIC 1029, sample M10 (*Bispathodus costatus* Zone), **Fig. 32**- Upper view of EUIC 1033, sample M11 (*Bispathodus costatus* Zone), **Fig. 33**- Upper view of EUIC 1034, sample M11, (*Bispathodus costatus* Zone), **Fig. 34**- Upper view of EUIC 1035, sample M29, (*Bispathodus ultimus* Zone).

Figs. 11, 20- 22, 26, 30- *Bispathodus ultimus* M1 Bischoff, 1957,

Fig. 11- Upper view of EUIC 1012, sample M13, (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 20**- Upper view of EUIC 1021, sample M26, (*Bispathodus ultimus*Zone), **Fig. 21**- Upper view of EUIC 1022, sample M26, (*Bispathodus ultimus*Zone), **Fig. 22**- Upper view of EUIC 1023, sample M26, (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 26**- Upper view of EUIC 1027, sample M31, (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 30**- Upper view of EUIC 1031, sample M26, (*Bispathodus ultimus* Zone).

Fig. 14, 31- *Bispathodus* cf. *ultimus* M1 Bischoff, 1957;

Fig. 14- Upper view of EUIC 1015, sample M19, (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 31**- Upper view of EUIC 1032, sample M31, (*Bispathodus ultimus* Zone).

Fig. 15, 16, 18, 23-*Bispathodus spinulicostatus* M1 Branson, 1934;

Fig. 15- Upper view of EUIC 1016, sample M22, (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig.16**- Upper view of EUIC 1017, sample M22, (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig.18**- Upper view of EUIC 1019, sample M26, (*Bispathodus ultimus*Zone), **Fig. 23** - Upper view of EUIC 1024, sample M28, (*Bispathodus ultimus* Zone).

Fig 17, 19-*Bispathodus ultimus* M2 Bischoff, 1957.

Fig.17- Upper view of EUIC 1018, sample M31, (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig.19**- Upper view of EUIC 1020, sample M26, (*Bispathodus ultimus* Zone).

Fig 24-*Bispathodus* cf. *spinulicostatus* M2 Branson, 1934; Upper view of EUIC 1025, sample M14, (*Bispathodus ultimus* Zone).

Fig 25- *Bispathodus spinulicostatus* M2 Branson, 1934; Upper view of EUIC 1025, sample M31, (*Bispathodus ultimus* Zone).

Fig 27- *Bispathodus spinulicostatus* M1 Branson, 1934; Upper view of EUIC 1028, sample M31, *(Bispathodus ultimus*Zone).

Fig 29- *Bispathodus stablis vulgaris* Branson & Mehl, 1934; Upper view of EUIC 1033, sample M39 (*sulcata* Zone).

Fig. 35-*Siphonodella sulcata* Huddle, 1934; upper(a) and lower(b) views of EUIC 1036, sample M36 (*sulcata* Zone).

Fig. 36-*Siphonodella praesulcata* Sandberg, 1972; Upper view of EUIC 1037, sample M32 (*praesulcata* Zone).

PLATE 2

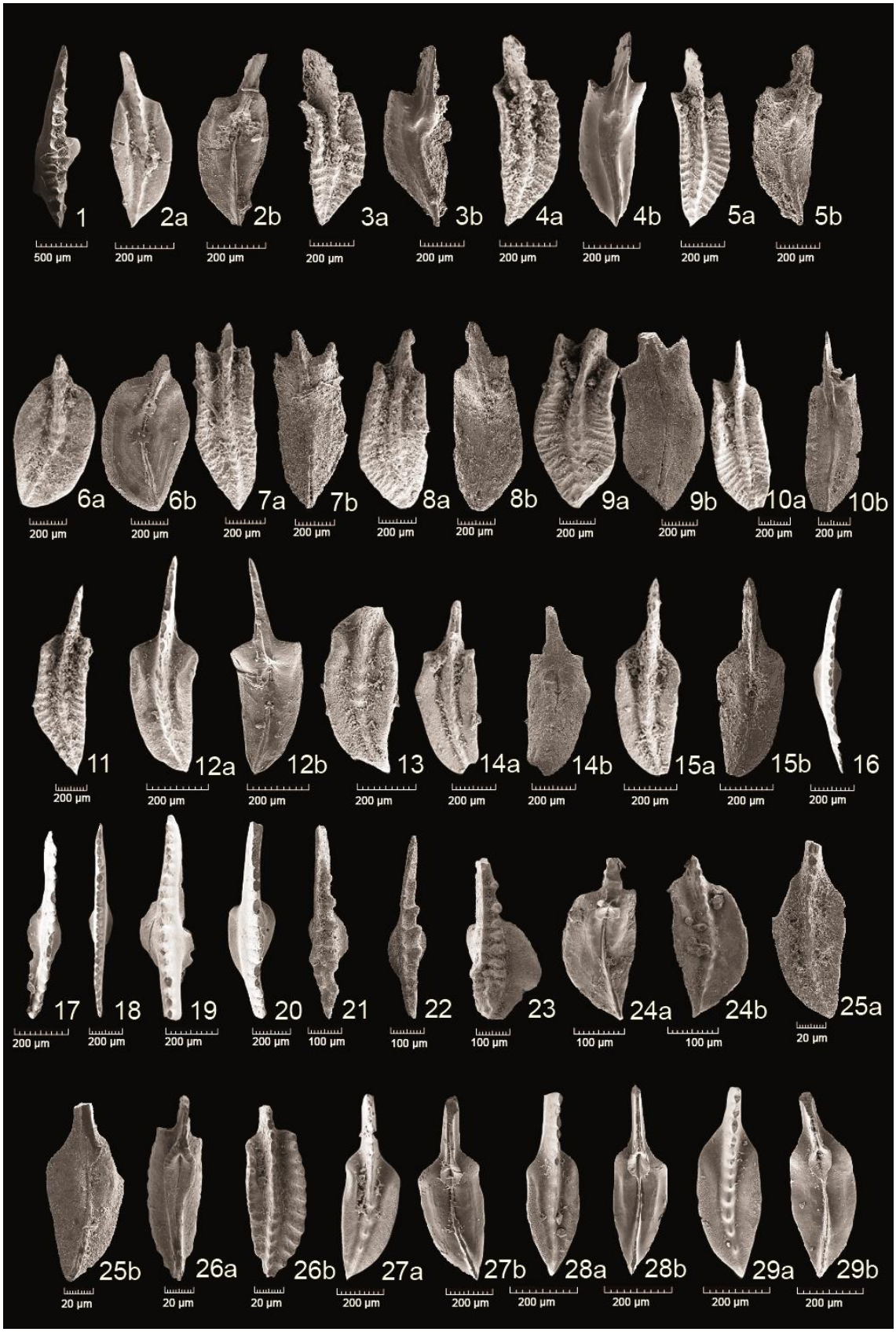


PLATE 2
Fig. 1, 21-*Bispathodus spinulicostatus* M1 Branson, 1934;

Fig. 1- Upper view 0f EUIC 1038, sample M26 (*Bispathodus ultimus* Zone); **Fig. 21**- Upper view 0f EUIC 1058, sample M30 (*Bispathodus ultimus* Zone).
Fig. 2, 12-15, 24, 27-29- *Neopolygnathus communis communis*, Branson & Mehl, 1934b;
Fig. 2- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC 1039, sample M9 (*Bispathodus costatus*Zone), **Fig. 12** - Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC 1049, sample M26 (*Bispathodus costatus* Zone), **Fig. 13**- Upper view 0f EUIC1050, sample M14 (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 14**- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC1051, sample M14 (*Bispathodus ultimus*Zone), **Fig. 15**- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC 1052, sample M26 (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 24a-b**- Upper view 0f EUIC 2015, sample M9 (*Bispathodus costatus* Zone), **Fig. 27**- Upper(a) and lower(b) views EUIC 1064, sample M5 (*Bispathodus aculeatus aculeatus* Zone), **Fig. 28**- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC1065, sample M2 (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 29**- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC1066, sample M2 (*Bispathodus ultimus*Zone)
Fig. 3, 10, 25- *Polygnathus inornatus* Branson, 1934;
Fig. 3- Upper view 0f EUIC 1040, sample M31 (*Bispathodus ultimus Zone*), **Fig. 10**- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC 1047, sample M32 (*Bispathodus costatus*Zone), **Fig. 25**- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC1062, sample M37 (*sulcata* Zone).
Fig. 4- 5, 7, 11- *Polygnathus longiposticus* Branson & Mehl, 1934;
Fig. 4- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC 1041, sample M31 (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 5**- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC 1042, sample M32 (*Praesulcata* Zone), **Fig. 7**-Upper view 0f EUIC 1044, sample M9 (*Bispathodus costatus* Zone), **Fig. 11**- Upper view 0f EUIC 1048, sample M31 (*Bispathodus ultimus* Zone).
Fig. 6, 8, 9, - *Polygnathus* sp.;
Fig. 6- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC 1043, sample M5 (*Bispathodus ac. aculeatus* Zone*),* **Fig. 8**- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC 1041, sample M31 (*Bispathodus ultimus* Zone), **Fig. 9**- Upper(a) and lower(b) views 0f EUIC 1046, sample M30 (*Bispathodus ultimus* Zone).
Figs. 16- 20- *Bispathodus stablis vulgaris* Branson & Mehl, 1934;
Fig. 16- Upper view 0f EUIC 1053, sample M39 (*Sulcata* Zone), **Fig. 17**- Upper view 0f EUIC1054, sample M40 (*Sulcata* Zone), **Fig. 18**- Upper view 0f EUIC1055, sample M41 (*Sulcata* Zone), **Fig. 19**- Upper view 0f EUIC 1056, sample M41(*Sulcata* Zone), **Fig. 20**- Upper view 0f EUIC 1057, sample M41(*Sulcata* Zone).
Fig. 22-*Bispathodus costatus* M2 Branson, 1934; Upper view of EUIC 1059, sample M31, *(Bispathodus ultimus* Zone).
Fig. 23-*Bispathodus ultimus* M1 Bischoff, 1957; Upper view of EUIC 1060, sample M30 (*Bispathodus ultimus*Zone).
Fig. 26-*Polygnathus* cf. *inornatus* Branson, 1934; Upper(a) and lower(b) views of EUIC 1063, sample M30 (*Bispathodus ultimus* Zone).