

زیست‌چینه‌نگاری و زیست‌رخساره نهشته‌های دونین سازند بهرام در برش شمال تار (دره ورکمر - جنوب غربی نطنز) بر اساس فونای کنودونتی

علی بهرامی*

دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

*پست الکترونیک: bahrami_geo@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۵/۸/۲۵

تاریخ دریافت: ۹۵/۵/۱۵

چکیده

برش مورد مطالعه در مجاورت روستای تار (منطقه طرق) در ۴۵ کیلومتری جنوب غربی شهر نطنز و ۱۱۰ کیلومتری شمال غرب اصفهان قرار دارد. از دیدگاه ساختاری برش مورد مطالعه بخشی از پهنه سنندج - سیرجان بوده که در نزدیکی محل تماس کمر بند آتش فشانی ارومیه - دختر و ایران مرکزی قرار دارد. در این تحقیق نهشته‌های سازند بهرام از دیدگاه زیست‌چینه‌نگاری فونای کنودونتی مورد بررسی قرار گرفته است. سازند بهرام در برش شمال تار با ضخامت ۲۰۷/۷ متر از سه واحد سنگ‌شناسی مختلف تشکیل شده است. بخش پایینی عمدتاً یک واحد آواری متشکل از ماسه سنگ، شیل و دولومیت می‌باشد و دو بخش بالایی عمدتاً کربناته هستند، اما در محتوای فسیلی با هم تفاوت دارند. بر اساس کنودونت‌های به دست آمده جمعاً ۲۶ گونه کنودونتی متعلق به ۴ جنس شناسایی گردید که شامل موارد زیر است:

Ancyrodella sp., *Bipennatus bipennatus*, *Icriodus* aff. *difficilis*, *Icriodus alternatus alternatus*, *Icriodus brevis*, *Icriodus eslaensis*, *Icriodus excavatus*, *Icriodus expansus*, *Icriodus obliquimarginatus*, *Icriodus* sp. nov., *Icriodus subterminus*, *Polygnathus aequalis*, *Polygnathus alatus*, *Polygnathus angustidiscus*, *Polygnathus* cf. *parawebbi*, *Polygnathus ensensis*, *Polygnathus linguiformis linguiformis* $\gamma 1a$, *Polygnathus linguiformis linguiformis* $\gamma 1b$, *Polygnathus linguiformis linguiformis* $\gamma 2$, *Polygnathus linguiformis linguiformis* $\gamma 4$, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *Polygnathus politus*, *Polygnathus pseodufoliatius*, *Polygnathus varcus*, *Polygnathus webbi*, *Polygnathus xylus*.

با بررسی زیست‌چینه‌نگاری کنودونت‌های شناسایی شده مجموعاً سه بایوزون کنودونتی برای نهشته‌های سازند بهرام شامل *expansus* Zone و *subterminus* Zone و *Upper falsiovalis* (Frasnian)? شناسایی گردید. با توجه به مطالعه کنودونت‌های به دست آمده و بایوزون‌های شناسایی شده سن سازند بهرام در برش شمال تار از ژئوتین پسین تا فراژنین پیشین؟ پیشنهاد می‌گردد. با توجه به فراوانی گونه‌های کنودونتی *Icriodus* و *Polygnathus* در برش مورد مطالعه، رخساره زیستی غالب رخساره ایکریوتید - پلی‌گناتید و محیط زیست دیرینه آن بخش کم عمق پلاتفرم کربناته پیشنهاد می‌گردد، البته برای بخش‌های پایینی بایوزون *expansus* و بخش *Upper falsiovalis*? رخساره زیستی تا حدودی به سمت پلی‌گناتید - ایکریوتید تغییر می‌یابد که حاکی از افزایش عمق نسبی در این دو بایوزون می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: برش شمال تار (دره ورکمر)؛ سازند بهرام؛ زیست‌چینه‌نگاری؛ کنودونت‌ها.

مقدمه

زمین‌شناسی منطقه شامل دولومیت‌های دارای میان لایه‌های شیل‌های تیره و سنگ‌های بازالتی متعلق به سازند کهر می‌باشند. بر روی طبقات پرکامبرین سازند کهر،

منطقه سُه و نطنز (محدوده طرق) در شمال اصفهان، در حاشیه غربی صفحه ایران مرکزی و چسبیده به حاشیه شرقی پهنه سنندج - سیرجان قرار دارند. قدیمی‌ترین نهشته‌های

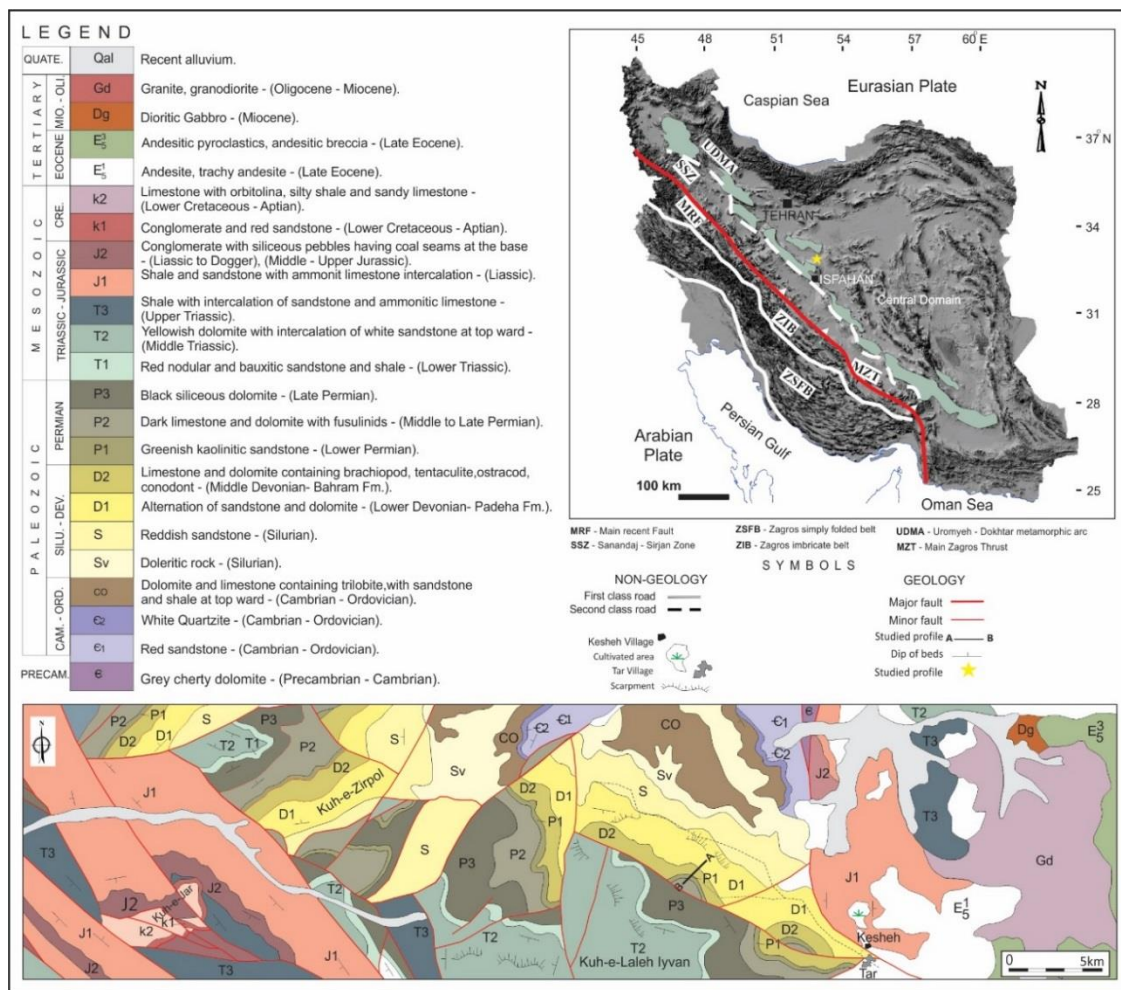
2005)، احتمالاً با شروع حوادث هرسی نین در ارتباط بوده است (Berberian & King, 1981). بر اساس فرضیه‌ای دیگر، ممکن است این واقعه نتیجه تغییر شکل و بالا آمدگی در مرحله ابتدایی قبل از فرورانش فشارشی در طول حاشیه شمالی گندوانا و در پالئوتیس درست قبل از باز شدگی ریفت نئوتیس در پرمین میانی باشد (Sharland *et al.*, 2001; Ruban *et al.*, 2007). سنگ‌های آتش فشانی منطقه مربوط به دو فعالیت آتش فشانی دوران پالئوزوئیک و دوران سنوزوئیک می‌باشند. سنگ‌های بازالتی متعلق به سازند کهر، قدیمی‌ترین فعالیت آتش فشانی منطقه را نشان می‌دهد. دومین فعالیت آتش فشانی دوران اول به صورت هم‌شیب یا به صورت توده نفوذی، دولومیت‌های سازند سلطانیه را قطع می‌کنند. سنگ‌های آتش فشانی دوران سوم نیز مربوط به پالئوسن و ائوسن می‌باشند که در شرق منطقه در حوالی روستای کشه و در نزدیکی برش مورد مطالعه در ارتفاعات کرکس با ترکیب حدواسط آندزیتی و بازالتی بوده که به کمر بند آتش فشانی ارومیه - دختر تعلق دارند (Zahedi, 1973).

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

روستای تار در ۱۲۰ کیلومتری شمال اصفهان و در ۵۵ کیلومتری جنوب غربی نظنز با مختصات جغرافیایی $51^{\circ} 41'$ $29''$ طول شرقی و $33^{\circ} 27' 56''$ عرض شمالی (در ورقه طرق) واقع شده است. دسترسی به برش شمال تار از طریق جاده اصفهان - نظنز پس از عبور از روستاهای طرق، کشه و تار و طی مسافت ۸ کیلومتری بعد از باغ‌های ورکمر می‌باشد. در محدوده دره ورکمر برش‌های متعددی از نهشته‌های دونین با ضخامت‌های متفاوت به علت عملکرد گسل‌های منطقه وجود دارد و برخی از این برش‌ها دارای سنگ شناسی نسبتاً متفاوتی نسبت به سایر برش‌های این منطقه می‌باشند (Bahrami *et al.*, 2015).

دولومیت‌های سازند سلطانیه به صورت هم‌شیب قرار گرفته و آن‌ها را ماسه سنگ‌های سازند لالون به طور هم‌شیب، ولی با وقفه‌ای در رسوب‌گذاری می‌پوشاند. سپس نهشته‌های کربناته تریلویت‌دار سازند میلا که بخش بالایی آن شیلی و ماسه سنگی است، به صورت هم‌شیب و بدون توقف در رسوب‌گذاری قرار می‌گیرند. لایه‌های ماسه‌سنگی سازند نیور که با یک لایه بازالتی شروع می‌شود و می‌تواند معرف رخساره آواری حاصل از کوهزایی کالدونین باشد، با یک نبود رسوب‌گذاری در این ناحیه دیده می‌شود که در زیر تناوبی از لایه‌های ماسه سنگی و دولومیتی با میان لایه‌های نازک شیلی قرمز متعلق به سازند پادها قرار گرفته‌اند. پیش‌روی دریای دونین در این ناحیه از دونین میانی شروع می‌شود که سبب نهشته شدن ردیف‌های کربناته دارای بازوپایان شده است. حضور کنودونت‌ها به همراه مرجان‌ها، بازوپایان، استراکدها، ریزبقایای مهره‌داران، سوزن اسفنج‌ها و خرده‌های بریوزوئر همگی بیانگر محیط دریایی قدیمه کم عمق و گرم می‌باشد. پس از آن رسوبات کربناته فوزولینید و بازوپادار سازند جمال که در قاعده آن‌ها یک لایه ماسه سنگی بوکسیت‌دار وجود دارد، به صورت هم‌شیب و با یک نبود رسوب‌گذاری (کربنیفر و پرمین زیرین)، بر روی طبقات دونین قرار گرفته‌اند. پیش‌روی دریای پرمین و رسوب‌گذاری دریایی آن با ماسه سنگ آهکی شروع می‌شود به طوری که این رسوبات به تدریج و به سمت بالا به سنگ آهک‌های فوزولینیدار تبدیل می‌شود (Zahedi, 1973; Zahedi, 1966) (شکل ۱ و ۵).

Zahedi (1973)، ادهمیان (۱۳۷۷)، Adhamian (2003)، اعلایی و همکاران (۱۳۹۰)، Ghobadipour *et al.* (2013)، Bahrami *et al.* (2015)، به بررسی نهشته‌های دونین در این منطقه پرداخته‌اند. نبود فرسایشی پیش از پرمین در این ناحیه که به عنوان ناپیوستگی هرسی نین در اغلب بخش‌های پلاتفرم ایران نیز گزارش شده (Wendt *et al.*, 2002)،



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی و موقعیت ساختاری برش مورد مطالعه (زاهدی، ۱۹۶۶) بازترسیم با تغییرات جزئی

سنگ چینه‌نگاری و فونای زیستی

نهشته‌های سازند بهرام در برش مورد مطالعه با ضخامت در حدود ۲۰۷/۷ متر متشکل از سه واحد کربناته آواری شامل تناوبی از ماسه سنگ‌های نازک لایه ورقه‌ای دارای طبقه بندی مورب، دولومیت‌های نازک تا متوسط و میان لایه‌های نازک کربناته، سنگ آهک‌های خاکستری تیره تا خاکستری نازک تا متوسط لایه دارای افق‌های نازک ماسه‌سنگی و بیوستروم مرجانی دارای بازوپایان فراوان، تتاکولیتید، بقایای مهره‌داران، سوزن اسفنج، استراکد، کنودونت و افق‌های سنگ آهک خاکستری اوولیتی می‌باشد. نهشته‌های سازند بهرام در برش مورد مطالعه به طور ناپیوسته بر روی ماسه سنگ‌های قهوه‌ای

سازند پادها (دونین پیشین؟) قرار دارند و همچنین با ناپیوستگی هم‌شیب در زیر سنگ آهک و دولومیت‌های پرمین سازند جمال قرار می‌گیرند. به دلیل بارندگی زیاد و شرایط آب و هوایی خاص در منطقه و هوازدگی شدید معمولاً دستیابی به رخنمون‌های سنگی مناسب به سختی میسر می‌باشد. سنگ‌شناسی توالی مورد مطالعه و ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای هر کدام از واحدها به تفکیک زیر می‌باشد:

- ۱- ماسه سنگ دانه ریز ورقه‌ای همراه با میان لایه‌های نازک ماسه سنگ شیلی (سازند پادها) به ضخامت ۱۰ متر.
- ۲- ماسه سنگ زرد تا خاکستری دارای طبقه‌بندی مورب و میان لایه‌های دولومیتی به ضخامت ۱۲ متر.

بازوپایان به ضخامت ۶۴ متر.

۱۵- سنگ آهک خاکستری رنگ ریفی دارای قطعات

مرجان، استراکد فراوان و کنودونت به ضخامت ۲۲ متر.

۱۶- سنگ آهک شیلی خاکستری دارای رخساره اوولیتی و

خرده‌های پراکنده مرجانی به ضخامت ۷ متر.

۱۷- ماسه سنگ سفید، سنگ آهک خاکستری فوزولینیدار

پریمین به ضخامت ۵ متر.

در حدود ۱۱۷ متری از قاعده برش چند افق از استراکدهای

چند لایه شناسایی گردید. این استراکدهای چند لایه گروه

کوچکی از سخت پوستان دریایی کمتر شناخته شده با

کاراپاس چند لایه کلسیتی هستند (شکل ۲) که در مراحل

رشد، پوسته‌های خود را حفظ نموده و ورقه‌های پوششی 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). این فسیل‌ها در آب‌های کم‌عمق

مناطق استوایی و مجاور آن گسترش جهانی داشته‌اند

(Adamczak, 1961) و تاکنون در رسوبات اردوئین تا

کربنیفر نقاط مختلف جهان یافت شده‌اند (Jones &

Olempska, 2013). حضور آن‌ها اولین بار در روسیه

(Eichwald, 1860) و سپس در آمریکا (Clarke, 1882)

گزارش شده است. این افق‌های مملو از استراکدهای چند

لایه اخیراً از برش‌های دیگر نظیر برش کوه رضاآباد در

جنوب غربی دامغان نیز گزارش شده است (راضی علیپور و

همکاران، ۱۳۹۶).

۳- تناوب دولومیت زرد رنگ و سنگ آهک خاکستری

نازک لایه دارای بازوپا و بریوزوئره‌های ریزمقیاس به

ضخامت ۲۱ متر.

۴- ماسه سنگ همراه با میان لایه‌های ماسه سنگ شیلی به

ضخامت ۱۴ متر.

۵- سنگ آهک نازک لایه خاکستری رنگ حاوی

بازوپایان و استراکد به ضخامت ۱۰ متر.

۶- دولومیت زرد تا خاکستری به ضخامت ۵ متر.

۷- ماسه سنگ قهوه‌ای تا خاکستری دانه ریز به ضخامت

۲ متر.

۸- دولومیت زرد تا خاکستری به ضخامت ۶ متر.

۹- سنگ آهک ماسه‌ای خاکستری دارای فسیل بازوپایان و

تنتاکولیتید به ضخامت ۷ متر.

۱۰- سنگ آهک نازک لایه ورقه‌ای دارای میان لایه‌های

نازک دولومیتی و بلورهای پیریت به ضخامت ۴ متر.

۱۱- ماسه سنگ دانه ریز خاکستری رنگ دارای طبقه‌بندی

مورب به ضخامت ۵ متر.

۱۲- سنگ آهک خاکستری روشن تا تیره دارای فسیل

بازوپایان، استراکد و قطعات پراکنده مرجانی به ضخامت

۶ متر.

۱۳- ماسه سنگ خاکستری تیره آرکوزی به ضخامت

۱۲/۷ متر.

۱۴- سنگ آهک خاکستری نازک تا متوسط لایه دارای

فسیل فراوان کنودونت، استراکد، بقایای میکروسکپی

مهره‌داران و ماهی‌ها، لایه‌های دارای خرده‌های جهت یافته



شکل ۲: جنس *ryptophyllus* (Olempska (2012); رشد لایه سمت داخل صدف در نمای د

در این بین بقایای تتناکولیت‌ها، شکم‌پایان و بازوپایان نیز فراوانی قابل توجهی دارند (شکل ۳).

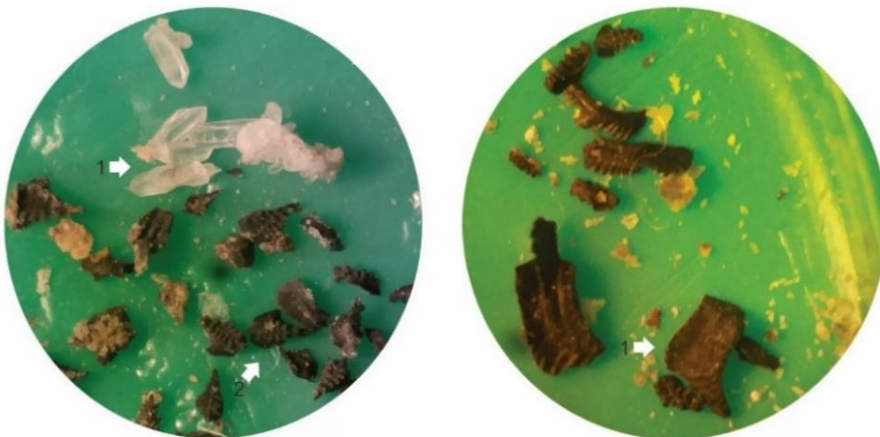
همچنین در بخش حدوداً ۹۰ متری از قاعده برش، علاوه بر حضور کنودونت‌ها و بقایای مهره‌داران مجموعه‌ای از بقایای هولوتورین‌ها و بلورهای ایزوله پیریت وجود دارند.



شکل ۳: بقایای هولوتورین (خیاران دریایی)، فلس و دندان مهره‌داران، عناصر کنودونتی، تتناکولیت و گاستروپود (راست)، بلورهای پیریت (سمت چپ)

بررسی‌ها حاکی از این است که فرآیند تغییر رنگ در عناصر کنودونتی یک فرآیند پیش‌رونده، تجمعی، برگشت‌ناپذیر و یک طرفه است که به دما و زمان وابسته است. در ابتدا پنج محدوده رنگی برای تغییر رنگ عناصر کنودونتی معرفی شد (Epstein *et al.*, 1977). با بررسی‌های دقیق‌تر روی عناصر بعدها تعداد این محدوده‌ها از پنج به هشت ارتقا یافت (Rejebian *et al.*, 1987). بررسی تغییر رنگ عناصر کنودونتی برش مورد مطالعه حاکی از عدد ۴/۵ تا ۵ برای این عناصر بوده که ناشی از تحمل حرارت زیاد و نبود هر نوع هیدروکربور در منطقه است (شکل ۴).

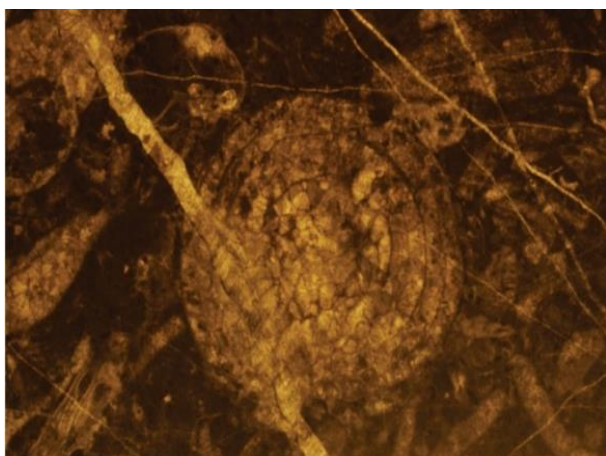
در بررسی عناصر اسکلتی کنودونت‌ها، بررسی اندیس تغییر رنگ (CAI= Conodont Alteration Index)، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. عموماً عناصر اسکلتی که حرارت زیادی را تحمل نکرده‌اند، به رنگ زرد روشن یا کهربایی دیده می‌شوند. به تدریج با افزایش عمق تدفین و در نتیجه افزایش فشار و حرارت، رنگ این عناصر به رنگ خرمایی درمی‌آید و با افزایش فشار و حرارت به علت فرآیند کربنی شدن، رنگ این عناصر به سمت رنگ‌های تیره سوق می‌یابد و در ادامه با افزایش مجدد دما و فشار و از بین رفتن تمام کربن، رنگ این عناصر به صورت شفاف و سفید در خواهند آمد.



شکل ۴: عناصر کنودونتی پیش از تصویربرداری با میکروسکپ الکترونی؛ رنگ تیره اجزای اسکلتی گویای شاخص تغییر رنگ حدود ۴/۵ تا ۵ و وجود بلورهای کوارتز همراه و بر روی کنودونت‌ها

برش‌های مختلف ایران مرکزی قابل پیگیری می‌باشد.

نهایتاً نهشته‌های پرمین در منطقه نیز با ناپوستگی بر روی نهشته‌های دونین قرار می‌گیرند که این ناپوستگی نیز در



شکل ۵: افق سنگ آهک خاکستری فسیل‌دار پرمین با تبلور مجدد (راست)، مقطع نازک از همان لایه (چپ) *Verbeekina* sp.?

Polygnathus منجر گردید. اولین افق‌های کنودونتی برش مورد مطالعه نمونه‌های B/N3-B/N6 می‌باشند. گونه‌های کنودونتی موجود در این بخش شامل *Polygnathus cf. Polygnathus ensensis parawebbi*، *Polygnathus linguiformis linguiformis ensensis*، *Polygnathus linguiformis linguiformis γ1a*، *Polygnathus linguiformis linguiformis γ1b*، *Polygnathus linguiformis linguiformis γ2*، *Polygnathus linguiformis linguiformis γ4*، *Polygnathus xylus* و *Polygnathus varcus* می‌باشند که به طور کلی سنی قدیمی‌تر از بایوزون *expansus* را نشان می‌دهند.

بایوزون ۱: *expansus* Zone

این بایوزون در برگیرنده نمونه‌های B/N7 تا B/N15 است و سنگ‌شناسی غالب آن ماسه سنگ زرد تا خاکستری دارای طبقه‌بندی مورب و میان لایه‌های دولومیتی و در بالا تناوب دولومیت زرد رنگ و سنگ آهک خاکستری نازک لایه دارای بازو پایان و

زیست چینه نگاری

Bultynck (2003) و Narkiewicz & Bultynck (2007, 2010) با توجه به بررسی توزیع و فراوانی کنودونت‌های مربوط به نهشته‌های کم عمق شرق لهستان و مقایسه گستره سنی آن‌ها با سایر نقاط جهان، نمودار جدید گستره سنی کنودونت‌های ژئوتین - فرازین پیشین را مشخص نموده‌اند. در پژوهش حاضر، از نمودار این بایوزون‌های جدید برای بایوزوناسیون نهشته‌های کم عمق سازند بهرام نیز استفاده شده است (شکل ۶).

به منظور بررسی زیست چینه نگاری و تعیین سن نهشته‌های سازند بهرام در برش شمال تار مجموعاً ۴۶ نمونه به صورت سیستماتیک برداشت و با روش‌های آزمایشگاهی اسیدشویی با اسید استیک / اسید فرمیک جهت مطالعه فونای کنودونتی آماده سازی شدند. از این تعداد ۲۶ نمونه دارای کنودونت بوده که از مطالعه آنها جمعاً ۲۹۶ عنصر کنودونتی به دست آمد. افق‌های دارای کنودونت عمدتاً متعلق به بخش کربناته بالایی برش می‌باشد. در مجموع، مطالعه فونای به دست آمده به شناسایی ۲۷ گونه متعلق به ۴ جنس *Icriodus*، *Bipennatus*، *Ancyrodella* و

Icriodus alternatus alternatus aff. Difficilis
Icriodus Icriodus excavatus Icriodus brevis
Icriodus subterminus Icriodus sp. nov. expansus
 و *Polygnathus xylus* قابل مشاهده می‌باشند. مرز زیرین این بایوزون با اولین حضور گونه کنودونتی *Icriodus subterminus* در نمونه B/N16 مشخص می‌گردد. مرز بالایی آن نیز با حضور گونه‌های *Ancyrodella sp.*، *Polygnathus alatus*، *Polygnathus aequalis* و *Polygnathus politus*، *Polygnathus angustidiscus* در قاعده بایوزون بعدی Upper *Polygnathus webbi* Zone? که از فونای شاخص فرازین می‌باشند مشخص می‌گردد.

بایوزون ۳: Lower falsiovalis

این بایوزون شامل نمونه‌های B/N33 تا B/N46 با سنگ‌شناسی سنگ آهک خاکستری ریفی دارای قطعات مرجان، استراکد فراوان و کنودونت و نیز سنگ آهک شیلی خاکستری با رخساره اوولیتی می‌باشد. این بایوزون با حضور گونه‌های کنودونتی *Ancyrodella sp.*، *Polygnathus aequalis*، *Polygnathus politus* و *Polygnathus angustidiscus alatus* مشخص می‌شود. بر روی این بخش سنگ آهک‌های فوزولینیدار پرمین با یک ناپیوستگی قرار گرفته‌اند.

با بررسی نمودار توزیع فراوانی کنودونت‌ها (جدول ۱) در بخش پایینی برش، رخساره غالب، پلی‌گناتید - ایکریودونتید می‌باشد، در بایوزون *expansus* رخساره کنودونتی به ایکریودونتید - پلی‌گناتید و در بایوزون *subterminus* این رخساره به رخساره ایکریودونتید تغییر می‌یابد. در بخش بایوزون Upper *falsiovalis* رخساره

بریوزوئرها ریز مقیاس می‌باشد. در این بخش نمونه‌های B/N7 تا B/N13 و B/N15 دارای کنودونت بوده و گونه‌های زیر در این بخش قابل شناسایی است:

Bipennatus bipennatus, *Icriodus brevis*, *Icriodus eslaensis*, *Icriodus excavatus*, *Icriodus expansus*, *Icriodus obliquimarginatus*, *Icriodus sp. nov.*, *Polygnathus cf. parawebbi*, *Polygnathus ensensis*, *Polygnathus linguiformis linguiformis γ1a*, *Polygnathus linguiformis linguiformis γ1b*, *Polygnathus linguiformis linguiformis γ2*, *Polygnathus linguiformis linguiformis γ4*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *Polygnathus pseodufoliatu*, *Polygnathus varcus*, *Polygnathus xylus*

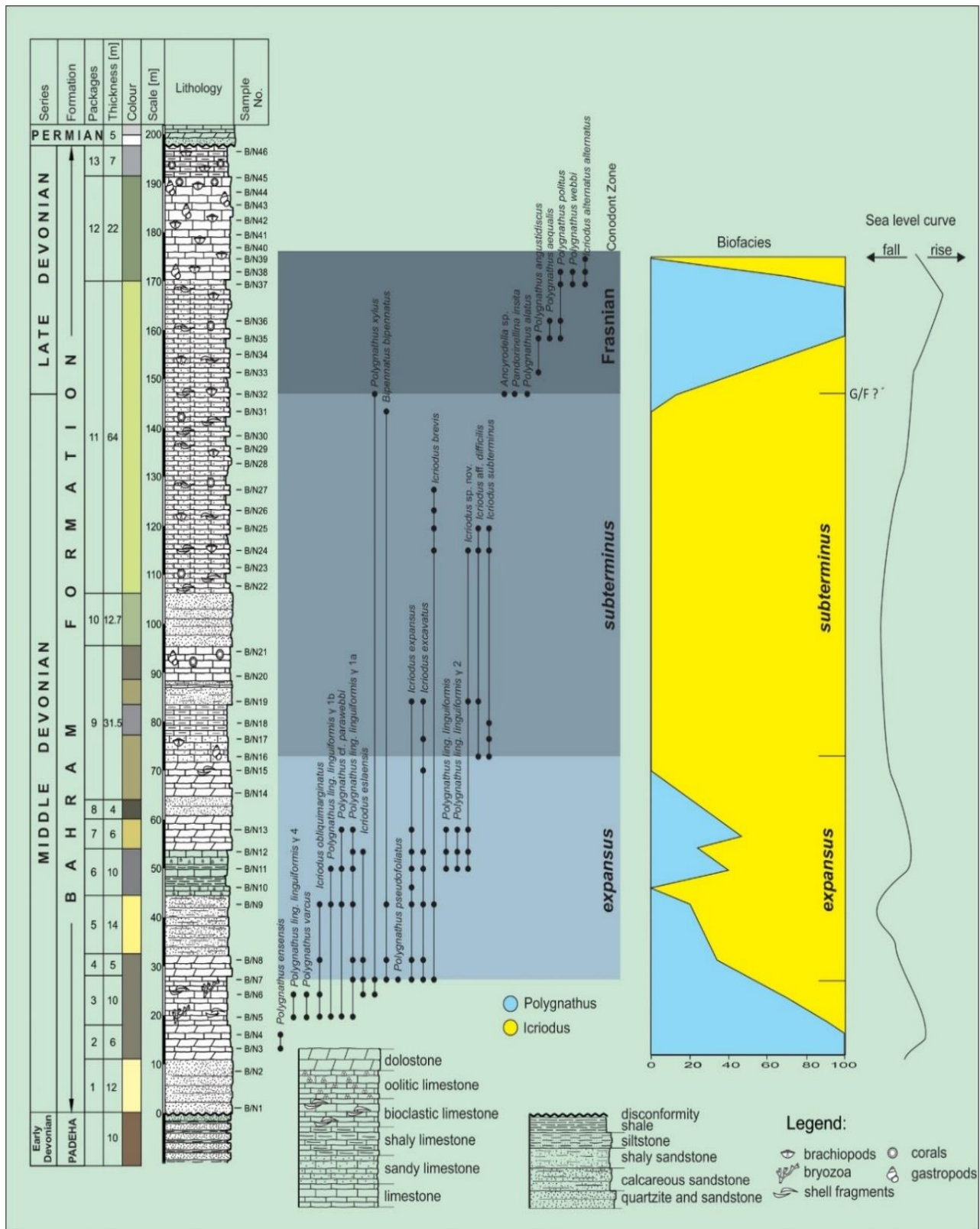
مرز زیرین این بخش منطبق بر اولین ظهور *Icriodus expansus* (Branson & Mehl, 1938) می‌باشد. بر اساس Narkiewicz & Bultynck (2010) گستره سنی این گونه از *lower hermani zone* تا بخش بالایی *upper hermani Zone* که معادل بخشی از بایوزون *expansus* است، می‌باشد. مرز بالایی این بایوزون بر اساس اولین حضور گونه *Icriodus subterminus* (Youngquist, 1974) در نمونه B/N16 می‌باشد. گونه *Icriodus subterminus* بر اساس نوشته Narkiewicz & Bultynck (2010) گستره سنی از قاعده بایوزون *subterminus* تا فرازین پیشین؟ دارد.

بایوزون ۲: subterminus Zone

این بایوزون شامل نمونه‌های B/N16 تا B/N32 است و سنگ‌شناسی غالب آن شامل سنگ آهک خاکستری نازک لایه دارای بازوپایان، بریوزوئرها کوچک، استراکد، قطعات پراکنده مرجان، کنودونت، بقایای میکروسکپی مهره‌داران و ماهی‌ها و لایه‌های دارای خرده‌های جهت یافته بازوپایان می‌باشد. در این بایوزون گونه‌های کنودونتی *Icriodus Bipennatus bipennatus*

محیط دیرینه می باشد (شکلهای ۶، ۷ و جدول ۲).

مجدداً به رخساره پلی گناتید تبدیل می گردد. این تغییر رخساره مربوط به نوسانات سطح آب و تغییرات عمق در



شکل ۶: ستون سنگ چینه نگاری، زیست چینه نگاری، زیست رخساره ها و تغییرات سطح آب برش مورد مطالعه

SERIES	STAGES	CONODONT ZONATION										
		SHALLOW TO DEEPER-WATER					"STANDARD" DEEP-WATER					
		U. DEV.		FRAS.		S. & D. 1984	Ziegler & Sandberg (1990)		Klapper & Johnson (1990)		MN 4	
MIDDLE DEVONIAN	GIVETIAN	UPPER	A. binodosa-A. pristina		I. sym-metricus	I. expansus	K. dispanilis	Pa. transitans	Upper M. falsiovalis Lower M. falsiovalis	S. norrisi	MN 2/3	
			Upper	I. subterminus							Klapper & Johnson (1990)	MN 1
			Middle									Sch. hermanni
		Lower	I. subterminus	Klapper & Johnson (1990)	Lower							
		MIDDLE			Bultynck & Gouwy (2008)	I. difficilis	P. latifossatus / semialternans					
								UPPER	Bultynck (1987)	P. ansatus		
										P. rhenanus / varcus		
			P. timorensis									
		P. hemiansatus										
		LOWER	EIFEL	I. regulari-crescens	P. ensensis							

جدول ۱: تطابق بین بایوزون‌های کنودونتی محیط‌های دیرینه کم‌عمق تا عمیق مربوط به بالاترین بخش‌های ایفلین تا بخش‌های پایینی فراونین (Narkiewicz & Bultynck, 2010). برگرفته از (Sandberg, Ziegler & Klapper, 1982; Klapper & Bultynck, 1987; Dreseen, 1984; Bultynck, Ziegler & Sandberg, 1990; Johnson, 1990; & Gouwy, 2008).

جدول ۲: نمودار توزیع فراوانی عناصر کنودونتی در برش مورد مطالعه

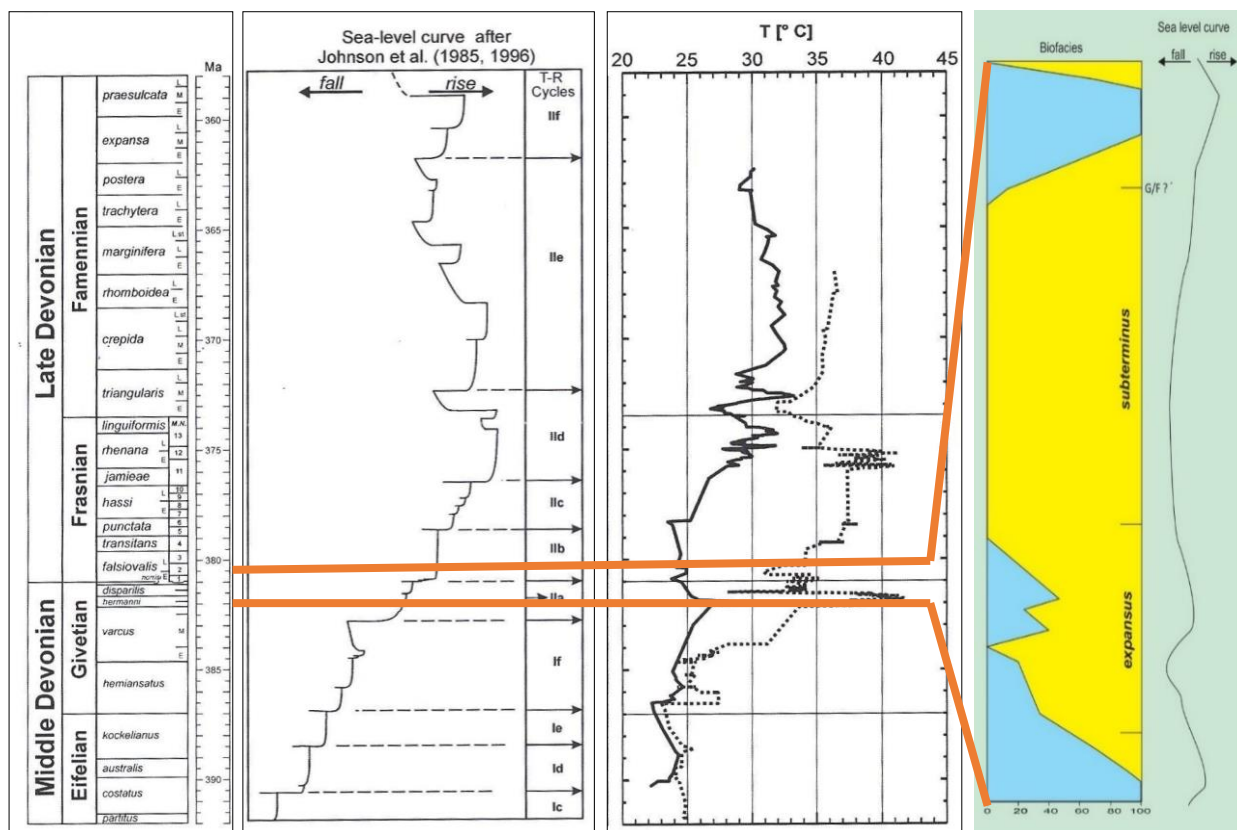
North Tar	BIN3	BIN4	BIN5	BIN6	BIN7	BIN8	BIN9	BIN10	BIN11	BIN12	BIN13	BIN15	BIN16	BIN17	BIN18	BIN19	BIN24	BIN25	BIN26	BIN27	BIN31	BIN32	BIN33	BIN35	BIN36	BIN37	BIN38	BIN39	TOTAL
Ancyrodella sp.																							1						1
Bipennatus bipennatus						1	2	1														1							5
Icriodus alt. alternatus																										1	1	1	3
Icriodus brevis					1			2										2	3	2	1								11
Icriodus aff. difficilis												1					3	4	7										15
Icriodus eslaensis				1	2	2					1																		6
Icriodus expansus						3	3	5	2	7	4	2																	29
Icriodus excavatus						2	2	1		1	1		3		1														12
Icriodus obliquimarginatus				1	1			1	1																				4
Icriodus subterminus													2	1	5														12
Icriodus sp. nov.										5	7	2																	40
Pandorinellina insita																							1						1
Polygnathus aequalis																									1	1			2
Polygnathus alatus																							4						4
Polygnathus angustidiscus																								1	1				2
Polygnathus ensensis	2	2																											4
Polygnathus ling. linguiformis										2	2	1																	5
Polygnathus ling. linguiformis y 1a				2		1	2	1		2	1	1																	10
Polygnathus ling. linguiformis y 1b			1					2		3																			6
Polygnathus ling. linguiformis y2										1	1	1																	3
Polygnathus ling. linguiformis y4				2	3																								5
Polygnathus cf. parawebbi			2					1		1		2																	6
Polygnathus politus																									1	2	1	1	5
Polygnathus pseudofoliatus						1																							1
Polygnathus varcus				2	2																								4
Polygnathus webbi																											1	1	2
Polygnathus xylus					2	1																		1					4
unassigned elements			8			1	5	3	1	8	15	1	1	19	4	1	9	8									9	1	94
TOTAL	2	10	10	9	13	17	17	3	30	32	10	4	22	6	6	24	33	13	2	1	1	7	1	3	3	3	12	2	296

پوسته بازوپایان نمودار تغییرات دمایی آب اقیانوس‌ها در طی دونین میانی - بالایی را ترسیم نموده‌اند. همچنین

Joachimski et al. (2002) براساس تغییرات ایزوتوپی اکسیژن اندازه‌گیری شده از آپاتیت کنودونت‌ها و کلسیت

سطح آب دریا بر اساس زیست رخساره کنودونت‌های برش مورد مطالعه حاکی از کاهش محسوس سطح آب دریا قبل از مرز ژیوتین - فرازین می‌باشد که با منحنی تغییرات سطح آب جهانی مطابقت می‌نماید.

Johnson *et al.* (1985, 1996) منحنی تغییرات سطح آب دریا در زمان پالئوزوئیک پسین را بر اساس تغییرات رخساره‌های کنودونتی و تطابق با تغییرات ایزوتوپی عناصر اندازه‌گیری شده ثبت نموده‌اند (شکل ۷). مقایسه تغییرات



شکل ۷: تغییرات سطح آب دریا از Johnson *et al.* (1985) و تغییرات دمای آب اقیانوس در طی دونین میانی پسین (Joachimski *et al.*, 2002).

سطح آب قبل از مرز ژیوتین - فرازین می‌باشد که این ویژگی با منحنی تغییرات جهانی سطح آب‌ها مطابقت دارد.

سپاس‌گزاری

این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی شماره ۹۱۰۷۱۲ با عنوان "زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های دونین (سازند بهرام) در برش شمال‌تار (جنوب غربی نطنز) بر اساس کنودونت‌ها" حوزه معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان می‌باشد. نگارنده بدین وسیله از حمایت‌های مالی و پشتیبانی لجستیکی حوزه معاونت پژوهش و فناوری

نتیجه‌گیری

مطالعه نهشته‌های سازند بهرام در برش شمال‌تار منجر به شناسایی ۲۶ گونه کنودونتی متعلق به ۴ جنس گردیده است. با بررسی زیست‌چینه‌نگاری کنودونت‌های شناسایی شده مجموعاً سه بایوزون کنودونتی شامل *expansus zone*، *subterminus zone* و *Upper falsiovalis?* برای این نهشته‌ها مشخص گردید که بیانگر سنی معادل ژیوتین پسین تا فرازین پیشین برای برش مورد مطالعه می‌باشند. مطالعه زیست‌رخساره کنودونت‌های این برش و ترسیم تغییرات سطح نسبی آب دریا حاکی از کاهش محسوس

دانشگاه اصفهان قدردانی می‌نماید. همچنین نگارنده بر خود
 واپس‌گذاشته‌ها را در نام‌گذاری ریز بقایای مهره‌داران و
 لازم می‌داند از زحمات همکار گرامی جناب آقای دکتر
 راهنمایی‌های ارزنده ایشان در تدوین مقاله قدردانی نماید.

PLATE 1

- Figs. 1- 6, 10, 11. *Icriodus* sp. nov.; 1) Upper view of EUIC 410C, Sample B/N11; 2) Upper view of EUIC 411C, Sample B/N24; 3) Upper view of EUIC 412C, Sample B/N11; 4) Upper view of EUIC 413C, Sample B/N12; 5) Upper view of EUIC 414C, Sample B/N12; 6) Upper view of EUIC 415C, Sample B/N11; 10) Upper view of EUIC 416C, Sample B/N24; 11) Upper view of EUIC 417C, Sample B/N11.
- Figs. 7, 8, 9, 33. *Icriodus excavatus* Weddige, 1984; 7) Upper view of EUIC 418C, Sample B/N16; 8) Upper view of EUIC 419C, Sample B/N9; 9) Upper view of EUIC 420C, Sample B/N7; Upper view of EUIC 441C, Sample B/N11.
- Figs. 12- 15. *Icriodus alternatus alternatus* Branson & Mehl, 1934; 12) Upper view of EUIC 420C, Sample B/N37; 13) Tar section, Sample B/N37; 14) Upper view of EUIC 421C, Sample B/N38; 15) Upper view of EUIC 422C, Sample B/N39.
- Figs. 16, 17, 27-30. *Icriodus brevis* Stauffer, 1940; 16) Upper view of EUIC 423C, Sample B/N6; 17) Upper view of EUIC 424C, Sample B/N9; 27) Upper view of EUIC 425C, Sample B/N6; 28) Upper view of EUIC 426C, Sample B/N6; 29) Upper view of EUIC 427C, Sample B/N6; 30) Upper view of EUIC 428C, Sample B/N27.
- Figs. 18, 19, 20. *Icriodus difficilis* Ziegler & Klapper, 1976; 18) Upper view of EUIC 429C, Sample B/N10; 19) Upper view of EUIC 430C, Sample B/N11; 20) Upper view of EUIC 431C, Sample B/N25.
- Figs. 21, 22, 23. *Icriodus subterminus* Youngquist, 1974; 21) Upper view of EUIC 432, Sample B/N17; 22) Upper view of EUIC 433, Sample B/N18; 23) Upper view of EUIC 434, Sample B/N25.
- Figs. 24, 25, 26, 31, 32, 38. *Icriodus expansus* Branson & Mehl, 1938; 24) Upper view of EUIC 436, Sample B/N11; 25) Upper view of EUIC 440C, Sample B/N13; 26) Upper view of EUIC 437C, Sample B/N13; 32) Upper view of EUIC 438C, Sample B/N13; 38) Upper view of EUIC 439C, Sample B/N12.
- Figs. 34, 35, 36, 37. *Icriodus brevis* Stauffer, 1940; 34) Upper view of EUIC 442C, Sample B/N6; 35) Upper view of EUIC 443, Sample B/N9; 36) Upper view of EUIC 444C, Sample B/N6; 37) Upper view of 444C, Sample B/N9.
- Fig. 39. *Belodella resima* (Philip, 1965); lateral view of EUIC 445C, Sample B/N1.
- Figs. 40, 41, 42. *Neopanderodus aequabilis* (Telford, 1975): 40) lateral view of EUIC 446C, Sample B/N15; 41) lateral view of EUIC 447, Sample B/N16; 42) Upper view of EUIC 448C, Sample B/N1.

PLATE 2

- Fig. 1, 2, 3, 6, 16, 17. *Polygnathus* cf. *parawebbi* Chatterton, 1974; 1) Upper view of EUIC 345C, Sample B/N5; 2) Upper view of EUIC 346C, Sample B/N5; 3) Upper view of EUIC 347C, Sample B/N5; 6) Upper view of EUIC 348C, Sample B/N9; 17) Upper view of EUIC 363C, Sample B/N9.
- Figs. 4, 5, 7, 8, 12, 13, 14, 15, 18, 22. *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, 1879, γ 1b morphotype; 4) Upper view of EUIC 353C, North Tar section, sample B/N5; 5) Upper view of EUIC 357C, Sample B/N9; 7) Upper view of EUIC 354C, Sample B/N9; 8) Upper view of EUIC 355C, North Tar section, sample B/N11; 12) Upper view of EUIC 356C, Sample B/N9; 13) Upper view of EUIC 360C, Sample B/N11; 14) Upper view of EUIC 361C, Sample B/N11; 15) Upper view of EUIC 362C, Sample B/N11; 18) Upper view of EUIC 364C, Sample B/N11; 22) Upper view of EUIC 359C, Sample B/N9.
- Fig. 9, 10, 11, 20. *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, 1879, γ 4 morphotype; 9) Upper view of EUIC 349C, North Tar section, sample B/N5; 10) Upper view of EUIC 352C, Sample B/N6; 11) Upper view of EUIC 350C, Sample B/N5; Upper view of EUIC 359C, Sample B/N6.
- Fig. 21. *Polygnathus* sp.; Upper view of EUIC 365C, Sample B/N6.
- Fig. 24. *Polygnathus alatus* Huddle, 1934; Upper view of EUIC 370C, North Tar section, sample B/N32.
- Figs. 19, 25, 31, 37, 38, 39, 40. *Polygnathus xylus* Stauffer, 1940; 19) Upper view of EUIC 351C, Sample B/N6; 25) Upper view of EUIC 378C, North Tar section, sample B/N6; 31) Upper view of EUIC 371C, North Tar section, sample B/N32; 37) Upper view of EUIC 371C, North Tar section, sample B/N32; 38) Upper view of EUIC 379C, North Tar section, sample B/N7; 39) Upper view of EUIC 380C, Sample B/N7; 40) Upper view of EUIC 381C, Sample B/N7.
- Figs. 23, 33, 35, 36. *Polygnathus politus* Ovnatanova 1969; 23) Upper view of EUIC 366C, Sample B/N38; 33) Upper view of EUIC 367C, Sample B/N37; 35) Upper view of EUIC 368C, Sample B/N36; 36) Upper view of EUIC 369C, Sample B/N36.
- Fig. 26. *Polygnathus angustidiscus* Youngquist, 1947; Upper view of EUIC 372C, North Tar section, sample B/N35.

- Fig. 27. *Ancyrodella* sp.; Upper view of EUIC 373C, North Tar section, sample B/N32.
 Fig. 28. *Polygnathus pseudofoliatus* Wittekindt, 1966; Upper view of EUIC 374C, Sample B/N7.
 Fig. 29, 30. *Polygnathus webbi* Stauffer, 1938; Upper view of EUIC 353C, Sample B/N37; 34) Upper view of EUIC 352C, Sample B/N38.
 Fig. 32, 34. *Polygnathus aequalis* Klapper and Lane, 1985; 32) Upper view of EUIC 376C, Sample B/N35; 34) Upper view of EUIC 377C, Sample B/N36.

PLATE 3

- Figs. 1, 3, 12, 15, 20, 21, 26, 35, 39, 40. *Icriodus excavatus* Weddige, 1984;
 1) Upper view of EUIC 382C, Sample B/N15; 3) Upper view of EUIC 383C, Sample B/N15; 12) Upper view of EUIC 384C, Sample B/N17; 15) Upper view of EUIC 385C, Sample B/N17; 20) Upper view of EUIC 386C, Sample B/N19; 21) Upper view of EUIC 387C, Sample B/N19; 26) Upper view of EUIC 388C, Sample B/N8; 35) Upper view of EUIC 389C, Sample B/N12; 39) Upper view of EUIC 390C, Sample B/N15; 40) Upper view of EUIC 391C, Sample B/N15.
 Fig. 2- gen. et sp. indet; Upper view of EUIC 392CC, Sample B/N15.
 Figs. 4, 5, 14, 18. *Icriodus subterminus* Youngquist, 1974; 4) Upper view of EUIC 392C, Sample B/N16; 5) Upper view of EUIC 393C, Sample B/N17; 14) Upper view of EUIC 394C, Sample B/N17; 18) Upper view of EUIC 395C, Sample B/N18.
 Figs. 6, 7, 13, 17, 22, 34, 36, 37, 38. *Icriodus expansus* Branson & Mehl, 1938; 6) Upper view of EUIC 396C, Sample B/N12; 7) Upper view of EUIC 397C, Sample B/N12; 13) Upper view of EUIC 398C, Sample B/N7; 17) Upper view of EUIC 399C, Sample B/N8; 22) Upper view of EUIC 400C, Sample B/N13; 34) Upper view of EUIC 401C, Sample B/N11; 36) Upper view of EUIC 402C, Sample B/N12; 37) Upper view of EUIC 403C, Sample B/N12; 38) Upper view of EUIC 404C, Sample B/N10.
 Figs. 8, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 41. *Icriodus brevis* Stauffer, 1940; 8) Upper view of EUIC 405C, Sample B/N9; 27) Upper view of EUIC 406C, Sample B/N25; 28) Upper view of EUIC 407C, Sample B/N25; 29) Upper view of EUIC 408C, Sample B/N24; 30) Upper view of EUIC 409C, Sample B/N9; 31) Upper view of EUIC 409CC, Sample B/N9; 32) Upper view of EUIC 409IC, Sample B/N24; 33) Upper view of EUIC 409IC, Sample B/N9; 41) Upper view of EUIC 409CI, Sample B/N9.
 Figs. 9, 16. *Icriodus* aff. *difficilis* Ziegler & Klapper, 1976; 9) Upper view of EUIC 449C, Sample B/N16; 16) Upper view of EUIC 450C, Sample B/N19.
 Figs. 10, 11. *Icriodus eslaensis* Van Adrichem Boogaert, 1967; 10) Upper view of EUIC 451C, Sample B/N7; 11) Upper view of EUIC 452C, Sample B/N12.
 Figs. 19, 23, 24, 25. *Icriodus obliquimarginatus* Bischof & Ziegler, 1957; 19) Upper view of EUIC 453, Sample B/N5; 23) Upper view of EUIC 454, Sample B/N8; 24) Upper view of EUIC 455C, Sample B/N6; 25) Upper view of EUIC 456C, Sample B/N6.
 Fig. 42. *Icriodus lilliputensis* Bultynck, 1987; Upper view of EUIC 457C, Sample B/N9.
 Figs. 43, 44, 45, 46, 47. *Polygnathus varcus* Stauffer, 1940; 43) Upper view of EUIC 458C, Sample B/N5; 44) Upper view of EUIC 459C, Sample B/N6; 45) Upper view of EUIC 460C, Sample B/N6; 46) Upper view of EUIC 461C, Sample B/N5; 47) Upper view of EUIC 462C, Sample B/N6.

PLATE 4

- Figs. 1, 2, 4, 8, 13. *Neoturinia hutkensis* Blicek and Goujet 1978, trunk scales.
 Figs. 3, 5, 7, 12, 14. Acanthodian scales.
 Figs. 6, 9-11. Chondrichthyan scales.

Plate 1

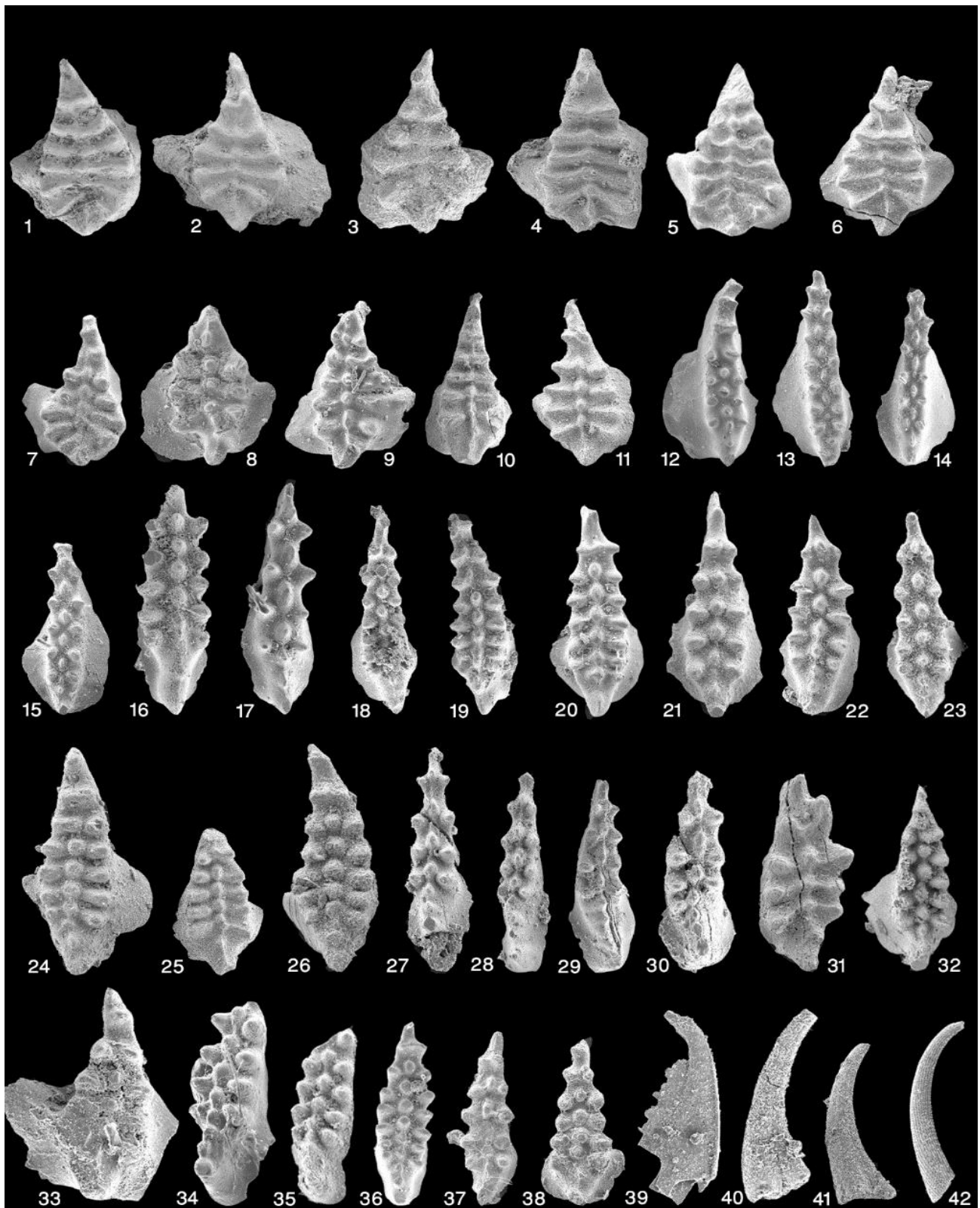


Plate 2

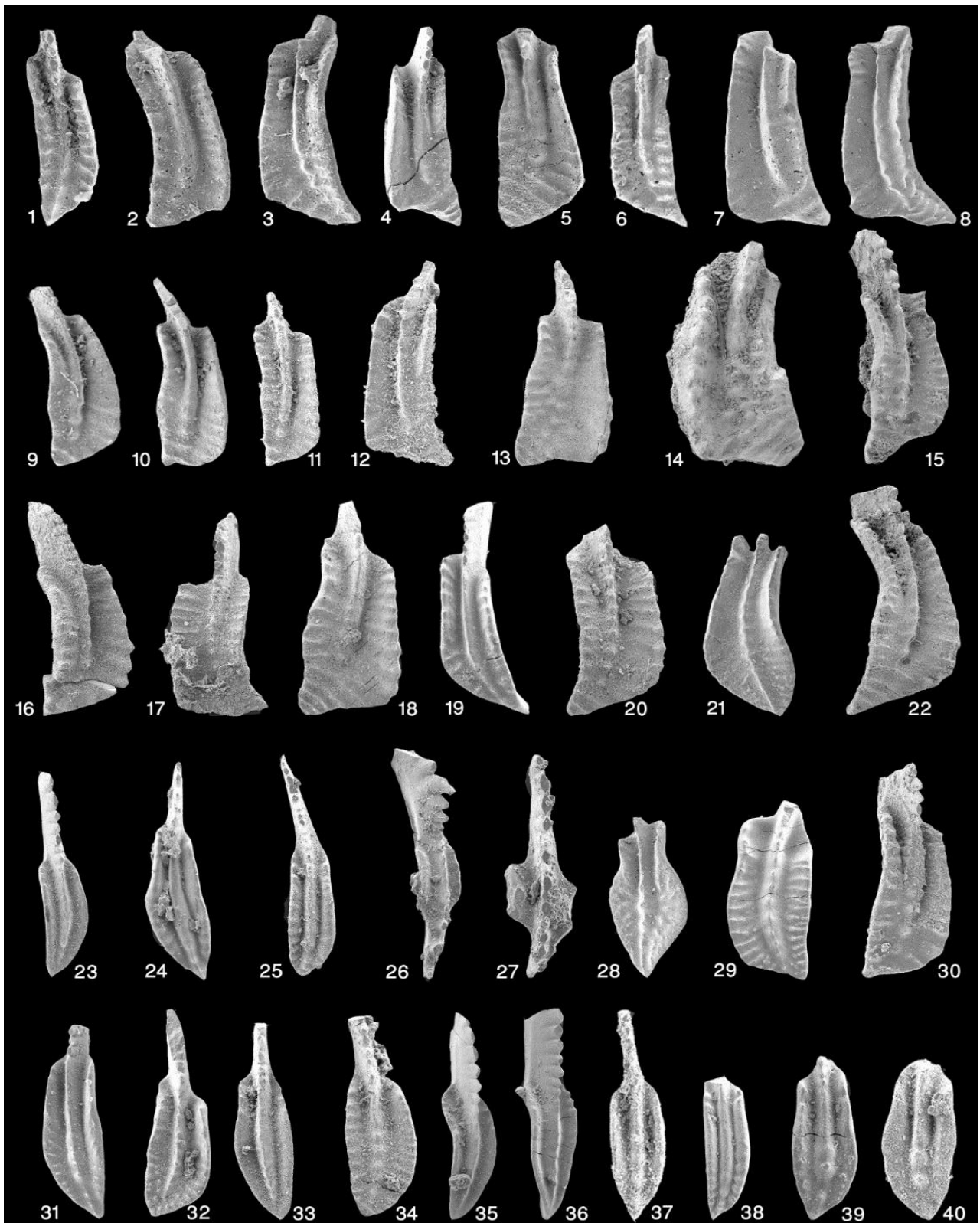


Plate 3

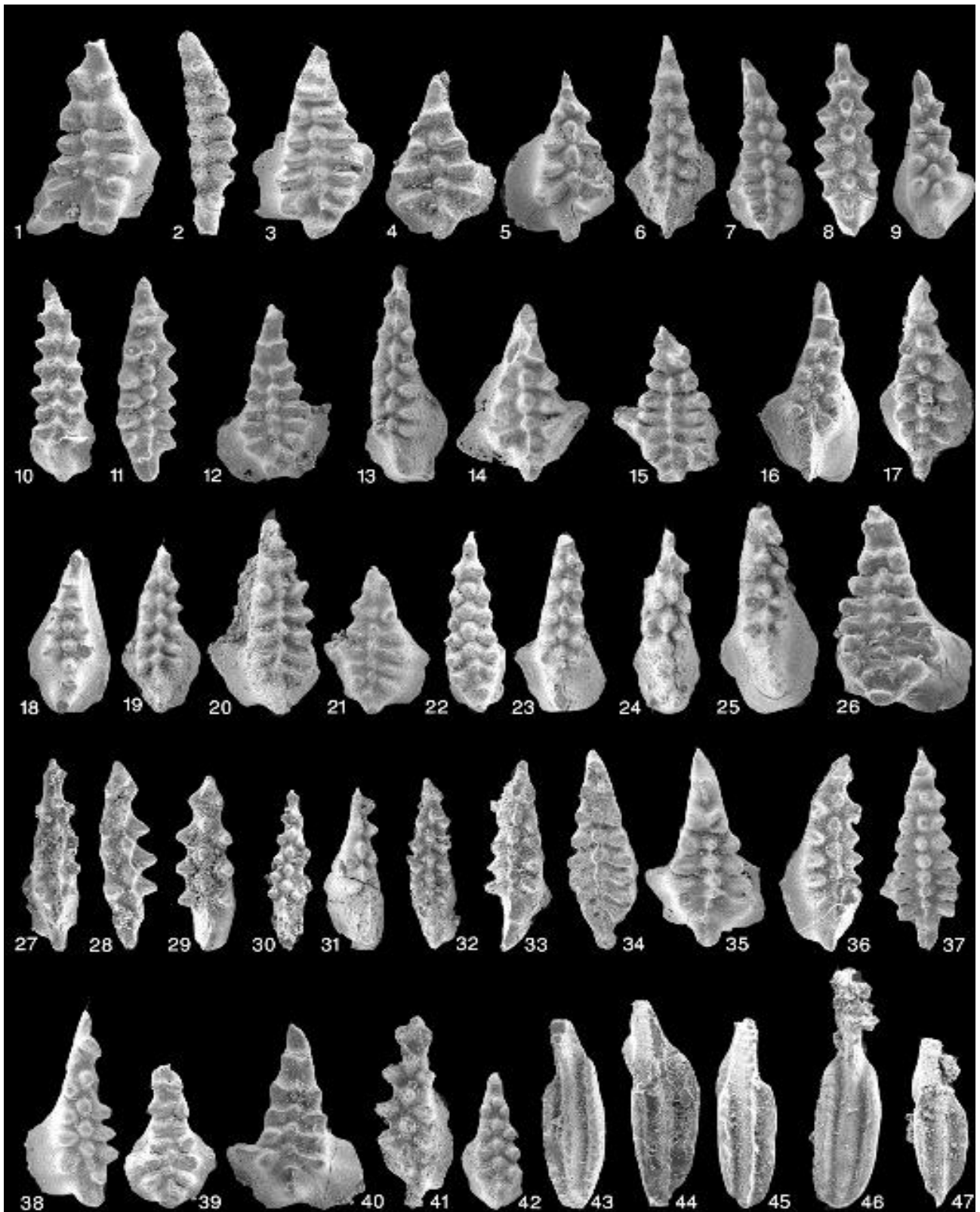
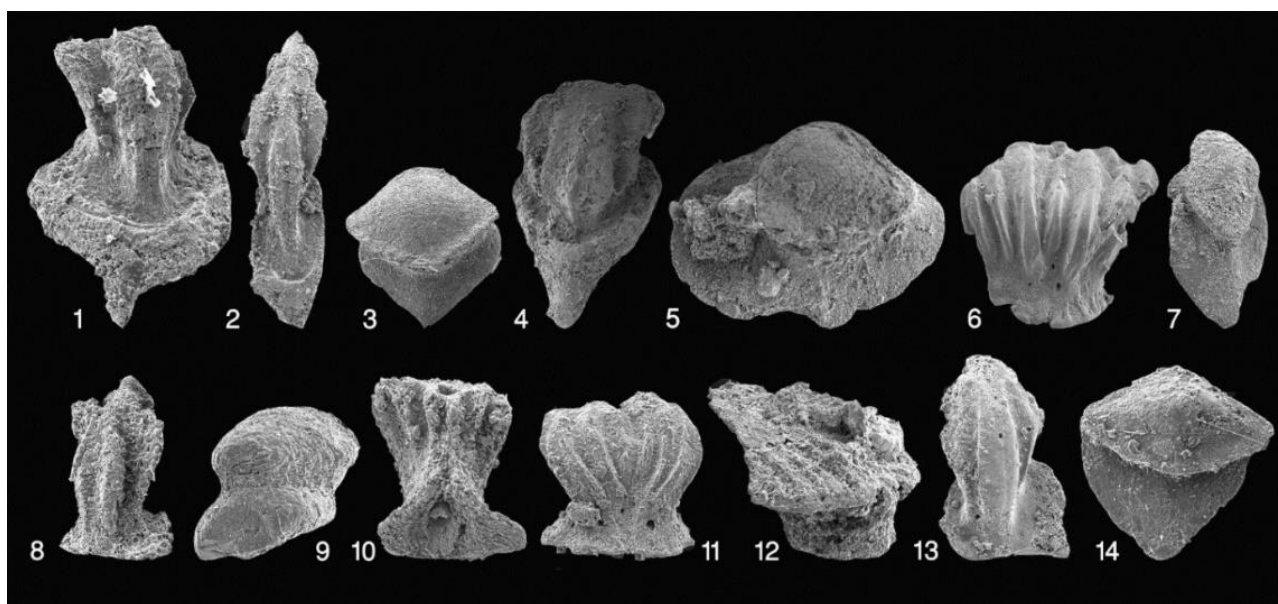


Plate 4



منابع

- راضی علیپور، ب.، بهرامی، ع.، یزدی، م.، ۱۳۹۶. زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین میانی - بالایی سازند بهرام در برش کوه رضاآباد (جنوب غربی دامغان). پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۶۶ (۱): ۴۹-۶۸.
- زاهدی، م.، ۱۹۶۶. نقشه زمین شناسی طرق، شماره ۶۳۵۶، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. ۱. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- اعلایی، م.، یزدی، م.، داستانپور، م.، و بهرامی، ع.، ۱۳۹۰. پیامدهای هرسی نین در برش ورکمر و مقایسه با البرز و ایران مرکزی. مجموعه مقالات سی‌امین گردهمایی علوم زمین شناسی، سازمان زمین شناسی کشور.
- ادهمیان، ا.، ۱۳۷۷. بیواستراتیگرافی رسوبات دونین میانی ناحیه سه شمال اصفهان بر اساس کنودونت‌ها. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۹۷ ص.

- Adamczak, F., 1961. Eridostraca-a new suborder of ostracods and its phylogenetic significance. *Acta Palaeontologia Polonica*, 6: 29-104.
- Adhamian, A., 2003. Middle Devonian (Givetian) conodont biostratigraphy in the Soh area, north of Esfahan, Iran. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 245: 183-193.
- Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Tabatabaei, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, north-west Isfahan, Central Iran) biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity Palaeoenvironments*, 95: 555-577.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bischof, G., & Ziegler, W., 1957. Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, 22: 1-136.

- Blieck, A., & Goujet, D., 1978. A propos de nouveau materiel de Thelodontes (Vertebres, Agnathes) d' Iran et de Thaïlande: aperçu sur la repartition géographique et stratigraphiques des Agnathes des "regions gondwaniennes" au Paleozoïque moyen. *Annales de la Société géologique du Nord*, Lille, 97: 363-372.
- Branson, E.B., & Mehl, M.G., 1934. Conodonts from the Grassy Creek Shale of Missouri. *The University of Missouri Studies*, 8: 171-259.
- Branson, E.B., & Mehl, M.G., 1938. The conodont genus *Icriodus* and its stratigraphic distribution. *Journal of Paleontology*, 12: 156-166.
- Bultynck, P., & Gouwy, S., 2008. Reference sections for the Middle Givetian substage. *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter*, 23: 21-26.
- Bultynck, P., 1987. Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 57: 149-181.
- Bultynck, P., 2003. Devonian *Icriodontidae*: biostratigraphy, classification and remarks on Paleocology and dispersal. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 35: 295-314.
- Bultynck, P., 2006. Couvinian. *Geologica Belgica*, 9 (1-2): 147-150.
- Chatterton, B.D.E., 1974. Middle Devonian conodonts from the Harrogate Formation, Southeastern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11: 1461-1484.
- 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.
- Epstein, A.G., Epstein, J.B., & Harris, L.D., 1977. Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. *United States Geological Survey, Prof. Paper*, 995: 27.
- Ghobadipour, M., Popove, L.E., Hosseini, M., Adhamian, A., & Yazdi, M., 2013. Late Devonian (Frasnian) trilobites and brachiopods from Soh area, Central Iran. *Memoire Association Australian Paleontology*, 44: 149-158.
- Hinde, G.J., 1879. On conodonts from the Chazy and Cincinnati group of the Cambro-Silurian and from the Hamilton and Genesee shale Divisions of the Devonian, in Canada and the United States. *Geology Society of London, Quarterly Journal*, 35: 351-369.
- Huddle, J.W., 1934. Conodonts from the New Albany Shale of Indiana. *Bulletin of American Paleontology*, 21: 186-323.
- Joachimski, M.M., & Buggisch, W., 2002. Conodont apatite delta ¹⁸O signatures indicate climatic cooling as of a trigger of the late Devonian mass extinction. *Geology*, 30: 711-714.
- Johnson, J.G., Klapper G., & Sandberg, C.A., 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of American Bulletin*, 96: 567-587.
- Jones, P.J., & Olempska, E., 2013. The ostracode suborder *Eridostracina* (Adamczak, 1961). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 267: 341-352.
- Klapper, G., & Johnson, J.G., 1990. Revisions of Middle Devonian conodont zones. In: Lower and Middle Devonian brachiopod-dominated communities of Nevada and their position. In: Johnson, J.G., (ed.), A biofacies-province-realm model. *Journal of Paleontology*, 64 (6): 934-941.
- Klapper, G., & Lane, H.R., 1985. Upper Devonian (Frasnian) conodonts of the *Polygnathus* biofacies, N.W.T., Canada. *Journal of Paleontology*, 59: 904-951.
- Narkiewicz, K., & Bultynck, P., 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom-Lublin area, SE Poland. *Geological Quarterly*, 51: 419-442.
- Narkiewicz, K., & 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.
- Olempska, E., 2012. Morphology and affinities of *Eridostracina*: Paleozoic ostracods with moult retention. *Hydrobiologia*, 688: 139-165.
- Ovnatanova, N., 1969. Novye verkhnedevonskie konodonty tsentralnykh rayonov Russkoy platformy in Timana. *Fauna I stratografiya paleozoya Russkoy platform*, 93: 139-141.
- Philip, G.M., 1965. Lower Devonian conodonts from the Tyers area, Gippsland, Victoria. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 79: 95-117.

- Rejebian, V.A., Harris, A.G., & Huebner, J.S., 1987. Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 471-479.
- Ruban, D.A., Al-Husseini, M.I., & Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle-East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.
- Sandberg, C.A., & Dreesen, R., 1984. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow water conodont zonation. In: Clark, D.L., (ed.), Conodont biofacies and provincialism. *Geological Society of America, Special Paper*, 196: 143-178.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia, Special Publication*, 2: 371 p.
- Stauffer, C.R., 1940. Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota. *Journal of Paleontology*, 14 (2): 417-435.
- Telford, P.G., 1975. Lower and Middle Devonian conodonts from the Broken River Embayment, North Queensland, Australia. *Special Paper in Palaeontology*, 15: 1-96.
- Telford, P.G., 1975. Lower and Middle Devonian conodonts from the Broken River Embayment, North Queensland, Australia. *Special Papers in Palaeontology*, 15: 1-96.
- Van Adrichem Boogaert, H.A., 1967. Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic applications. *Leidse Geologische Mededelingen*, 39: 129-192.
- Weddige, K., 1984. Externally controlled late Paleozoic events of the Iran Plate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 168: 278-286.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimi Bavandpour, A., 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies pattern and paleogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52: 129-168.
- Wittekindt, H., 1966. Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, 9: 621-649.
- Youngquist, W.L., 1947. A new Upper Devonian conodont fauna from Iowa. *Journal of Paleontology*, 21 (2): 95-112.
- Zahedi, M., 1973. Étude géologique de la région de Soh (W de l'Iran central). *Geological Survey of Iran, Report*, 27: 1-197.
- Ziegler, W., & Klapper, G., 1976. Systematic paleontology. In: W., Ziegler, G., Klapper, & J. G., Johnson, (eds.), Redefinition and subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. *Geologica et Palaeontologica*, 10: 117-127.
- Ziegler, W., & Klapper, G., 1982. Devonian series Boundaries. *Decisions of the IUGS Subcommittee*, 4: 18-21.
- Ziegler, W., & Sandberg, C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 121: 1-115.
- Ziegler, W., Klapper, G., & Johnson, J.G., 1976. Redefinition and subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europe and North America. *Geologica et Palaeontologica*, 10: 109-140.

Biostratigraphy of Devonian deposits of Bahram Formation in North Tar section (Varcamar valley - Southwest Natanz) based on conodont fauna

Bahrami, A. *

Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

*E-mail: Bahrami_geo@yahoo.com

Introduction

The Iranian Plate is regarded as a marginal fragment of Gondwana, which has been separated from Gondwanan-Arabian plate during the Late Paleozoic or Early Mesozoic (Early Triassic) and has been connected with the Eurasian Turan plate at the end of Middle Triassic time (Berberian and King, 1981; Soffel and Förster, 1984; Weddige, 1984a; Scotese, 2001). Tectonically, Iran is subdivided into several structural zones that have been affected with numerous folds, faults and recurrences, so that respectively each zone has different geological characteristics with exclusive sedimentological features and fossil contents (Stocklin, 1968; Wendt et al., 2005). The studied section is located at the vicinity of Tar village (Tarq area), about 45 km southwest of Natanz city, 110 km northeast of Isfahan. The area structurally belongs to the Sanandaj-Sirjan Metamorphic belt at the contact area between Uromiyeh-Dokhtar volcanic belt and Central Iran Microplate. The project conducted the biostratigraphy of the Middle - Upper Devonian deposits based on conodont fauna to establish the precise age of the Bahram Formation in the studied profile. Bahram Formation in the studied section is composed of 3 separate units with different lithological characters and different fossil contents. The first clastic unit is an alternation of dolomites, sandstones and minor shale interbeds with rare fossils, disconformable overlaid Padeha Formation. The second and Third units are mainly carbonate with several fossiliferous horizons. Zahedi (1973), Adhamian (2003), Ghobadipour et al. (2013) and Bahrami et al. (2015) studied the Devonian deposits in the central Iran area, and they all reported pre-Permian erosional disconformity (Hercynian phase). Wendt et al. (2002; 2005) and Berberian and King (1981) also reported the same phase from the other localities where Paleozoic rocks are exposed in Iran. Sharland et al. (2001) and Ruban et al. (2007) believed Per-Permian erosional corresponds to the deformation and uplifts of contemporaneous to the Neothetian rifting in the Middle Permian time.

Materials and Methods

Forthy –six samples collected for systematically conodont studies and processed with conventional acetic/formic acid. Besides, a few samples, that were prolific, let us to stablish the conodont zonation for the studied interval.

Discussion

Based on revealed data out of conodont studies, 26 conodont species belong to 4 genera were identified: *Icriodus. obliquimarginatus*, *I. subterminus*, *I. brevis*, *I. expansus*, *I. excavatus*, *I. eslaensis*, *I. alternatus alternatus*, *I. sp. nov.*, *I. aff. difficilis*, *Polygnathus. varcus*, *P. cf. parawebbi*, *P. ensensis*, *P. linguiformis linguiformis*, *P. linguiformis linguiformis* γ 1a, *P. linguiformis linguiformis* γ 1b, *P. linguiformis linguiformis* γ 2, *P. linguiformis linguiformis* γ 4, *P. pseodufoliatus*, *P. alatus*, *P. angustidiscus*, *P. webbi*, *P. p. Polygnathus xylus*, *P. aequalis*, *Ancyrodella sp.*, and *Bipennatus bipennatus*.

Three conodont zones were discriminated as follow: *expansus* Zone, *subterminus* Zone, Upper *falsiovalis* (Frasnian)?. The conodont biostratigraphy proves the Late *Givetian* to Early *Frasnian*? age for the deposits of the Bahram Formation in North Tar section.

Icriodids and *Polygnathids* dominated between the studied conodont fauna yielded *Icriodid-Polygnathid* biofacies to the studied interval, although in the upper *expansus* zone and Lower Frasnian? interval of the section indicates more or less the *Polygnathid-Icriodid* biofacies, the privilege of the deeper condition than the *subterminus* part of the section.

The CAI (color alteration index) of the conodonts were close to 4/5-5 shows high temperature after burial process that indicator of no gas and oil potential in the area.

Acknowledgement

This article is extracted from a research project No. 910712 entitled "Biostratigraphy of Devonian rocks (Bahram Formation) in the North-tar section (Southwest Natanz) based on conodonts". The Project financially and logistically supported by the Vice chancellor for Research and Technology office at University of Isfahan which deeply appreciated. The author also thanks to Dr. Vachik Hairapetian (Islamic Azad University Khorasgan Branch) for his valuable guidance in determination of the vertebrate micro-remains.

Keywords: North Tar section (Varcamar valley); Bahram Formation; biostratigraphy; conodonts.

References

- Adhamian, A., 2003. Middle Devonian (Givetian) conodont biostratigraphy in the Soh area, north of Esfahan, Iran. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 245: 183-193.
- Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Tabatabaei, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, north-west Isfahan, Central Iran) biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity Palaeoenvironments*, 95: 555-577.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
- Ghobadipour, M., Popove, L.E., Hosseini, M., Adhamian, A., & Yazdi, M., 2013. Late Devonian (Frasnian) trilobites and brachiopods from Soh area, Central Iran. *Memoire Association Australian Paleontology*, 44: 149-158.
- Ruban, D.A., Al-Husseini, M.I., & Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle-East Paleozoic plate tectonics. *Geo Arabia*, 12: 35-56.
- Scotese, C.R., 2001. Atlas of Earth-History. Paleogeography, Vol. 1 .Arlington, Texas. *Paleomap Project*.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *Geo Arabia, Special Publication*, 2: 371 p.
- Soffel, H.C., & Förster, H.G. 1984. Polar wander path of the Central-East-Iran Microplate including new results. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 168: (2/3), 165-172.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: (7), 1229-1258.
- Weddige, K., 1984. Externally controlled late Paleozoic events of the Iran Plate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 168, 278-286.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & 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.
- Zahedi, M., 1973. Étude géologique de la région de Soh (W de l'Iran central). *Geological Survey of Iran, Report*, 27:1-197.