

زیست چینه‌نگاری نهشته‌های دونین میانی - بالایی سازند بهرام در برش کوه رضاآباد (جنوب غربی دامغان)

بهرام راضی علیپور، دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ایران

علی بهرامی، استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ایران*

مهدی یزدی، استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ایران

چکیده

در این تحقیق نهشته‌های کربناته - تبخیری دونین میانی - بالایی برش کوه رضاآباد (55 کیلومتری جنوب غربی دامغان) متعلق به سازند بهرام، مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است. ضخامت این نهشته‌ها حدود 166 متر و از دو واحد کربناته پائینی و بالایی و یک واحد تبخیری در بخش میانی تشکیل گردیده‌اند. نمونه‌برداری منظم برای بررسی کنودونتها به شناسایی 12 گونه کنودونتی زیر منجر گردید:

Icriodus excavates; *I. subterminus*; *I. expansus*; *I. brevis*; *I. iowaensis*; *Polygnathus alatus*; *P. webbi*; *P. aequalis*; *P. prepolitus*; *P. xylus*; *Polygnathus* sp. A; *Polygnathus* sp. B.

بررسی گستره سنی کنودونتها، حاکی از سن ژئوتین پسین (زون کنودونتی *subterminus*) تا فرازین پسین (تا زیست زون *rhenana* Zone) برای نهشته‌های مورد مطالعه است. همچنین پراکندگی گونه‌های بازوپایان:

Douwillina sp., *Adolfia* sp., *Aullacella* sp., *Athyris* sp., *Schizophoris* sp., *Athrypa* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Uchtospirifer* sp.

دلالت بر حضور نهشته‌های دونین دارد. در محدوده واحد کربناته پائینی نمونه‌های B4 و B5، دو لایه مملو از صدف‌های استراکدهای چند لایه وجود دارد. این استراکدها متعلق به زیر راسته *Eridostracina* از راسته *Palaeocopida* هستند که در این مطالعه دو جنس *Cryptophyllus* و *Schaefericoncha* شناسایی گردیدند. جنس‌های مذکور از نهشته‌های استوایی - نیمه استوایی سیلورین تا کربونیفر مناطق مختلف جهان از جمله: لهستان، آلمان، روسیه و آمریکا نیز گزارش شده است.

کلیدواژه‌ها: استراکدهای چند لایه، *Eridostracina*، *Palaeocopida*، دونین میانی - بالایی، جنوب غربی دامغان، برش کوه رضاآباد، *Schaefericoncha*، *Cryptophyllus*.

Email:

* نویسنده مسؤول: 09132390604

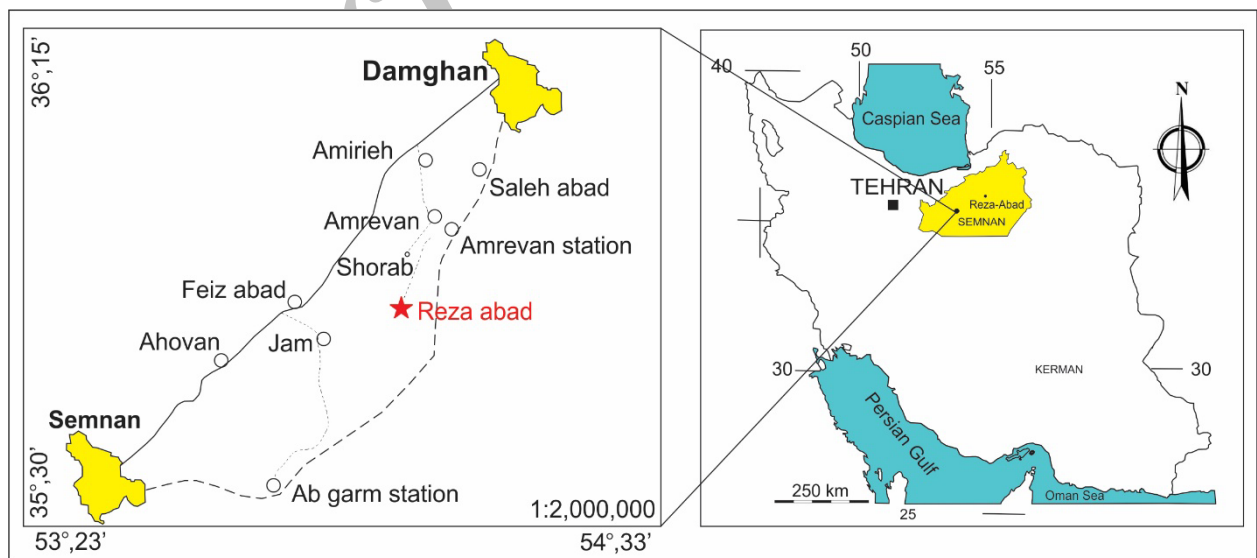
bahrami_geo@yahoo.com

Copyright©2017, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.

مقدمه

فاصل زون‌های ساختاری ایران مرکزی و البرز (ناحیه جام) قرار دارد (شکل 1). این منطقه اولین بار توسط علوی نائینی (1972) مورد مطالعه قرار گرفته است. به اعتقاد وی عبور گسل عطاری این منطقه را به دو بخش A واقع در شمال غربی و مرتبط با کوه‌های البرز و بخش B واقع در جنوب شرقی و مرتبط با کوه‌های ایران مرکزی، تقسیم نموده است. فعالیت این گسل که از کامبرین میانی تا کرتاسه بالایی ادامه داشته (علوی نائینی 1972) باعث فرونشینی بخش ساختاری B شده، به طوری که ضخامت رسوبات این بخش بیشتر از بخش ساختاری A است و حتی نهشته‌های زمان سیلورین - دونین پیشین در ناحیه مربوط به البرز بخش ساختاری A وجود ندارد (علوی نائینی 1972) (شکل 1). کوه رضآباد در گوشه شمال شرق بخش ساختاری B قرار گرفته و بنابراین نهشته‌های این بخش از لحاظ جغرافیای دیرین، به زون ساختاری ایران مرکزی شباهت بیشتری دارند. در برش مورد مطالعه نهشته‌های دونین میانی - پسین متعلق به سازند بهرام رخنمون دارد.

در دونین زیرین، نواحی غربی ایران تقریباً از آب بیرون قرار داشته در صورتی که در ایران مرکزی، شرق ایران و البرز شرقی رخساره‌های دریایی کم عمق تا قاره‌ای گسترش داشته است. در این زمان، سرزمین‌هایی چون البرز مرکزی، بخش عظیمی از لوت و بخشی از افغانستان مرکزی، تأمین کننده مواد تخریبی دونین زیرین بوده‌اند. به نظر می‌رسد پیشروی کلی دریا در دونین میانی و بالایی از شمال شرق شروع شده است (Weddige 1984a, 1984b; علوی نائینی 1372). نهشته‌های دونین زیرین در البرز و ایران مرکزی با سازند پادها شناخته می‌شود، همچنین دونین میانی و پسین در ایران مرکزی شامل توالی سازندهای سبزار، بهرام و شیشتو 1 بوده که معادل آن‌ها در البرز شرقی و مرکزی به ترتیب سازندهای خوش ییلاق و جیرود خوانده می‌شود. در بخش‌های شرقی البرز، دونین با سازندهای پادها و خوش ییلاق و در بقیه نواحی شمالی ایران با رخساره سازند جیرود گسترش دارد. نبود سازند پادها در بیشتر نواحی البرز می‌تواند دلیلی بر حرکات خشکی‌زایی در اواخر سیلورین باشد. برش مورد مطالعه در بخش شمالی منتهی‌الیه زون ایران مرکزی در حد



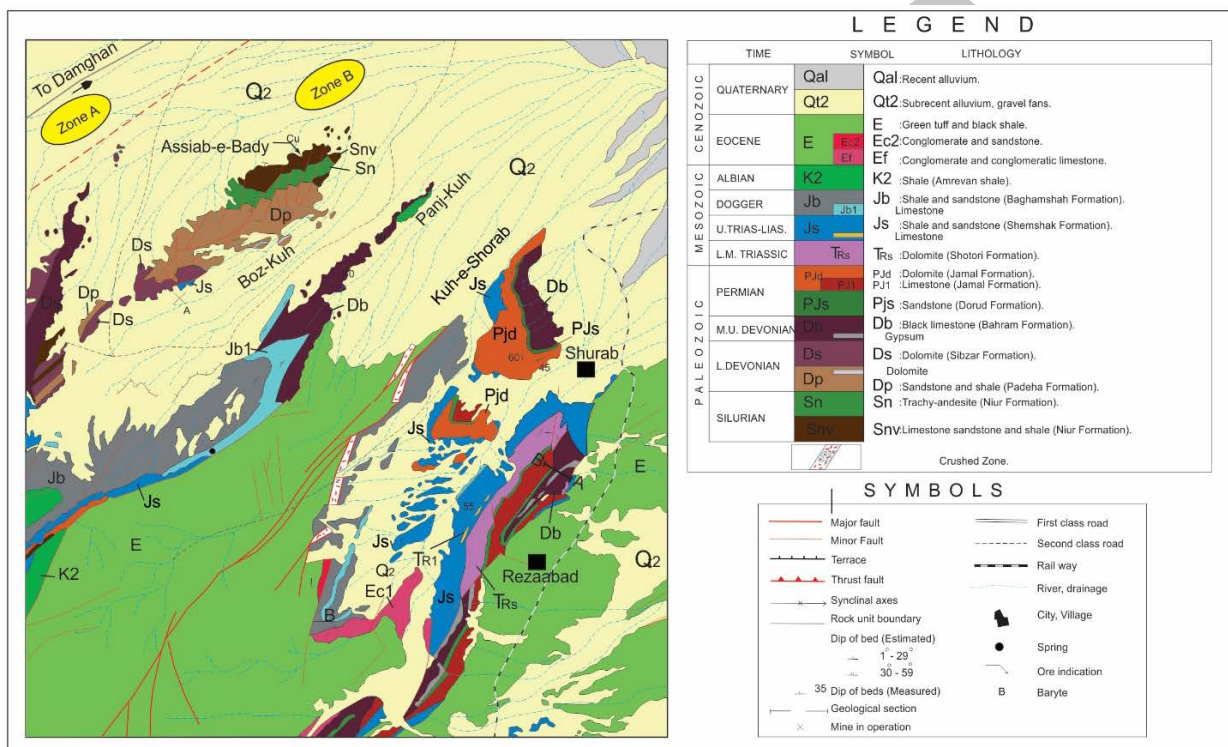
شکل 1- راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه (بختیاری 1393)

بحث

موقعیت و سنگ‌شناسی

تا ایستگاه امروان امکان‌پذیر است (شکل 2). در اثر فعالیت‌های تکتونیکی، در این ناحیه چین خوردگی و گسل‌های فراوانی ایجاد شده است به طوری که کوه رضآباد بخشی از یک تاقدیس نامتقارن با امتداد بیش از 5 کیلومتر است. برش مورد مطالعه در یال شمالی تاقدیس قرار دارد. امتداد لایه‌ها 35° شمال شرق - جنوب غرب و شیب لایه‌ها به طور متوسط 53° درجه است.

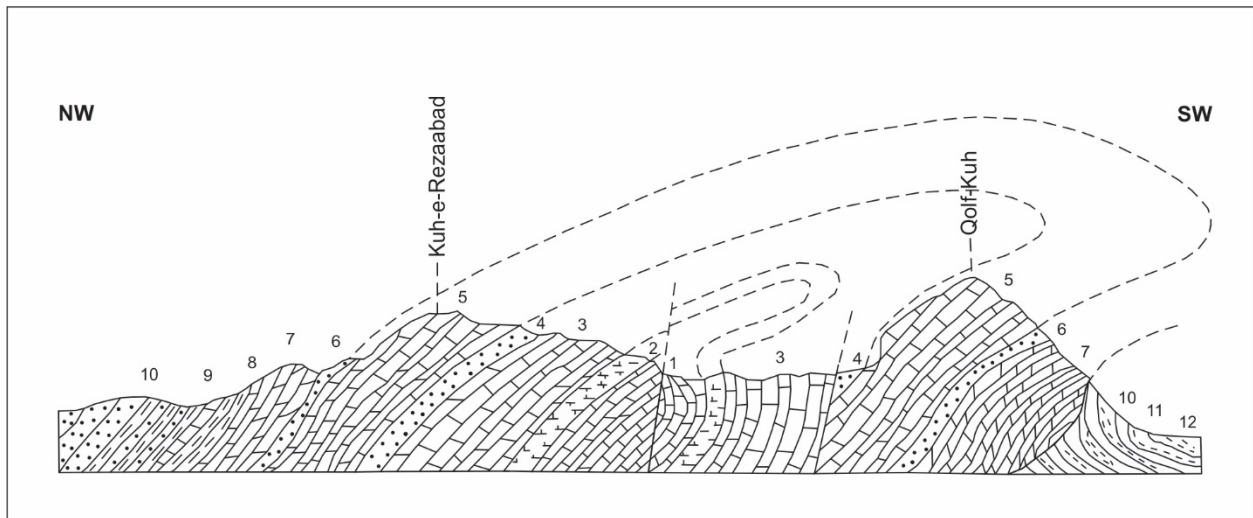
برش مورد مطالعه در 55 کیلومتری جنوب غربی دامغان در نزدیکی روستای رضآباد با مختصات جغرافیایی قاعده و رأس برش به ترتیب $E 35^\circ 48' 50''$ و $N 54^\circ 7' 24''$ قرار دارد. دسترسی به برش مورد مطالعه از طریق شهرک امیریه (مسیر سمنان به دامغان) و حرکت در امتداد راه آهن



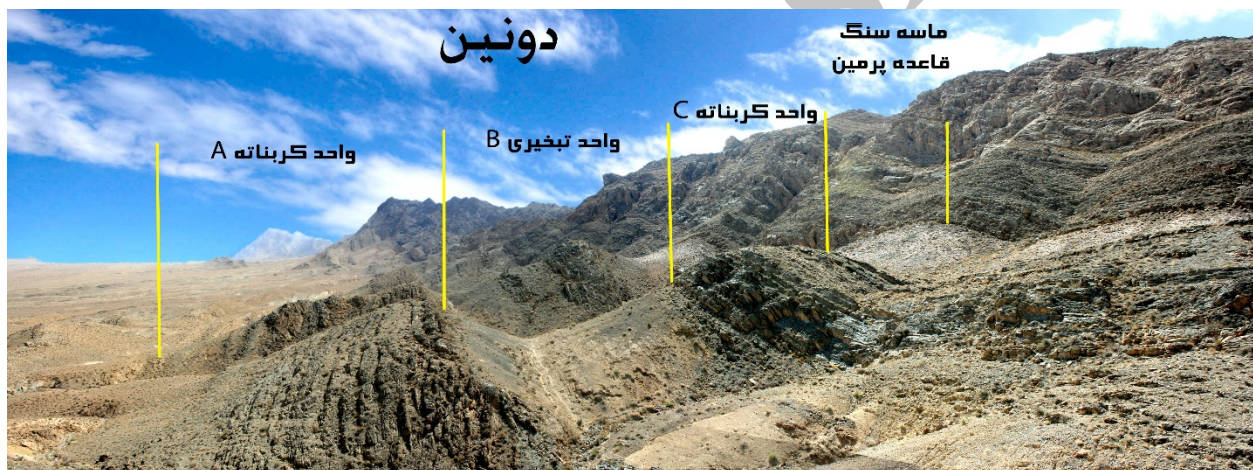
شکل 2- نقشه زمین‌شناسی تکتونیک ساختاری منطقه جام (Alavi-Naini 1975)

لایه پر فسیل است. این واحد شامل لایه‌های B1 تا B13 است. یک لایه دولومیتی زرد رنگ به ضخامت حدود 9 متر در بالای لایه B13 قرار دارد. واحد تبخیری B شامل حدود 45 متر گچ با میان لایه‌های مارن است. واحد کربناته C از حدود 54 متر آهک خاکستری تا خاکستری تیره نازک تا متوسط لایه مملو از بازوپایان تشکیل شده است و شامل لایه‌های B14 تا B18 است. یک لایه دولومیتی سیاه رنگ به ضخامت حدود 17 متر بین لایه‌های B15 و B16 قرار دارد.

نهشته‌های دونین میانی - پسین متعلق به سازند بهرام در کوه رضآباد، با ضخامت حدود 166 متر رخنمون دارند. حد زیرین این نهشته‌ها توسط رسوبات آبرفتی عهد حاضر پوشیده شده و حد بالایی آن به صورت ناپیوسته توسط یک واحد ماسه‌سنگی سفید مربوط به قاعده پرمین پوشیده شده است (علوی نائینی 1972). این رسوبات شامل دو بخش کربناته و تبخیری بوده و قابل تفکیک به سه واحد سنگ شناختی هستند (شکل 3 و 4). واحد کربناته A شامل حدود 67 متر آهک خاکستری تا خاکستری تیره متوسط تا ضخیم



شکل 3- نیمرخ کوه رضاآباد 1 تا 3- سازند بهرام (Alavi-Naini 1972).



شکل 4- نمای پانورامیک برش کوه رضاآباد و تفکیک واحدهای سنگ‌شناسی

مختلف رخساره سنگی این سازند دستخوش تغییرات می‌گردد به طوری که در کوه‌های شتری طیس بخش بالایی این سازند رخساره دولومیتی دارد (آقائباتی 1387) و در نواحی یزد و کرمان رخساره‌های قابل قیاس با این سازند بیشتر آهک، آهک ماسه‌ای و دولومیت هستند (Bahrani et al. 2014; Gholamalalian et al. 2012; Ahmadi et al. 2014). هم ارزهای سنگ‌شناختی این سازند همچنین در برش‌های مختلف جام سمنان، دامغان و البرز مرکزی و شرقی با رخساره سنگی و محتوی فسیلی گاه متفاوت، محدوده سنی دو زمانه را هم در مرز زیرین و هم در مرز بالایی نشان می‌دهند. (Ashuri 2006؛ هاشمی و همکاران

در مطالعات قبلی در کوه رضاآباد، علوی نائینی (1972) ضخامت سازند بهرام را 240 متر و ضخامت بخش گچی را 25 متر گزارش کرده است. ونت و همکاران (2005) ضخامت سازند بهرام را 245 متر و ضخامت بخش گچی را 50 متر گزارش کرده‌اند. علوی نائینی (1972) لایه ماسه‌سنگ سفید بالای سازند بهرام را به سن پرمین می‌داند ولی Wendt et al. 2005 تعلق آن به فامنین را محتمل تر می‌دانند.

سازند بهرام در برش الگو از سنگ آهک‌های لایه لایه خاکستری با بازوپایان فراوان تشکیل شده است ولی در نقاط

hermani zone) تا حداکثر upper punctate zone است. دوگونه مورد اشاره از فراوانی نسبتاً بالایی در حوضه‌های کم عمق ژئوتین بالایی برخوردار هستند. گونه *Icriodus brevis* نیز بر اساس Narkiewicz & Bultynck 2007 دارای گستره سنی از timorensis zone تا lower falsiovalis zone است. گونه *Icriodus expansus* دارای گستره سنی از lower hermani zone تا punctate zone است (Narkiewicz & Bultynck 2010). گونه‌های *Polygnathus webbi*, *P. alatus*, *P. aequalis*, *P. prepolitus* از گونه‌های شاخص در حوضه‌های کم عمق تا نیمه عمیق فرازین هستند گستره سنی *Polygnathus webbi* و *Polygnathus alatus* از early falsiovalis zone تا انتهای linguiformis zone است (Barskove et al. 1991; Ji & Ziegler 1993). نهایتاً گونه‌های *Polygnathus prepolitus* و *Polygnathus aequalis* از early rhenana zone تا transisans zone هستند. بررسی گستره سنی آن‌ها، حاکی از سن ژئوتین پسین (زون کنودوتی *subterminus*) تا فرازین پسین (تا زیست زون *rhenana*) برای نهشته‌های مورد مطالعه است. زون‌بندی استاندارد کنودوتی دونین پسین که به وسیله Sandberg et al. 1978، Ziegler & Sandberg 1990، 2000 و Ji & Ziegler 1993 ارائه شده، مبتنی بر پراکندگی و گسترش گونه‌های *Palmatolepis* در رخساره‌های پلاژیک و نواحی عمیق است (Sandberg & Dreesen 1984؛ Savoy & Harris 1993)، اما در بیشتر مطالعات دونین پسین که در ایران انجام شده (به عنوان مثال: شرق ایران مرکزی: Yazdi 1999؛ ایران مرکزی: Hairapetian & Yazdi 2003؛ Bahrami et al. 2014؛ کرمان: Gholamalalian & Kebriaei 2008؛ Gholamalalian 2006؛ Bahrami et al. 2011)، نبود این جنس و فراوانی گونه‌های *Icriodus* و *Polygnathus* نشان می‌دهد که بیشتر این رسوبات در آب‌های کم عمق یا نواحی نزدیک ساحل پالئوتیتس ته نشین شده‌اند. در برش مورد مطالعه نیز که در حاشیه زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد، حضور

1384؛ مصدق و همکاران 1384؛ محمدی و همکاران 1384؛ هویدا و همکاران 1395). وجود واحد گچ دار میانی، سبب تمایز این سازند از سایر برش‌های مطالعه شده در ایران مرکزی و البرز می‌شود (آقنابتی 1378؛ Alavi-Naini 1972؛ Wendt et al. 2005).

زیست چینه‌نگاری

واحدهای کربناته A و B حاوی فسیل‌های بازوپایان، مرجان و قطعات لاله و شان هستند. پراکندگی گونه‌های بازوپایان *Douvillina* sp., *Adolfia* sp., *Aullacella* sp., *Athyris* sp., *Schizophoris* sp., *Athrypa* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Uchtospirifer* sp. دلالت بر حضور نهشته‌های دونین (فرازین) دارد (کبریایی‌زاده و نجف‌لو 1393) (شکل 7).

به منظور مطالعه زیست چینه‌نگاری نهشته‌های دونین برش مورد مطالعه، تعداد 18 نمونه چهار کیلویی با فواصل منظم 5 متری برداشت و به شیوه اسید شویی با اسید استیک / اسید فرمیک آماده‌سازی و با میکروسکوپ دو چشمی مورد مطالعه قرار گرفت. از این بین، لایه‌های B18، B2، B6، B16 و B1 حاوی عناصر کنودوتی بوده‌اند که پس از جداسازی، توسط میکروسکوپ الکترونی عکس‌برداری شده و مورد مطالعه، شناسایی، نام‌گذاری و زیست‌زون‌بندی منظم قرار گرفتند. از مجموع عناصر کنودوتی به‌دست آمده فقط تعداد 13 گونه متعلق به 2 جنس *Icriodus* و *Polygnathus* شناسایی گردید.

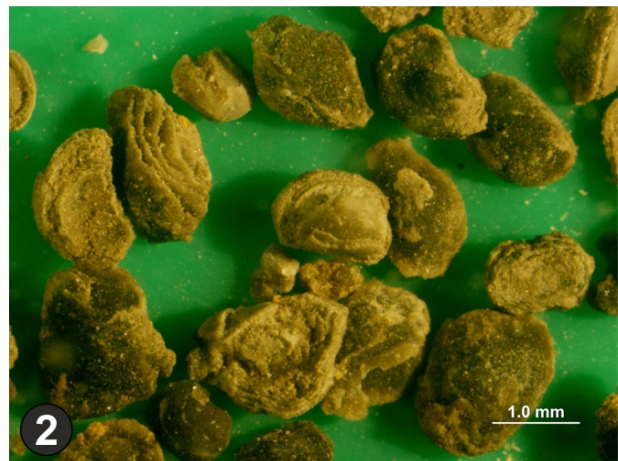
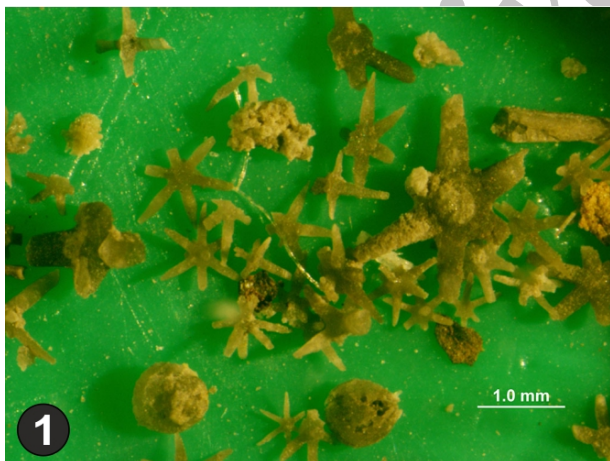
حضور گونه‌های کنودوتی:

Icriodus excavates Weddige 1984؛ *I. subterminus* Youngquist 1947؛ *I. expansus* Bransonsn and Mehl, 1938؛ *I. brevis* Stauffer, 1940؛ *I. iowaensis* Youngquist & Peterson 1947؛ *Polygnathus alatus* Huddle 1934؛ *P. webbi* Stauffer 1938؛ *P. aequalis* Klapper & Lane 1985؛ *P. xylus* Stauffer 1940؛ *Polygnathus prepolitus* Kononova et al. 1996؛ *Polygnathus* sp. A؛ *Polygnathus* sp. B.

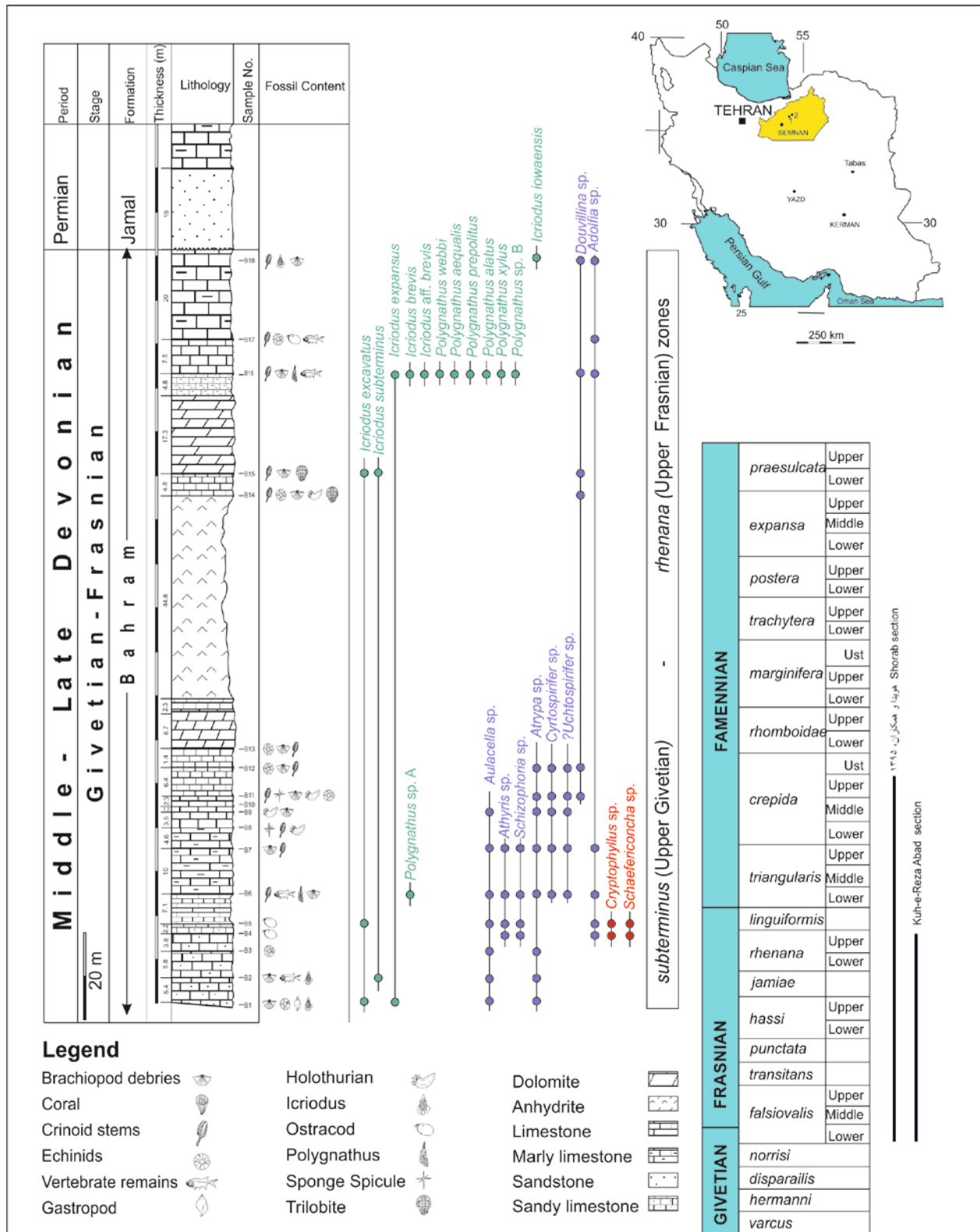
گونه *Icriodus excavates* بر اساس Narkiewicz & Bultynck 2010 گستره سنی از rhenanus/varcus zone تا transisans zone دارد، همچنین گونه *Icriodus subterminus* دارای گستره سنی از قاعده *subterminus* zone (upper

دقیق میکروسکوپی مقاطع نازک آن‌ها به اولین گزارش از استراکدهای چند لایه در دونین ایران منجر شد (راضی علیپور 1393). هویدا و همکاران 1395 در برش شوراب گستره سنی سازند بهرام را از Lower falsiovalis (Frasnian) تا Upper crepida (Lower Famennian) پیشنهاد نموده‌اند و واحد گچ مورد اشاره در برش کوه رضاآباد را گزارش نموده‌اند (شکل 6). کبریایی و نجف‌لو 1393 ضخامت برش شوراب را 90 متر و سن آن را فرازین پیشنهاد نموده‌اند. علوی نائینی (1972) ضخامت سازند بهرام را 240 متر و ضخامت بخش گچی را 25 متر گزارش کرده است. ونت و همکاران (2005) ضخامت سازند بهرام را 245 متر و ضخامت بخش گچی را 50 متر گزارش کرده‌اند. علوی نائینی (1972) لایه ماسه‌سنگ سفید بالای سازند بهرام را به سن پرمین می‌داند ولی Wendt et al. 2005 تعلق آن به فامنین را محتمل‌تر می‌دانند.

گونه‌های ایکریودوس و پلیگناتوس و شواهدی چون فونای دریایی کم عمق مثل شکم پایان و بازوپایان فراوان، آهک‌های ماسه‌ای، افق‌های گچ و مهم‌تر از همه فراوانی بسیار کم عناصر کنودونتی با وجود اسیدشویی چندین باره، همگی نشانگر تشکیل رسوبات در یک حوضه کم عمق دریایی است. این موضوع از سوی دیگر اهمیت کاربردی ایکریودوس‌ها در بررسی محیط‌های نزدیک ساحل دونین زیرین-میانی و تطابق رخساره‌های کم عمق با نواحی عمیق را نشان می‌دهد (Bultynck 2003; Narkiewicz & Bultynck 2007; 2010). در مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های گل شویی شده لایه‌های مختلف، علاوه بر عناصر کنودونتی، میکروفسیل‌های شکم‌پا، استراکود قطعات لاله و ش، سوزن اسفنج، اجزاء خیار دریایی و خرده‌های اسکلت ماهی نیز به دست آمده است (شکل 4). در این بین، از لایه‌های B4 و B5 مقادیر فراوانی استراکدهای مجزا به دست آمد. این استراکدها در سطح سنگ و یا نمونه‌های اسیدشویی شده، ظاهری لایه لایه دارند که مطالعه



شکل 5- بقایای سوزن اسفنج (1) و پوسته‌های چند لایه استراکد ایزوله (2)



شکل 6- ستون زیست چینه‌نگاری برش مورد مطالعه: کنودونت (رنگ سبز)، براکیوپود (رنگ ارغوانی) و استراکدهای چند لایه (رنگ قرمز)، سمت راست گستره سنی نهشته‌های مورد مطالعه و تطابق سنی با برش شوراب (جنوب غرب دامغان)

استراکدهای چند لایه

استراکدهای چند لایه گروه کوچکی از سخت پوستان دریایی کم‌تر شناخته شده با کاراپاس چند لایه کیتینی-کلسیتی هستند که در مراحل رشد پوسته‌های خود را حفظ نموده و پوسته‌ها در خلال پوست‌اندازی در درون یکدیگر قرار گرفته‌اند به طوری که از زیر هم قرارگیری متوالی پوسته‌ها، در سطح خارجی هر کفه خطوط رشد به وجود می‌آید (Olempska 2012). در بیشتر مطالعات استراکدها به علت حفظ شدگی فسیل‌ها در سنگ آهک سخت، جدا کردن آن‌ها بسیار مشکل است (Rome & Goreux 1960). در این مطالعه نیز نمونه‌های جدا شده محدود به آن‌هایی بود که حاصل از اسیدشویی بوده و یا کفه‌هایی که در سطح سنگ باقی مانده‌اند. بنابراین برای بررسی دقیق استراکدها، از سنگ مقاطع نازکی در جهات عمود بر هم گرفته شد و توسط میکروسکوپ دو چشمی بررسی گردید.

در استراکدهای چند لایه، هر لایه صدف در داخل لایه قبلی تشکیل می‌شود و هر کدام از لایه‌های صدف خط لولای مجزایی دارد (Jones & Olempska 2013). بررسی مقاطع نازک نشان می‌دهد که بر خلاف دو کفه‌ای‌ها که رشد موجود با اضافه شدن به حاشیه آزاد کفه‌ها (free margin) انجام می‌شود، در استراکدهای چند لایه، رشد هر لایه از ناحیه پشتی صدف (umbo) شروع می‌شود (Levinson 1951; Olempska 2012)، به طوری که در برش عرضی می‌توان این لایه‌ها را دید (شکل 3). خط لولا کاملاً مستقیم و کشیده بوده و از کنار هم قرار گرفتن لایه‌های رشد، یک سطح صاف درست شده است. خارجی‌ترین پوسته مربوط به اولین مرحله رشد (Postembryonic) است که با رشد لایه‌های درونی به صورت بخش برآمده‌ای (شبه منقار دوکفه‌ای‌ها) در بالای خط لولا دیده شود. در این حالت در قسمت پشتی صدف، در اثر ایجاد لولاهای جدید، هر کدام از لایه‌ها نسبت به لایه قبلی کمی به سمت ناحیه شکمی پایین‌تر رفته بنابراین لبه پشتی لایه‌های قبلی به صورت خطوطی موازی در نمای داخلی دیده

می‌شوند که به آن *Epicline Dorsum* می‌گویند. در برخی گونه‌ها پوسته جنینی به صورت بخش برآمده‌ای به یک سمت صدف کشیده می‌شود. در این حالت خط لولای لایه‌های متوالی کمی به سمت ناحیه پشتی بالا می‌آید، بنابراین لبه پشتی لایه‌های قبلی به صورت یک سری خطوط موازی در نمای بیرونی دیده می‌شوند که به آن *Hypocline Dorsum* می‌گویند (شکل 7). در سطح خارجی صدف، لبه آزاد هر لایه به صورت خطوط رشد هم مرکز دیده می‌شوند که در نمای جانبی به صورت شیارهای U یا V شکل دیده می‌شوند. (Jaanusson 1957; Schallreuter 1987, 1977). صدف معمولاً کفه‌های مساوی دارد اگرچه در برخی گونه‌ها کفه چپ کمی بزرگ‌تر است. طول میانگین صدف 0/5 تا 1 میلی‌متر است ولی گونه‌های بزرگ‌تر از 1/5 میلی‌متر هم دیده شده‌اند. به طور معمول در هر کفه 2 تا 12 لایه دیده می‌شود ولی در برخی گونه‌ها تا 15 لایه هم دیده شده‌اند (Becker & Bless 1974). در نمای جانبی استراکدها، اگر بیشترین ارتفاع صدف در جلوی خط میانی بدن باشد، به آن‌ها *preplete* و اگر بیشترین ارتفاع صدف در پشت خط میانی طول بدن باشد، به آن‌ها *postplete* می‌گویند. در حالتی که بیشترین ارتفاع صدف در نزدیکی خط میانی طول بدن باشد، به آن‌ها *amplete* می‌گویند. برخی پژوهشگران معتقد به دو شکلی جنسی در آن‌ها هستند (Swain et al. 1961; Levinson 1951).

استراکدهای چند لایه متعلق به زیر راسته (Adamczak 1961) *Eridostracina* از راسته پالئوکوپیدا (Henningsmoen 1953) هستند. راسته پالئوکوپیدا با این که بیش از صد سال است که مورد مطالعه قرار گرفته است، یکی از ناشناخته‌ترین گروه‌های استراکدها است. کارهای اولیه به دلیل نبودن تصاویر واضح، کارهای بعدی به دلیل معرفی جنس‌ها و گونه‌های زیاد بدون توجه به اصول طبقه‌بندی و حتی استفاده از ویژگی‌های تزئینی به عنوان ملاک طبقه‌بندی، باعث گمراهی و پیچیدگی طبقه‌بندی این گروه از استراکدها شده است. نادیده گرفتن ویژگی‌های ریخت‌شناختی و اطلاعاتی که

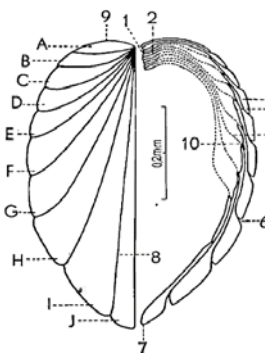
داد که وجود شیارها و اثرات ماهیچه‌ای داخل صدف‌ها که مشابه با بسیاری از استراکدهای پالئوزوئیک است، شیارهای جلویی-پشتی که هم در استراکدهای امروزی و هم نمونه‌های فسیل دیده می‌شود، همچنین خط لولای مجزا برای هر لایه صدف، باعث تعلق *Eridostracina* به گروه استراکدها می‌شود.

تشخیص جنس‌های *Eridostracina* بر اساس تعداد خطوط رشد (Adamczak 1961) و الگوی تزئینات خطوط رشد در سطح خارجی صدف (Levinson 1951) در نمونه‌های مجزا، بررسی روی سطح سنگ و مقاطع نازک (Levinson 1951; Olempska 2012) انجام می‌گردد. تا کنون سه تیره و شش جنس برای این زیر رسته شناسایی و تعریف شده است (شکل 7) (Olempska 2012). در این پژوهش دو جنس *Cryptophyllus* و *Schaefericoncha* شناسایی شدند.

در مورد دو شکلی جنسی و انتوزنی استراکدهای امروزی به دست آمده باعث شده که گاهی مراحل مختلف رشد به عنوان جنس‌ها و گونه‌های جدید معرفی شوند (Moore 1961). در این بین سرگذشت استراکدهای چند لایه حتی پیچیده‌تر است چون از سویی به علت شباهت ظاهری صدف آن‌ها با دوکفه‌ای‌ها باعث گمراهی پژوهشگران اولیه شده، از سوی دیگر وجود ویژگی‌های استراکدها باعث دیدگاه‌های مختلفی در مورد جایگاه فیلوژنتیکی آن‌ها شده است. Adamczak (1961) زیر رده *Eridostracina* را برای این استراکدهای چند لایه پیشنهاد کرد. (Schallreuter 1968, 1977) و Warshauer (1982) & Berdan گونه‌های *Eridostracina* را جزء گروه پالئوکوپیدا قرار دادند. (Olempska 2012) ضمن جمع‌آوری دیدگاه‌های مختلفی که تا کنون در مورد جایگاه *Eridostracina* منتشر شده، آن‌ها را جزء راسته پالئوکوپیدا قرار داد. وی با بررسی تصاویر میکروسکوپ الکترونی نشان

TIME GENERA	ORDOVICIAN			SILURIAN			DEVONIAN			CARBONIFER	
	EARLY	MIDDLE	LATE	EARLY	MIDDLE	LATE	EARLY	MIDDLE	LATE	EARLY	MIDDLE
<i>Eridoconcha</i>		—	—	—	—	—	—	—	—		
<i>Americoncha</i>		—	—								
<i>Schaefericoncha</i>				—	—	—	—	—	—		
<i>Cryptophyllus</i>		—	—	—	—	—	—	—	—		
<i>Rhabdostichus</i>									—	—	

شکل 7- توزیع چینه‌شناختی جنس‌های *Eridostracina* در پالئوزوئیک (Jones & Olempska 2013).



شکل 8- نمای عرضی صدف استراکد: سمت چپ A-I مراحل مختلف رشد در سطح بیرونی کاراپاس، سمت راست 3-6 برش جانبی نشان دهنده رشد لایه‌های مختلف از داخل صدف، 1 لولا، 2 لایه‌های پشتی، 9 سطح پشتی صدف (Adamczak 1961).

سیستماتیک

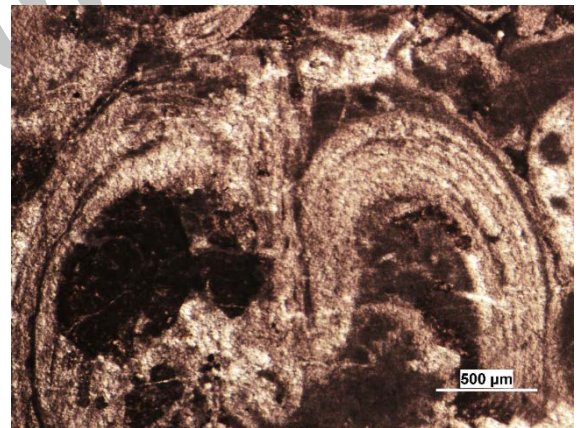
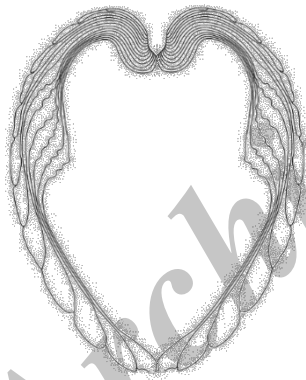
در جنس *Cryptophyllus* در سطح خارجی، لبه آزاد هر لایه به صورت خطوط رشد هم مرکز دیده می‌شود. در نمای پشتی *Epicline Dorsum* و ناحیه برآمده *umbo* دیده می‌شود. در نمای عرضی *preplete* تا *subamplete* است. در نمای عرضی *umbo* و در برش عرضی *Epicline Dorsum* قابل دیدن است (شکل 9 و 11).

در جنس *Schaefericoncha* سطح خارجی صدف بر خلاف *Cryptophyllus* صاف است و فقط در اثر فرسایش لایه لایه بودن صدف مشخص است ولی در شکل‌های منفرد صدف کاملاً صاف دیده می‌شود. خط لولا در قسمت پشتی کاملاً مستقیم و بلند است. هر یک از پوسته‌ها در طول خط لولا کمی نسبت به پوسته قبلی بالاتر قرار می‌گیرد، بنابراین در

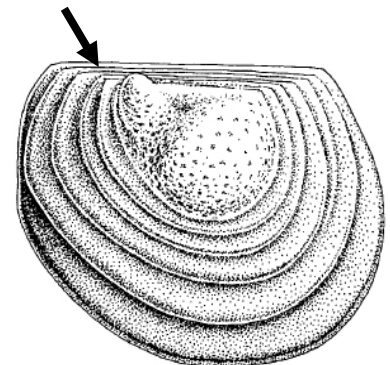
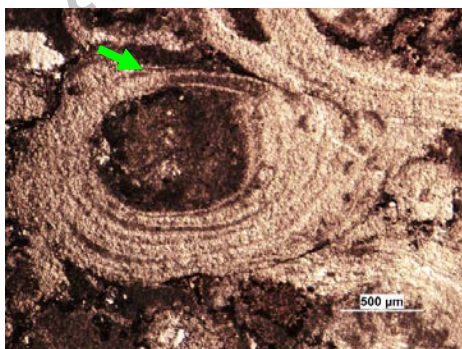
نمای عرضی *Hypocline Dorsum* دیده می‌شود (شکل 10 و 11). در برش عرضی صدف بیضی شکل *preplete* است. بخش جلویی، عقبی و شکمی محدب هستند. کفه‌ها نابرابرند.

Systematics

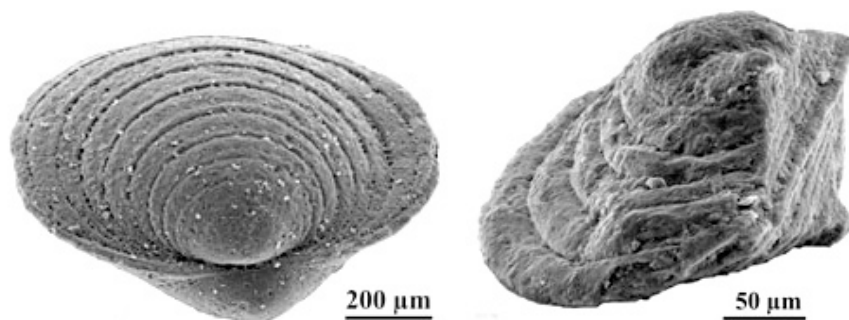
Kingdom Animalia Linnaeus 1758
Phylum Arthropoda Von Siebold 1848
Class Ostracoda Latreille 1802
Order Palaeocopida Henningsmoen 1953
Suborder Eridostracina Adamczak 1961
Family Conchoprimitiidae Henningsmoen 1953
Family Cryptophyllidae Adamczak 1961 (= *Rhabdostichidae* Rusconi 1954)
Family Eridoconchidae Henningsmoen 1953
Family Schaefericonchidae Schallreuter 1987
Family Schmidtellidae Neckaja 1966
Genus *Conchoprimitia* Opik 1935
Genus *Cryptophyllus* Levinson 1951
Genus *Rhabdostichus* Raymond 1946
Genus *Eridoconcha* Ulrich & Bassler 1923
Genus *Americoncha* Schallreuter 1968
Genus *Schaefericoncha* Schallreuter 1987



شکل 9- برش عرضی *Cryptophyllus* رشد لایه‌ها به سمت داخل صدف. شکل سمت راست از (Olempska (2012).



شکل 10- برش طولی مایل صدف *Schaefericoncha* که در آن بخشی لوب اولین لایه و *Hypocline Dorsum* دیده می‌شود. شکل سمت راست از (Olempska (2012).



شکل 11- حاشیه پستی در *Schaefericoncha* (راست) و *Cryptophyllus* (چپ) (Olempska 2012).

دیرینه بوم‌شناسی

استراکدهای چند لایه در آب‌های کم عمق مناطق استوایی و مجاور آن (Adamczak 1961) در رسوبات اردویسین تا کربونیفر (Jones & Olempska 2013) گسترش جهانی داشته‌اند (شکل 3). حضور آن‌ها در نقاط مختلف جهان از جمله روسیه (Eichwald 1860)، لهستان (Adamczak 1961)، آلمان (Schallreuter 1977)، آمریکا (Clarke 1882)، گزارش شده است. پیدایش آن‌ها در نهشته‌های دونین ایران، نشانه قرارگیری ایران در عرض‌های جغرافیایی پایین و آب و هوای گرم در دوره دونین است.

فراوانی استراکدها در بخش پائینی این برش، می‌تواند بیانگر شرایط خاص محیطی مثل شوری بالا، تغییرات PH یا کمبود اکسیژن باشد (Casier 2004) که فقط این موجودات با آن سازگار بوده‌اند. مطالعه روی استراکدهای امروزی مشخص کرده است که تأثیر عوامل محیطی مثل آلودگی باعث برهم زدن عملکرد هورمون‌هایی که در پوست‌اندازی استراکدها نقش ویژه‌ای دارند، می‌شود (LeBlanc 2007). حضور گونه‌های ایکریودوس و پلیگناتوس و شواهدی چون فونای دریایی کم عمق مثل شکم پایان و بازوپایان فراوان، آهک‌های ماسه‌ای، افق‌های گچ و مهم‌تر از همه فراوانی بسیار کم عناصر کنودونتی با وجود اسیدشویی چندین باره، همگی نشانگر تشکیل رسوبات در یک حوضه کم عمق دریایی است (Bultynck 2003; Narkiewicz & Bultynck 2007; 2010).

نتیجه

بررسی زیست‌چینه‌نگاری برش کوه رضاآباد به شناسایی 12 گونه کنودونتی، 8 جنس براکیوپود و 2 جنس استراکد منجر گردید. گستره سنی کنودونت‌های موجود، حاکی از سن ژیوتین پسین (زون کنودونتی *subterminus*) تا فرازین پسین (تا زیست زون *rhenana zone*) برای نهشته‌های مورد مطالعه است. برش شوراب در مجاورت برش مورد مطالعه کوه رضاآباد دارای از 440 متر آهک، آهک دولومیتی و ماسه سنگ تشکیل گردیده است بررسی کنودونت‌های برش مذکور حاکی از سن ژیوتین پسین تا فامنین میانی است، همچنین در برش شوراب واحد گچ مورد اشاره در برش شوراب و جو ندارد (شکل 6). حضور گونه‌های کنودونتی *Icriodus* و *Polygnathus*، بازوپایان، استراکدهای چند لایه و نهشته‌های تبخیری، همگی نشانه شرایط محیطی گرم و کم عمق در زمان رسوب‌گذاری نهشته‌های دونین بالایی بوده است. به نظر می‌رسد در دوره دونین، متأثر از کوهزایی کالدونین، حوضه‌های رسوبی مجزایی در ایران تشکیل شده است که در این حوضه‌های کم عمق و بسته، شرایط محیطی حاکم گاه به تشکیل نهشته‌های تبخیری منجر شده و گاه به سازگاری گروه خاصی از استراکدها انجامیده است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان برای پشتیبانی مالی و لجستیکی تشکر نموده و از خانم

رودبار، شمال دامغان. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص 313-318. مصدق ح. کبریائی‌زاده م.ح. و حسینی‌نژاد م. 1384. ویژگی‌های زیست چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی گذر دونین کربونیفر (سازندهای جیروود و مبارک در البرز شرقی. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص 285-295.

وزیری م. داستانپور م. و ناظری و. 1383. مبانی دیرینه‌شناسی، جلد دوم (میکروفسیل‌ها)، چاپ اول. کرمان: دانشگاه شهید باهنر کرمان، 285 ص. هاشمی ح. و فهیمی م. 1384. اسپورها و میکروفیتوپلانکتون‌های سازند جیروود در برش چینه‌شناسی دروار، غرب دامغان. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص 298-312.

هویدا م. بهرامی ع. و یزدی م. 1395. زیست چینه‌نگاری و زیست رخساره‌های نهشته‌های دونین در برش کوه شوراب (جنوب غرب دامغان) بر اساس فونای کنودونتی. مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، دانشگاه اصفهان (در حال چاپ).

Adamczak F. 1961. Eridostraca-a new suborder of ostracods and its phylogenetic significance. *Acta Palaeontologia Polonica*, 6: 29-104.

Ahmadi T. Dastanpour M. and Vaziri M.R. 2012. Upper Frasnian (Upper Devonian) *Polygnathus* and *Icriodus* conodonts from the Bahram Formation, Hur section, Kerman Province, southeastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 118: 203-212.

Alavi-Naini M. 1972. Etude géologique de la region de Djam, Geological Survey of Iran. Report No. 23: 288.

Alavi M. 1975. Geological map of the Djam Area, Tehran (scale 1:100,000): Geological Survey of Iran, 1 sheet.

Ashuri A.R. 2006. Middle Devonian-Early Carboniferous conodont faunas from the Khoshyeilagh Formation, Alborz Mountains, Northern Iran. *Journal of Science, Iran*, 17: 53-65.

پروفسور دنیس برایس (دانشگاه لیل فرانسه) و آقای پروفسور برنارد موتکووین (مؤسسه علوم طبیعی رویال بلژیک) برای بررسی نهایی نام‌گذاری نمونه‌های براکیوپود قدردانی می‌نمایند.

منابع

آقاباتی ع. 1387. فرهنگ چینه‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، 1297 ص. بختیاری س. 1384. اطلس راه‌های ایران: موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، 271 ص.

راضی‌علیپور ب. 1394. زیست چینه‌نگاری نهشته‌های دونین پسین برش کوه رضاآباد (جنوب غربی دامغان) بر اساس کنودونت‌ها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه اصفهان، اصفهان، 111 ص.

علوی‌نائینی م. 1372. چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران، 492 ص.

غلامعلیان ح. حسینی‌نژاد م. خسروی ز. و ترک‌زاده ماهانی ا. 1390. مطالعه کنودنت‌های دونین پسین در برش باغین، باختر کرمان. فصلنامه علوم زمین. 158-151:81.

غلامعلیان ح. زارعی ن. هایراپطیان و. و پروانه نژاد شیرازی م.

1393. داده‌های نوین درباره مرز فرازنین-فامنین

در برش کال سردر، شرق طبس، ایران مرکزی.

رخساره‌های رسوبی. 7 (10): 64-51.

کبریایی‌زاده م. ر. و نجف‌لو س. 1393. بازویان سازند بهرام

از جنوب غرب دامغان (برش شوراب). مجموعه

مقالات همایش ملی زمین‌شناسی و اکتشاف منابع،

شیراز، ص 1-5.

محمدی ک. مصدق ح. و اهری‌پور ح. 1384. تغییرات

زیستی رسوبی مرز دونین کربونیفر در برش تویه

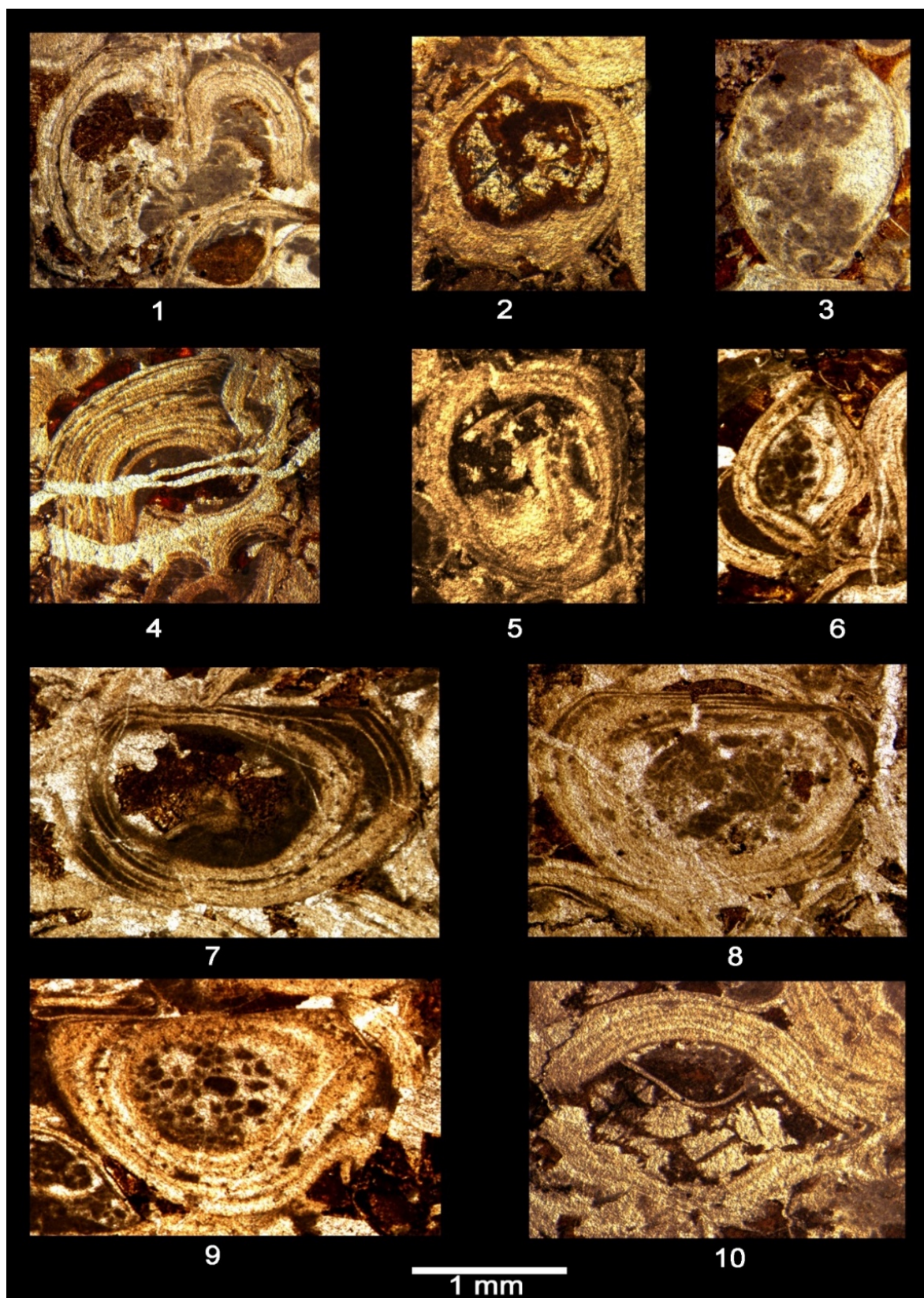
- Geosciences Scientific Quarterly Journal, 23: 105-114. [In Persian with English abstract].
- Hairapetian V. and Yazdi M. 2003. Late Devonian conodonts from Dalmeh section, Northeastern Ardekan, central Iran. *Courier Forschungs institut Senckenberg*, 245: 209-225.
- Henningsmoen G. 1953. Classification of Paleozoic straightthined ostracods. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 31: 185-288.
- Henningsmoen G. 1953. Classification of Paleozoic straightthined ostracods. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 31:185-288.
- Huddle J.W. 1934. Conodonts from the New Albany Shale of Indiana. *Bulletin of American Paleontology*, 21: 186-323.
- Jaanusson V. 1957. Middle Ordovician ostracodes of central and southern Sweden. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, 37: 173-442.
- Jones P. J. and Olempska E. 2013. The ostracode suborder Eridostracina (Adamczak, 1961). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 267: 341-352.
- Klapper G. and Lane H. R. 1985. Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the Polygnathus biofacies, N.W.T., Canada. *Journal of Paleontology*, 59: 904-951.
- Kononova L.I. Alekseev A.S. Barskov I.S. and Reimers A.N. 1996. New species of Poygnathid conodonts from the Frasnian of the Moscow Syncline. *Paleontologicheskii Zhurnal*, 30: 459-465.
- Latreille P. A. 1802c. *Histoire Naturelle, Générale et Particulière des Crustacés et Insectes. Familles Naturelles des Genres. Tome Quatrième: F. Dufart, Paris, 387 p.*
- Latreille P. A., 1802a, *Histoire Naturelle, Générale et Particulière des Crustacés et Insectes. Principes Élémentaires, Tome Second. F. Dufart, Paris, 380 p.*
- Latreille P. A. 1802b. *Histoire Naturelle, Générale et Particulière des Crustacés et Insectes. Familles Naturelles des Genres. Tome Troisième. F. Dufart, Paris, 467 p.*
- LeBlanc G. A. 2007. Crustacean endocrine toxicology: a review. *Ecotoxicology*, 16: 61-81.
- Levinson S. A. 1951. Thin Sections of Paleozoic Ostracoda and Their Bearing on Taxonomy and Morphology". *Journal of Paleontology*, 25(5): 553-560.
- Levinson S. A. 1951. Thin sections of Paleozoic Ostracoda and their bearing on taxonomy and morphology. *Journal of Paleontology*, 25: 553-560.
- Bahrami A. Gholamalian H. Corradini C. and Yazdi M. 2011. Upper Devonian conodont biostratigraphy of Shams Abad section, Kerman, Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 117:199-209.
- Bahrami A. Zamani F. Corradini C. Yazdi M. and Ameri H. 2014. Late Devonian (Frasnian) conodonts from the Bahram Formation in the Sar-e-Ashk Section, Kerman Province, Central-East Iran Microplate. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 53: 179-188.
- Becker G. and Bless M. J. M. 1974. Ostracode stratigraphy of the Ardenno-Rhenish Devonian and Dinantian: International Symposium on Namur 1974. *Belgian Micropaleontological Limits from Emsian to Viséan, Ministry of Economic Affairs, Brussels, Belgium: 1-52.*
- Branson E. B. and Mehl M. G. 1938. The conodont genus *Icriodus* and its stratigraphic distribution. *Journal of Paleontology*, 12: 156-166.
- Casier J.G. 2004. The mode of life of Devonian entomozocean ostracods and the Myodocopid Mega-Assemblage proxy for hypoxic events. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 74: 73-80.
- Clarke J. M. 1882. New phyllopod crustaceans from the Devonian of western New York. *American Journal of Sciences*, 3rd series, 23: 476-477.
- Eichwald E. 1860. *Lethaea Rossica on Pale'ontologie de la Russie. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1654 p.*
- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks. Springer, 984 p.*
- Gholamalian H. 2003. Age-implication of Late Devonian conodonts from the Chah-Riseh area, northeast of Esfahan, central Iran. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 245: 201-207.
- Gholamalian H. 2006. Biostratigraphy of Late Devonian sequence in Hutk section (North of Kerman) based on Conodonts. *Geosciences Scientific Quarterly Journal*, 15 (59): 94-101.
- Gholamalian H. and Kebriaie M. R. 2008. Late Devonian conodonts from the Hojedk Section, Kerman Province, Southeastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 114(2): 171-181.
- Gholamalian H. Ghoreishi Maremy S. and Parvaneh Nezhad shirazi M. 2014. Biostratigraphy of Late Devonian conodonts in Gerik section, eastern Zarand, Kerman Province.

- Canadian Cordillera and adjacent Montana. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 (12): 2404-2422.
- Schallreuter R. 1968. Zur Taxonomie und Phylogenie der Eridostraca (Ostracoda). *Palaontologische Zeitschrift*, 42: 105-119.
- Schallreuter R. 1977. On *Cryptophyllus gutta* Schallreuter. *Stereo Atlas of Ostracod Shells*, 4: 1-8.
- Schallreuter R. 1987. Ostrakoden aus silurischen Geschieben Westfalens I. *Geologie und Palaontologie in Westfalen*, 7: 43-55.
- Swain F. M. Cornell J. R. Hansen D. L. 1961. Ostracoda of the families Aparchitidae, Aechminidae, Leperditellidae, Drepanellidae, Eurychiliniidae and Punctaparchitidae from the Decorah Shale of Minnesota. *Journal of Paleontology*, 35: 345-372.
- Ulrich E. O. Bassler R. S. 1923. Paleozoic Ostracoda: their morphology, classification and occurrence. *Maryland Geological Survey, Reports Silurian 9*: 271-391.
- Von Siebold C.T. 1848. *Lehrbuch der vergleichenden Anatomie der Wirbellosen Thiere. Erster Theil*, in: Von Siebold C. T. & Stannius H. (eds.), *Lehrbuch der vergleichenden Anatomie*, 679 p.
- Warshauer S. M. Berdan J. M. 1982. Palaeocopid and podocopid Ostracoda from the Lexington Limestone and Clays Ferry Formation (Middle and Upper Ordovician) of Central Kentucky. *Geological Survey Professional Paper*, 1066-H: H1-H80.
- Weddige K. 1983. New stratigraphic data on Devonian and Carboniferous Formations from the Binalud and Ozbak-Kuh Mountains, NE Iran. *Geological Survey of Iran, Reports*, 51:105-117.
- Weddige K. 1984a. Externally controlled late Paleozoic events of the Iran Plate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 168: 278-286.
- Weddige K. 1984b. Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Devons und Karbons von NE Iran. *Senckenbergiana Lethaea*, 65:179-223.
- Wendt J. Kaufman B. Belka Z. Farsan N. and KarimiBavandpur A. 2005. Devonian-Lower Carboniferous stratigraphy of Iran part II, Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55 (1): 31-97.
- Yazdi M. 1999. Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia et Stratigrafia*, 105: 167-200.
- Ziegler W. and Sandberg C. A. 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Linnaeus C. 1758. Systema naturæ per regna tria naturæ, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis 1*, Stockholm, Laurentius Salvius, 824 p.
- Moore R. C. 1961. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q, Arthropoda 3, Crustacea Ostracoda*. Geological Society of America and University of Kansas Press, 442 p.
- Narkiewicz K. and Bultynck, P. 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geology Quarterly*, 51(4): 419-442.
- 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.
- Neckaja A. I. 1966. Ostrakody ordovika i silura SSSR (semeystva Schmidellidae, Rectellidae, Longisculidae i nekotorye novye vidy drugich semeystv). *Trudy VNIGRI*, 251: 1-104.
- Olempska E. 2012. Morphology and affinities of Eridostracina: Paleozoic ostracods with moult retention. *Hydrobiologia*, 688: 139-165.
- Opik A. 1937. Ostracoda from the Ordovician Uhaku and Kukruse formations of Estonia. *Publications of the Geological Institution of the University of Tartu*, 50: 1-74.
- Raymond P. E. 1946. The genera of fossil Conchostraca – an order of bivalve Crustacea. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 96: 217-307.
- Rome D. R. and Goreux, J. 1960. *Cryptophyllus (Ostracodes) du Strunien de la Belgique. Mémoires de L'Institut Géologique de L'Université de Louvain*, 21:185-204.
- Rusconi C. 1954. "Las piezas "Tipos" del Museo de Mendoza. *Revista del Museo de Historia Natural de Mendoza*, 7: 82-155.
- Sandberg C. A. and Dreesen R. 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternative shallow-water conodont zonation. *Geological Society of America Special Paper*, 196: 143-178.
- Sandberg C. A. Ziegler W. Leuteriz K. and Brill S. M. 1978. Phylogeny, speciation, and zonation of Siphonodella (Conodont, Upper Devonian and Lower Carboniferous). *Newsletter on stratigraphy*, 2: 102-120.
- Savoy L. E. and Harris A. G. 1993. Conodont biofacies and taphonomy along a carbonate ramp to black shale basin (latest Devonian and earliest Carboniferous), southernmost

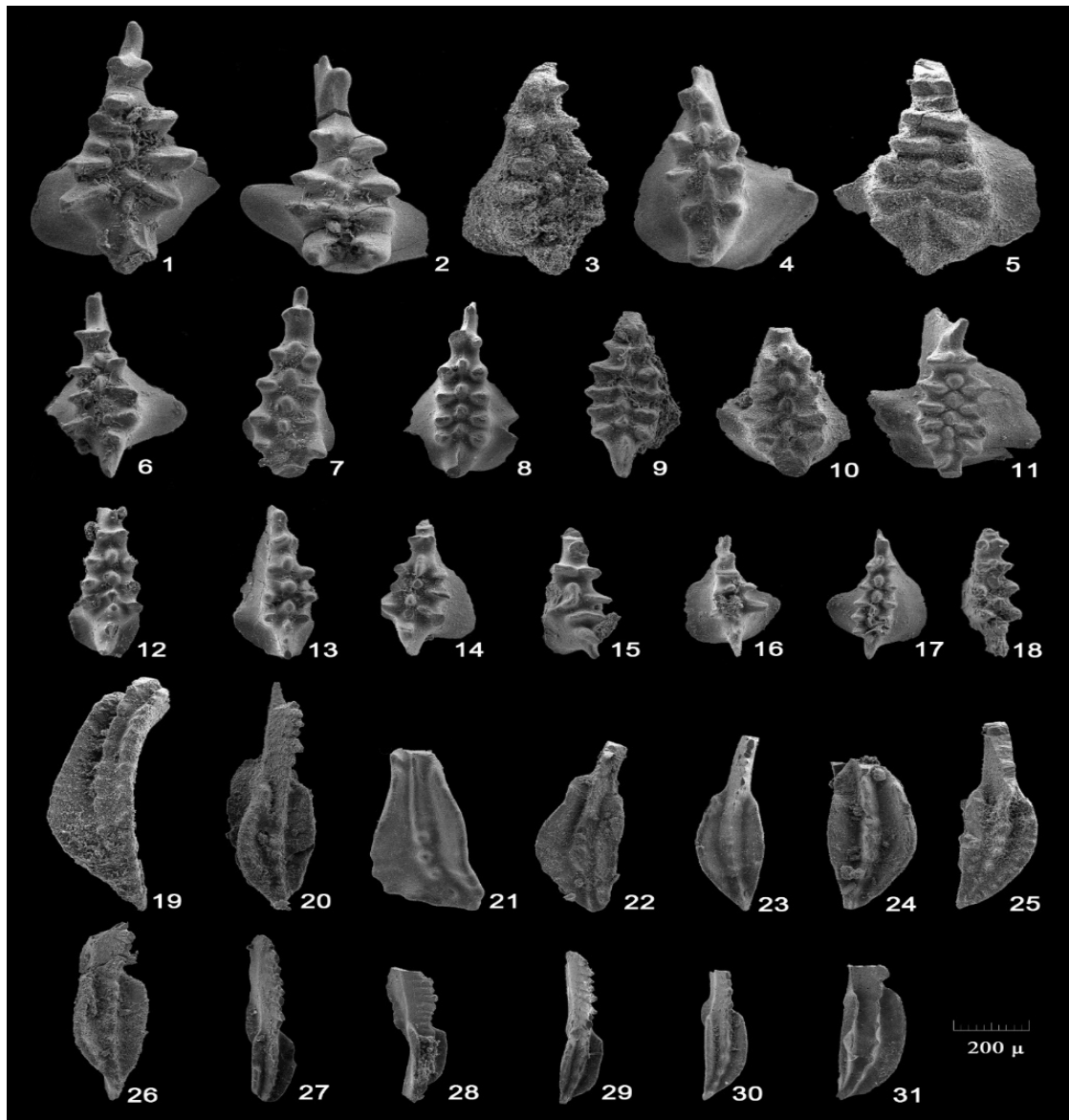
Bultynck, (editor), Subcommission on Devonian Stratigraphy Recognition of Devonian series and stage boundaries in geological areas. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 335-347 p.

Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 121: 1-115.
Ziegler W. and Sandberg C. A. 2000. Utility of Palmatolepids and Icriodontids in recognizing Upper Devonian Series, Stage, and possible Substage boundaries, in P.

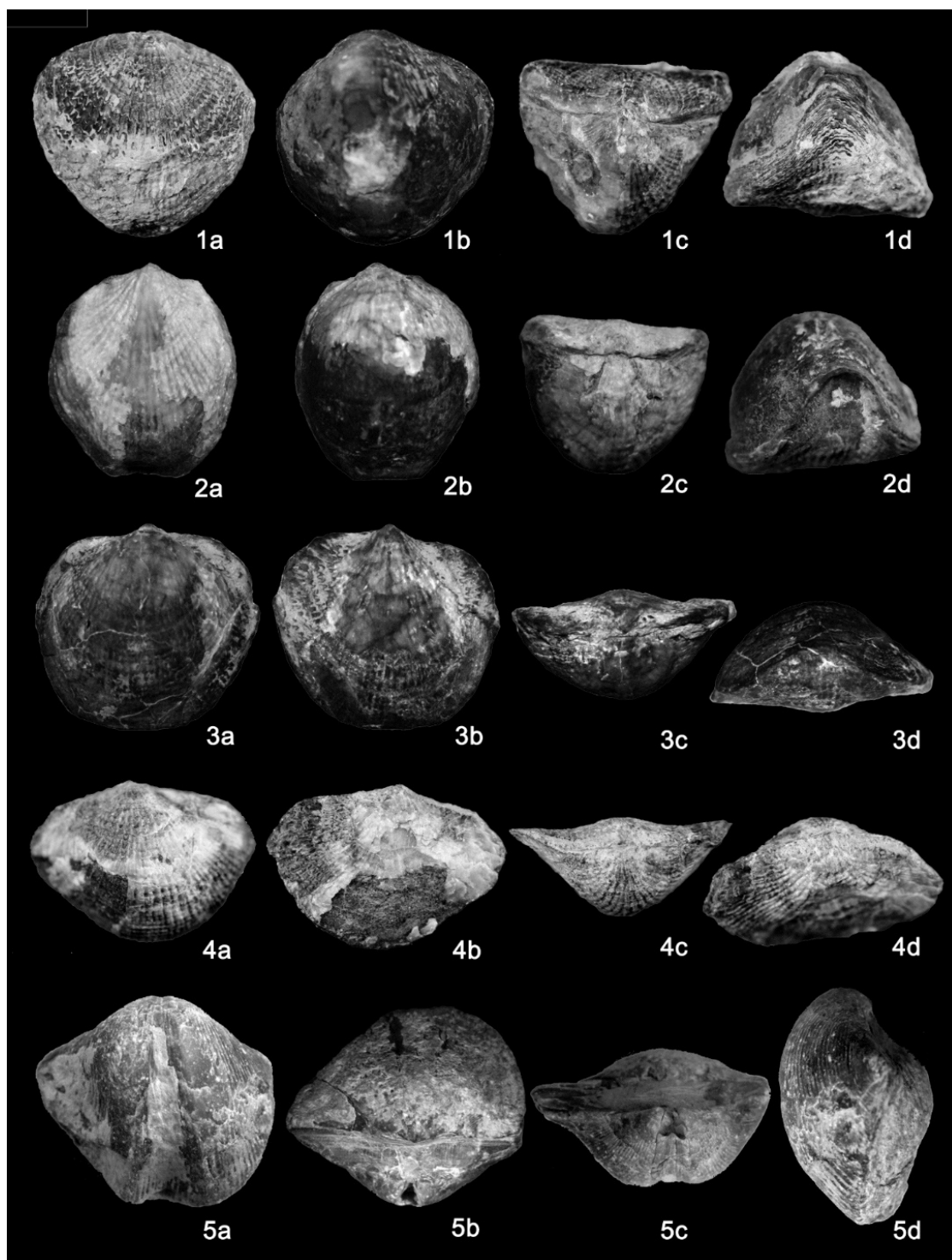
Archive of SID



Figs. 1, 2, 3, 4, 5, 10- *Cryptophyllus* sp., Levinson, 1951, 1) Sagittal section; 2, 3, 4, 5, 10) Cross section; Figs. 6, 7, 8, 9- *Schaefericoncha* sp., SchallreUter, 1987, 6) Cross section; 7, 8, 9) Lateral section.



Figs. 1, 2, 4, 5, 6, 11, 17-*Icriodus excavatus*, Weddige, 1984, 1) Upper view of EUIC 10022, Sample B5; 2) Upper view of EUIC 10023, Sample B5; 4) Upper view of EUIC 10024, Sample B1; 5) Upper view of EUIC 10029, Sample B2; 6) Upper view of EUIC 10031, Sample B1; 11) Upper view of EUIC 10026, Sample B15; 17) Upper view of EUIC 10028, Sample B15. Figs. 3, 10, 14- *Icriodus subterminus*, Youngquist, 1947, 3) Upper view of EUIC 10049, Sample B2; 10) Upper view of EUIC 10025, Sample B2; 14) Upper view of EUIC 10027, Sample B16. Figs. 7, 8, 12- *Icriodus expansus* Branson & Mehl, 1938; 7) Upper view of EUIC 10032, Sample B16; 8) Upper view of EUIC 10033, Sample B1; 12) Upper view of EUIC 10034, Sample B16. Fig. 13- *Icriodus cf. brevis*, Stauffer, 1940, Upper view of EUIC 10035, Sample B18. Figs. 9, 15, 16- *Icriodus iowaensis*. Youngquist & Peterson, 1947, 9) Upper view of EUIC 10030, Sample B18, 15) Upper view of EUIC 10037, Sample B18; 16) Upper view of EUIC 10038, Sample B18; Fig. 18- *Icriodus brevis*, Stauffer, 1940, Upper view of EUIC 10036, Sample B16. Figs. 20- *Polygnathus alatus* Huddle 1934; Upper view of EUIC 10039, Sample B16. Fig. 21, 22- *Polygnathus aequalis*, Klapper & Lane, 1985, 21) Upper view of EUIC 10040, Sample B16; 22) Upper view of EUIC 10041, Sample B16. 23, 24, 26- *Polygnathus prepolitus* Kononova et al., 1996, 23) Upper view of EUIC 10042, Sample B16; 24) Upper view of EUIC 10043, Sample B16; 26) Upper view of EUIC 10044, Sample B16. Figs. 27-31- *Polygnathus xylus*, Stauffer, 1940, 27) Upper view of EUIC 10045, Sample B16; 28) Upper view of EUIC 10046, Sample B16; 29) Upper view of EUIC 10046, Sample B16; 30) Upper view of EUIC 10047, Sample B16; 31) Upper view of EUIC 10048, Sample B16. Fig. 19- *Polygnathus* sp. A; Upper view of EUIC 10050, Sample B6. Fig. 25- *Polygnathus* sp. B; 25) Upper view of EUIC 10051, Sample B16.



Figs. 1-4- *Atrypa* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) posterior view; d) anterior view.
Fig. 5- *Cyrtospirifer* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) posterior view; d) lateral view.

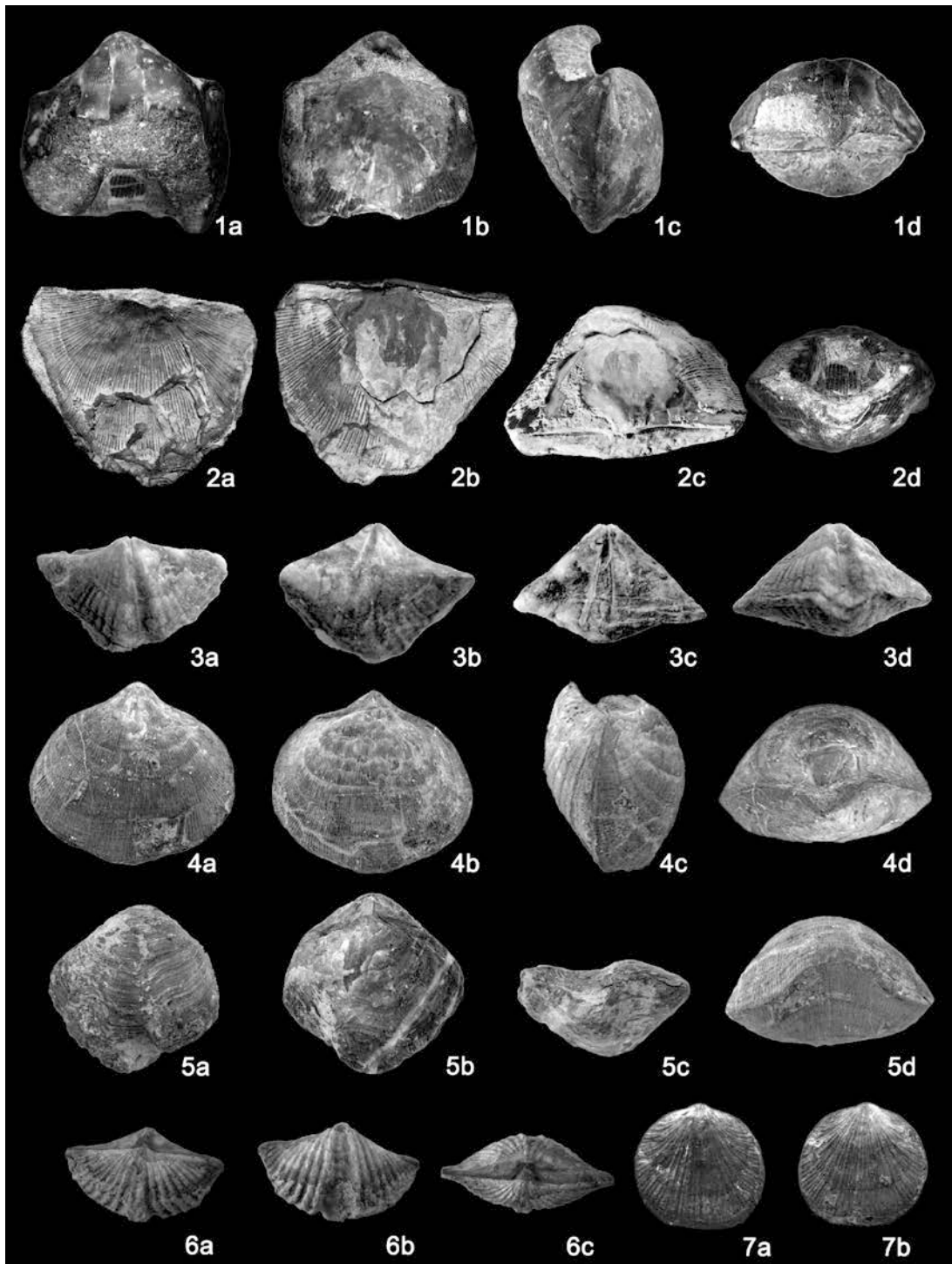


Fig. 1-*Uchtospirifer* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) lateral view; d) posterior view; e) anterior view.

Fig. 2-*Douvillina* sp., a) brachial valve view; b) pedicle valve view; c) posterior view.

Fig. 3, 6-*Adolfia* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) posterior view; d) anterior view.

Fig. 4- *Schizophoria* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) lateral view; d) posterior view; e) anterior view.

Fig. 5- *Athyris* sp., 1a) pedicle valve view; b) brachial valve view; c) anterior view.

Fig. 7- *Aulacella* sp., a) pedicle valve view; b) brachial valve view.

Archive of SID