

## رخساره زیستی کنودونت‌های مرز دونین - کربونیفر در ایران مرکزی (برش‌های قلعه کلاغو، حوض دوراه ۱ و ۲) و مقایسه آنها با برش‌های حوضه آلپ در اروپا و ارتباط آنها با حادثه زیستی هنگنبرگ

علی بهرامی، استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان\*

مهدی یزدی، استاد گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

### چکیده

در این تحقیق به بررسی های زیست چینه نگاری و رخساره های زیستی کنودونت های برش های مورد مطالعه ایران مرکزی (برش های قلعه کلاغو، حوض دوراه ۱ و ۲ در حوضه طبس) و مقایسه آنها با برش های حوضه آلپ در اروپا پرداخته شده است. مطالعه ۵۶ گونه و ۱۵ جنس کنودونتی و تعیین رخساره های زیستی کنودونت های مربوطه در برش های ایران مرکزی حاکی از استقرار این برش ها در حاشیه جنوبی و کم عمق پالئوتتیس می باشند در حالیکه رخساره های شیلی این زمان از حوضه آلپ اروپا بدلیل استقرار در مناطق Outer shelf پالئوتتیس از رخساره های زیستی عمیق برخوردار بوده اند. مطالعه زیست زون های کنودونتی برش های مورد مطالعه منجر به شناسایی ناپیوستگی در این مرز و نبود دو زیست زون کنودونتی (*M. praesulcata* Zone و *U. praesulcata* Zone) از آخرین زیست زون های فامنین پسین گردید. همچنین با مقایسه الگوهای وزش بادهای دائمی ناشی از نیروی کوریولیس در عرض های جغرافیایی نزدیک به استوا و ایجاد نواحی کم فشار و پر فشار اتمسفری این باد ها سبب تقویت نیروهای بالارونده و حرکت این سلول های ایجاد شده به سمت غرب و گسترش زون آنوکسیک (فاقد اکسیژن) در حاشیه های شمالی و جنوب نواحی پلت فرمی پالئوتتیس و نهایتاً سبب بروز انقراض زیستی و حادثه هنگنبرگ در این فاصله زمانی گردیده است.

واژه های کلیدی: ایران مرکزی، بیوفاسیس، دونین، کربونیفر

## مقدمه

حادثه هنگنبرگ یکی از حوادث انقراضی فانروزوئیک است که اگرچه جزء پنج حادثه مهم زیستی نمی باشد ولی از نظر اهمیت از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. این مرز در مناطق مختلفی از جهان بطور ناپیوسته است یا با حضور نهشته‌های کم عمق مشخص می گردد اما در سکانس‌هایی که نهشته‌های این مرز نسبتاً پیوسته هستند تغییرات مشخصی در فراوانی، تنوع، ظهور و انقراض سفالوپودا، اکینودرم‌ها، ماهی‌ها، فرامینیفرها، تریلوبیت‌ها، مرجانها و کنودونت‌ها دیده می شود. اولین بار این حادثه با نهشته‌های دریایی شیلی تیره غنی از مواد آلی (هنگنبرگ شیل Hangenberg Shale) در ناحیه Rheinisches Schiefergebirge آلمان شناسایی گردید (Walliser 1984; 1996). اگرچه این حادثه زیستی به حادثه مرز دونین - کربونیفر مربوط شده ولی در واقع این حادثه در قاعده شیل‌های هنگنبرگ و در زیست‌زون Middle *praesulcata* Zone حدود ۳ تا ۸ میلیون سال قبل از مرز سیستماتیک دونین - کربونیفر اتفاق افتاده است (Becker 1992; Walliser 1984; 1996)، این شیل‌های تیره غنی از مواد آلی همچنین در برش مرجع (Stratotype section) این مرز در ناحیه La Serre E در برش Montagne Noire, France section (Feist 1990; Paproth et al. 1991) و برش‌های Carnic Alps (Schonlaub 1992)، ناحیه بوهمیا (Chlupac 1988)، یوگوسلاوی سابق (Krstic et al. 1988) Woodford Shale و Exshaw Shale در غرب کانادا، نیو آلبانی شیل (Ulmishek 1988; Klemme & 1991) Ulmishek 1991، چانگشون شیل در جنوب چین (Bia and Ning 1988; Xu et al. 1989; Wang et al. 1993) نیز قابل مشاهده می باشد. چینه‌شناسان مرز دونین - کربونیفر را منطبق بر اولین ظهور FAD (First

Appearance Datum) گونه کنودونتی *Siphonodella*

*Si. sulcata* از نیای خود یعنی گونه کنودونتی *Si. praesulcata* که حد بین این دو گونه، جداکننده زیست‌زون کنودونتی *Si. sulcata* Zone از زیست‌زون *Si. praesulcata* Zone است می دانند (Paproth and Streeel 1984). همچنین این حادثه باعث انقراض حدود ۴۵٪ از جنس‌ها (Sepkoski 1996) و حدود ۲۰٪ از خانواده‌ها (Simkov 1993) از گروه‌های مختلف فسیلی گردیده که در مقایسه با میزان انقراض در مرز فرازنین / فامنین (انقراض ۲۹٪ از جنس‌ها و ۱۷٪ از خانواده‌ها) که یکی از ۵ انقراض زیستی فانروزوئیک محسوب می‌شود مقدار قابل توجهی است. برخی از دانشمندان بر این باورند که یکی از دلایل این میزان بالای انقراض در مرز دونین - کربونیفر به علت آسیب‌پذیری بالای فونای زیستی‌ای بوده که بعد از یک انقراض زیستی بزرگ (فرازنین / فامنین) شروع به بازیابی و شکوفایی نموده ولی هنوز به حدی از توانایی برای تحمل تغییرات زیست‌محیطی دست نیافته بوده است (Morrow et al. 1996). بررسی برش‌های مطالعه شده مرز دونین - کربونیفر در سراسر جهان حاکی از شباهت زیستی و چینه‌ای فراوانی است. شیل‌های هنگنبرگ در برش اصلی آن در Rheinisches Schieferbirge آلمان مشتمل بر ۱۵ - ۱۰ سانتی‌متر شیل خاکستری است که توسط چند سانتی‌متر شیل تیره پوشیده می‌گردد، از این شیل‌های تیره فقط یک گونیاتیت از جنس *Mimitoceras* بدست آمده است. شیل‌های هنگنبرگ نیز توسط سنگ آهک‌های هنگنبرگ (*Gattendorfia* stage) ادامه می‌یابد که در بردارنده جنس گونیاتیتی *Gattendorfia* است (Walliser 1984). در Carnic Alps در برش Grune Schneid section شیل‌های هنگنبرگ حدود ۴ سانتیمتر ضخامت داشته (Bed 6 B1) و فاقد آمونوئید است و توسط ۷ سانتی‌متر

بردارنده عمده طبقات رسوبی از دونین زیرین تا پالئوژن در منطقه می باشند. نهشته های دونین - کربونیفر این بلوک شامل نهشته های پلاتفرمی کم عمق بوده و عمدتاً شامل شیل، مارن و آهک هستند. نهشته های دونین پسین سازند بهرام با ضخامتی در حدود ۵۰۰ متر از آهک های خاکستری ضخیم لایه، دولومیت های توده ای قهوه ای با میان لایه های شیل سبز در بخش های فوقانی هستند که در کوه های شتری سنی معادل اشکوب فرازین و در برخی از نقاط ایران مانند کرمان، اصفهان و... تا بخش زیادی از اشکوب فامنین را نیز در بر می گیرند. بخش آهکی این سازند، پر فسیل بوده و فونای مختلفی از جمله براکیوپود، تتاکولیتس، کرینوئید، بریزوون، مرجان، استروماتوپورید، تریلوبیت و کنودونت در آن قابل شناسایی هستند. در ازبک کوه، حوض دوره و قلعه کلاغو نهشته های سازند بهرام توسط حدود ۳۰۰ متر شیل های سبز تیره با میان لایه های ماسه سنگ کوارتزی در تناوبی از آهک های خاکستری تا تیره پاره سازند شیشتو ۱ پوشیده می گردند. بخش فوقانی این پاره سازند با ۳۰ - ۲۸ متر آهک های اوولیتی آهن دار قرمز رنگ با میان لایه های شیلی، ماسه سنگی و آهک ماسه ای واجد فسیل (معادل لایه های ۲۸ - ۲۶ اشتوکلین و همکاران<sup>۱</sup> ۱۹۶۵) تحت عنوان "واحد سفالوپود دار" نامیده می گردد، البته این افق در بسیاری از برش ها قابل پی جویی نبوده و تغییر رخساره و سنگ شناسی آن زیاد است. بهر حال در کال سردر این واحد دارای انواعی از جنسها و گونه های متنوع سفالوپودها است ولی به سمت جنوب در برش های حوض دوره و قلعه کلاغو کاهش چشمگیری در فراوانی سفالوپودها رخ داده و افق های مذکور جای خود را به افق های با سنگ شناسی متفاوت دیگر می دهند (Ashuri and Yamini 2006;

شیل (Bed 6 B2) دارای گونیاتیت های کوچک ادامه می یابد. در زیر Bed 6 B2 تریلوبیت ها یا به گونه های با چشم کوچک یا کور تغییر می یابند اما در Bed 6 B2 دوباره به وضعیت چشم عادی برمی گردند. در برش Jura Creek در آبرتا، شیل های تیره Exshaw بر روی کربنات های زیست آشفته سفالوپود دار فامنین پسین قرار می گیرند البته نبود زیست زون های *Sulcata* Zone و *Praesulcata* Zone تعیین مرز دونین - کربونیفر در این برش را ناممکن می سازد. در برش های مطالعه شده در چین آهک های نازک لایه خاکستری نودولار سفالوپود دار (Daihu Fm.) که در بردارنده زیست زون *Praesulcata* Zone هستند توسط شیل های Changshun Shale که شامل ۱۴ سانتی متر شیل تیره هستند و غنی از عناصر سیدروفیل می باشند پوشیده می گردند و با ۴۶ سانتی متر شیل خاکستری دارای دوکفای های ریز *Posidonia* ادامه می یابند، ضخامت شیل های تیره در برش *Muhua section* به ۸ سانتی متر و در برش *Huanmao section* به ۶۰ سانتی متر می رسد (Bia and Ning 1988; Xu et al. 1989). در شمال غرب لهستان برش *Pomerania* کربنات های فسیل دار کم عمق نواحی ساب تایدال بوسیله ۱۰ سانتی متر شیل های ارگانیک تیره دارای پیریت متعلق به *Upper sulcata* Zone پوشیده می گردند (Matyja et al. 1993). در جنوب آفریقا مرز دونین - کربونیفر با ماسه سنگ های دارای چین بند متقاطع دلتایی دونین پسین به گل سنگ های پیش رونده دریایی کربونیفر زیرین تبدیل می گردند (Theron 1993).

### پیشینه مطالعاتی

کوه های شتری با گسترش حدود ۱۰۰ کیلومتر در بخش شمالی میکروپلیت شرق ایران مرکزی و شرق طبس در

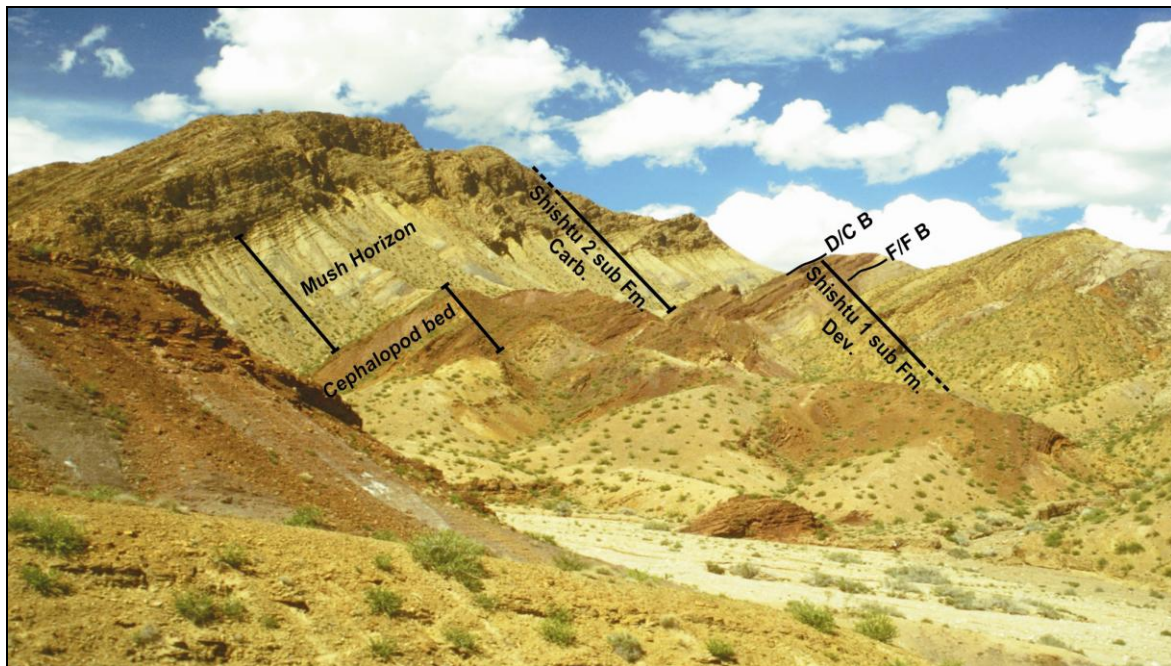
<sup>1</sup> Stöcklin et al. 1965

همچنین قابل انطباق با مرز پاره سازندهای شیشتو ۱ و شیشتو ۲ می‌باشد. این تحقیق به بررسی سیستماتیک و زیست‌چینه‌نگاری واحد سفالوپود دار و افق موش جهت تعیین مرز سیستماتیک دونین کربونیفر و تعیین رخساره‌های زیستی کنودونت‌های موجود به منظور بررسی محیط زیست دیرینه شرایط تشکیل شیل‌های تیره این مرز در مقایسه با برش‌های بررسی شده در حوضه آلپ اروپا می‌پردازد.

Gholamalian 2002). مرز زیرین این واحد دیاکرون<sup>۱</sup> بوده و در برش‌های حوض دوره، نیاز، کال سردر، پوشا و هورموک، فرازین میانی؟ - پسین (Ashuri and - Yamini 2006; Rastkar 1375; Ashuri 1990 عاشوری ۱۳۷۴؛ ۱۳۷۷؛ ۱۳۷۶؛ فرازین پسین (برش نیاز - کال سردر: Yazdi 1999; Wendt et al. 2005)؛ فامنین پیشین (برش حوض دوره: Yazdi 1999; Wendt et al. 2005) می‌باشد. سن مرز فوقانی این واحد نیز در برش‌های مختلف فامنین پسین گزارش گردیده است (برش حوض دوره: Yazdi early expansa Zone 1999; 1996; 1999; Ashuri early expansa - early praesulcata zones romboidea - 1990; 2004 و در برش حوض دوره: Ashuri late marginifera zones 1990; 2004 ;

نهشته‌های کربونیفر پاره سازند شیشتو ۲ در کوه‌های شتری با ضخامتی در حدود ۲۰۰ متر و تناوبی از سنگ آهک‌های خاکستری متوسط لایه و شیل ارغوانی، سبز تا تیره دارای سنی معادل تورنیزین تا ویزنن، به طور ناپیوسته واحد سفالوپود دار پاره سازند شیشتو ۱ را می‌پوشانند. در بخش قاعده این پاره سازند واحد شیلی تحت عنوان "افق موش" با ضخامتی در حدود ۵۰ - ۳۸ متر شیل خاکستری پیریتی دارای میان لایه‌های نازک ژپس ارغوانی، تناوبی از آهک‌های نازک لایه قله ای با مارن‌های گلی تیره دارای گاستروپود، استراکد، براکیوپود و دوکفه ای‌های فسفاتی شده فراوان، شیل خاکستری و سنگ آهک نازک لایه خاکستری، بطور ناپیوسته فوقانی ترین بخش‌های واحد سفالوپود دار پاره سازند شیشتو ۱ را می‌پوشانند. مرز دونین - کربونیفر بین لایه سفالوپوددار و افق موش قرار می‌گیرد که این مرز

<sup>1</sup> Diachron



شکل ۱- نمایی پانورامیک از برش قلعه کلاغو به همراه واحد های لیتو استراتیگرافیک سازند شیشتو (اقتباس از ونت و همکاران ۲۰۰۵).

#### بحث

جغرافیایی:  $Base: 33^{\circ}22'21.07''N - 57^{\circ}20'22.85''E$

$Top: 33^{\circ}22'26.64''N - 57^{\circ}20'29''E$

قرار دارد. کل ضخامت برش مورد مطالعه ۹/۱۲۸ که تعداد ۱۱ نمونه از ۷/۲ متر ضخامت از فوقانی ترین لایه های مربوط به " واحد سفالوپود دار" واقع در بخش بالایی پاره سازند شیشتو ۱ و با سن فامنین پسین و تعداد ۲۸ نمونه از ضخامتی در حدود ۲/۱۲۶ متر از طبقات رسوبی واقع در بخش تحتانی پاره سازند شیشتو ۲ که در برگرفته افق موش و ابتدای بخش آهکی پوشاننده این افق است برداشت گردید، لازم به ذکر است که از این تعداد ۱۵ نمونه از تحتانی ترین لایه های افق موش که در تماس با بخش فوقانی " واحد سفالوپود دار" و در منطقه نزدیک به مرز احتمالی دونین - کربونیفر قرار داشتند برداشت و مورد مطالعه قرار گرفت.

۳ - برش حوض دوراه ۲: به دلیل پیچیدگی های ساختاری و عملکرد گسل های فراوان در منطقه، جهت مطالعه دقیق این مرز و بررسی تغییرات جانبی این برش در نزدیکی برش ۱ حوض دو راه با مختصات جغرافیایی:

در این تحقیق سه برش، قلعه کلاغو، حوض دوراه ۱ و حوض دوراه ۲ مورد مطالعه قرار گرفته اند که مختصات برش ها و محدوده نمونه برداری هر برش با توجه به نوع اهمیت نمونه ها به شرح زیر می باشد:

۱ - برش قلعه کلاغو: در ۱ کیلومتری جنوب معدن ماسه

سیلیسی پیروک و در مختصات جغرافیایی:  $Base:$

$Top: 33^{\circ}20'40.86''N - 57^{\circ}20'09.72''E$

$33^{\circ}20'49.19''N - 57^{\circ}20'05.84''E$  قرار دارد. در

مجموع ضخامت کل برش مورد مطالعه ۹۵/۸۵ متر است که شامل ۳ متر از فوقانی ترین لایه های مربوط به " واحد سفالوپود دار" متعلق به بخش بالایی پاره سازند شیشتو ۱ با سن فامنین پسین و ۹۵/۸۲ متر از بخش زیرین پاره سازند شیشتو ۲ (افق موش و ابتدای بخش لایه های آهکی پوشاننده افق موش) به سن تورنیزین می باشد (شکل ۱).

۲ - برش حوض دوراه ۱: این برش در ۵۰۰ متری شمال شرق معدن ماسه سیلیسی پیروک با مختصات

شکسته شده اند در سایر نمونه‌ها بویژه در نمونه‌های 37 - 43 GH و 30-38 HD حفظ شدگی نمونه‌ها بسیار خوب می باشد. اندیس تغییر رنگ کنودونت‌ها در بخش زیرین هر ۳ برش در نمونه‌های (واحد سفالوپود دار و بخش زیرین افق موش) تا نمونه‌های 36GH و 29HD به رنگ قهوه ای = C.A. I = 3.5-4 و در بخش فوقانی افق موش و کربناته‌های پوشاننده افق موش به رنگ سیاه = 5 C. A. I = (از نمونه‌های 37GH و 30HD به بعد) می رسد. در مجموع از مطالعه فونای بدست آمده ۵۶ گونه و زیرگونه متعلق به ۱۵ جنس:

*Bispathodus*, *Branmehla*, *Clydagnathus*,  
*Dolygnathus*, *Dollymae*, *Elictognathus*,  
*Gnathodus*, *Icriodus*, *Mehlina*, *Palmatolepis*,  
*Polygnathus*, *Protognathodus*,  
*Pseudopolygnathus*, *Scaphignathus* &  
*Siphonodella*

شناسایی گردید. در مجموعه مورد مطالعه، فراوانی فونای کم عمق مانند پلی گناتوس<sup>۱</sup> و برخی از گناتودوس<sup>۲</sup> ها<sup>۱</sup> بیشتر است ولی در بخش واحد سفالوپود دار فراوانی غالب با اسکافیگناتوس<sup>۳</sup>، ایکریودوس<sup>۴</sup> و پالماتولپیس<sup>۵</sup> ها<sup>۵</sup> است. اگرچه فراوانی سیفونودلید<sup>۶</sup> ها<sup>۶</sup> محدود به چند زیست‌زون در محدوده مرز می باشد ولی اهمیت فوق‌العاده این فونا در زیست‌زون بندی مرز دونین - کربونیفر قابل اغماض نیست.

با مطالعه فونای کنودونتی سه برش مورد مطالعه تعداد ۱۲ زیست‌زون شناسایی گردید که از این تعداد ۴ زیست‌زون:

Upper trachytera zones, - Uppermost marginifera  
 postera Zone, expansa Zone, L. praesulcata Zone

متعلق به بخش فوقانی واحد سفالوپود دار پاره سازند

Base: 33°22'16.67"N - 57°20'23"E

Top: 33°22'26.24"N - 57°20'25.48"E

انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفت. این برش شامل نهشته‌های نزدیک مرز دونین - کربونیفر می گردد. ضخامت کل اندازه‌گیری شده این برش ۷/۵ متر می‌باشد که ۷ نمونه از ۳ متر ضخامت در بخش فوقانی واحد سفالوپود دار با لیتولوژی آهک‌های ماسه‌ای اوولیتی قرمز رنگ دارای ساختارهای رسوبی چند وجهی در سطح لایه‌ها و ۱۲ نمونه از ۷/۲ متر ضخامت در قاعده افق شیلی موش با لیتولوژی شیل تیره گلی دارای براکیوپود، دوکفه‌ای، گاستروپود فسفاتی شده، شیل ژیبسی با قلوه‌های آهکی، شیل‌های نازک لایه خاکستری با میان لایه‌های نازک آهکی و شیل‌های خاکستری نازک لایه فاقد فسیل برداشت گردیده است. در مجموع تعداد ۹۳ نمونه به وزن تقریبی (۳-۴ کیلوگرم) از سه برش مورد مطالعه (۳۵ نمونه از برش قلعه کلاغو، ۳۹ نمونه از برش ۱ حوض دوره، ۱۹ نمونه از برش ۲ حوض دوره) برداشت و با تکنیک‌های آزمایشگاهی، جهت مطالعه فونای کنودونتی آماده‌سازی شدند که از این تعداد ۷۷ نمونه واجد کنودونت بوده و از مطالعه آنها بیش از ۲۹۰۰ عنصر کنودونتی بدست آمد. اگرچه فراوانی عناصر کنودونتی در نمونه‌ها نسبتاً کم بود ولی با این حال ماکزیمم تعداد عناصر در برش ۱ حوض دوره HD 38 = 139 el/kg، در برش ۲ حوض دوره HB10 = 54 el/kg و در برش قلعه کلاغو GH26 = 108 el/kg می باشد. به طور کلی حفظ شدگی نمونه‌ها بجز در برخی از لایه‌های شدیداً هماتیتی شده واحد سفالوپود دار مانند HB3, HB4, HB5 که پوششی از شاموزیت برخی از نمونه‌ها را احاطه نموده و برخی از نمونه‌های شیلی قاعده افق موش مانند HD 13-16 و GH 22-26 که با گل پوشیده و به علت انعطاف‌پذیری این لایه‌ها تحت فشار لایه‌های فوقانی فرسوده و

<sup>1</sup> Polygnathus

<sup>2</sup> Genathodus

<sup>3</sup> Scaphignathus

<sup>4</sup> Icriodus

<sup>5</sup> Palmatolepis

<sup>6</sup> Siphonodellids

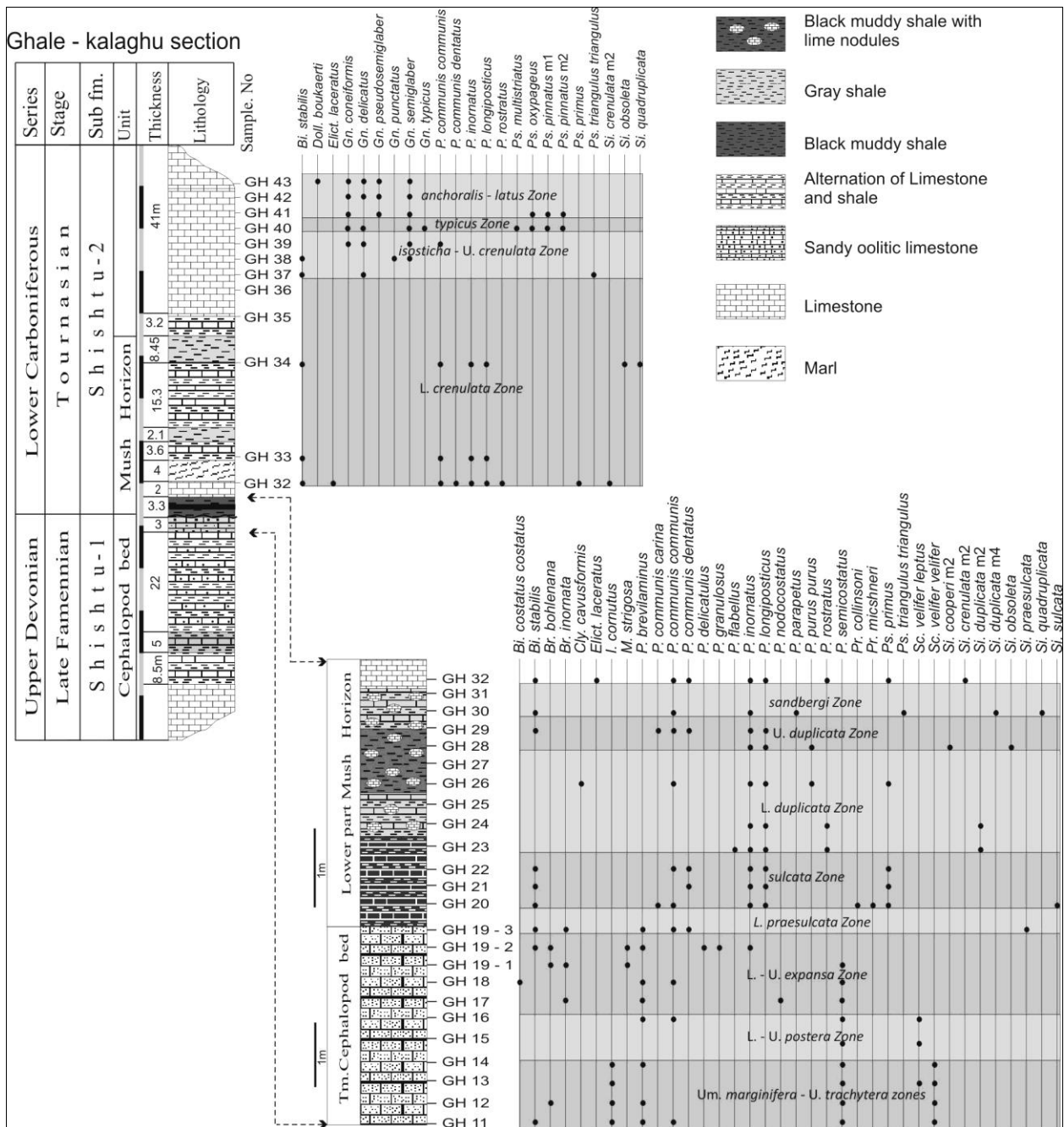
از زیست زون های دونین پسین شامل ( M. *praesulcata* Zone و *praesulcata* Zone ) می باشد که بازه زمانی در حدود ۱ میلیون سال را در بر می گیرد. همچنین سن افق موش از ابتدای تورنیزین پیشین (*isosticha* - *sulcata* Zone) تا ابتدای تورنیزین پسین ( *Upper crenulata* Zone ) تعیین می گردد.

در برش حوض دو راه ۱ نیز سن مرز فوقانی واحد سفالوپود دار (*L. praesulcata* Zone) و بازه زمانی ناپیوستگی مرز D/C شامل زیست زون های ( M. *praesulcata* Zone و *praesulcata* Zone ) آخرین زیست زون های دونین پسین می باشد. بنابر این قاعده افق شیلی موش منطبق بر شروع زیست زون کنودونتی *sulcata* Zone و منطبق با شروع تورنیزین می باشد که این مرز نیز منطبق بر مرز دو زیر سازند شیشتو ۱ و شیشتو ۲ می باشد.

در برش حوض دوره ۲، سن مرز فوقانی واحد سفالوپوددار در ۱۰ سانتی متر پایین تر از مرز لیتولوژیکی D/C معادل زیست زون کنودونتی *U. expansa* Zone تعیین گردید که تفاوت اندک با برش حوض دو راه احتمالاً در عدم نمونه برداری در ۱۰cm فوقانی ترین لایه این بخش می باشد. با توجه به تفاوت های زیست زون های مورد مطالعه در این تحقیق چنین بر می آید که بدلیل متمرکز بودن زیست زون های انتهایی فامنین پسین در ۲ متر انتهایی رأس واحد سفالوپود دار و عدم نمونه برداری متراکم در این بخش گاهی این زیست زون های کنودونتی مورد توجه قرار نگرفته اند. همچنین بدلیل لیتولوژی خاص بخش زیرین افق موش در محدوده مرز دونین - کربونifer و فراوانی لایه های شیلی تیره، میان لایه های ژیبسی نازک لایه و افق های نازک فسفاتی در این بخش، بررسی کنودونت های این بخش نیازمند دقت فراوان و انجام چندین مرحله پروسه آزمایشگاهی جهت استخراج و مطالعه کنودونت ها می باشد.

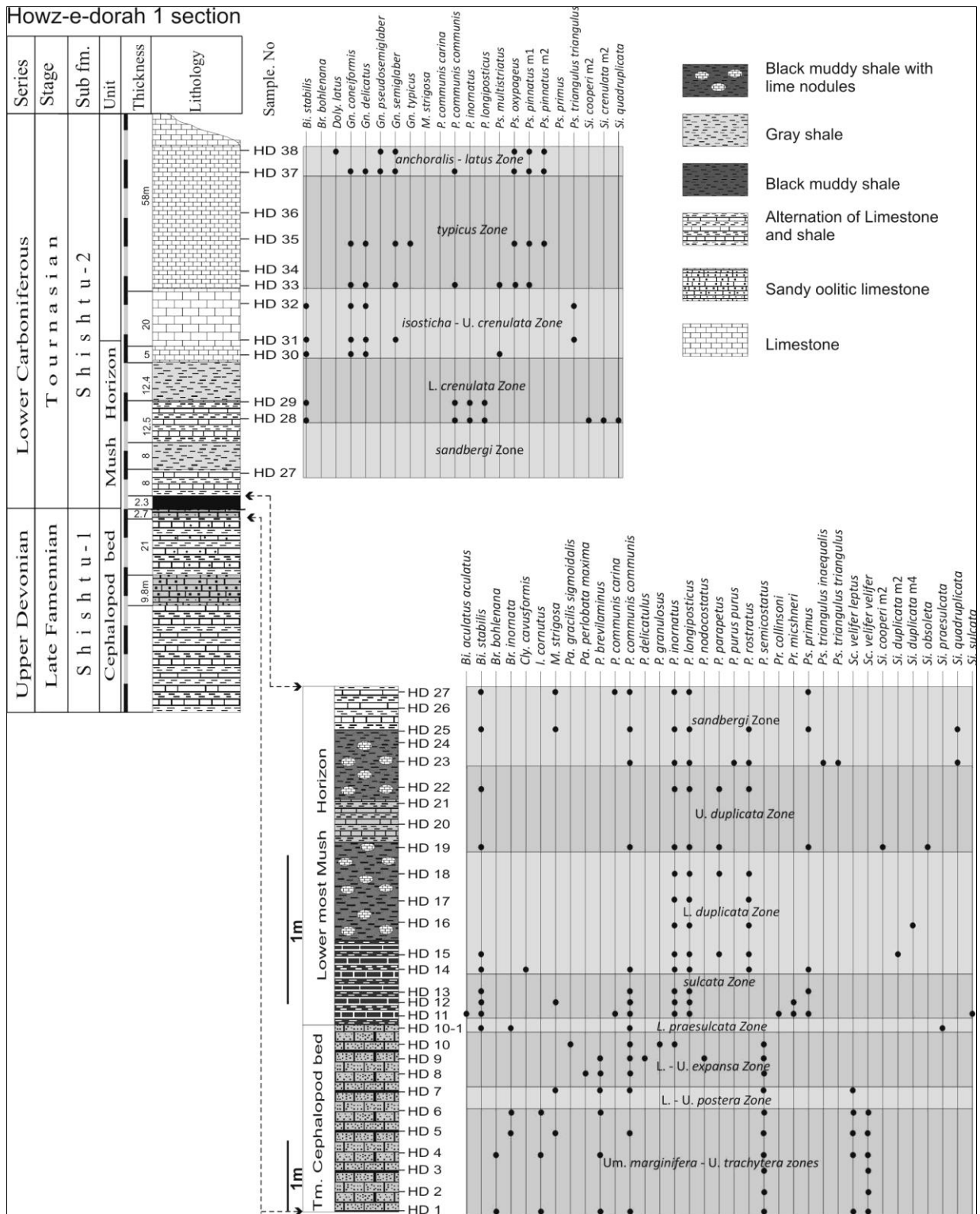
شیشتو ۱ با سن فامنین پسین و تعداد ۸ زیست زون : *sulcata* Zone, *Lower duplicata* Zone, *Upper duplicata* Zone, *sandbergi* Zone, *Lower crenulata* Zone, *isosticha* - *Upper crenulata* Zone, *typicus* Zone, *anchoralis-latus* Zone

متعلق به افق شیلی موش و ابتدای بخش آهکی پوشاننده آن به سن تورنیزین پیشین و ابتدای تورنیزین پسین می باشند (شکل های ۲، ۳، ۴). با بررسی چارت توزیع فراوانی کنودونت ها در برش های مورد مطالعه در قلعه کلاغو و حوض دوره ۱ و ۲، فراوانی پلی گناتوس ها در کل ضخامت برش های مورد مطالعه زیاد، در بخش واحد سفالوپود دار زیر مرز D/C فراوانی غالب با پلی گناتوس ها، اسکافیگناتوس ها، ایکریودوس ها و کمی پالماتولپیس می باشد. در محدوده مرز D/C علاوه بر پلی گناتوس ها، سیفونولید ها و پروتوگناتوس ها از فراوانی و اهمیت ویژه ای در زیست زون بندی این بخش برخوردار هستند و نهایتاً در بخش های فوقانی افق موش پلی گناتوس ها و گناتودوس ها بیشتر از سایر فونای کنودونتی می باشند. در مطالعات پیشین ( Ashuri 2004; 1999; Yazdi 2006) سن بخش های فوقانی واحد سفالوپود دار و بخش زیرین افق موش در برش های مختلف حوض دو راه، قلعه کلاغو، کال سردر و ازبک کوه به صورت دیاکرون بوده و در برش های مطالعه شده سن های متفاوتی را نشان می دهند. بر همین اساس گستره ناپیوستگی مرز دونین - کربونifer در برش های مطالعه شده قبلی شامل بیوزون های کنودونتی متفاوتی است ولی در این تحقیق به علت نمونه برداری متراکم و در فواصل بسیار کم، گستره ناپیوستگی این مرز نهایتاً به عدم وجود ۲ زیست زون کنودونتی در انتهای فامنین پسین محدود گردید. در برش قلعه کلاغو، سن مرز فوقانی واحد سفالوپود دار (*L. praesulcata* Zone) و سن مرز فوقانی افق موش (*L. crenulata* Zone) بوده و ناپیوستگی مرز D/C فقط در بر گیرنده دو زیست زون

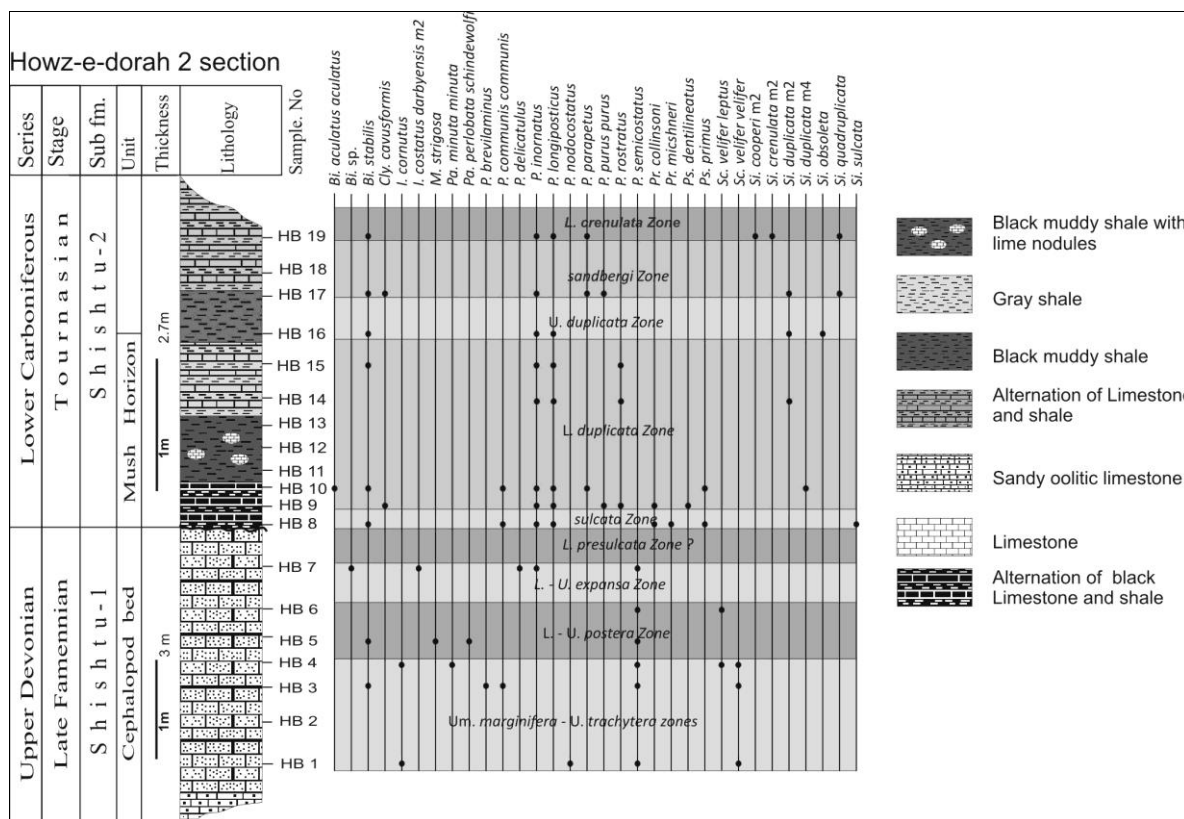


شکل ۲- ستون سنگ چینه ای، زیست زون ها و پراکنندگی کنودونت ها در برش قلعه کلاغو





شکل ۳- ستون سنگ چینه ای، زیست زون ها و پراکندگی کنودونت ها در برش حوض دوره ۱



شکل ۴- ستون سنگ چینه ای، زیست زون ها و پراکندگی کنودونت ها در برش حوض دوره ۲

- رخساره پلیگناتید - پلکس گناتید<sup>۴</sup>: Inner shelf  
 - رخساره پلیگناتید<sup>۵</sup>: Inner shelf  
 - رخساره پروتوگناتید - سیفونودلید<sup>۶</sup>: Continental rise and Lower slope  
 تفسیر زیست رخساره های برش های مورد مطالعه بر مبنای توزیع ۸ جنس کنودونتی مورد بررسی در زیست رخساره های فوق صورت گرفته است. در برش های مورد مطالعه در ایران و اروپا تکامل رخساره های زیستی در حوضه رسوبی در فاصله زمانی دونین پسین - کربونیفر زیرین به خوبی مشاهده می گردد (شکل ۷).

تطابق بیواستراتیگرافی و بیوفاسیس: تفسیر رخساره های کنودونتی دونین پسین - کربونیفر پیشین توسط Ziegler & Weddige 1999; Sandberg & Ziegler 1979 & Dreesen 1984 انجام و بر این اساس ۶ رخساره کنودونتی معرفی گردیده است (شکل ۵):  
 - رخساره پالماتولپید یا پالماتولپید - بیسپاتودید<sup>۱</sup>: Continental rise and Lower slope  
 - رخساره پالماتولپید - پلیگناتید<sup>۲</sup>: Middle and Upper slope or outer shelf  
 - رخساره پلیگناتید - ایکریوتید<sup>۳</sup>: Outer to Middle shelf

<sup>4</sup> Polygnathid – pelekysgnathid biofacies

<sup>5</sup> Polygnathid biofacies

<sup>6</sup> Protognathodid and siphonodellid biofacies

<sup>1</sup> Palmatolepid or Palmatolepid-bispathoid biofacies

<sup>2</sup> Palmatolepid – polygnathid biofacies

<sup>3</sup> Polygnathid-icriodid biofacies

PALEOTECTONIC SETTING	OFFSHORE	NEARSHORE		"BACKSHORE"						
	MUDDY OUTER SHELF	SANDY INNER SHELF		SHOAL	BACK-MOUND	TIDAL FLAT	BARRIER	TIDAL LAGOON	SABKHA	COASTAL PLAIN
CONODONT BIOFACIES	I Palmatolepid	II Palmatolepid-Polygnathid		III Polygnathid-"icriodid"	IV Polygnathid-Pelekysgnathid		VI, VIII, ? Scaphignathid, Pandorinellinid, +?			
ICRIODONTID FAUNA	Rare Icriodus	Both Types of Pelekysgnathus (Transported)		Triple - Row Pelekysgnathus	Both Types of Pelekysgnathus (Indigenous)		Single - Row Pelekysgnathus		UNKNOWN	
ENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION										

شکل ۵- مدل رخساره ای زیستی کنودنت های دونین پسین (Sandberg & Dreesen 1984)

بیسپاتودید از رخساره های برش های کارنیک آلپ مانند Rio Boreado, Casera Malpasso, برش های Kronhofgraben قابل مشاهده است، این رخساره مربوط به نواحی Continental rise و Lower slope بوده و مقایسه دو رخساره پیش گفته حاکی از عمیق شدگی در این فاصله زمانی در رخساره های حوضه آلپ اروپا می باشد در حالی که در همین زمان ادامه حضور رخساره پلیگناتید به همراه افزایش نسبی در میزان اسکافیگناتید و برانمهیلید ها حاکی از افزایش بسیار کم در عمق حوضه رسوبی و ادامه نواحی Inner shelf می باشد. رخساره زیستی پالماتولپید - بیسپاتودید (برانمهیلید) در فاصله زمانی Late upper *expansa* Zone و Lower/Middle *praesulcata* Zone کمی قبل از حادثه زیستی هنگنبرگ در همه برش های حوضه کارنیک آلپ اروپا مشاهده می گردد البته بیشترین فراوانی بیسپاتودید ها در early Middle *praesulcata* Zone در همه برش های اروپا مشاهده می گردد در همین زمان در برش های مورد مطالعه در حوضه طبس رخساره زیستی کنودنتی غالب پلیگناتید - بیسپاتودید می باشد که حاکی از افزایش عمق نسبی حوضه از

جهت تفسیر زیست رخساره های برش های مورد مطالعه، رخساره های زیستی در برش های حوضه طبس و برش های مطالعه شده در حوضه آلپ اروپا بطور مختصر بررسی و مورد مقایسه قرار گرفته است. بررسی رخساره های زیستی در برش های Casera Malpasso, Kronhofgraben و Rio Boreado (شکل ۷)، حاکی از وجود رخساره زیستی پالماتولپید - پلیگناتید در فاصله زمانی Upper *postera* to the basal *M. expansa* Zone که بیانگر محیط دیرینه آبهای عمیق Middle and Upper slope or Outer shelf می باشد. در همین فاصله زمانی بدلیل عمق کم حوضه رسوبی در برش های مورد مطالعه ایران رخساره فوق در برش های این تحقیق مشاهده نمی گردد و رخساره پلیگناتید که حاکی از رخساره Inner shelf می باشد قابل مشاهده است. همچنین حضور بسیار ناچیز پالماتولپیس ها در نهشته های برش های مورد مطالعه در ایران حاکی از عمق کم حوضه و وجود رخساره زیستی پلیگناتید - اسکافیگناتید در برخی از برش های مورد مطالعه در این فاصله زمانی است. در فاصله زمانی *M. expansa* to Upper *expansa* Zone رخساره زیستی پالماتولپید -

Inner shelf تا Outer shelf بوده و تا حدودی قابل انطباق با پیشروی جهانی قبل از حادثه زیستی هنگنبرگ است. رخساره زیستی پروتوگناتید - پلی گناتید در فاصله زمانی Upper *praesulcata* Zone و افزایش فراوانی پروتوگناتیدها در این زیست رخساره و همچنین در *sulcata* Zone حاکی از بازیابی دوباره این گروه فرصت طلب در فاز بعد از حادثه انقراض زیستی هنگنبرگ در برش‌های حوضه طبس و برش‌های اروپا است. حضور رخساره پروتوگناتید در این فاصله زمانی ناشی از افزایش عمق بعد از حادثه مرز D/C است. رخساره زیستی سیفونودلید در U. *duplicate* تا L. - U. *sandbergi* نیز در برش‌های حوضه طبس و اروپا ناشی از ادامه افزایش عمق و عمیق‌شدگی حوضه در این فاصله زمانی است ولی فراوانی شاخص این رخساره در برش‌های حوضه آلپ بیانگر افزایش چشمگیر عمق آب نسبت به برش‌های ایران مرکزی در این زمان می‌باشد (شکل ۷). در بررسی و تطابق بیواستراتیگرافی برش‌های مورد مطالعه با برش‌های حوضه اروپا، یکی از نکات حائز اهمیت تفاوت در ضخامت برخی از زیست‌زون‌ها و عدم وجود برخی از زیست‌زون‌ها است. بطور مثال در برش‌های Grune, Schneid, Tropl, Grober Pal, Casera Malpasso, Rio Boreado در کارنیک آلپ، ضخامت و گسترش زیست‌زون کنودونتی *praesulcata* Zone نسبت به برش‌های Paln di Zermula, Kronhofgraben, Milles, Puech de la Suque, La Serre E section بسیار زیاد است در حالی که در برش‌های یاد شده شیل‌های تیره هنگنبرگ و زیست‌زون کنودونتی *sulcata* Zone وجود ندارد بررسی‌ها زیست‌چینه‌ای - تکتونیکی حاکی از آن است که تکاپوی تکتونیکی کمربند آلپ از پالئوزوئیک وجود داشته و برخی از برش‌ها نظیر Grune, Schneid, Tropl, Grober

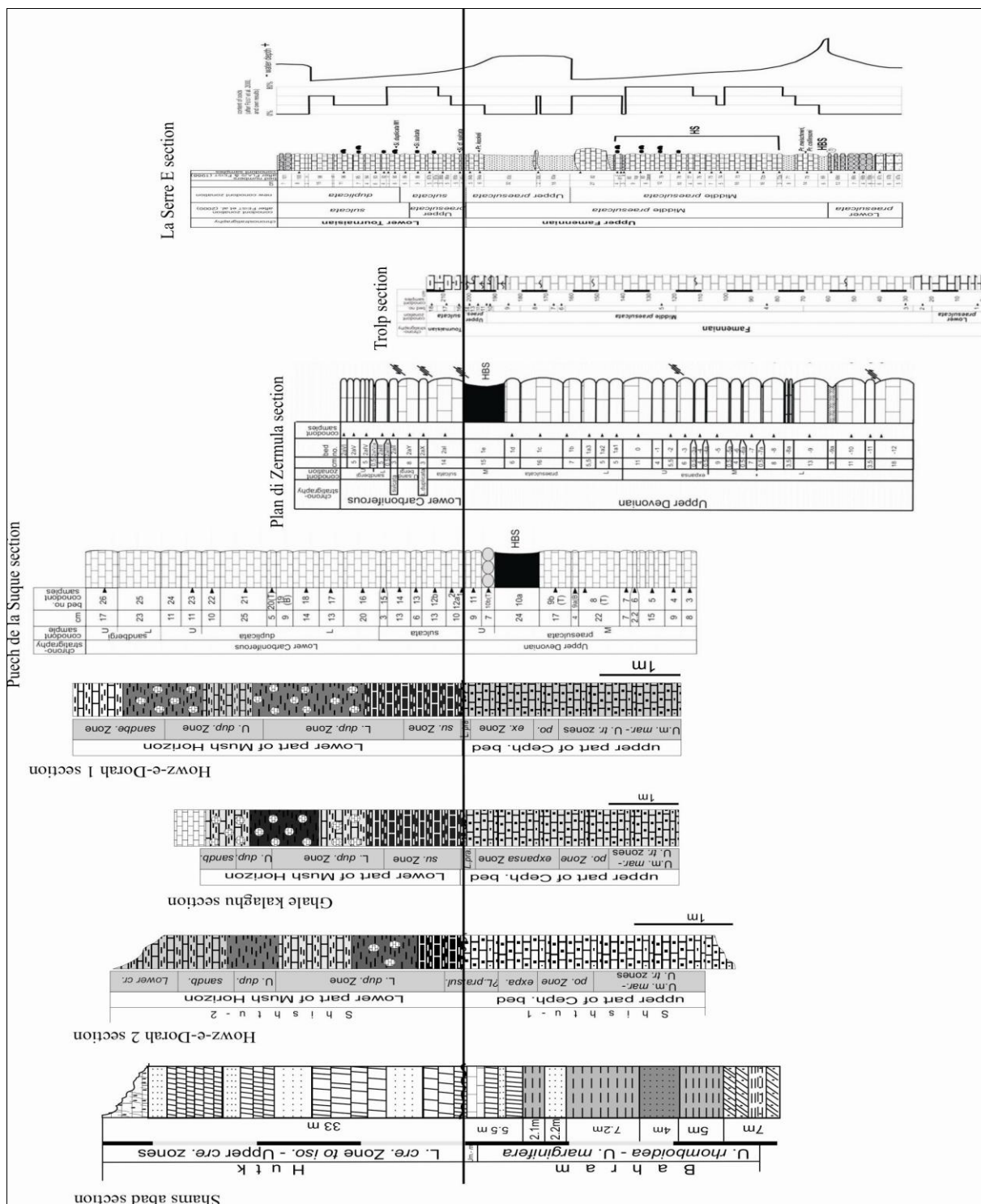
Pal, Casera Malpasso, Rio Boreado که ضخامت زیست‌زون کنودونتی *praesulcata* Zone زیاد است در این فاصله زمانی در حال‌گرا بن بوده و عمق بالای حوضه سبب افزایش شدت و میزان رسوبگذاری در این برش‌ها گردیده در حالیکه همین برش‌ها بعد از M. *praesulcata* Zone به حالت هورست درآمده و رسوبگذاری نهشته‌های کربونیفر یا بصورت بسیار نازک و یا اصلاً انجام نگردیده است. در عوض در برش‌هایی نظیر Kronhofgraben, Milles, Puech de la Suque, La Serre E section و Paln di Zermula که در زیست‌زون کنودونتی *praesulcata* Zone با ضخامت کم رسوبگذاری همراه بود در زمان کربونیفر با تغییرات تکتونیکی حوضه رسوبگذاری به حالت‌گرا بن درآمده و نهشته‌های کربونیفر تا زیست‌زون کنودونتی *crenulata* Zone مشاهده می‌گردند (شکل ۶، ۸). در برش شمس‌آباد حوضه کرمان (Bahrami et al. 2011) وجود ناپیوستگی طولانی با گستره زمانی U. *marginifera* Zone - L. *crenulata* که حاکی از نبود چندین زیست‌زون از دونین پسین و کربونیفر پیشین است احتمالاً در ارتباط با فرسایشی مرز دونین - کربونیفر بوده که منجر به فرسایش بخش عظیمی از نهشته‌های این فاصله زمانی گردیده است. در برش‌های حوضه طبس گسترش زیاد رخساره کنودونتی نزدیک ساحل و ضخامت کم زیست‌زون‌های کنودونتی و عدم حضور گونه‌های کنودونتی شاخص محیط‌های عمیق و دور از ساحل در انتهای فامنین و نبود زیست‌زون‌های کنودونتی *M. - U. praesulcata* zones حاکی از یک فاز فرسایشی و خروج از آب در انتهای فامنین بوده که با ناپیوستگی در مرز دونین - کربونیفر مشخص می‌گردد ولی حضور گونه‌های شاخص نظیر سیفونودلیدها و پروتوگناتیدها در شروع کربونیفر و ادامه افزایش فراوانی

و باد های عمومی کره زمین در طی زمان های دونین - کربونifer و نهشته شدن رخساره های شیلی تیره این زمان ها و نتیجتاً منجر به انقراض بیوتای کنودونتی در این مرز گردیده است (شکل ۹).

### نتیجه گیری

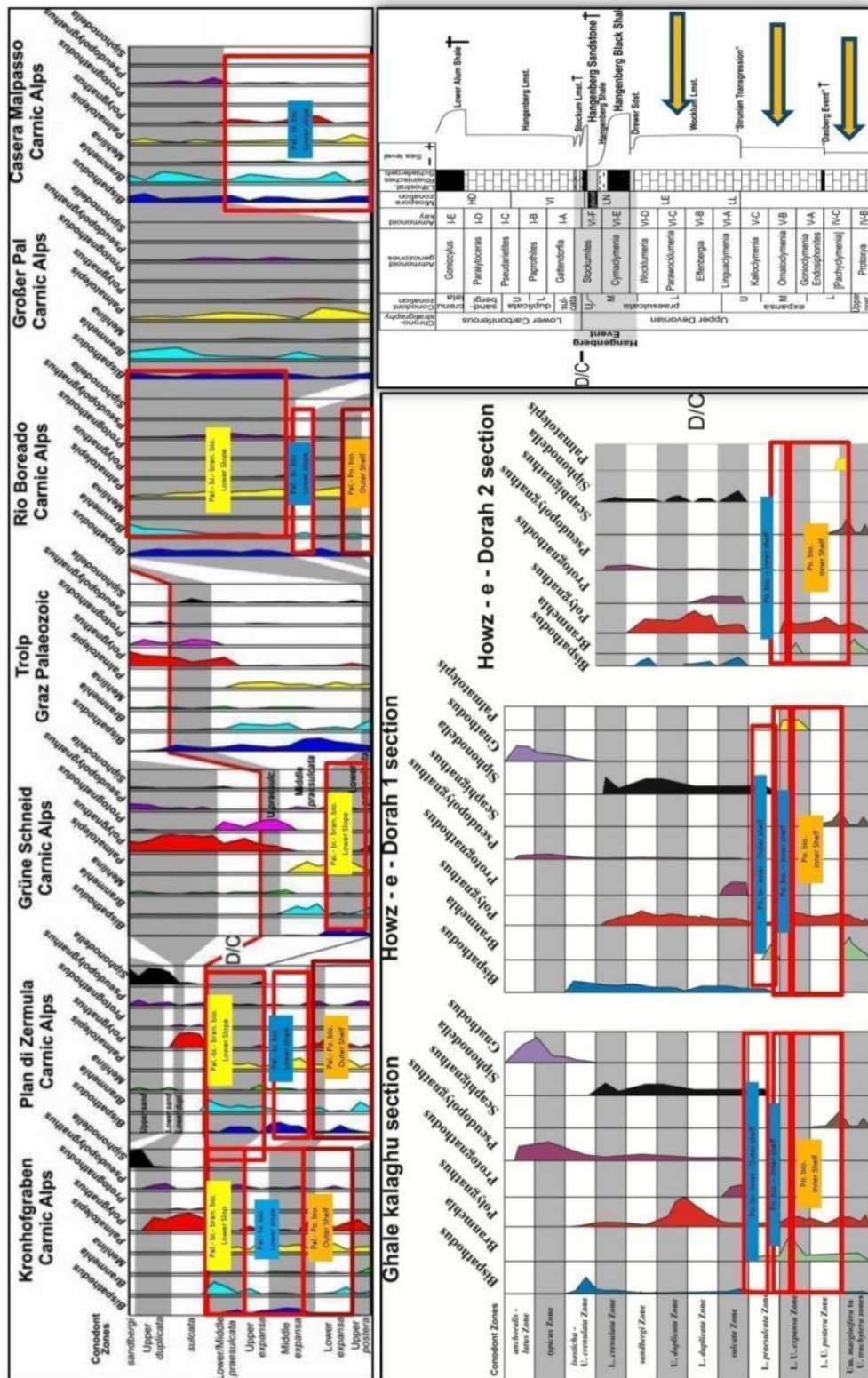
بررسی ها نشان می دهد که بدلیل شدت وزش بادهای دائمی ناشی از نیروی کوریولیس در عرض های جغرافیایی نزدیک به استوا و ایجاد نواحی کم فشار و پر فشار اتمسفری این بادهای سبب تقویت نیروهای بالارونده و حرکت این سلول های ایجاد شده به سمت غرب و گسترش زون آنوکسیک (فاقد اکسیژن) در حاشیه های شمالی و جنوب نواحی پلت فرمی پالئوتتیس و نهایتاً سبب بروز انقراض زیستی و حادثه هنگنبرگ در این فاصله زمانی گردیده است. البته شرایط تکتونیکی و مورفولوژی حوضه رسوبی در گسترش و ضخامت زون آنوکسیا و میزان رسوبگذاری و انقراض مؤثر بوده است. به طوری که در برخی از برش های حوضه اروپا ضخامت زون آنوکسیا نسبت به برش های دیگر بیشتر بوده و در برخی از برش ها این حادثه بیشتر با رسوبگذاری ماسه سنگ ها و ضخامت کم نهشته های شیلی تیره همراه می باشد. همچنین باید توجه داشت که این حادثه ممکن است با یک فاز تأخیری در برخی از نواحی مشاهده گردد به طوری که همین نهشته های شیلی تیره در برخی از برش ها از فامنین پسین تا بخش هایی از مرز دونین - کربونifer و یا حتی در محدوده کربونifer را نیز در بر می گیرند. به این ترتیب تغییر جانبی محل سلول های بالارونده در طی پیشروی فامنین پسین به سمت دریا های اپیکانتینتال (حاشیه ای) شمال آمریکا، اروپا، شوروی سابق و چین و نواحی جنوبی پالئوتتیس منجر به افزایش تجمع مواد آلی در این مناطق و مرگ پلت فرم کربناته این مناطق گردیده است

گناتودوس ها در کربونifer حاکی از عمیق شدگی حوضه رسوبی نظیر آنچه در برخی از برش های اروپا مشاهده گردید می باشد. تطابق برش های مطالعه شده جهانی در مرز دونین - کربونifer که با حضور گونه های کنودونتی *Si. sulcata*, *Si. praesulcata*, *Pr. meischneri*, *Pr. collinsoni*, *Pr. kuehni*, *Pr. kuckeli* در حوضه هایی نظیر جنوب چین، ایران، تاجیکستان، شرق روسیه، آلمان، لهستان، آمریکا، الجزایر، اسپانیا، اتریش، فرانسه و ایتالیا مشخص می گردد با نقشه پالئوژئوگرافی دونین پسین - کربونifer زیرین حاکی از انطباق این برش ها با حاشیه شمالی و جنوبی نواحی پلتفرمی پالئوتتیس می باشد. همچنین با انطباق این برش ها با نواحی حضور شیل های تیره ارگانیک در فاصله زمانی مرز دونین - کربونifer، انطباق معنادار بین محل های حضور این شیل ها در حاشیه شمالی و جنوبی پالئوتتیس با محل های سلول های فشاری اتمسفری پیش بینی شده برای این زمان که حاکی از محل های آپولینگ اقیانوسی در این زمان بوده و تطابق لیتواستراتیگرافیک برخی از برش های اروپا و برش های مورد مطالعه در حوضه طبس حاکی از وجود نهشته های شیلی تیره در تمامی برش ها در فاصله زمانی مرز دونین - کربونifer می باشد (شکل ۶). Parrish 1982, 1987 با استفاده از الگوهای امروزی و بازسازی های پالئوژئوگرافی (دیرینه جغرافیایی) اسکاتیز و همکاران محل های سلول های بالارونده قدیمی را پیش بینی نموده است بر این اساس وی دریافت که بیش از ۹۲٪ از سنگ منشا نفت دونین پسین با مکانیسم های مرتبط با چرخه های بالارونده همخوانی دارد بنابراین تطابق بالایی بین محل های رخساره های شیل تیره دونین - کربونifer و سلول های بالارونده حاکی از مهاجرت این سلول های فشاری اتمسفری به سمت سواحل پلت فرمی پالئوتتیس به علت نیروی کوریولیس

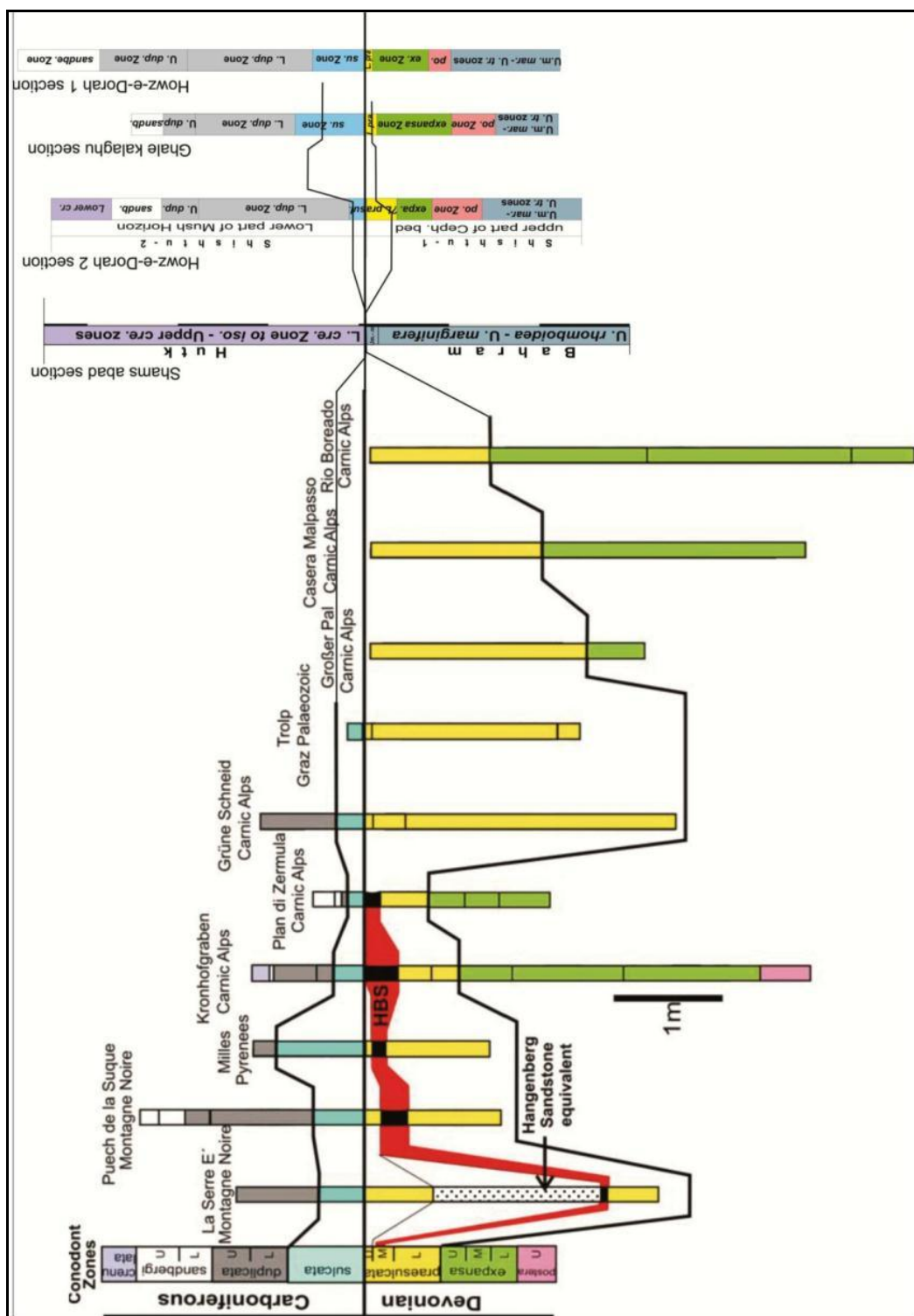


شکل ۶- تطابق لیتواستراتیگرافیک برش‌های مورد مطالعه در این تحقیق با برش‌های حوضه آلپ در اروپا (Kaiser 2005)





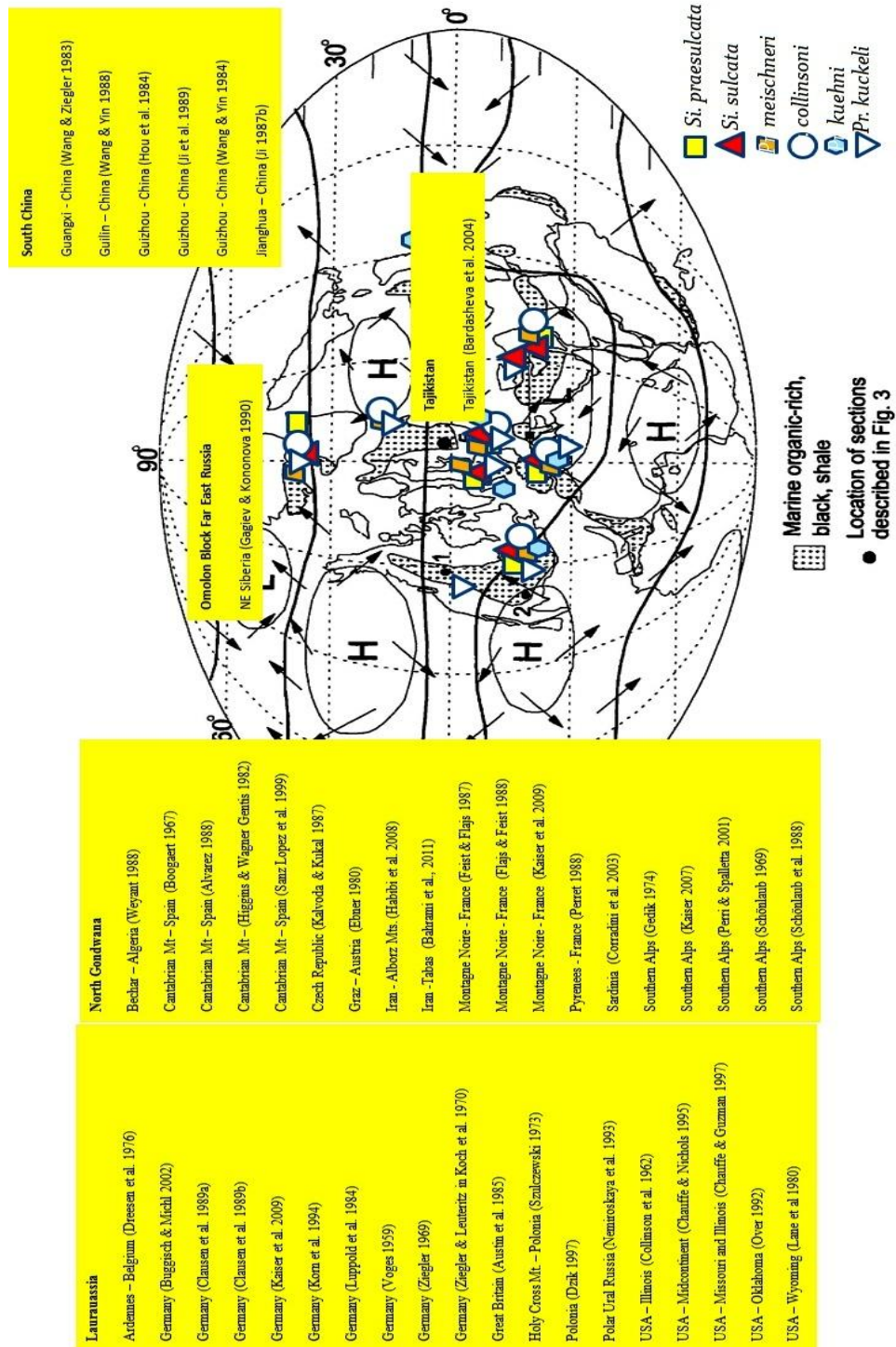
شکل ۷- تطابق بیوفاسیس و تغییرات سطح آب برش های مورد مطالعه با برش های حوضه آلپ در اروپا (Kaiser 2005)



شکل ۸- تطابق بیواستراتیگرافیک برش‌های مورد مطالعه با برش‌های محدوده مرز دونین- کربونیفر حوضه آلپ در اروپا

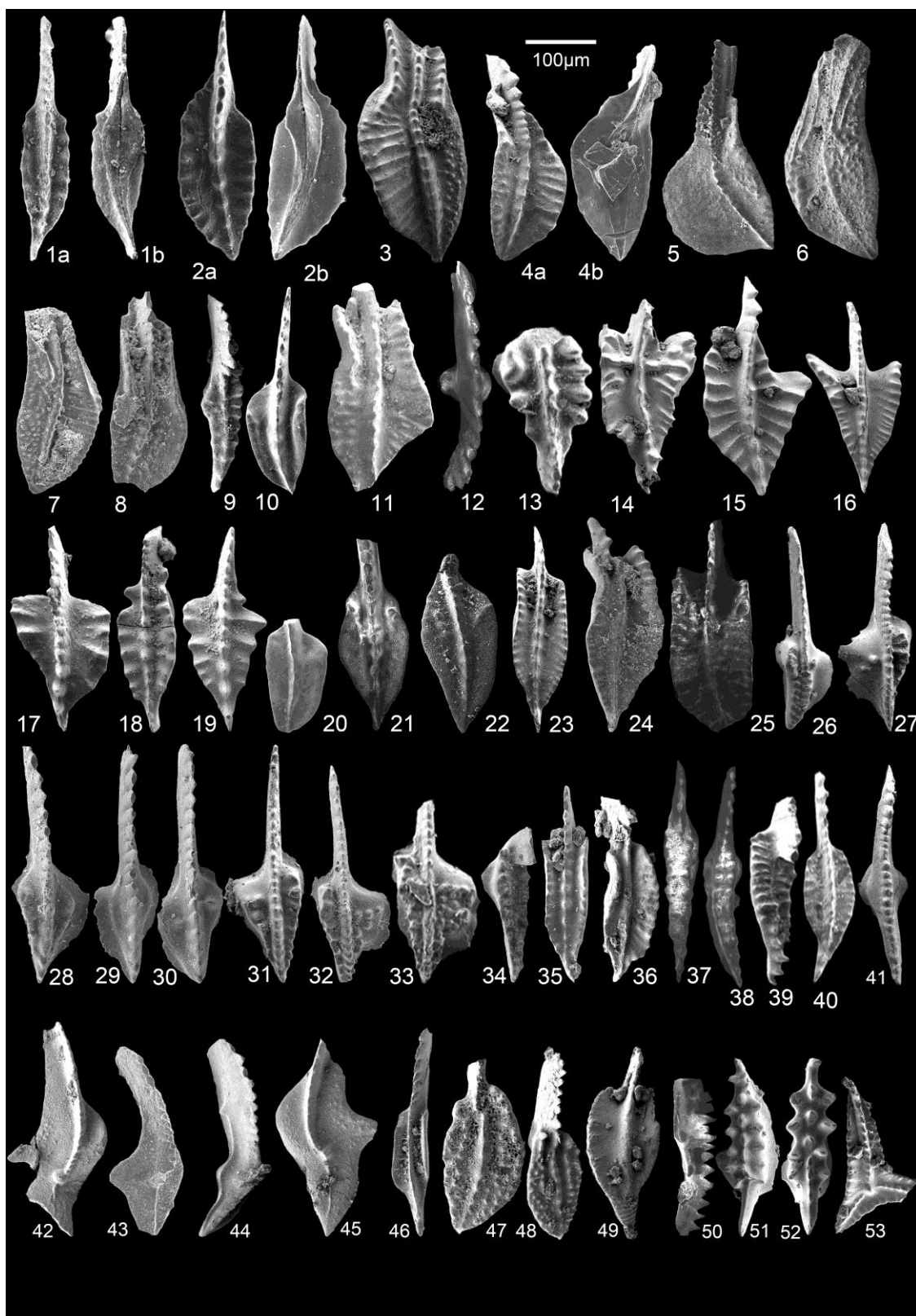
(Kaiser 2005)





شکل ۹- انطباق برش های مطالعه شده در مرز دونین - کربونیفر در برش های ایران و جهان با محل استقرار شیل های تیره ارگانیک در سواحل شمالی و جنوبی پالتوتتیس به همراه وضعیت سلول های فشاری انمفسری در طول این فاصله زمانی

(Caplan et al. 1996)



شکل ۱۰- کندونت‌های برش‌های مورد مطالعه در ایران مرکزی (برش‌های قلعه کلاغو، حوض دوراه ۱ و حوض دوراه ۲)

**EXPLANATION OF PLATE 1**

- Fig. 1 - *Siphonodella praesulcata* Sandberg, 1972. Upper (a) and lower (b) views of EUIC 5839, sample HD 10-1 (*praesulcata* Zone),
- Fig. 2 - *Siphonodella sulcata* (Huddle, 1934)., Upper (a) and lower (b) views of EUIC 5841, sample HD 11 (*sulcata* Zone),
- Fig. 3 - *Siphonodella duplicata* (Branson & Mehl, 1934) Morphotype 4. Upper view of EUIC 5843, sample HD 16 (Lower *duplicata* Zone).
- Fig. 4a, b - *Siphonodella duplicata* (Branson & Mehl, 1934) Morphotype 2., Upper (a) and lower (b) views of EUIC 5844, sample GH 23 (Lower *duplicata* Zone),
- Fig. 5 - *Siphonodella crenulata* Cooper, 1939 Morphotype 2., Upper view of EUIC 5846, sample HD 28 (Lower *crenulata* Zone),
- Fig. 6 - *Siphonodella quadruplicata* Branson & Mehl, 1934. Upper view of EUIC 5848, sample HD 23 (*sandbergi* Zone).
- Fig. 7 - *Siphonodella cooperi* Hass, 1959 Morphotype 2., Upper view of EUIC 5849, sample HB 19 (Lower *crenulata* Zone),
- Fig. 8 - *Siphonodella obsoleta* Hass, 1959., Upper view of EUIC 5851, sample GH 30 (*sandbergi* Zone),
- Fig. 9 - *Pseudopolygnathus dentilinateus* Branson, 1934. Upper (a) and Lower (b) views of EUIC 5855, sample HB 9 (Lower *duplicata* Zone).
- Fig. 10- *Polygnathus communis communis* Branson & Mehl, 1934., Upper view (a) and Lower view (b) of EUIC 5833 sample HD 10-1 (*praesulcata* Zone),
- Fig. 11 - *Polygnathus inornatus rostratus* Rhodes, Austin & Druce, 1969. Upper view of EUIC 5856, sample HD 15 (Lower *duplicata* Zone).
- Fig. 12 - *Branmehla bohlenana* (Helms, 1959)., Upper lateral view of EUIC 1922, sample GH 19-3 (Lower *praesulcata* Zone),
- Fig. 13- *Pseudopolygnathus primus* Branson & Mehl, 1934., Upper view of EUIC 5878, sample HD 14 (Lower *duplicata* Zone),
- Fig. 14 - *Pseudopolygnathus pinnatus* Voges, 1959 Morphotype 1., Upper view of EUIC 5862, sample HD 37 (*anchoralis-latus* Zone),
- Fig. 15 - *Pseudopolygnathus pinnatus* Voges, 1959 Morphotype 2., Upper view of EUIC 5864, sample HD 35 (*typicus* Zone),
- Fig. 16 - *Pseudopolygnathus oxypageus* Lane, Sandberg & Ziegler, 1980., Upper view of EUIC 5867, sample HD 35 (*typicus* Zone),
- Fig. 17 - *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* Voges, 1959., Upper view of EUIC 5869, sample HD 23 (*sandbergi* Zone),
- Fig. 18 - *Pseudopolygnathus multistriatus* Mehl & Thomas, 1947., Upper view of EUIC 5874, sample HD33 (*typicus* Zone),
- Fig. 19 - *Pseudopolygnathus triangulus inaequalis* Voges, 1959., Upper view of EUIC 5876, sample HD23 (*sandbergi* Zone),
- Fig. 20- *Polygnathus purus purus* Voges, 1959. Upper view of EUIC 5917, sample GH 26 (Lower *duplicata* Zone).
- Fig. 21 - *Polygnathus communis dentatus* Druce, 1969. Upper view of EUIC 5881, sample GH 21 (*sulcata* Zone),
- Fig. 22 - *Polygnathus communis carina* Hass, 1959., Upper view of EUIC 5853, sample HD 11 (*sulcata* Zone),
- Fig. 23 - *Polygnathus longiposticus* Branson & Mehl, 1934., Upper view of EUIC 5860, sample HB 17 (*sandbergi* Zone),
- Fig. 24- *Polygnathus inornatus inornatus* Branson, 1934., Upper view of EUIC 5882, sample GH 22 (*sulcata* Zone),
- Fig. 25 - *Polygnathus flabellus* Branson & Mehl, 1938. Upper view of EUIC 5920, sample GH 23 (Lower *duplicata* Zone).

- Fig. 26 - *Gnathodus pseudosemiglaber* Thomson & Fellows, 1970. Upper view of EUIC 5884, sample HD 37 (*anchoralis-latus* Zone),
- Fig. 27 - *Gnathodus semiglaber* Bischoff, 1957. Upper view of EUIC 5889, sample GH 40 (*typicus* Zone),
- Fig. 28- *Gnathodus typicus* Cooper, 1939. Upper view of EUIC 5897, sample HD 35 (*typicus* Zone),
- Figs 29 - *Protognathodus meischneri* Ziegler, 1969. Upper view of EUIC 5901, sample HD 11 (*sulcata* Zone),
- Fig. 30 - *Protognathodus collinsoni* Ziegler, 1969. Upper view of EUIC 5903, sample HB 9 (*sulcata* Zone),
- Fig. 31 - *Gnathodus cuneiformis* Mehl & Thomas, 1947. Upper view of EUIC 5893, sample HD 35 (*typicus* Zone),
- Fig. 32 - *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl, 1938. Upper view of EUIC 5905, sample GH37 (*isosticha* - Upper *crenulata* Zone),
- Fig. 33 - *Gnathodus punctatus* (Cooper, 1939). Upper view of EUIC 5909, sample GH 38 (*isosticha* - Upper *crenulata* Zone),
- Fig. 34 - *Clydagnathus cavusformis* Rhodes, Austin & Druce, 1969. Upper view of EUIC 5915, sample HD 14 (Lower *duplicata* Zone),
- Fig. 35 - *Polygnathus longiposticus* Branson & Mehl, 1934. Upper view of EUIC 5913, sample HD 17 (Lower *duplicata* Zone).
- Fig. 36 - *Polygnathus parapetus* Druce, 1969. Upper view of EUIC 5911, sample HD 15 (Lower *duplicata* Zone),
- Fig. 37- *Bispathodus costatus costatus* (E. R. Branson, 1934). Upper view of EUIC 1927, sample GH18 (*expansa* Zone).
- Fig. 38 - *Scaphignathus velifer leptus* Ziegler & Sandberg, 1984., Upper view of EUIC 1924, sample GH 16 (*postera* Zone),
- Fig. 39 - *Scaphignathus velifer velifer* Helms, 1959., Upper view of EUIC 5829, sample HB 1 (Uppermost *marginifera* - Upper *trachytera* zones),
- Fig. 40- *Polygnathus delicatulus* Ulrich & Bassler, 1926., Upper view of EUIC 5823, sample HB 7 (*expansa* Zone),
- Fig. 41 - *Bispathodus stabilis* (Branson & Mehl, 1934)., Upper view of EUIC 5825, sample HD 22 (Upper *duplicata* Zone),
- Fig. 42 - *Palmatolepis perlobata* cf. *maxima* Müller, 1956. Upper view of EUIC 5809, sample HD 8 (*expansa* Zone).
- Fig. 43 - *Palmatolepis minuta minuta* Branson & Mehl, 1934. Upper (a) and lower (b) views of EUIC 5810, sample HB 4 (Uppermost *marginifera* - Upper *trachytera* zones).
- Fig. 44 - *Palmatolepis gracilis gracilis* Ziegler, 1952. Upper view of EUIC 5811, sample HD 10 (*expansa* Zone).
- Fig. 45 - *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Müller, 1956. Upper view of EUIC 5812, sample HB 5 (*postera* Zone).
- Fig. 46 - *Polygnathus brevilaminus* Branson & Mehl, 1934., Upper lateral view of EUIC 5813, sample HB 3 (Uppermost *marginifera* - Upper *trachytera* zones),
- Fig. 47 - *Polygnathus diversus* Helms, 1959. Upper view of EUIC 5816, sample HD 10 (*expansa* Zone).
- Fig. 48 - *Polygnathus perplexus* Thomas, 1949. Upper oblique view of EUIC 5817, sample GH 17 (*expansa* Zone).
- Fig. 49 - *Polygnathus semicostatus* Branson & Mehl, 1934., Upper view of EUIC 5834, sample HD 10, (*expansa* Zone),
- Fig. 50 - *Mehlina strigosa* (Branson & Mehl, 1934)., Lateral view of EUIC 5838 sample HD 5 (Uppermost *marginifera* - Upper *trachytera* zones),
- Fig. 51 - *Icriodus costatus darbyensis* m2 Klapper, 1958., Upper view of EUIC 5821, sample HB 7 (*expansa* Zone),
- Fig. 52- *Icriodus cornutus* Sannemann, 1955., Upper view of EUIC 5818, sample HD 1 (Uppermost *marginifera* - Upper *trachytera* zones),
- Fig. 53 - *Doliognathus latus* Branson & Mehl, 1941 Morphotype 2. Upper view of EUIC 5908, sample HD38 (*anchoralis-latus* Zone).

- Carboniferous. global ammonoid diversity. In: *The Ammonoidea: Environment, Ecology, and Evolutionary Change*: M.R. House (Eds.). Systematics Association Special v. 47, Clarendon Press Oxford, p 115-163.
- Calvert, S.E., 1987, Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments: In: *Marine Petroleum Source Rocks*. J. Brooks and A.J. Fleet (eds.). Geological Society Special Publication, v. 26, p. 137-151.
- Caplan, M.L., R.M., Bustin, and K.A., Grimm, 1996, Demise of a Devonian-Carboniferous carbonate ramp by eutrophication: *Geology*, v. 24, p. 715-718.
- Emerson, S. and J. I., Hedges, , 1988, Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments: *Paleoceanography*, v. 3, p. 621-634.
- Gholamalian H., 2002, Biostratigraphy of Frasnian/Famennian Boundary in Esfahan & Tabas Areas: Unpublished Ph.D thesis, University of Isfahan. 118p.
- Klemme, H.D. and G.F., Ulmishek, 1991, Effective Petroleum Source Rocks of the World Stratigraphic Distribution and Controlling Depositional Factors: *American Association of Petroleum Geologists*, v. 75, p. 1809-1851.
- Krstic, B. , Grubic, A., Ramovs, A. and I., Filipovic, , 1988, The Devonian of Yugoslavia. In: *Devonian of the World*. N.J. McMillan, A.F. Embrey and D.J. Glass (eds.): *Proceedings of the Canadian Society of petroleum Geologists International Symposium, Devonian System*, v. I, p. 499-506.
- Matyja, H. and M., Stempien-Salek, 1993, Devonian / Carboniferous boundary and the associated phenomena in western Pomerania (NW Poland): *Annales de la Société Géologique de Belgique*, v. 116, p. 249-263.
- Morrow, J.R., Schinder, E. and O.H., Walliser, 1996, Phanerozoic development of selected global environmental features, In: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*: Springer, p. 53-61.
- Muller, P.J. and E., Suess, , 1979, Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic
- منابع**
- عاشوری، ع.، ۱۳۷۴: موقعیت چینه شناسی عضوهای ۱ و ۶ سازند خوش ییلاق با استفاده از فون کنودونتی و معرفی سه زون کنودونتی از عضو ۶، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۳، ص. ۶۴-۷۲.
- عاشوری، ع.، ۱۳۷۶: بازنگری در موقعیت چینه شناسی لایه سفالوپوددار و مرز دونین کربنیفر در حوض دوره و معرفی پنج زون کنودونتی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۵-۲۶، ص. ۱۰-۱۶.
- عاشوری، ع.، ۱۳۷۷: مرز دونین-کربنیفر در ازبک کوه بر اساس مطالعه کنودونت های آن، فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۹ - ۳۰، ص. ۴۶-۵۱.
- Ashouri A.R., 1990, Devonian and Carboniferous conodont faunas from Iran: Unpublished PhD Thesis, University of Hall. 351 p.
- Ashouri A.R., 2004, Late Devonian and Middle-Late Devonian conodonts from eastern and northern Iran: *Revista Española de Micropaleontología*, v.3, p. 355-365.
- Ashouri A.R., 2006, Middle Devonian-Early Carboniferous conodont faunas from the Khoshyeilagh Formation, Alborz Mountains, north Iran: *Journal of Sciences, Iran*, v.17, p. 53-65.
- Ashouri A.R and A., Yamini, 2006, Cephalopods and Stratigraphical Position of Cephalopod Bed of Shishtu Formation, Iran: *Geosciences Scientific Quarterly Journal*, v.15, p. 178-187.
- Bai, S. and Z., Ning, , 1988, Faunal Change and Events Across the Devonian-Carboniferous Boundary of Huangmao Section, Guangxi, South China. In: *Devonian of the World*. N.J. McMillan, A.F. Embrey and D.J. Glass (Eds.). *Proceedings of the Canadian Society O Petroleum Geologists International Symposium, Devonian System III*. p. 147-157.
- Becker, R.T., 1992, Analysis of ammonoid palaeobiogeography in relation to the global Hangenberg (terminal Devonian) and Lower Alum Shale (Middle Tournaisian) events: *Annales de la Société Géologique de Belgique*, v. 115, p. 459-473.
- Becker, R.T., 1993, Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost

- Zadeh, 1965, reprinted, 1991. Geology of the Shotori range (Tabas area, east Iran): Geological Survey of Iran, Reports, v. 3, p. 1-69.
- Theron, J.N., 1993, The Devonian-Carboniferous boundary in South Africa: *Annales de la Société Géologique de Belgique*, v. 116, p. 291-300.
- Ulmishek, G.F., 1988, Upper Devonian-Tournaisian Facies and oil Resources of the Russian Craton's Eastern Margin. In: *Devonian of the World*. N.J. McMillan, A.F. Embrey and D.J. Glass (eds.). Proceedings of the Canadian Society of Petroleum Geologists International Symposium, Devonian System Memoir 14, v. 1, p. 527-549.
- Walliser, O.H., 1984, Geological Processes and Global Events: *Terra Cognita*, v. 4, p. 17-20.
- Walliser, O.H., 1996, Global events in the Devonian and Carboniferous. In: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. O.H. Walliser (Ed.): Springer, p. 225-250.
- Wang, K., Attrep, M. Jr., and C. J., Orth, 1993, Global Iridium Anomaly, Mass Extinction, and Redox Change at the Devonian-Carboniferous Boundary: *Geology*, v. 21, p. 1071-1074.
- Wendt J., Kaufmann B., Belka Z., Farsan N. & A., Karimi Bavandpur, 2005, Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and Central Iran: *Acta Geologica Polonica*, v. 55, p. 31-97.
- Xu, D.Y, Zhang, Q.W., Sun, Y.Y., Yan, Z., Chai, Z.F. and J.W., He, 1989, P.D. Duff and A.J. Smith (eds). *Astrogeological Events in China*: Scottish Academic Press, Edinburgh, 264 p.
- Yazdi M., 1996, Late Devonian-Carboniferous Conodont biostratigraphy of the Tabas area, Eastern Iran: Ph.D. thesis Macquarie University, Sydney, 221 p.
- Yazdi M., 1999 Late Devonian-Carboniferous conodonts from Eastern Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v.105, p. 167-200.
- matter in the ocean, 1, Organic carbon preservation: *Deep Sea Research*, v. 26, p. 1347-1367.
- Paproth E., Feist R. & G., Flajs, 1991, Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype: *Episodes*, v.14, p. 331-336.
- Paproth, E. and M., Streel, , 1984, The Devonian-Carboniferous boundary: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, v. 67, 258 p.
- Parrish, J.T., 1982, Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic: *American Association of Petroleum Geologists*, v. 66, p. 750-774.
- Parrish, J.T., 1987, Palaeo-upwelling and the distribution of organic-rich rocks. in: *Marine Petroleum Source Rocks*. J. Brooks and A.J. Fleet (Eds.): Geological Society Special Publication, v. 26, p. 206-314.
- Rastkar G., 1996, Brachiopods and stratigraphical position of Cephalopod Bed of Shishtu Formation, Shotori Range: M.Sc. Thesis, Mashhad University, 124 pp.
- Sandberg C.A. and R., Dreesen, 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*, v. 196, p. 143-178.
- Sandberg C.A., W., Ziegler, 1979, Taxonomy and biofacies of important conodonts of Late Devonian styriacus Zone, United State and Germany: *Geol. et Palaeontl.* v.13, p.173-212.
- Schonlaub, H.P., 1992, The Devonian-Carboniferous boundary at Grune Schneid Section (Carnic Alps): A review. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, v. 115, p. 661-664.
- Sepkoski, J.J., 1996, Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global data bases In: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. O.H. Walliser (Ed.). *Springer*, p. 35-51
- Simakov, K.V., 1993, The dynamics and biochronological structure of the Hangenbergia bioevent: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 104, p. 127-137.
- Stocklin J., Eftekhari-Nezhad J. & A., Hushmand-