

## نگرشی نو بر تطابق چینه‌ای گذر پرمین - تریاس در قفقاز میانی و شمال باختر ایران: پیچیدگیها و راهکارها

عباس قادری<sup>۱\*</sup>، علیرضا عاشوری<sup>۲</sup>، دیتر کورن<sup>۳</sup>، محمد حسین محمودی قرایی<sup>۴</sup>، لوسینا لدا<sup>۵</sup>

۱- دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استاد گروه فسیل‌شناسی، موزه تاریخ طبیعی، برلین، آلمان

۴- کارشناس گروه فسیل‌شناسی، موزه تاریخ طبیعی، برلین، آلمان

\*پست الکترونیک: abbas.ghaderi@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۰/۶/۹

تاریخ دریافت: ۹۰/۱/۱۹

### چکیده

برشهای دربردارنده گذر پرمین - تریاس در ایران یکی از بهترین رخنمونهای این محدوده زمانی در دنیاست که به عنوان برش استاندارد برای لایه‌های گذر در حوضه تیتیس مرکزی کاربرد دارد. افزایش توجه به این برشها کمک می‌کند تا شماری از مشکلات و پیچیدگیهای موجود از قبیل تفاوت در سنگ چینه‌نگاری، زیست چینه‌نگاری ارائه شده بر مبنای آمونوتیدها و کنودونتها و برداشتهای متفاوت از شرایط محیط رسوبی دیرینه حل شود. در این پژوهش برشهای موجود در منطقه کوههای علی‌باشی در شمال باختر ایران با یکدیگر و با برشهای منطقه قفقاز میانی مورد مقایسه قرار گرفته و موانع موجود در ارائه یک تطابق با قدرت تفکیک بالا مورد بحث قرار گرفته‌اند. علاوه بر آن، ایرادهای مطرح شده درباره پیوستگی توالیهای پرمین پسین کوههای علی‌باشی مورد بررسی قرار گرفته و پاسخی مناسب برای آنها ارائه شده است.

**واژه‌های کلیدی:** تطابق، پرمین، تریاس، جلفا، قفقاز میانی.

### مقدمه

منجر شده است (Erwin, 1993). علت تغییرات شگرف زیستی در مرز پرمین - تریاس هنوز مورد بحث زمین‌شناسان مختلف سراسر دنیا بوده و توجه بسیاری را به خود جلب کرده است (برای مثال: Holser & Magaritz, 1987; Baud et al., 1989; Wignall & Hallam, 1992; Erwin, 1993; Renne et al., 1995; Wignall &

پایان پالئوزوئیک و آغاز مزوزوئیک، زمان بحران و تغییرات ژرف در اکوسیستمهای روی زمین است. این بحران، بزرگترین انقراض طول فانروزوئیک را رقم زده و به انقراض انبوه بیش از ۹۶ درصد گونه‌ها، ۸۳ درصد جنسها و ۵۵ درصد خانواده‌ها در محیطهای دریایی (Sepkoski, 1990; Raup, 1991) و تقریباً به همان اندازه در محیطهای قاره‌ای

برخوردار شده‌اند چرا که مطالعه رویداد انقراضی پرمین - تریاس در آنها به راحتی میسر گردیده است. علاوه بر آن، برشهای کوه علی‌باشی در ۹ کیلومتری باختر جلفا از اهمیت بسیار زیادی برای مطالعه کنodontها و آمونوتیدها برخوردار بوده و از بهترین رخنمون‌هایی هستند که تغییرات فونی موجودات پلاژیک در مرز پالئوزوئیک و مزوزوئیک را نشان می‌دهند.



شکل ۱: موقعیت برشهای پرمین - تریاس در منطقه جلفا (شمال باختر ایران) و حوضه قفقاز میانی

برشهای دریایی قفقاز میانی و ایران مرکزی، فرصت بی‌نظیری را برای مطالعه این بازه زمانی فراهم می‌کنند چرا که دربردارنده توالیهای یکپارچه و بدون انقطاع رسوبی و بسیار پرفسیل با رخساره‌های غالب کربناته - رس سنگی بوده و تطابق زیادی را با برشهای الگوی مرز پرمین - تریاس در چین نشان می‌دهند.

با وجود این واقعیت که همه برشهای دربردارنده مرز پرمین - تریاس در حوضه قفقاز میانی (برای مثال برشهای دورآشام I و II، ودی I و II، سووتاشن، آووش، آخورا، کازانجایلا،

Becker *et al.*، 1998، 2005 و 2007؛ Zhang *et al.*، 2001؛ Twitchett، 1996 و 2002؛ Knoll *et al.*، 1996؛ Kozur، 2001؛ Kaiho *et al.*، 2004؛ Berner، 2001؛ De Wit *et al.*، 2002؛ Krull *et al.*، 2003؛ Basu *et al.*، 2002؛ Morgan *et al.*، 2004؛ Payne & Kump، 2004؛ Yin *et al.*، 2007؛ Heydari *et al.*، 2008).

رخدادهای متوالی محدوده مرز پرمین - تریاس در محل برش الگوی جهانی این مرز در کشور چین توصیف شده‌اند، اما توالیهای این بازه زمانی در برش الگو، کاملاً به هم فشرده و مترکم (Condensed) هستند (Baud، 1996؛ Mundil *et al.*، 2002؛ Cao *et al.*، 2001؛ Kozur، 2003a و 2003b؛ Xie *et al.*، 2007). برشهایی نظیر برشهای منطقه قفقاز میانی که توالیهای آنها از فشردگی کمتر و گسترش بیشتری برخوردارند و بیشتر توسعه یافته‌اند، برای مطالعه رویدادهای متوالی کوتاه مدت و درک حقایق موجود در این بازه زمانی مناسب‌ترند.

برشهای غنی از فسیلهای پلاژیک مرز پرمین - تریاس در تیس مرکزی، به ویژه در سوی شمالی دره ارس در ۹ کیلومتری باختر - شمال باختر شهر جلفای جمهوری خودمختار نخجوان، مدت زمان زیادی است که شناخته شده است (Abich، 1878؛ Frech & Arthaber، 1900؛ Stoyanow، 1910؛ Ruzhencev & Shevyrev، 1965؛ Ruzhencev *et al.*، 1965؛ Rostovtsev & Azaryan، 1973؛ Kozur *et al.*، 1980؛ Kotlyar *et al.*، 1983؛ Zakharov، 1992). توالیهای پرمین - تریاس شمال باختر ایران (شکل ۱) نیز بیش از ۴۰ سال پیش شناخته شده و در این مدت توسط زمین‌شناسان مختلفی مطالعه شده‌اند (برای مثال: Stepanov *et al.*، 1969؛ Teichert *et al.*، 1973؛ Partoazar، 1995؛ Kozur، 2005 و 2007؛ Shabanian & Bagheri، 2008). با وجود این، توالیهای مذکور در همین بازه زمانی نسبتاً کوتاه از ارزش و اهمیت بسیار زیادی

شمال رود ارس (برش دورآشام II) معرفی کرده‌اند، هرچند Furnish & Glenister (1970)، یک سال زودتر نام چانگزینگین را برای آخرین طبقات پرمین جنوب چین پیشنهاد داده بودند، ولی اشکوب چانگزینگین با وجود پیشگام بودن در معرفی، کاربردهای اشکوب دورآشامین را ندارد. مهمترین نقص این اشکوب آن است که اغلب در خارج از حوضه درون پلاتفرمی جنوب چین و منطقه الگوی خود قابل ردیابی و مطالعه نیست. علاوه بر آمونوئیدهای این اشکوب که بعضاً گونه‌های محلی جنوب چین هستند، برخی از گونه‌های کنودونتی شاخص بیوزون ساز متعلق به دریای تتیس نیز در جنوب چین حضور نداشته و ناشناخته‌اند. بنابراین اشکوب چانگزینگین یک اشکوب ناحیه‌ای بوده و دست کم در محدوده حوضه تتیس، اشکوب دورآشامین قابلیت بالاتری برای امر تطابق چینه‌ای دارد. لازم به ذکر است نبود اطلاعات کافی از توالیهای پرمین پسین شمال باختر ایران و البته عدم فعالیت لازم از سوی زمین‌شناسان ایران و کشورهای حوضه قفقاز در دفاع از واقعیت‌های غیرقابل انکار برشهای دربردارنده مرز پرمین - تریاس منطقه، نقش بسیار مهمی در جایگزینی اسامی جلفین و دورآشامین با نامهای ووچیاپینگین و چانگزینگین و انتخاب نابه‌جای محل برشهای الگوی آنها در میشان چین داشته است.

### تطابق سنگ چینه‌ای

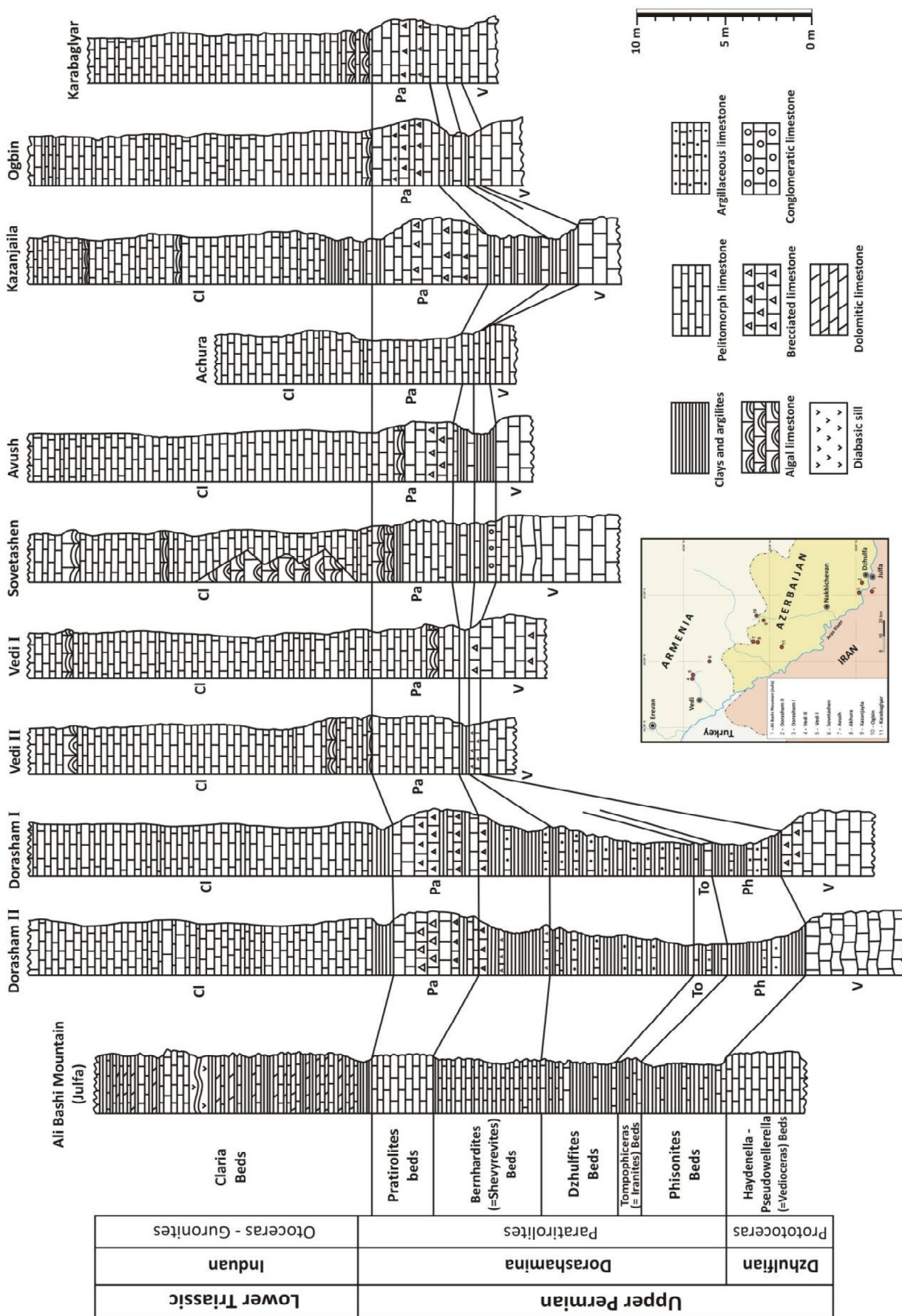
Stepanov *et al.* (1969) توالیهای پرمین - تریاس ناحیه جلفا و کوه علی باشی (الی باشی و یا علّه باش که در زبان ترکی به معنای پنجاه سر است و ظاهراً به دلیل توپوگرافی خاص این کوهها بدین نام خوانده می‌شود) را مطالعه و آنها را در قالب ۸ واحد سنگی عمده شامل لایه‌های گنیشیک (واحد A)، لایه‌های خاچیک (واحد B)، لایه‌های جلفای پایینی (واحد C)، لایه‌های جلفای بالایی (واحد D)، لایه‌های دربردارنده مرز تدریجی پرمین - تریاس (واحد E)،

اُگین و کاراباگلار) و شمال باختر ایران شباهتهای زیادی را نشان می‌دهند (شکل ۲)، اما تطابق دقیق آنها نامشخص و غیرواضح بوده و بحثهای زیادی را در مجامع علمی دربر داشته است (برای مثال: Sweet & Mei, 1999; Partoazar, 2002; Kozur, 2004, 2005 و Baud, 2007; Henderson *et al.*, 2008; Shen & Mei, 2010). عمده مشکلات شامل تطابق زمان چینه‌ای، تطابق سنگ چینه‌ای و به همان اندازه فسیل شناسی و بیوزوناسیون آمونوئیدها و کنودونتهاست ضمن این که تفاسیر متفاوتی نیز برای محیط رسوبی سازند علی باشی ارائه شده است که در این جا بدان پرداخته خواهد شد.

### بحث

#### تطابق زمان چینه‌ای

Schenck *et al.* (1941)، اشکوب جلفین را برای طبقات پرمین پسین که در زیر لایه‌های دورآشامین قرار گرفته‌اند، معرفی نمودند. پس از آن نام اشکوب جلفین در طول چند دهه متوالی و در گستره جهانی برای این رسوبات استفاده شده است. بعدها واحدهای معادل جلفین را در حوضه درون پلاتفرمی جنوب چین با عنوان ووچیاپینگین معرفی نموده‌اند که این امر تخلف آشکار از اصول چینه‌شناسی و از رسمیت انداختن برش الگوی کامل و جهانی جلفین و جایگزینی آن با برشی است که در قیاس با اشکوب جلفین، توالی ناقص - تری دارد (Kozur, 2005). آمونوئیدهای ووچیاپینگین (برای مثال: *Jinjiangoceras* و *Konglingites* در نوشته Isozaki *et al.*, 2007) تقریباً بومی و محلی هستند در حالی که آمونوئیدهای جلفین (برای مثال *Araxoceras* و *Pseudogastrioceras*) نه تنها در گستره دریای تتیس دیده شده که از نیمکره غربی نیز گزارش شده‌اند (Spinosa *et al.*, 2007; Rostovtsev & Azaryan, 1971 و 1973)، برش الگوی اشکوب دورآشامین را در باختر جلفا و در



شکل ۲: تطابق چینه شناسی مهمترین برشهای منطقه قفقاز میانی (برگرفته از Rostovtsev & Azaryan, 1973). با برش کوه علی باشی (برگرفته از Stepanov et al., 1969 - با اندکی تغییرات).

رنگ سازند علی باشی بیش از لایه‌های جلفای بالایی است. Partoazar (2002)، لایه‌های جلفای پایینی و بالایی (Stepanov et al., 1969) و سازند علی باشی (Teichert et al., 1973) را در هم ادغام و آنها را به عنوان سازند علی باشی معرفی کرده است. این سازند جدید معادل با سازند همبست (Taraz et al., 1981) در ناحیه آواده در ایران مرکزی است. وی با تغییر نام لایه‌های گنیشیک به عضو سلگرد و لایه‌های خاچیک به عضو شامار و ترکیب این دو بخش با هم، سازند جدیدی به نام سازند جلفا معرفی نموده که معادل با سازند آواده (Taraz et al., 1981) در ایران مرکزی است (جدول ۱).

لایه‌های سنگ آهکی حاوی آمونیت Paratirolites (واحد F)، سازند الیکای پایینی (واحد G) و سازند الیکای بالایی (واحد H) معرفی کرده‌اند (جدول ۱). پس از گروه تحقیقاتی Stepanov et al. (1969)، Teichert et al. (1973) منطقه کوه علی باشی را مورد بازبینی قرار داده و مجموعه واحدهای E و F معرفی شده توسط Stepanov et al. (1969) را به عنوان سازندی جدید به نام سازند علی باشی معرفی نموده‌اند (جدول ۱). لایه‌های جلفای بالایی و طبقات سازند علی باشی با رنگ عمومی صورتی تا قرمز از دیدگاه سنگ شناختی تاحدی مشابه هستند با این تفاوت که محتوای رسی و مارنی قرمز

جدول ۱: نمودار هم‌ارزی توالیهای پرمین میانی - پسین در ناحیه جلفا در شمال باختر ایران و ناحیه آواده ایران مرکزی (بدون مقیاس)

NORTHWEST OF IRAN										CENTRAL IRAN								
Stepanov et al., 1969				Teichert et al., 1973			Partoazar, 2002			Taraz et al., 1981		Partoazar, 2002						
Induan	Unit G	Lower Elikah Formation	Claria Beds	Claria Beds	Elikah Formation	Induan	Elikah Formation	Unit E	Claria Beds	Early Scythian	Lower Triassic	Unit a	Claria Beds	Early Scythian				
	Unit F	Paratirolites Limestone	Paratirolites	Paratirolites	Ali Bashi Formation	Dorashamian	Ali Bashi Formation	Unit D	Ammonite Zone	Dorashamian	Hambast Formation	Unit 7	Unit 10	Dorashamian				
	Unit E	P-T Transitional Beds	Bernhardites	Shevyrevites											Iranites	Late Dzhulfian	Unit 6	Unit 9
Tompophiceras			Dzhulfites	Phisonites														
Dzhulfian	Unit D	Upper Julfa Beds	Haydenella-Pseudowellerella	Haydenella-Pseudowellerella (Vedioceras)	Julfa Beds	Dzhulfian	Unit C	Brachiopod Zone	Abadeh Formation	Unit 4	Unit 7	Unit 3	Unit 6					
	Unit C	Lower Julfa Beds	Pseudogastrioceras-Permophricodothyris	Khachic Beds	Khachic Beds	Guadalopian	Julfa Formation	Shammar Mem. (B)	Selgord Mem. (A)	Early Dzhulfian	Unit 2	Unit 5	Unit 1	Unit 4				
			Araxilevis-Orthotetina					Guadalopian										
Guadalopian	Unit B	Khachic Beds	Codonofusiella				Gnishik Beds	Gnishik Beds	Guadalopian	Surmag Formation		Surmag Formation	Unit 1	Unit 4	Unit 2	Unit 5		

بنابر پیشنهاد Kozur (2005)، بهتر است توالیهای روی سنگ آهکهای حاوی *Codonofusiella* تا انتهای سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* را به عنوان سازند جلفا در نظر گرفت و بخشی را که توسط Teichert *et al.* (1973) به عنوان سازند علی باشی معرفی شده است، به عنوان عضو علی باشی معرفی نمود.

Shabanian & Bagheri (2008) با معرفی چهار توالی رسوبی عمده در پرمین شمال باختر ایران، رسوب گذاری لایه‌های گنیسیک یا سلگرد - واحد A در نوشته Stepanov *et al.* (1969) و واحد A در نوشته Partoazar (2002) - را به دومین توالی رسوبی پرمین شمال باختر ایران نسبت داده‌اند. به باور آنها، این توالی متعلق به زمان کوبرگاندین - مورگابین از سری گوادالوپین بوده و معادل با سازند روته (Asserto, 1963) در حوضه البرز است، در حالی که Partoazar (2002) این بخش را متعلق به جلفین پیشین و معادل با بخش پایینی سازند نسن (Glaus, 1964) در البرز و بخش پایینی سازند آباد در ایران مرکزی می‌داند. Shabanian & Bagheri (2008)، واحدهای B، C و D معرفی شده توسط Stepanov *et al.* (1969) را متعلق به زمان میدین تا جلفین و معادل با سازند نسن در حوضه البرز و سازند آباد و بخش پایینی سازند همبست در ایران مرکزی دانسته‌اند. Partoazar (2002)، تنها واحد B را معادل با بخش بالایی سازند نسن می‌داند و برای واحدهای C و D در حوضه البرز معادلی معرفی ننموده است. Shabanian & Bagheri (2008)، چهارمین توالی رسوبی پرمین را متعلق به زمان دورآشامین و معادل با سازند علی باشی معرفی شده توسط Teichert *et al.* (1973) می‌دانند. از دیدگاه آنها این بخش معادل با بخش بالایی سازند همبست در ایران مرکزی است.

همان طور که از مطالب فوق برمی‌آید، ارائه نامهای جدید محلی برای واحدهای چینه شناسی قدیمی که اولین بار توسط Stepanov *et al.* (1969) نام گذاری و معرفی شده بودند و نیز معرفی سنهای متفاوت و تطابق سنگ چینه‌ای نسبتاً پیچیده‌ای که توسط افراد مختلف انجام شده است، مشکلات موجود در درک چینه شناسی پرمین شمال باختر ایران را دوچندان نموده است. علاوه بر آن، تغییر اسامی سنتی و شناخته شده طبقات سنگی در حوضه قفقاز به اسامی جدید محلی، برقراری ارتباط بین توالیهای موجود در شمال باختر ایران با سایر برشهای منطقه قفقاز میانی را سخت‌تر کرده است. به همین دلیل، در این نوشتار، به دلیل پرهیز از به کار بردن اسامی مختلف برای واحدهای چینه شناسی موجود، سازند علی باشی در همان مفهوم سنتی و اولیه خود که توسط Teichert *et al.* (1973) معرفی شده بود، مدنظر قرار گرفت؛ با این توضیح که طبقات مربوط به سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* به عنوان بخش انتهایی سازند علی باشی در نظر گرفته شده‌اند.

در میان برشهای موجود در منطقه قفقاز، برش شناخته شده دورآشام II (شکل ۳) می‌تواند به عنوان یک برش استاندارد برای همه توالیهای سنگ چینه‌ای مرز پرمین - تریاس در نظر گرفته شود. این برش در شمال باختری جلفا و سوی شمالی دره ارس، در جمهوری خود مختار نخجوان، در یک توالی از پایین به بالا توسط Arakelyan *et al.* (1965) به شرح زیر اندازه گیری و معرفی شده است:

- ۱- لایه‌های حاوی *Araxoceras* و *Oldhamina* به ضخامت ۸ متر شامل شیل و سنگ آهک مارنی
- ۲- لایه‌های حاوی *Vedioceras* و *Haydenella* به ضخامت ۱۹ متر حاوی شیل و سنگ آهکهای قرمز تیره

۶- لایه‌های حاوی *Bernhardites* به ضخامت ۵/۵ متر حاوی شیل و افق‌هایی از سنگ آهک مارنی  
 ۷- لایه‌های حاوی *Paratirolites* به ضخامت ۴ متر حاوی سنگ آهک‌های نودولار قرمز مایل به قهوه‌ای  
 ۸- لایه‌های حاوی *Claraia* به ضخامت ۱۰ تا ۲۰ متر حاوی سنگ آهک‌های مارنی نازک لایه خاکستری روشن

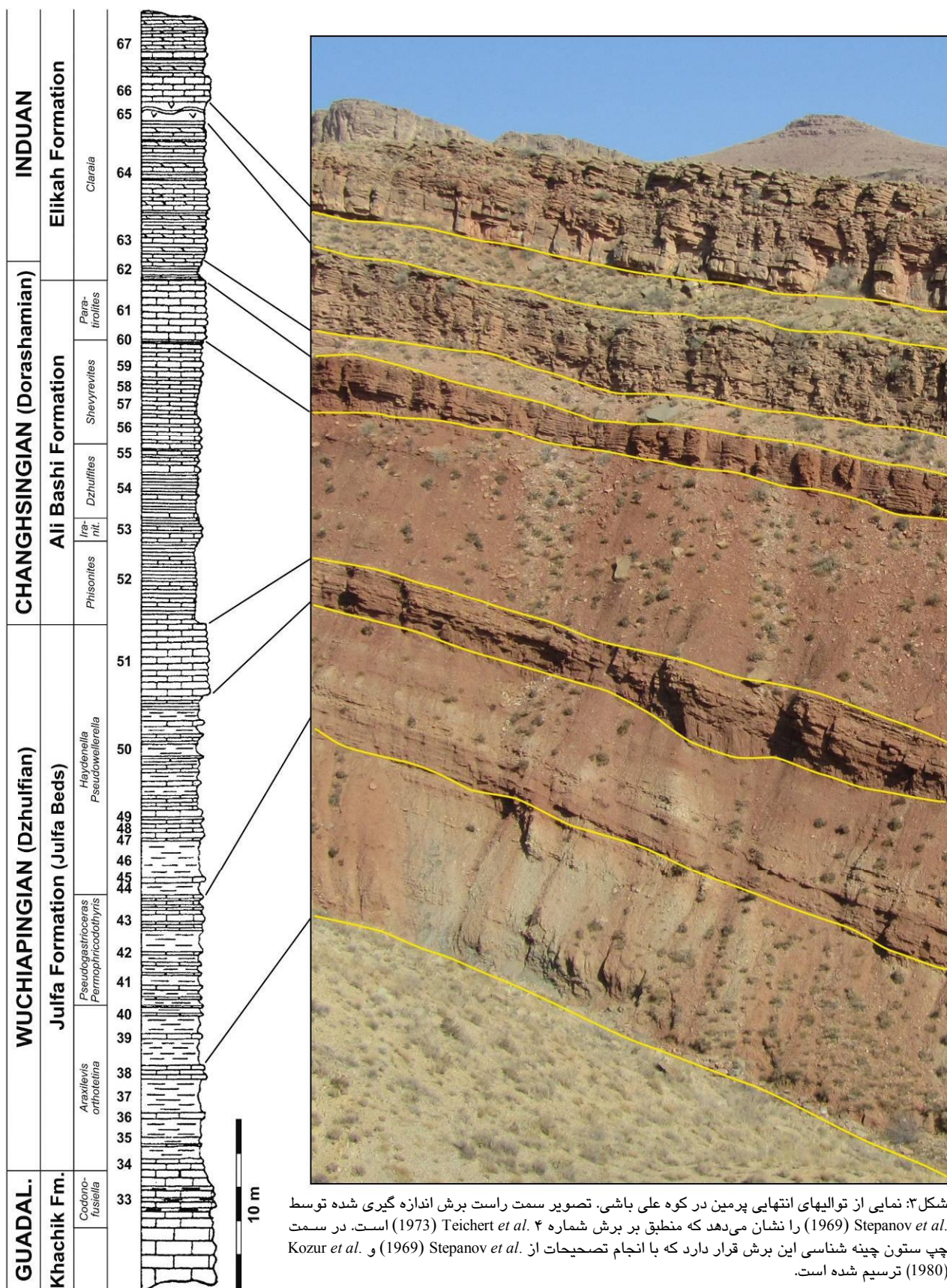
۳- لایه‌های حاوی *Phisonites* و *Comelicania* به ضخامت ۴/۵ متر حاوی شیل با لایه‌های اندک سنگ آهک قرمز تیره  
 ۴- لایه‌های حاوی *Tompophiceras* به ضخامت ۲/۵ متر حاوی شیلهای خاکستری تیره و افق‌هایی از سنگ آهک خاکستری  
 ۵- لایه‌های حاوی *Dzhulfites* به ضخامت ۷/۵ متر حاوی شیل و افق‌هایی از سنگ آهک مارنی



شکل ۳: برش چینه شناسی دورآشام II در سوی شمالی دره ارس، جمهوری خود مختار نخجوان (نگاه به سمت شمال).

۴- شیلهای مارنی و سیلتی قاعده سازند الیکا به ضخامت ۱/۳ متر که به عنوان واحد سنگی شماره ۶۲ معرفی شده‌اند. *Teichert et al.* در ۱۹۷۳ منطقه کوه علی باشی را مجدداً بررسی و ۴ برش به ظاهر مشابه را تنها در فاصله‌ای به طول ۵۰۰ متر معرفی نموده‌اند. هرچند *Stepanov et al.* (1969) به صراحت مشخص نکرده‌اند که کدام برش را در کوههای علی باشی مطالعه کرده‌اند، اما بر مبنای تصویر ارائه شده در گزارش شماره ۱۲ سازمان زمین شناسی کشور می‌توان حدس زد برش مورد مطالعه آنها همان برش شماره ۴ در نوشته *Teichert et al.* (1973) بوده است. البته لازم به توضیح است تطابق برشهای معرفی شده توسط *Teichert et al.* (1973) با یکدیگر قدری سخت و غیرقابل قبول است.

*Stepanov et al.* (1969) توالی سنگ چینه‌ای کاملاً مشابهی را در کوههای علی باشی اندازه‌گیری و معرفی کرده‌اند (شکل ۴) که ترتیب سنگ شناسی و محتوای فسیلی آن از پایین به بالا به شرح زیر است:  
 ۱- شیل و مارنهای حاوی *Phisonites* و *Comelicania* به ضخامت ۵/۱ متر که به عنوان واحد سنگی شماره ۵۲ معرفی شده‌اند.  
 ۲- شیلهای حاوی *Dzhulfites*, *Tompophiceras* و *Bernhardites* به ضخامت ۱۲/۷۵ متر که به عنوان واحدهای سنگی شماره ۵۳ تا ۶۰ معرفی شده‌اند.  
 ۳- سنگ آهک‌های حاوی *Paratirolites* به ضخامت ۳/۶ متر که به عنوان واحد سنگی شماره ۶۱ معرفی شده‌اند.

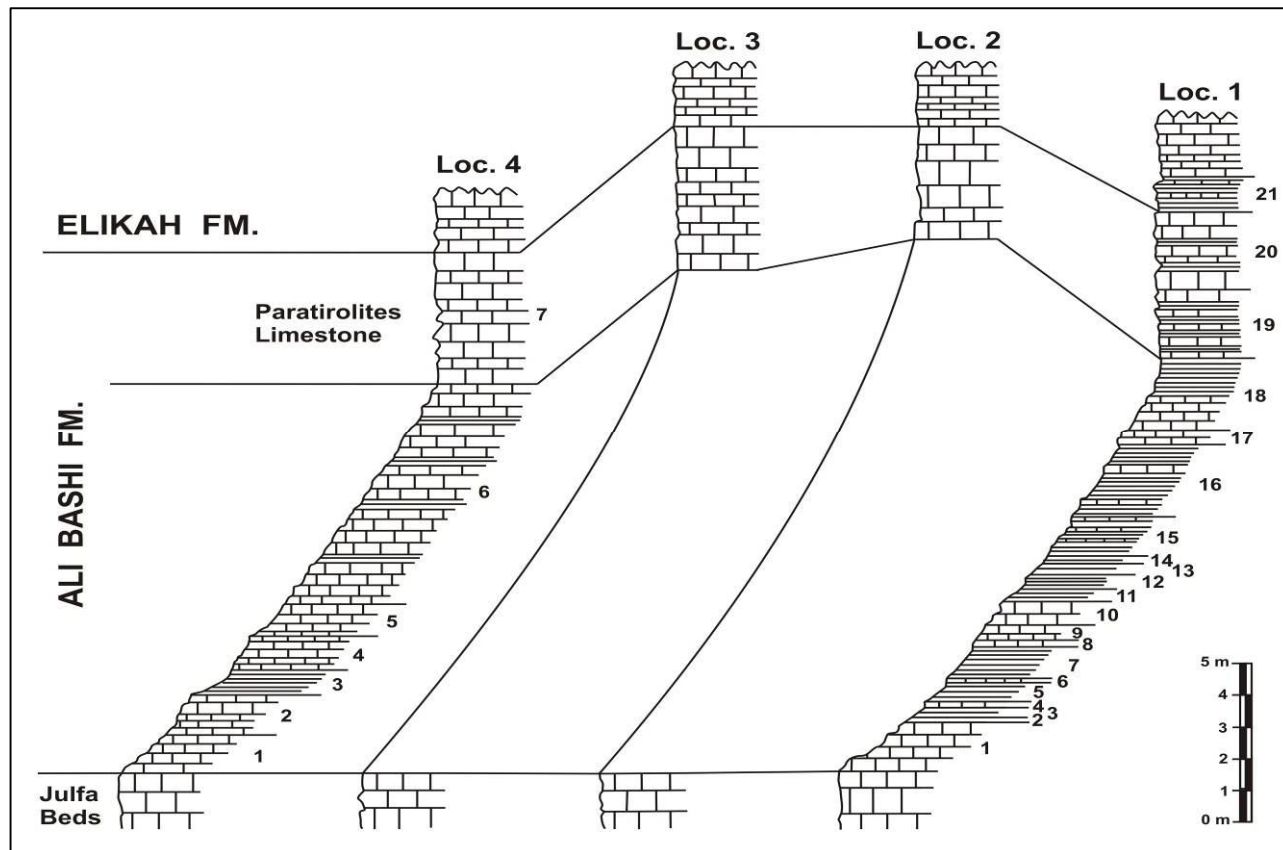


شکل ۳: نمایی از توالیهای انتهایی پرمین در کوه علی باشی. تصویر سمت راست برش اندازه گیری شده توسط Stepanov *et al.* (1969) را نشان می‌دهد که منطبق بر برش شماره ۴ Teichert *et al.* (1973) است. در سمت چپ ستون چینه شناسی این برش قرار دارد که با انجام تصحیحات از Stepanov *et al.* (1969) و Kozur *et al.* (1980) ترسیم شده است.



شماره ۴ آنها دارد در حالی که این دو برش در مکان بسیار نزدیکی نسبت به هم قرار گرفته‌اند (شکل ۴).

برش شماره ۱ (Teichert *et al.* 1973) (که در فاصله ۵۰۰ متری جنوب خاور برش اندازه‌گیری شده توسط Stepanov *et al.* (1969) قرار گرفته است) تفاوت قابل توجهی با برش



شکل ۴: برشهای چهارگانه معرفی شده توسط Teichert *et al.* (1973) در سوی خاوری کوه علی باشی (بدون رعایت مقیاس در گستره جانبی). همان طور که مشاهده می‌شود، مطابق با نوشته Teichert *et al.* (1973) هیچ اثری از واحد رس مرزی (واحد شماره ۲۱ برش شماره ۱) در برش شماره ۴ آنها دیده نمی‌شود. علاوه بر آن بخش اعظم ستون چینه شناسی برش شماره ۴ برخلاف برش شماره ۱ از سنگ آهک تشکیل شده است و گذر پرمین - تریاس آن در جایی بین توالیهای سنگ آهکی در نظر گرفته شده است.

داده و سنگ آهکهای قرمز رنگ لایه شماره ۵۹ Stepanov *et al.* (1969) را نیز به این واحد اضافه کرده‌اند.

۳- رس سنگ و سنگ آهکهای رسی سبز زیتونی تا خاکستری به ضخامت ۱/۱ متر (لایه رس مرزی). این واحد توسط Stepanov *et al.* (1969) به عنوان لایه قاعده‌ای سازند الیکا معرفی شده است.

مقایسه و تطابق سنگ چینه‌ای برشهای شماره ۱ و ۴ (Teichert *et al.* 1973) به دلایل زیر با مشکلاتی مواجه است:

برش شماره ۱ نشان دهنده رخنمونی از سازند علی‌باشی (Teichert *et al.*, 1973) به ضخامت ۱۸/۸ متر است که از

پایین به بالا دربردارنده توالیهای زیر است:

۱- شیل و سنگ آهک آرژیلی به ضخامت ۱۳ متر (لایه‌های شماره ۱ تا ۱۷) که تقریباً قابل مقایسه با واحدهای شماره ۵۲ تا ۵۸ Stepanov *et al.* (1969) است.

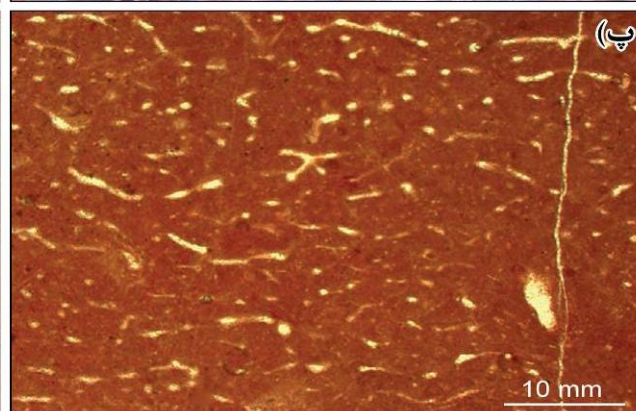
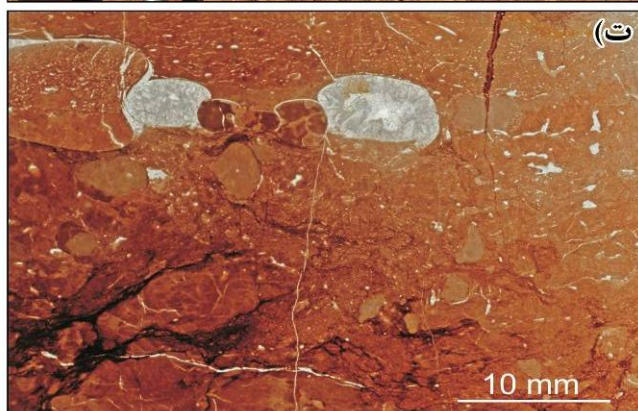
۲- سنگ آهکهای نودولار قرمز رنگ (سنگ آهکهای حاوی Paratirolites) به ضخامت ۴/۷ متر. Teichert *et al.* (1973)، این واحد را اندکی به سمت پایین گسترش

یک برش مرکب معرفی کنند به طوری که برش شماره ۴ را در پایین و برش شماره ۱ را بر روی آن قرار می‌دهند. جالب‌تر آن که Baud (2008) که در این بین جزو محدود افرادی است که برشهای کوه علی باشی را از نزدیک دیده و مطالعه کرده، تنها با توجه به شباهت رنگی و ریزرخساره‌های سنگ آهکهای سازنده بخش بالایی لایه‌های جلفای بالایی با سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* که هر دو قرمز رنگ هستند (شکل ۵)، آنها را در دو برش شماره ۱ و ۴ معادل هم دانسته و اشتباه فاحشی را مرتکب شده است. این در حالی است که برخلاف تصور وی، لایه‌های جلفای بالایی غنی از اسپیکول اسفنج و کرینوتید و سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* غنی از آمونوتید هستند و این امر در صحرا کاملاً قابل شناسایی است.

۱- بنا بر نوشته *Teichert et al.* (1973)، افق شیلی پوشاننده سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* که یک لایه کلیدی در تمامی برشهاست، به طور مشهودی در برش شماره ۴ ناپدید شده است (شکل ۴).

۲- بنا بر نوشته *Teichert et al.* (1973)، ضخامت ۱۳ متر بالایی سازند علی باشی در برش شماره ۴ تا حد زیادی از سنگ آهک تشکیل شده است. این امر در تضاد آشکار با برش شماره ۱ آنهاست که غالباً از شیل تشکیل شده و در فاصله فقط ۵۰۰ متری از برش شماره ۴ قرار گرفته است (شکل ۴).

این تفاوتها سبب شده تا برخی محققان که تا به حال حتی این برشها را از نزدیک هم ندیده‌اند (برای مثال: Sweet & Mei، 1999؛ *Henderson et al.*، 2008؛ Shen & Mei، 2010) آنها را ناهمزمان دانسته و در کنار یکدیگر به عنوان



شکل ۵: الف) سنگ آهکهای قرمز رنگ غنی از کرینوتید و اسفنج لایه‌های جلفای بالایی در برش شماره ۴ *Teichert et al.* (1973). ب) سنگ آهکهای قرمز رنگ غنی از آمونوتید حاوی *Paratirolites* در بالاترین بخش برش شماره ۴ *Teichert et al.* (1973). پ) ریزرخساره بایوکلاست و کستون حاوی اسفنج در لایه‌های جلفای بالایی در برش شماره ۴؛ PPL، ت) ریزرخساره بایوکلاست اینتراکلاست و کستون غنی از آمونوتید نودولار حاوی *Paratirolites* در بخش بالایی برش شماره ۴؛ PPL.

آمونوئیدی گزارش شده توسط *Teichert et al.* (1973) از سازند علی‌باشی نابرجا بوده و لذا آنها نمی‌توانسته‌اند مطالعات زیست‌چینه‌نگاری دقیقی بر مبنای فونای آمونوئیدی انجام دهند و نتایج کار خود را در برشهای چهارگانه خود مقایسه و مطابقت دهند.

### زیست‌چینه‌نگاری بر مبنای آمونوئیدها

اغلب برشهای دربردارنده مرز پرمین - تریاس حوضه تیس غنی از ماکروفسیل نیستند. حتی از برشهای مشهور و کلاسیک نزدیک دورآشام هم که توسط گروههای تحقیقاتی روسی در زمانهای مختلف مورد بررسی قرار گرفته‌اند تنها ۴۴۷ آمونوئید جلفین و ۱۸۲ نمونه آمونوئید دورآشامین به دست آمده است (Ruzhencev & Shevyrev, 1965؛ Shevyrev, 1965 و 1968). توالیهای حاوی سفالوپوئیدهای پرمین پسین به ۷ بیوزون آمونوئیدی با ضخامتهای بین ۲/۵ تا ۱۷ متر تقسیم شده‌اند. با وجود این که در مطالعات بعدی (Zakharov, 1992)، نمونه‌های بیشتری جمع‌آوری شده‌اند، اما نتوانستند چینه‌شناسی آمونوئیدها را تغییر و یا ارتقا دهند.

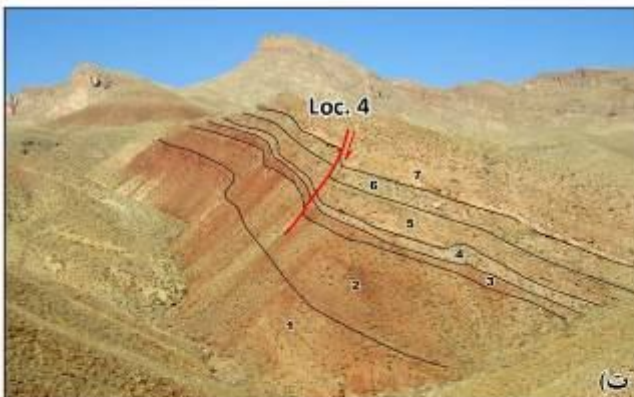
برشهای کوه علی‌باشی در باختر جلفای ایران از این منظر مشابه برشهای شمال رود ارس هستند (Teichert et al., 1973). آمونوئیدهای این برشها تاکنون به صورت سیستماتیک و برای ارائه یک آنالیز کمی از الگوهای انقراضی آنها جمع‌آوری نشده‌اند. همچنین تغییرات دقیق گونه‌ای آنها در افقهای مشخص مطالعه نشده است. برای مثال، فونای آمونوئیدی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* تفکیک نشده و تماماً به عنوان بیوزون حاوی *Paratirolites* (شکل ۷) معرفی شده‌اند در حالی که این لایه‌ها بر مبنای کنودونتها توسط Kozur (2007) به ۶ بیوزون کنودونتی جداگانه تفکیک شده‌اند.

بازنگری مجدد برشهای موجود در کوههای علی‌باشی توسط نگارندگان نشان می‌دهد توالیهای موجود در برش شماره ۴، برخلاف تصور *Teichert et al.* (1973) و دیگر محققانی که پیش‌تر نام برده شدند، کاملاً قابل تطابق با توالیهای برش شماره ۱ هستند. سازند علی‌باشی در هر دو برش متشکل از سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* در بالا و تناوبی از شیل‌های تیره با میان‌لایه‌های سنگ آهک مارنی در بخش پایینی است و به سمت پایین به لایه‌های جلفا (Julfa Beds) می‌رسد. نکته قابل توجه در این جا ترکیب سنگ شناختی ۴ متر بالایی لایه‌های جلفاست که عمدتاً از سنگ آهکهای مطبق مارنی قرمز رنگ تشکیل شده و به لحاظ سنگ شناختی کاملاً مشابه سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* در بخش انتهایی سازند علی‌باشی هستند. هر چند ریزرخساره‌های کربناته سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* اندکی متفاوت از طبقات بالایی لایه‌های جلفاست به طوری که نسبت به لایه‌های جلفا به میزان بیشتری نودولار بوده و حاوی اینتراکلاستهای فراوان تری است. به علاوه لایه‌های جلفا حاوی فسیلهای اسپیکول اسفنج، کرینوئید و استراکود فراوان است در حالی که سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* غنی از آمونوئید هستند (شکل ۵). هر دو برش توسط واحد رس مرزی به ضخامت حدود ۰/۸ تا ۱/۵ متر پوشیده می‌شوند (شکل ۶). این افق رسی نه تنها در کوههای علی‌باشی بلکه در دیگر برشهای شمال باختر ایران و حتی ایران مرکزی نیز قابل مشاهده است.

علت چنین اشتباه عجیب و مهمی از سوی *Teichert et al.* (1973) که از بهترین چینه‌شناسان زمان خود بوده‌اند، نامشخص و مبهم است. جالب‌تر آن که آنان از نتایج مطالعات *Stepanov et al.* (1969) در این منطقه نیز مطلع و آگاه بوده‌اند. لازم به ذکر است تقریباً تمامی نمونه‌های



1- Upper Julfa Beds 2- Ali Bashi Fm. 3- Paratiroiltes Limestone 4- Clay Boundary 5- Elikah Fm. (Lower part) 6- Diabasic sill 7- Elikah Fm. (Upper part)



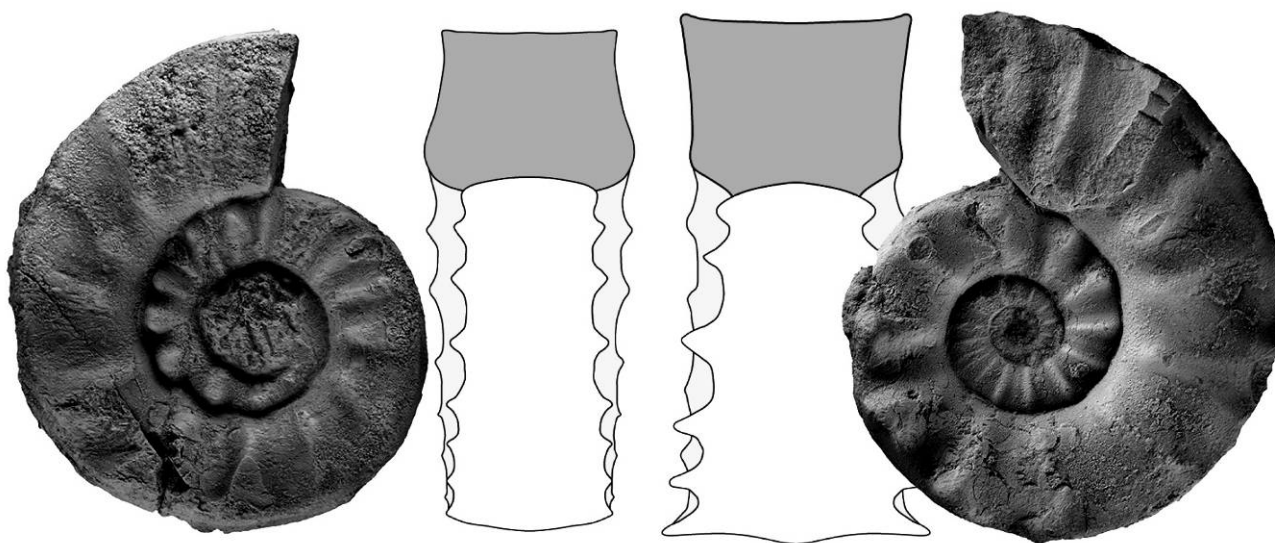
1. Upper Julfa Beds 2. Ali Bashi Formation 3. Paratiroiltes Limestone 4. Clay Boundary  
5. Lower Claria Beds 6. Volcanic Layer 7. Upper Claria Beds



1. Upper Julfa Beds 2. Ali Bashi Formation 3. Paratiroiltes Limestone 4. Clay Boundary  
5. Lower Claria Beds 6. Volcanic Layer 7. Upper Claria Beds



شکل ۶: الف) محل برشهای چهارگانه Teichert *et al.* (1973) بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه؛ ب) محل برشهای مذکور در کوههای علی باشی و تطابق سنگ چینه‌ای آنها؛ پ) نمای نزدیکتر برش شماره ۱ و واحدهای تشکیل دهنده آن؛ ت) نمای نزدیکتر برش شماره ۴ و واحدهای تشکیل دهنده آن؛ ث) واحد رس مرزی در بخش بالایی برش شماره ۱؛ ج) واحد رس مرزی در بخش بالایی برش شماره ۴.



شکل ۷: نمونه‌های شاخص آمونوئیدهای paratirolitid انتهای دورآشامین ناحیه جلفا (بزرگ‌نمایی 1x)

کرده‌اند. برای مثال، آنها جنسهای آمونوئیدی دورآشامین خانواده Dzulfitidae Shevyrev, 1965 شامل جنسهای *Abichites*, *Dzhulfites* و *Paratirolites* و ۱۰ گونه معرفی شده برای این جنسها را در قالب تنها یک جنس به نام *Paratirolites* با ۳ گونه مختلف خلاصه کرده‌اند (جدول ۲). جالب این جاست که ۳ گونه مذکور، خود توسط Shevyrev (1965) در قالب ۳ جنس مجزا نام‌گذاری و معرفی شده‌اند. به نظر می‌رسد (Teichert et al., 1973) معتقد به تغییرات درون گونه‌ای (Intraspecific) بوده‌اند، اما نبود فسیلهای کافی مانع بزرگی برای بررسی چنین فرضیه‌ای بوده است (Ghaderi et al., 2011).

۲- **چینه‌شناسی:** Ruzhencev & Shevyrev (1965) طبقات سنگ چینه‌ای خود را در قالب واحدهایی با ضخامتهای ۲/۵ تا ۱۷ متر تفکیک کرده‌اند. چنین قدرت تفکیکی به دلیل ضخامت نسبتاً زیاد، برای تطابق دقیق واحدهای سنگ چینه‌ای برشهای مختلف چندان مناسب به نظر نمی‌رسد. برای مثال سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* انتهای پرمین در حدود ۴ متر ضخامت دارند و به واحدهای کوچکتری تقسیم نشده‌اند. Teichert et al.

بنابراین، اطلاعات اندکی درباره روند انقراضی آمونوئیدهای *Paratirolites* در بخش انتهایی پرمین موجود است. چنین نقیصه‌ای در رابطه با سایر نقاط ایران هم وجود دارد و اطلاعات موجود تنها محدود به چند گزارش اندک است (Bando, 1979, 1981؛ Taraz et al., 1981). همانند برشهای نزدیک جلفای نخجوان و ایران، نمونه برداری دقیقی از فونای آمونوئیدی توالیهای انتهایی پرمین در برشهای ایران مرکزی نیز انجام نشده است و لذا مجموعه‌ای به ضخامت چندین متر در قالب تنها یک بیوزون حاوی *Paratirolites* معرفی شده است.

با این توضیح، برای ارائه یک آنالیز کمی از الگوهای انقراضی آمونوئیدهای پرمین و چگونگی بازیابی مجدد آنها در زمان تریاس در برشهای حوضه قفقاز میانی و ایران، باید چند مسأله مهم مشخص و حل شود. عمده این مسائل عبارتند از:

۱- **تاکسونومی:** در حالی که Ruzhencev & Shevyrev (1965) ۴۲ گونه آمونوئید جلفین و ۱۴ گونه دورآشامین را معرفی کرده‌اند، Teichert et al. (1973) الگوی کاملاً متفاوتی را برای معرفی تنوع آمونوئیدهای پرمین پسین ارائه

طوری که هفت جنس شاخص *Araxoceras*، *Tompophiceras* (= *Phisonites*, *Vedioceras*، *Bernhardites* (= *Shevyrevites*), *Dzhulfites*، *Iranites*) و *Paratirolites* کاملاً در بیوزونهای خود محدود شده‌اند. این امر با نتایج ارائه شده در نوشته Taraz et al. (1981) از ایران مرکزی در تضاد آشکار است چرا که آنها در برشهای نزدیک آباده هم‌پوشانی وسیعی را در بسیاری از جنسهای آمونوئیدها معرفی کرده‌اند. پذیرش این تغییر فاحش درباره دو منطقه‌ای که در یک حوضه رسوبی مشخص و به فاصله ۱۱۰۰ کیلومتر از یکدیگر قرار گرفته‌اند سخت است، ضمن این که بحث موجود درباره آمونوئیدهایی است که به صورت شناگر و در محیطهای پلاژیک وسیع زندگی می‌کرده‌اند.

(1973) اقدام به نمونه برداری آمونوئیدها در فواصل کوتاه‌تر و با قدرت تفکیک بالاتر کرده‌اند، اما تعداد بسیار اندکی از آمونوئیدهای معرفی شده در مقاله آنها به صورت برج و از درون لایه‌ها برداشت شده و غالب فرمهای معرفی شده ایشان نابرجا هستند. نمونه برداری در برش آباده ایران مرکزی مترکم‌تر و با فواصل حدوداً یک متری انجام شده است (Taraz et al., 1981)، ولی همانند مطالعات ناحیه جلفا از کیفیت لازم برای آنالیز دقیق کمی و بررسی الگوی انقراضی برخوردار نیست.

**۳- هم‌پوشانی بیوزونها:** نمودار انتشار قائم آمونوئیدهای پرمین پسین در نوشته Ruzhencev & Shevyrev (1965) نشان می‌دهد تقریباً هیچ هم‌پوشانی بین محدوده حضور جنسهای شاخص هفت بیوزون آمونوئیدی وجود ندارد به

جدول ۲: مقایسه جنسها و گونه‌های معرفی شده از خانواده Dzhulfitidae در منطقه قفقاز میانی و شمال باختری ایران

Shevyrev (1965)			Teichert & Kummel (1973)		
Family Dzhulfitidae	Paratirolites	<i>kittli</i>	Family Dzhulfitidae	Paratirolites	<i>kittli</i>
		<i>waageni</i>			<i>spinosus</i>
		<i>dieneri</i>			<i>mojsisovicsi</i>
		<i>trapezoidalis</i>			
		<i>vediensis</i>			
	Dzhulfites	<i>nodosus</i>			
		<i>spinosus</i>			
		<i>mojsisovicsi</i>			
	Abichites	<i>stoyanowi</i>			
		<i>abichi</i>			

### زیست چینه نگاری بر مبنای کنودونتها

توالی رو به بالا به ترتیب شامل بیوزونهای *Clarkina* *bachmanni* Zone به ضخامت ۱۹۰ سانتی‌متر، *C. nodosa* Zone به ضخامت ۳۰ سانتی‌متر، *C. changxingensis* - *C. deflecta* Zone به ضخامت ۱۰۵ سانتی‌متر، *C. zhangii* Zone به ضخامت ۶۰ سانتی‌متر، *C. iranica* Zone به ضخامت ۱۰ سانتی‌متر و *C. hauschkei* Zone به ضخامت ۲

تاکنون مطالعات زیست چینه‌ای معدودی در برشهای موجود در کوههای علی‌باشی بر مبنای کنودونتها انجام شده است (Kozur, 2004, 2005, 2007). Kozur (2005 و 2007) در سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* انتهای پرمین برش شماره ۳ Teichert et al. (1973) در کوههای علی‌باشی ۶ بیوزون کنودونتی را معرفی کرده است. این بیوزونها در یک

ایران بیوزون *C. hauschkei Zone* است که در اولین لایه‌های سنگ آهکی سازند الیکا قرار گرفته است (جدول ۳). همان طور که مشخص است، بیوزونهای *C. nodosa Zone* و *C. bachmanni Zone* در زون بندی *C. changxingensis Zone* (Kozur 2005) در زیر بیوزون قرار گرفته‌اند در حالی که مطابق زون بندی Shen & Mei (2010)، بیوزونهای مذکور بر روی بیوزون *C. changxingensis Zone* جای دارند. همچنین بیوزون *C. hauschkei Zone* (Kozur 2005) در زیر واحد رس مرزی و در زون بندی Shen & Mei (2010) بر روی این واحد و در اولین طبقات سنگ آهکی سازند الیکا (در زیر مرز پرمین - تریاس) قرار گرفته است. مقایسه بیوزونهای فوق با بیوزونهای استاندارد جهانی در برش الگوی مرز پرمین - تریاس در میشان چین (Yin et al., 2001؛ Joachimski et al., 2012)، حاکی از زون بندی متفاوتی است که خلاصه آن در جدول ۳ آمده است. این اختلافات نشان می‌دهد هنوز مطالعات بسیاری لازم است تا مشکلات اساسی موجود برای تطابق واحدهای سنگ چینه‌ای دربردارنده مرز پرمین - تریاس در منطقه محدودی همچون کوه‌های علی‌باشی و نیز در مقیاسهای بزرگتر ناحیه‌ای یا جهانی حل شود.

### محیط رسوبی

تاکنون اظهار نظرهای متفاوتی درباره محیط دیرینه توالیهای رسوبی محدوده مرز پرمین - تریاس در شمال باختر و مرکز ایران ارائه شده است. برخی حوضه رسوبی را از نوع محیطهای دریایی کم عمق و گروهی محیط نسبتاً عمیق معرفی کرده و عده‌ای نیز به شرایط بسیار کم عمق و ساحلی باور دارند. برای مثال، Stepanov et al. (1969) رژیم دریایی کم عمق و یکنواخت را در تمام پرمین تا تریاس میانی در نظر گرفته و Taraz et al. (1981) بخش بالایی

سانتی متر می‌باشند. وی در بالای بیوزونهای کنودونتی موجود در سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* و پیش از بیوزون *Hindeodus parvus* در سازند الیکا که شاخص جایگاه مرز پرمین - تریاس است، *Clarkina meishanensis-Hindeodus praeparvus Zone* ضخامت ۹۰ سانتی متر و *Merrillina ultima* - *Stepanovites? mostleri Zone* به ضخامت ۵۰ سانتی متر را در واحد رس مرزی تشریح نموده است. همان طور که مشخص است، ضخامت این بیوزونها بسیار متفاوت بوده و از ۲ تا ۱۹۰ سانتی متر در تغییر است.

زون بندی دیگری نیز برای سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* و طبقات بالایی آنها در ناحیه جلفا و ایران مرکزی توسط Shen & Mei (2010) ارائه شده است. این زون بندی بر اساس کنودونتهای معرفی شده از برش شماره ۱ Teichert et al. (1973) که توسط Kummel و Teichert در اواخر دهه ۶۰ میلادی جمع‌آوری شده بودند بنا شده است. این فسیلها پیش تر توسط Sweet (در نوشته Teichert et al., 1973) و نیز Sweet & Mei (1999) مطالعه شده بودند. Shen & Mei (2010) لایه شماره ۱۹ برش شماره ۱ Teichert et al. (1973) را که برابر با ۲ متر ابتدایی واحد سنگ آهکی حاوی *Paratirolites* است (شکل ۴)، معادل با بخش بالایی بیوزون کنودونتی *C. changxingensis Zone* و لایه شماره ۲۰ این برش را که برابر با ۲/۵ متر پایانی واحد سنگ آهکی حاوی *Paratirolites* است، به ۳ بیوزون کنودونتی متوالی به نامهای *C. nodosa Zone*، *C. bachmanni Zone* و *C. yini Zone* تقسیم کرده‌اند. به باور ایشان، تمام لایه شماره ۲۱ برش شماره ۱ که معادل با واحد رس مرزی (واحد F در نوشته Stepanov et al., 1969) است، معادل با بیوزون کنودونتی *C. abadehensis Zone* است. همچنین از دیدگاه آنها، آخرین بیوزون کنودونتی پرمین شمال باختر

جدول ۳: مقایسه بیوزونهای کنودونتی محدوده مرز پرمین - تریاس در شمال باختر ایران و میشان چین (بدون مقیاس)

SYSTEM	Iran (Julfa)		CONODONT ZONATION		China (Meishan)	CONODONT ZONATION
			Kozur (2005)	Shen & mei (2010)		Joachimski et al., (2012)
Induan	Elika Formation	Claria Beds	<i>Hindeodus parvus</i>	<i>Hindeodus parvus</i>	Yinkeng Formation	<i>Hindeodus parvus</i>
		Clay Boundary	<i>Merrillina ultima- Stepanovites? mostleri</i>	<i>Clarkina hauschkei</i>		<i>Hindeodus changxingensis</i>
Dorashamian (Changhsingian)	Ali Bashi Formation		Paratirolites limestone	<i>Clarkina meishanensis- Hindeodus praeparvus</i>	<i>Clarkina abadehensis</i>	Changxing Formation
		<i>Clarkina hauschkei</i>		<i>Clarkina yini</i>	<i>Clarkina yini</i>	
		<i>Clarkina iranica</i>			<i>Clarkina nodosa</i>	
		<i>Clarkina zhangi</i>		<i>Clarkina bachmanni</i>	<i>Clarkina changxingensis</i>	
		<i>Clarkina changxingensis - Clarkina deflecta</i>				
		<i>Clarkina nodosa</i>		<i>Clarkina changxingensis</i>		
	<i>Clarkina bachmanni</i>					
	Violet-brown shale and limestone	<i>Clarkina subcarinata</i>	<i>Clarkina subcarinata</i>	<i>Clarkina subcarinata</i>	<i>Clarkina subcarinata</i>	<i>Clarkina subcarinata</i>

قرمز رنگ حاوی Paratirolites است. این ریزرخساره‌ها در محدوده واحد رس مرزی به مادستون و گاهی وکستون دارای آشفته‌گیهای زیستی حاوی استراکود و اسپیکول اسفنج تبدیل می‌شوند. با شروع توالیهای کربناته سازند الیکا، رخساره رسوبی ابتدا به صورت مادستون آهکی تا وکستون و بایندستون بوده و در ادامه به لایه‌های میکروبیالیت تبدیل می‌شود. هیچ شاهد رسوبی مهمی مبنی بر تغییر سطح شدید آب دریا در محدوده افق انقراضی و مرز پرمین - تریاس ناحیه جلفا وجود ندارد. همچنین هیچ مدرکی وجود ندارد که نشان دهد ردیف رسوبات این محدوده در معرض فرسایش جوی قرار گرفته‌اند. علاوه بر آن اثری از سیمانهای

سازند آباد و تمام سازند همبست را به محیط لاگون و بین جزرومدی تا بالای جزرومدی متناسب می‌کنند. Davoudzadeh & Weber Diefenbach (1987) مرز پرمین - تریاس در شمال باختر ایران را به صورت ناپیوستگی موازی دانسته و Golshani et al. (1986) نهشته‌های دورآشامین این ناحیه را از نوع رخساره‌های نزدیک به ساحل می‌دانند.

مطالعه محیط رسوبی توالیهای رسوبی محدوده مرز پرمین - تریاس در شمال باختر ایران، نشان دهنده ریزرخساره‌های بیوکلاست مادستون آهکی، بایوکلاست وکستون و بالاخره اسفنج وکستون آمونوئید و استراکوددار در سنگ آهکهای



دوز - متوریک و ساختمانهای پدوژنیک و یا حتی کارستهای دیرینه در توالیهای مرزی هیچ یک از برشهای موجود در کوههای علی باشی و زال دیده نمی شود.

### سنگ آهکهای حاوی Paratirolites

سنگ آهکهای قرمز رنگ نودولار و متراکم (condensed) دریایی پلاژیک حاوی Paratirolites در شمال باختر ایران، از دیدگاه سنگ شناختی مشابه سازندهای سنگ آهکی آلی - مدیترانه ای ژوراسیک (نظیر Ammonitico Rosso) هستند. مطالعه ریزرخساره های آهکی این واحد رسوبی حاکی از افزایش میزان ساختارهای رسوبی نظیر زمینهای سخت (hardgrounds)، اینتراکلیستها (شکل ۸الف)، ریزترکها (microcracks)، قشرهای آهن و منگنزار، قشرهای زیست زادی (biogenic encrustation) و آشفته گیهای زیستی از پایین به سمت انتهای این واحد و نیز کاهش میزان تولید کربنات کلسیم به سمت واحد رس مرزی است. فراوانی آثار انحلالی، برشی شدن درونی و شکافهای باریک همزمان با رسوب گذاری در سنگ آهکهای متراکم پلاژیک نشان از کاهش نرخ رسوب گذاری و انحلال در کف بستر آبهای عمیق دارد. این سنگ آهکها در اثر حفاری موجودات دریایی چرنده اندکی به هم ریخته و دچار آشفته گی زیستی شده اند (شکل ۸ب). قطعات میکریتی و بعضاً پبلی در ۴۵ سانتی متر پایانی سنگ آهکهای حاوی Paratirolites نشان دهنده گلهای کربناته تاحدی سخت شده هستند که پس از رسوب گذاری مورد فرسایش موضعی قرار گرفته و اندکی جابه جا شده اند (شکل ۸پ). خمیره میکریتی موجود در ۵ سانتی متر پایانی سنگ آهکهای حاوی Paratirolites در بردارنده آثار فراوانی از فسیلهای رادیولر و آمونیت است که به طور بخشی با بقایای اسکلتی اسفنجها و به همان میزان سیمان اسپاری پر شده اند (شکل ۸ت). حضور همزمان فسیلهای آمونوئید، رادیولر،

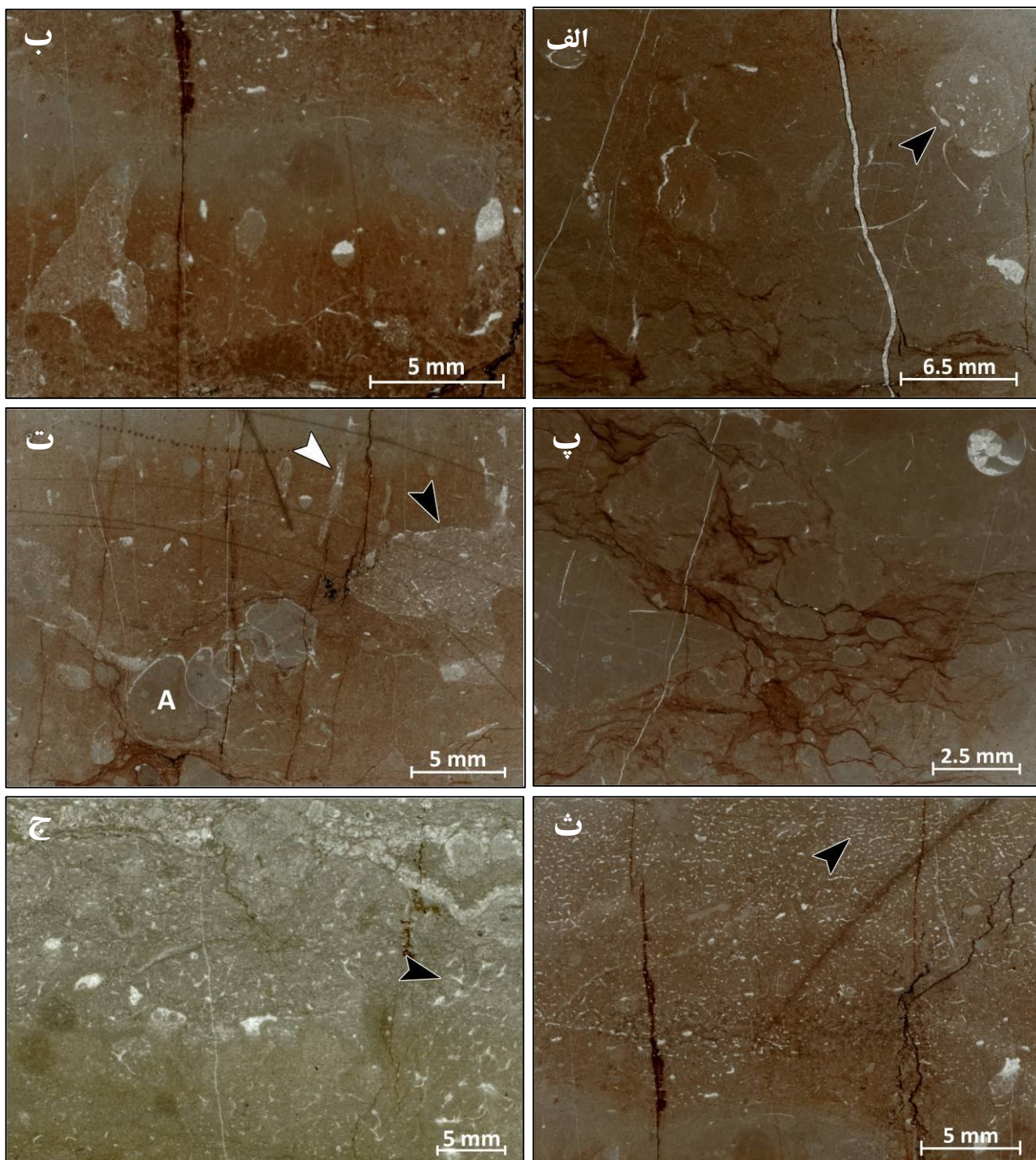
روزن داران کوچک با پوسته هیالین و اسفنج در کنار یکدیگر و نبود روزن داران بزرگ، ته نشینی در محیط دریایی عمیق و زیر محدوده اثر امواج را پیشنهاد می کند. ۲ سانتی متر پایانی سنگ آهکهای حاوی Paratirolites را ریزرخساره اسفنج پکستون تشکیل داده که بلافاصله به واحد رس مرزی و ریزرخساره مادستون ختم می شود (شکل ۸ث). این مرز، در بردارنده افق انقراض عظیم انتهای پرمین است که با نابودی انبوه آمونوئیدهای Paratirolites و آخرین مرجانها و براکیوپودهای پرمین همراه است.

برخی رنگ قرمز این سنگ آهکها را ناشی از فعالیت های باکتریایی در حد محیطهای کم اکسیژن/بی اکسیژن نزدیک سطح آب - رسوب می دانند (برای مثال: Preat et al., 2000, 2006, Mamet & Preat, 2008؛ Heydari et al., 2003)، محیط رسوبی تشکیل این سنگ آهکها را سرشار از اکسیژن معرفی نموده و رنگ قرمز آنها را به ذرات رس آواری غنی از آهن نسبت می دهند. تجمع استراکودهای کف زی در برش آباده (Kozur, 2007) نیز گویای شرایط غنی از اکسیژن در بخش پایینی ستون آب طی زمان رسوب گذاری سنگ آهکهای سرخ رنگ سازند همبست می باشد.

به نظر می رسد سنگ آهکهای حاوی Paratirolites در بخش دریای باز یک شلف عمیق نسبتاً غنی از مواد غذایی و اکسیژن تشکیل شده و ته نشست کربنات در زون بدون نور (به دلیل فقدان موجودات فتوسنتز کننده ای نظیر جلبکها) زیر سطح اثر امواج صورت گرفته است. حضور فونای پلاژیک (آمونوئیدها، کنودونتها و رادیولرها) در این طبقات مؤید این مطلب است.

### واحد رس مرزی

واحد رس مرزی با ضخامت متفاوت حدود ۶۰ تا ۱۹۰ سانتی متر و رخساره غالب گل سنگی و چند لایه نازک



شکل ۸: الف) برشی شدن درونی و تشکیل قطعات میکریتی و بعضاً پبلی و نیز شکافهای باریک همزمان با رسوبگذاری در ۴۵ سانتی‌متر پایانی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites*، ب) آشفستگی زیستی ناشی از حفاری موجودات دریایی چرنده در سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites*، پ) حضور اینتراکستها (پیکان سیاه) در سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites*، ت) آمونوئید *Paratirolites* (A) در خمیره میکریتی ۵ سانتی‌متر پایانی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* همراه با قطعه‌ای از یک اینتراکست اسفنج و کستونی (پیکان سیاه) و آثار حفاری موجودات زنده در خمیره میکرایتی سنگ (پیکان سفید)، ث) ریزرخساره اسفنج و کستون در ۲ سانتی‌متر پایانی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites*، ج) ریزرخساره اسفنج - استراکود و کستون در واحد رس مرزی (همه تصاویر PPL).

اسفنج - استراکود و کستون است (شکل ۸ ج). این واحد دارای گذر کاملاً مشخص با سنگ آهکهای حاوی

سنگ آهک مارنی نودولار به ضخامت حداکثر ۱۰ سانتی‌متر، دربردارنده ریزرخساره‌های مادستون و گاهی

اسپیکول اسفنج و کستون (شکل ۹ت) و اسفنج - استراکود و کستون (شکل ۹ث) ابتدای سازند الیکا در محدوده زیر اثر امواج یک شلف عمیق تشکیل شده و رژیم پلاژیک مشابهی با بخش بالایی سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* دارد. ریزرخساره‌های بلروفونیتید و کستون (شکل ۹ج) و بایوکلاستیک و کستون حاکی از رسوب گذاری در محیط کم انرژی و دریای باز پلاتفرم داخلی (open marine platform interior) است (Fraiser & Bottjer, 2004; Fraiser et al., 2005; Kaim & Nützel, 2011). ریزرخساره پلوئیدال باینستون لامینه‌ای (در فاصله ۲ تا ۳ متری از قاعده سازند الیکا در برش شماره ۱) در محیط پلاتفرم داخلی محدود تشکیل شده است (شکل ۱۰ الف). ریزرخساره فلوتستون حاوی حفرات پر شده با کلسیت (در فاصله ۳ تا ۴/۵ متری از قاعده سازند الیکا در برش شماره ۱) نیز در محیط پرانرژی با نرخ رسوب گذاری اندک محیط رو به دریای باز پلاتفرم داخلی نهشته شده‌اند. ریزرخساره آنکوئید و کستون - فلوتستون (در برش زال) نیز در شرایط آشفته و پرانرژی یک پلاتفرم کربناته نهشته شده‌اند (شکل ۱۰ ب). حضور دانه‌های آگرگات و کورتوئید (در برش زال) و حفرات پر شده با کلسیت اسپاری در بخشهای بالاتر نشان دهنده نهشته شدن در محیط پرانرژی تری همچون شولهای ماسه‌ای حاشیه پلاتفرم است. گل‌های آهکی سنگهای کربناته سازند الیکا دارای منشأ میکروبی بوده و به عنوان گل آهکی کلسی میکروبیالی طبقه بندی می‌شوند که در ژرفای زیر محدوده اثر امواج تشکیل شده‌اند (Richoz, 2006).

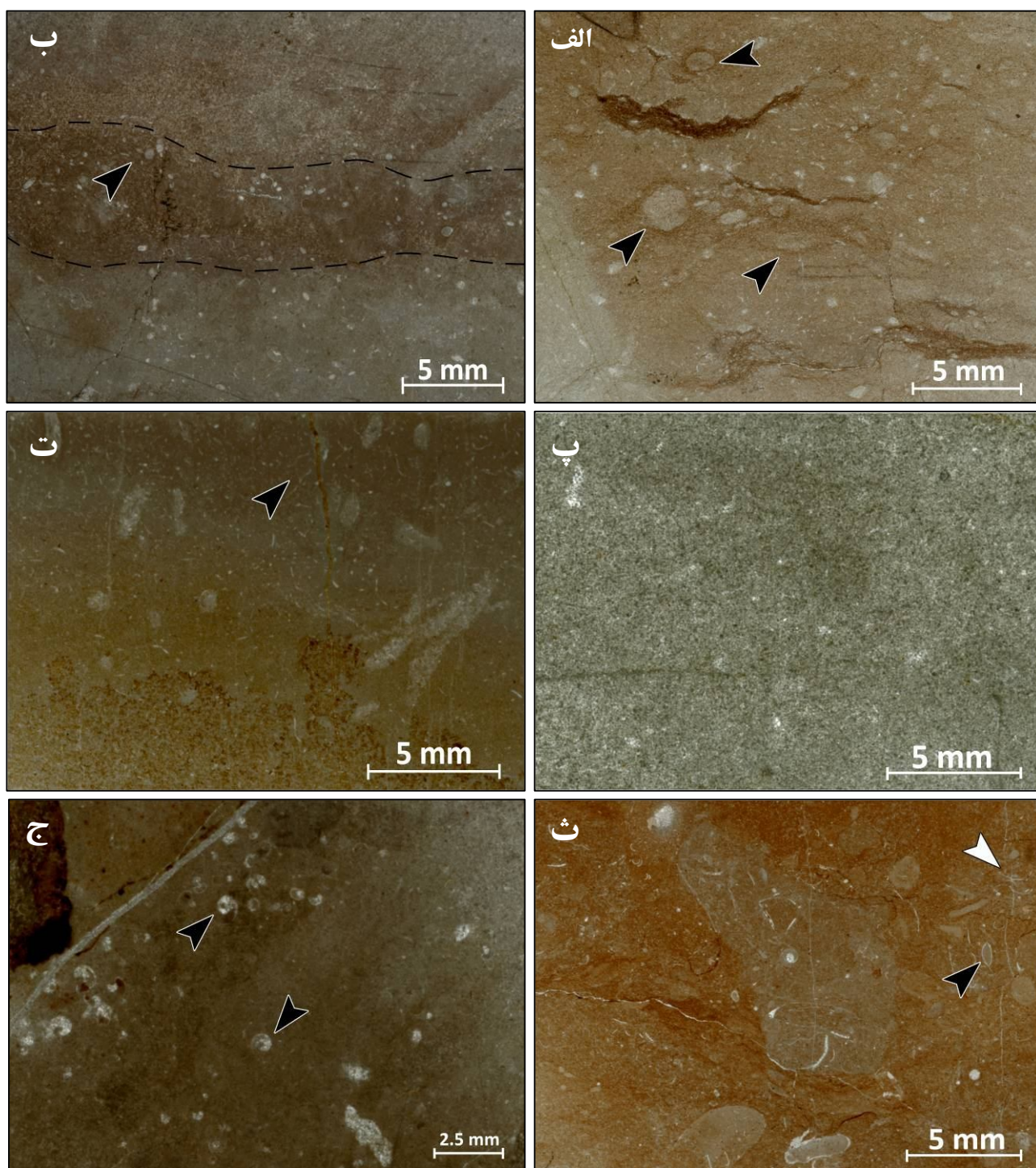
گسترش سنگ آهکهای میکروبیال پس از انقراض پرمین - تریاس همزمان با پیش روی وسیع اقیانوسها بر روی محیطهای حاشیه قاره‌ای کم عمق در نواحی بین دو پهنه گرمسیری (inter-tropical) روی داده است (Baud et al., 2007). Kershaw et al. (2007)، میکروبیالیتیهای را که پس از

*Paratirolites* بوده و حضور آن نشان دهنده اُفت شدید تولید کربنات کلسیم در محیط رسوبی است. سنگ آهکهای مارنی و متراکم (condensed) بخش بالایی واحد سنگ آهکی حاوی *Paratirolites* نشان دهنده دوره‌ای با تجمع بسیار آرام کربنات کلسیم و واحد رس مرزی نشان دهنده دوره‌ای با نرخ نسبتاً ثابت رسوب گذاری رس در حوضه است. هیچ اثری از تغییر سطح آب دریا در محدوده واحد رس مرزی وجود ندارد و تنها نکته شاخص و حائز اهمیت، توقف یا کاهش تولید کربنات همزمان با رویداد انقراض انبوه در مرز واحد رسی با سنگ آهکهای حاوی *Paratirolites* است.

Mohtat et al. (2009) رسوب گذاری واحد رس مرزی را در یک محیط کم انرژی با آبهای آرام و بدون حرکت و با عمق نسبتاً اندک حداکثر چند ده متری معرفی کرده‌اند. به نظر چنین شرایط کم انرژی در زیر محدوده اثر امواج طوفانی در محیط شلف برای تشکیل مادستونهای آهکی و کستونهای واحد رس مرزی مناسب و قابل قبول است. علاوه بر آن، وجود آشفته‌گیهای زیستی و آثار حفاری نسبتاً فراوان در خمیره مادستونهای آهکی که منجر به تشکیل خمیره لکه دار شده است (شکل ۹ الف)، گویای ته نشست در محیط نیمه اکسیژن دار می‌باشد. با وجود این، نمونه برداری بسیار متراکم از واحد رس مرزی، نشان دهنده چند لامینه سرشار از پوسته‌های کامل و گاهی منفصل استراکود در ریزرخساره اسفنج - استراکود و کستون این واحد در برش شماره ۱ است (شکل ۹ ب). تجمع این پوسته‌ها می‌تواند نشان دهنده جابه‌جایی و حرکت پوسته‌ها و لذا رخشاره‌های طوفانی دور از ساحل باشد.

### سازند الیکا

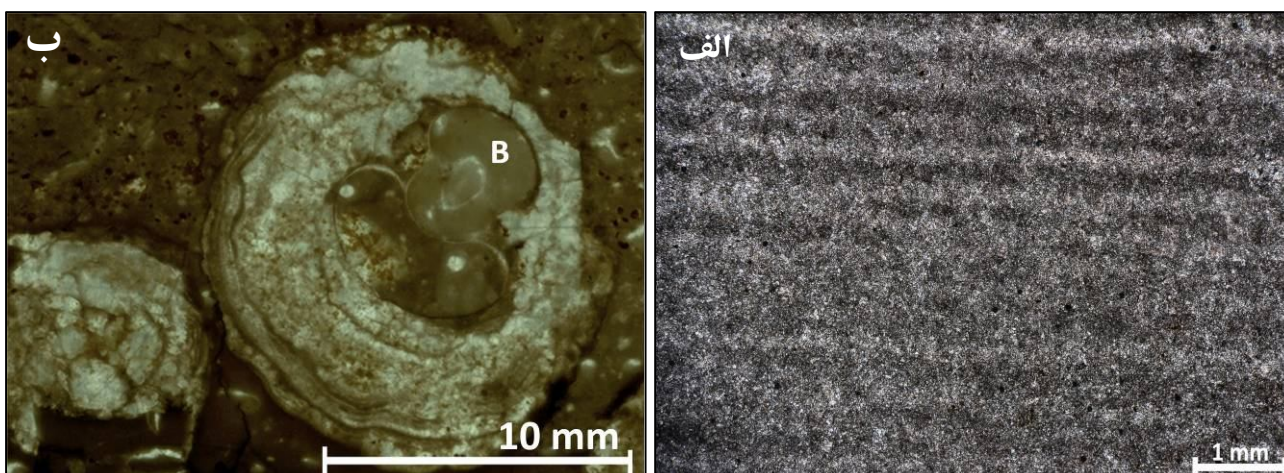
بخش کربناته سازند الیکا با لایه‌های سنگ آهکی نازک لایه زرد تا خاکستری رنگ شروع می‌شود. ریزرخساره



شکل ۹: الف) آشفته‌گیهای زیستی و آثار حفاری فراوان (پیکان سیاه) در خمیره مادستونهای آهکی واحد رس مرزی که منجر به تشکیل خمیره لکه‌دار شده است. ب) لامینه سرشار از پوسته‌های کامل و یا منفصل استراکود (پیکان سیاه) در ریزرخساره اسفنج - استراکود و کستون واحد رس مرزی، پ) مادستون آهکی فاقد فسیل و لامیناسیون در واحد رس مرزی، ت) ریزرخساره اسپیکول اسفنج و کستون در سازند الیکا، ث) ریز رخساره اسفنج - استراکود و کستون در سازند الیکا، پیکان سیاه استراکود و پیکان سفید اسفنج را نشان می‌دهد. ج) بلروفونتید و کستون در سازند الیکا (همه تصاویر PPL).

کرده‌اند. اشکال مختلف این میکروبیالیتها (استروماتولیت و ترومبولیت) از چند برش مختلف دربردارنده مرز تدریجی

رویداد انقراضی انتهای پرمین تشکیل شده‌اند به اختصار ETMs (Earliest Triassic Microbialites) معرفی



شکل ۱۰: الف) پلوئید بایندستون لامینه‌ای حاوی خرده‌های اندک اکتینوئید در فاصله ۲/۷۰ متری از افق انقراض، ب) آنکوئید فلوتستون با هسته‌ای از یک بلروفونتید (B) متبلور شده و پوسته لامینه‌ای از میکرایت و اسپارایت در فاصله ۷/۱۵ متری از افق انقراض در برش زال (همه تصاویر PPL).

(Baud *et al.*, 2007) و یا حتی واکنش زیستی نسبت به تغییر غیرعادی شیمی آب اقیانوسها (Kershaw *et al.*, 1999؛ Lehrmann *et al.*, 2003) باشد.

### نتیجه‌گیری

اطلاعات موجود درباره برشهای دربردارنده مرز پرمین - تریاس در حوضه قفقاز میانی هنوز بسیار ناقصند و مطالعات دقیقتر و با جزئیات بیشتری لازم است تا سؤالات اساسی مطرح درباره سیمای سنگ چینه‌ای و زیست چینه‌ای این توالیها را شرح دهد. برشهای موجود در کوههای علی باشی در شمال باختر ایران و نیز برشهای ایران مرکزی نظیر برش آبادیه نقش مهمی را در فهم دقیق توالی سنگ چینه‌ای و چگونگی تکامل زیستی در این بازه زمانی مهم و بحرانی ایفا می‌کنند. بنابراین لازم است مطالعات سنگ چینه نگاری و زیست چینه نگاری جدیدی بر مبنای کنودونتها و سفالوپودها انجام شود. در اولین قدم از مطالعات جدیدی که در منطقه کوههای علی باشی انجام شده است، مشخص گردید برش شماره ۴ (Teichert *et al.*, 1973) کاملاً منطبق بر برش شماره ۱ آنهاست و برخلاف باور برخی، هیچ گونه انقطاع یا ناپیوستگی درباره این دو برش وجود ندارد.

پرمین - تریاس در دنیا معرفی شده‌اند (برای مثال: Ezaki *et al.*, 2003؛ Baud *et al.*, 2005؛ Kershaw *et al.*, 2007؛ Wang *et al.*, 2009؛ Richoz *et al.*, 2010). حداقل ۴ مرحله از نهشت لایه‌های میکروبیال شناسایی شده است (Baud *et al.*, 2007). در شمال باختر و مرکز ایران لایه‌های میکروبیال شناسایی شده‌اند. اولین توصیف ارائه شده برای میکروبیالتهای تریاس پیشین منطقه آبادیه در ایران مرکزی توسط Taraz *et al.* (1981) ارائه شده است. انواع مختلفی از نهشته‌های میکروبیالی بعدها از ناحیه آبادیه و شهرضا توسط Heydari *et al.* (2000، 2001 و 2003) توصیف و بررسی شده‌اند.

به نظر می‌رسد، سنگ آهکهای میکروبیال سازند الیکا در برشهای ناحیه جلفا در محیط دریایی آرام و عمیق و در نتیجه جایگزینی فرآیند تولید کربناتهای اسکلتی با کربناتهای میکروبیال تشکیل شده‌اند. بنابراین، تغییر رخساره در سازند الیکا از سنگ آهک گلی حاوی استراکود و اسفنج و سپس وکستون حاوی بلروفونتید به سنگ آهکهای میکروبیال نمی‌تواند ناشی از تغییر عمق محیط باشد. فراوانی غیرعادی میکروبیالیتها پس از انقراض پرمین - تریاس، می‌تواند منعکس کننده یک رویداد اقیانوسی

فونای گزارش شده از منطقه ضروری به نظر می‌رسد. تلفیق داده‌های به دست آمده از این مطالعات با نتایج حاصل از بررسی‌های رسوب شناسی، ژئوشیمی و ژئوشیمی ایزوتوپی می‌تواند در راه رسیدن به این اهداف یاری رسان باشند.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از جناب آقای دکتر عادل نجف زاده معاونت محترم فرهنگی، اجتماعی و گردشگری سازمان منطقه آزاد تجاری - صنعتی ارس و همچنین آقایان مهندس مهدی عباسی و مهندس حسین حُبی به جهت همکاری‌های بی‌دریغشان کمال تشکر را دارند. از جناب آقای دکتر واجیک هایراپطیان از گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان که زمینه بازدید از برشهای شمال آباد را فراهم نمودند، صمیمانه سپاس‌گزاری می‌نمایند. همچنین از آقایان داوود راه‌دان و بابک ایمانیور به دلیل همکاری در انجام عملیات صحرائی قدردانی می‌نمایند.

بنابراین تصور حضور یک برش مرکب از دو برش شماره ۱ و ۴ به طوری که برش شماره ۴ در زیر و برش شماره ۱ در بالا قرار گیرد، کاملاً غلط و غیر منطقی است. همچنین، توالی‌های دربردارنده رویداد انقراضی انتهای پالئوزوئیک و مرز پرمین - تریاس، در یک رژیم کاملاً دریایی و نسبتاً عمیق نهشته شده‌اند و هیچ‌گونه ناپیوستگی رسوبی و یا شاهدهی که نشان دهنده کاهش عمق محیط رسوبی باشد وجود ندارد. بر این اساس، باید ادعا نمود برشهای منطقه جلفای ایران، با توجه به رخنمون بسیار خوب و پیوستگی سنگ چینه‌ای، فراوانی میکروفسیلها و ماکروفسیلها و کاربرد قابل قبول برای تطابق جهانی، برخلاف تصور گروهی از چینه‌شناسان، همچنان بهترین رخنمونهای موجود در حوضه تیس مرکزی و حتی دنیا برای این مرز مهم چینه‌شناسی هستند. در عین حال، با توجه به اختلاف نظرهای موجود درباره تاکسونومی ماکروفونای آمونوئیدی حوضه قفقاز میانی و ایران مرکزی، انجام مطالعات جدید و بازننگری

### References

- Abich, H., 1878. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Landern, I: Eine Bergkalkfauna aus der Araxesenge bei Djoulfa in Armenien. *Holder Wien*, 128 S.
- Arakelyan, R.A., Grunt, T.A., & Shevyrev, A.A., 1965. Kratkiy stratigraficheskiy ocherk. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 108: 20-25.
- Asserto, R., 1963. The Paleozoic Formations in central Elborz (Iran). *Riv. Ital. Paleon. Strati.*, 69 (4): 503-543.
- Bando, Y., 1979. Upper Permian and Lower Triassic ammonoids from Abadeh, Central Iran. *Memoirs of the Faculty of Education, Kagawa University*, 29: 103-128.
- Bando, Y., 1981. Discovery of Lower Triassic ammonites in the Abadeh region of Central Iran. *Geological Survey of Iran, Report*, 49: 73-103.
- Basu, A.R., Petaev, M.I., Poreda, R.J., Jacobsen, S.B., & Becker, L., 2003. Chondritic meteorite fragments associated with the Permian-Triassic boundary in Antarctica. *Science*, 302: 1388-1392.
- Baud, A., 1996. The Permian-Triassic boundary: recent developments, discussion and proposals. *Albertiana*, 18: 6-9.
- Baud, A., 2008. Correlation of Upper Permian localities in the Kuh-e-Ali Bashi area, NW Iran: old collections, old and new data. *Permophiles*, 52: 6-11.
- Baud, A., Holser, W.T., & Magaritz, M., 1989. Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope studies. *Geologische Rundschau*, 78: 1-25.
- Baud, A., Richoz, S., & Marcoux, J., 2005. Calcimicrobial cap rocks from the basal Triassic units: western Taurus occurrences (SW Turkey). *Comp. Rend. Palevol.*, 4: 569-582
- Baud, A., Richoz, S., & Pruss, S., 2007. The lower Triassic anachronistic carbonate facies in space and time. *Global Planet Change*, 55: 81-89

- Becker, L., Poreda, R.J., Basu, A.R., Pope, K.O., Harrison, T.M., Nicholson, & C., Iasky, R., 2004. Bedout: A possible end-Permian impact crater offshore of Northwestern Australia. *Science*, 304 (5676): 1469-1476.
- Becker, L., Poreda, R.J., Hunt, A.G., Bunch, T.E., & Rampino, M.R., 2001. Impact event at the Permian-Triassic boundary: evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science*, 291 (5508): 1530-1533.
- Berner, R.A., 2002. Examination of hypotheses for the Permo-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 99 (7): 4172-4177.
- Cao, C.Q., Wang, W., & Jin, Y.G., 2002. Carbon isotope excursions across the Permian-Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Chinese Science Bulletin*, 47 (13): 1125-1129.
- Davoudzadeh, M., & Weber-Diefenbach, K., 1987. Contribution to the Paleogeography, stratigraphy and tectonic of the Upper Paleozoic of Iran. *N.Jb. Geol. Paleont. Abh.*, 175 (2): 121-146.
- De Wit, M.J., Ghosh, J.G., De Villiers, S., Rakotosolof, N., Alexander, J., Tripathi, A., & Looy, C., 2002. Multiple organic carbon isotope reversals across the Permo-Triassic boundary of terrestrial Gondwana sequences: clues to extinction patterns and delayed ecosystem recovery. *Journal of Geology*, 110 (2): 227-246.
- Erwin, D.H., 1993. The Great Paleozoic Crisis: life and death in the Permian. The Perspectives in Paleobiology and Earth History. *Columbia University Press*, New York. p. 327.
- Ezaki, Y., Liu, J., & Adachi, N., 2003. Earliest Triassic microbialite microto megastructures in the Huaying area of Sichuan Province, South China: implications for the nature of oceanic conditions after the end-Permian extinction. *Palaaios*, 18: 388-402
- Flügel, E., 2010 Microfacies of Carbonate Rocks. *Springer*, Berlin, p. 984.
- Fraiser, M.L., Bottjer, D.J., 2004. The non-actualistic Early Triassic gastropod fauna: a case study of the Lower Triassic Sinbad Limestone Member. *Palaaios*, 19: 259-275.
- Fraiser, M.L., Twitchett, R.J., & Bottjer, D.J., 2005. Unique microgastropod biofacies in the Early Triassic: indicator of long-term biotic stress and the pattern of biotic recovery after the end-Permian mass extinction. *Comp. Rend. Palevol.*, 4: 475-484
- Frech, F., & Arthaber, G.V., 1900. Über das Paläozoicum in Hocharmenien und Persien. Mit einem Anhang über die Kreide von Sirab in Persien. *Beiträge zur Paläontologie und Geologie von Österreich-Ungarn und des Orients*, 12: 161-308.
- Furnish, W.M., & Glenister, B.F., 1970. Permian ammonoid *Cyclolobus* from the Salt Range, West Pakistan. In: Kummel, B., & Teichert, C., (eds.), Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. *Lawrence, KS: Paleontological Institute, University of Kansas. Special Publication*, 4: 153-175.
- Ghaderi, A., Skonieczna, L., & Korn, D., 2011. Problems of stratigraphic correlation of the Permian-Triassic transitional beds in the Transcaucasus and Central Iran. *6<sup>th</sup> symposium of Iranian Paleontological Society*, Kerman, pp.223-231.
- Glaus, M., 1964. Trias und Oberperm in zentralen Elburs (Persien). *Eclogae geol. Helv.*, 57 (2): 497- 508.
- Golshani, F., Partoazar H. & Seyed-Emami K., 1986. Permian-Triassic boundary in Iran. *Memorie della. Societa Geologica Italiana*, 36: 257-262.
- Henderson, C.M., Mei, S.L., Shen, S.Z., & Wardlaw, B.R., 2008. Resolution of the reported Upper Permian conodont occurrences from northwestern Iran. *Permophiles* 51: 2-9.
- Heydari, E., Arzani, N., & Hassanzadeh, J., 2008. Mantle plume: The invisible serial killer — Application to the Permian-Triassic boundary mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 264: 147-162.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, & W.J., 2000. Geochemistry of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran. *Sed. Geol.*, 137: 85-99
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J., & Ghazi, A.M., 2003. Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction: Part 1, Sedimentology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 193: 405-423.
- Heydari, E., Wade, W.J., & Hassanzadeh, J., 2001. Diagenetic origin of carbon and oxygen isotope compositions of Permian-Triassic boundary strata. *Sed. Geol.*, 143: 191-197

- Holser, W.T., & Magaritz, M., 1987. Events near the Permian-Triassic boundary. *Modern Geology*, 11: 155-180.
- Isozaki, Y., Shimizu, N., Yao, J., Ji, Z., & Matsuda, T., 2007. End-Permian extinction and volcanism-induced environmental stress: The Permian-Triassic boundary interval of lower-slope facies at Chaotian, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 218-238.
- Joachimski, M.M., Lai, X., Shen, Sh., Jiang, H., Luo, G., Chen, B., Chen, J., & Sun, Y., 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction. *Geology*, 40: 195-198.
- Kaiho, K., Kajiwar, Y., Nakano, T., Miura, Y., Kawahata, H., Tazaki, K., Ueshima, M., Chen, Z.Q., & Shi, G.R., 2001. End-Permian catastrophe by a bolide impact: evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle. *Geology*, 29 (9): 815-818.
- Kaim, A., & Nützel, A., 2011. Dead bellerophontids walking – The short Mesozoic history of the Bellerophontoidea (Gastropoda). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 308: 190-199.
- Kershaw, S., Li, Y., Crasquin-Soleau, S., Feng, Q., Mu, X., Colli, P.Y., & Reynolds, A., Gu, L., 2007. Earliest Triassic microbialites in the South China block and other areas: controls on their growth and distribution. *Facies*, 53: 409-425
- Kershaw, S., Zhang, T., & Lan, G., 1999. A microbialite carbonate crust at the Permian-Triassic boundary in south China, and its palaeoenvironmental significance. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 146: 1-18
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Canfield, D.E., & Grotzinger, J.P., 1996. Comparative earth history and late Permian mass extinction. *Science*, 273: 452-457.
- Kotlyar, G.V., Zakharov, Y.D., Koczyrkevich, B.V., Kropatcheva, G.S., Rostovcev, K.O., Chedija, I.O., Vuks, G.P., & Guseva, E.A., 1983. Pozdnepermiskiy etap evolyutsii organicheskogo mira. Dzul'ficheskiy i dorashamskiy yarusy SSSR. In: Gramm, M.N., & Rostovcev, K.O., (ed.), Permo-Triasovaya stadiya geologicheskoy evolyutsii. mezhdunarodnoy programmy geologicheskoy korrelatsii, Proekt No 106: 1-70.
- Kozur, H., Leven, E.Y., Lozovskiy, V.R., & Pyatakova, M.V., 1980. Subdivision of Permian-Triassic Boundary beds in Transcaucasia on the basis of conodonts. *International Geology Review*, 22 (3): 361-368.
- Kozur, H.W., 1998. Some aspects of the Permian-Triassic boundary and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 227-272.
- Kozur, H.W., 2003a. Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to stage/substage divisions and the numeric ages of the Triassic age. *Albertiana*, 28: 57-74.
- Kozur, H.W., 2003b. Integrated Permian ammonoid, conodont, fusulinid, marine ostracod and radiolarian biostratigraphy. *Pennophiles*, 42: 24-32.
- Kozur, H.W., 2004. Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran, Part I: Taxonomy. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B, Beiheft*, 18: 39-68.
- Kozur, H.W., 2005. Pelagic uppermost Permian and the Permian-Triassic boundary conodonts of Iran. Part II: Investigated sections and evaluation of the conodont faunas. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B, Beiheft*, 19: 49-86.
- Kozur, H.W., 2007. Biostratigraphy and event stratigraphy in Iran around the Permian-Triassic Boundary (PTB): Implications for the causes of the PTB biotic crisis. *Global and Planetary Change*, 55: 155-176.
- Krull, E.S., Lehrmann, D.J., Druke, D., Kessel, B., Yu, Y.Y., & Li, R.X., 2004. Stable carbon isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary in shallow marine carbonate platforms. Nanpanjiang Basin, south China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204 (3-4): 297-315.
- Lehrmann, D.L., Payne, J.L., Felix, S.V., Dillett, P.M., Wang, H., Yu, Y., & Wei, J., 2003. Permian-Triassic boundary sections from shallow-marine carbonate platforms of the Nanpanjiang Basin, South China: implications for oceanic conditions associated with the end-Permian extinction and its aftermath. *Palaios*, 18:138-152.
- Mamet, B., & Pr at, A., 2003. Sur l'origine bact erienne et fongique de la pigmentation de l' Ammonitico Rosso (Jurassique, région de V rone, Italie du nord). *Rev Micropal ont*, 46: 35-46.
- Mamet, B., & Pr at, A., 2005. Why is red marble red? *Rev. Espan. Micropaleont.*, 37: 13-21.
- Mamet, B., & Pr at, A., 2006. Iron-bacterial mediation in Phanerozoic red limestones: State of the art. *Sed. Geol.*, 185: 147-157.



- Mohtat Aghai, P., Vachard, D., & Krainer, K., 2009. Transported Foraminifera in the Palaeozoic deep red Nodular Limestones; Exemplified by Latest Permian Neoendothyra in the Zal section (Julfa area, NW Iran). *Rev. Espan. Micropaleont.*, 41: 197-213.
- Morgan, J.P., Reston, T.J., & Ranero, C.R., 2004. Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and 'impact signals': are mantle plume-induced lithospheric gas explosions. *Earth and Planetary Science letters*, 217 (3-4): 263-284.
- Mundil, R., Metcalfe, I., Ludwig, K.R., Renne, P.R., Oberli, F., & Nicoll, R.S., 2001. Timing of the Permian-Triassic biotic crisis: implications from new zircon U/Pb age data (and their limitations). *Earth and Planetary Science letters*, 187 (1-2): 131-145.
- Partoazar, H., 2002. Permian-Triassic boundary conodonts from Julfa-Abadeh Belt along Northwest and Central Iran. *Permophiles*, 41: 34-40.
- Payne, J.L., & Kump, L.R., 2007. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth and Planetary Science Letters*, 256 (1-2): 264-277.
- Préat, A., Loreau, J.P., Durlot, C., & Mamet, B., 2006. Petrography and biosedimentology of the Rosso Ammonitico Veronese (Mid- dle-Upper Jurassic, Northeastern Italy). *Facies*, 52: 265-278.
- Préat, A., Mamet, B., De Ridder, C., Boulvain, F., & Gillan, D., 2000. Iron bacterial and fungal mats, Bajocian stratotype (Mid-Jurassic, northern Normandy, France). *Sed. Geol.*, 137: 107-126.
- Préat, A., Mattielli, N.L., De Jong, J., & Mamet, B., 2008. Stable iron isotopes confirm microbial mediation in red pigmentation of the Rosso Ammonitico (Mid-Late Jurassic, Verona Area, Italy). *Astrobiology*, 8: 841-857.
- Raup, D.M., 1991. A kill curve for Phanerozoic Marine species. *Paleobiology*, 17 (1): 37-48.
- Renne, P.R., Zhang, Z., Richards, M.A., Black, M.T., & Basu, A.R., 1995. Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science*, 269 (5229): 1413-1416.
- Richoz, S., 2006 Stratigraphie et variations isotopiques du carbone dans le Permien supérieur et le Trias inférieur de la Néotéthys (Turquie, Oman et Iran). *Mem. Géol.*, Lausanne, p. 251
- Richoz, S., Krystyn, L., Baud, A., Brandner, R., Horacek, M., & Mohtat-Aghai, P., 2010. Permian-Triassic boundary interval in the Middle East (Iran and N. Oman): progressive environmental change from detailed carbonate carbon isotope marine curve and sedimentary evolution. *J. Asian Earth Sci.*, 39: 236-253
- Rostovtsev, K.O., & Azaryan, N.R., 1971. The Permian-Triassic boundary in Transcaucasia. *Bull. Canadian petrol. Geol.*, 19: 349-350.
- Rostovtsev, K.O., & Azaryan, N.R., 1973. The Permian-Triassic Boundary in Transcaucasia. In: The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 2: 89-99.
- Ruzhentsev, V.E., & Sarycheva, T.G., (Eds.), 1965. Razvitie i smena morskich organismov na rubezhe paleozoja i mezozoja. *Trudy Paleont. Inst. AN SSSR*, 108: 431 pp.
- Ruzhentsev, V.E., & Shevyrev, A.A., 1965. Sostav i razvitie organicheskikh grupi Ammonoidei. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 108: 47-57.
- Ruzhentsev, V.E., Sarycheva, T.G., & Shevyrev, A.A., 1965. Biostratigraficheskie vyvody. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 108: 93-116.
- Schenck, H.G., Hollis, D., Hedberg, C.W., Tomlinson, J., Eeton, E., & White, R.T., 1941. Stratigraphic nomenclature. *Bull. American Assoc. Petrol. Geol.*, 25 (12): 2195-2202.
- Sepkoski, J.J.Jr., 1990. The taxonomic structure of periodic extinction. In: Sharpton, V.L., Ward, P.O., (eds.), Global Catastrophes in Earth History. *Geological Society of America, Special Paper*, 247: 33-44.
- Shabanian, R., & Bagheri, M., 2008. Permian in Northwest of Iran. *Permophiles*, 51: 28-31.
- Shen, S.Z., & Mei, S.L., 2010. Lopingian (Late Permian) high-resolution conodont biostratigraphy in Iran with comparison to South China zonation. *Geological Journal*, 45: 135-161.
- Shevyrev, A.A., 1965. Nadortyad Ammonoidea. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 108: 166-182.
- Shevyrev, A.A., 1968. Triasovye ammonoidei Yuga SSSR. *Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR*, 119: 1-272.
- Spinosa, C., Furnish, W.M., & Glenister, B.F., 1970. Araxoceratidae, Upper Permian ammonoids, from the

- western Hemisphere. *J. Paleont.*, 44: 730–736.
- Stepanov, D.L., Golshani, F., & Stöcklin, J., 1969. Upper Permian and Permian–Triassic Boundary in North Iran. *Geological Survey of Iran, Report*, 12: 1–72.
- Stoyanow, A.A., 1910. On the character of the boundary of Palaeozoic and Mesozoic near Djulfa. *Zap. Imp. S.-Peterburgskago Miner. Obshch., nov. Ser.*, 47: 61–135.
- Sweet, W.C., & Mei, S.L., 1999. The Permian Lopingian and basal Triassic sequence in Northwest Iran. *Permophiles* 33: 14–18.
- Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K., Shimizu, D., Bando, Y., Ishi, K., Murata, M., Okimura, Y., Sakagami, S., Nakamura, K., & Tokuoka, T., (Iranian-Japanese Research Group) (1981). The Permian and Lower Triassic Systems in Abadeh region, Central Iran. *Memoirs of Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, 47: 62–133.
- Teichert, C., Kummel, B., & Sweet, W.C., 1973. Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, northwestern Iran. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 145: 359-472.
- Wang, Q., Tong, J., Song, H., & Yang, H., 2009. Ecological evolution across the Permian/Triassic boundary at the Kangjiaping section in Cili County, Hunan Province, China. *Sci. China.*, 52: 797–806
- Wignall, P.B., & Hallam, A., 1992. Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 21-46.
- Wignall, P.B., & Twitchett, R.J., 1996. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science*, 272 (5265): 1155-1158.
- Wignall, P.B., & Twitchett, R.J., 2002. Extent, duration and nature of the Permian-Triassic superanoxic event. *Geological Society of America Special Paper*, 356: 395-413.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, Berlin, p. 471.
- Xie, Sh., Pancost, R.D., Huang, J., Wignall, P.B., Yu, J., Tang, X., Chen, L., Huang, X., & Lai, X., 2007. Changes in the global carbon cycle occurred as two episodes during the Permian-Triassic crisis. *Geology*, 35 (12): 1083-1086.
- Yin, H., Feng, Q., Lai, X., Baud, A., & Tong, J., 2007. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian-Triassic boundary. *Global and Planetary Change*, 55 (1-3): 1-20.
- Yin, H.F., Zhang, K.X., Tong, J.N., Yang, Z.Y., & Wu, S.B., 2001, The global Stratotype Section and Point of the Permian-Triassic boundary. *Episodes*, 24: 102–114.
- Zakharov, Y.D., 1992. The Permo-Triassic boundary in the southern and eastern USSR and its intercontinental correlation. In: Sweet, W.C., Yang, Z., Dickins, J.M., & Yin, H., (Eds.), Permo-Triassic events in the eastern Tethys. *Cambridge (Cambridge University Press)*, 46-55.
- Zhang, R., Follows, M.J., Crotzinger, J.P., & Marshall, J., 2001. Could the late Permian deep ocean have been anoxic? *Paleoceanography*, 16 (3): 317-329.

## **New insight on Stratigraphic correlation of the Permian-Triassic transitional beds in the Transcaucasus and northwest of Iran: Problems and guidelines**

**Ghaderi, A<sup>1\*</sup>, Ashouri, A.R.<sup>2</sup>, Korn, D.<sup>3</sup>, Mahmoudi Gharaie, M.H.<sup>4</sup>, Leda, L.<sup>5</sup>**

1- Ph.D. Student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Professor, Department of Paleontology, Museum für Naturkunde, Berlin, Germany

4- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

5- Lecturer, Department of Paleontology, Museum für Naturkunde, Berlin, Germany

**\*E-mail: [abbas.ghaderi@gmail.com](mailto:abbas.ghaderi@gmail.com)**

### **Abstract**

Permian–Triassic boundary sections in Iran belong to the best exposures of this important time interval worldwide and work as a standard for the transition beds in the Central Tethyan Realm. Increasing interest in these sections helps to solve a number of problems such as differences in lithostratigraphy, ammonoid and conodont biostratigraphy and different interpretations of the depositional environment. In this research, Ali Bashi Mountains sections are compared together and with transcaucasus sections and obstacles for a high resolution correlation are discussed. Moreover, objections about continuity of the Late Permian successions of Ali Bashi Mountains are investigated and appropriate responses are presented to them.

**Keywords:** Correlation, Permian, Triassic, Julfa, Transcaucasus.