



تأثیر فرونشینی تکتونیکی بر روی رسوبات وچپاپینگین در نواحی آبادیه و جلفا سکینه عارفی فرد

دانشگاه لرستان، خرم آباد، arefi.s@lu.ac.ir

چکیده

رسوبات وچپاپینگین در نواحی جلفا و آبادیه عمدتاً متشکل از تناوب نهشته‌های شیلی و آهکی می‌باشد. در برش‌های مطالعه شده در جلفا و آبادیه تغییرات فونایی و ریزرخساره‌ای بین نهشته‌های وچپاپینگین زیرین و بالایی کاملاً مشهود بوده که ناشی از افزایش عمق حوضه و بالا آمدن سطح آب می‌باشد. با توجه به محتویات فونایی و نوع ریزرخساره‌های موجود، بخش‌های زیرین وچپاپینگین دارای ویژگی‌های رمپ میانی و بخش‌های بالایی آن عمدتاً یک محیط رمپ بیرونی را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج بدست آمده قبلی از منحنی‌های فرونشینی برای نواحی البرز و آبادیه، حادثه ریف‌تینگ پرمین آغازی با فرونشینی شدید در پرمین میانی و بالایی همراه بوده و یک روند افزایش فرونشینی از شمال (البرز) به طرف جنوب (آبادیه) را نشان می‌دهد. این فرآیند افزایش فرونشینی تکتونیکی، افزایش ضخامت توالیها از شمال به سمت جنوب را نشان می‌دهد که در نهشته‌های وچپاپینگین دو ناحیه جلفا و آبادیه نیز قابل شناسایی است، بطوریکه در ناحیه آبادیه ضخامت رسوبات وچپاپینگین در مقایسه با رسوبات همزمان خود در ناحیه جلفا ۴ برابر بیشتر است. با توجه به وضعیت ساختاری بلوک آبادیه-همبست و قرارگیری آن بین گسل‌های نرمال و ایجاد گرابن در فاصله زمانی پرمین-تریاس تأثیر تکتونیک همزمان با رسوبگذاری در این ناحیه مشهود است. افزایش ضخامت نهشته‌ها در ناحیه آبادیه بیشتر مربوط به بخش‌های زیرین وچپاپینگین است و بخش‌های بالایی آن که شامل واحد ۶ سازند همبست است و تقریباً معادل با طبقات جلفای بالا در ناحیه جلفا می‌باشد اختلاف ضخامت قابل توجهی را نشان نمی‌دهد. علاوه براین، افزایش فرونشینی تکتونیکی باعث بالا آمدن بیشتر سطح آب دریا و عمیق شدگی شده که با کاهش اندازه و تنوع براکیوپودها و فراوانی استراکدهای با پوسته کوچک و سوزن اسفنج در طبقات جلفای بالایی و فراوانی فونای پلاژیک نظیر کنودونتها و آمونوئیدها در واحد ۶ سازند همبست همراه بوده است.

واژه‌های کلیدی

پرمین میانی، محیط‌های رسوبی، تکتونیک، ریزرخساره، جلفا و آبادیه



۱. مقدمه

در ایران برش‌های چینه‌شناسی آلی باشی و زال در ناحیه جلفا و برش چینه‌شناسی دره همبست در ناحیه آباده از برش‌های شناخته شده برای مطالعه توالی پرمو-تریاس می‌باشند. تاکنون مطالعات بایوستراتیگرافی متعددی با تمرکز ویژه بر روی مرز پرمو-تریاس بر روی برش‌های فوق صورت گرفته و بایوزونهای دقیقی برای تعیین سن رسوبات پرمین بالایی و تعیین محل مرز پرمین و تریاس در برش‌های آلی باشی، زال و دره همبست ارائه شده است (Stepanov et al., 1969; Teichert et al., 1973; Taraz et al., 1981; Sweet and Mei, 1999a,b; Mohtat-Aghaei and Vachard, 2003, 2005; Kozur, 2004, 2005, 2007, Shen and Mei, 2010; Ghaderi et al., 2014a,b; Korn et al., 2016; Leda et al., 2014; Gliwa et al., 2020). رسوبات چنگسینگین بالایی و مرز پرمین و تریاس در برش‌های آلی باشی، زال و دره ارس در ناحیه جلفا در شمال غرب ایران توسط لدا و همکاران (Leda et al., 2014) و گلیوا و همکاران (Gliwa et al., 2020) و در برش باغوک در جنوب غرب ایران توسط لدا و همکاران (Leda et al., 2014) بررسی شده است. شرایط محیطی که منجر به انقراض عظیم انتهای پرمین شد هنوز قابل بحث بوده و مطالعه ریزرخساره‌های پرمین بالایی و محتویات فونایی آنها به درک ما از شرایط محیطی گذشته که به بزرگترین بحران زیستی فائوزوئیک انجامید کمک می‌کند. علیرغم مطالعات گسترده بر روی رسوبات اشکوب چنگسینگین و مرز پرمو-تریاس در برش‌های موجود در جلفا و آباده تاکنون بررسی دقیق ریزرخساره‌ها و نهشته‌های رسوبی و چیاپینگین در نواحی مورد نظر صورت نگرفته است. با توجه به اهمیت جهانی نهشته‌های پرمین بالایی در دو ناحیه جلفا و آباده به مانند رسوبات همزمان خود در جنوب چین که بعنوان برش تیپ لوپینگین در نظر گرفته شده‌اند لذا مطالعه دقیق ریز رخساره‌ها و چیاپینگین در فهم بهتر چگونگی تغییرات محیطی می‌تواند موثر باشد.

۲. لیتوستراتیگرافی و بایوستراتیگرافی برش‌های مورد مطالعه

برش‌های در نظر گرفته شده در منطقه جلفا شامل برش آلی باشی در ۹ کیلومتری غرب جلفا و برش زال در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب جلفا و ۲/۵ کیلومتری شمال روستای زال قرار گرفته‌اند. در این دو برش رسوبات و چیاپینگین سازند جلفا نامیده می‌شود که با توجه به تغییر رنگ و تفاوت فونا در دو بخش زیرین و بالایی آن به دو ممبر طبقات جلفای زیرین (Lower Julfa Beds) و طبقات جلفای بالایی (Upper Julfa Beds) تقسیم می‌شود. ضخامت سازند جلفا در برش آلی باشی ۳۵/۵ متر و در برش زال ۳۴ متر می‌باشد. طبقات جلفای زیرین به ضخامت ۲۰/۵ متر در برش آلی باشی و ۲۲ متر در برش زال بوده و بصورت همشیب بر روی سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره تا سیاه سازند خاچیک به سن کپیتانین قرار می‌گیرد. در برش آلی باشی طبقات جلفای زیرین متشکل از سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه خاکستری با میان لایه‌های شیلی آهکی در بخش زیرین است که به سمت بالا از میزان میان لایه‌های شیلی کاسته می‌شود. ریزرخساره‌هایی آهکی عمده در طبقات جلفای زیرین در برش آلی باشی شامل بیوکلاستیک و کستون و بیوکلاستیک پکستون با آشفستگی زیستی و همچنین مادستون فسیل‌دار می‌باشند. در برش زال طبقات جلفای زیرین به لحاظ لیتولوژی تا حدودی با نهشته‌های معادل خود در برش آلی باشی تفاوت دارند بطوریکه تناوب آهک و شیل در سرتاسر طبقات جلفای زیرین غالب بوده و تناوب‌های آهکی بخش‌های بالایی جلفای زیرین نودولار می‌باشند. در برش زال ریزرخساره‌های طبقات جلفای زیرین تنوع بیشتری را دارا می‌باشند بطور غالب شامل بیوکلاستیک و کستون، بایوکلاستیک پکستون، پلوئیدال پکستون، رادیولاریا و کستون، بایوکلاستیک پلوئیدال و کستون و مادستون فسیل‌دار است. در هر دو برش طبقات جلفای زیرین با براکیوپودهای فراوان عمدتاً *Araxithyris* و *Permophricodothyris* مشخص می‌شوند. طبقات جلفای بالایی بطور همشیب بر روی طبقات جلفای زیرین و با تغییر رنگ واضح قرمز رنگ قرار گرفته‌اند. طبقات جلفای بالایی در برش آلی باشی دارای ضخامت ۱۵ متر و در برش زال دارای ضخامت ۱۳ متر می‌باشد. در برش آلی باشی طبقات جلفای بالایی مرکب از سنگ‌آهک‌های قرمز تا مایل به صورتی نازک تا متوسط لایه با تعدادی میان لایه‌های آهکی است ولی بخش‌های بالایی آن صرفاً از آهک‌های نودولار فاقد میان لایه‌های شیلی تشکیل شده است. در آهک‌های طبقات جلفای بالایی ریزرخساره‌هایی نظیر بایوکلاستیک استراکد و کستون، بایوکلاستیک و کستون آرژیلیتی و بایوکلاستیک رادیولر و کستون مشاهده می‌شود. بطور کلی استراکدها، سوزن اسفنج و رادیولرها عناصر اسکلتی غالب در طبقات جلفای بالایی بوده در حالیکه در طبقات جلفای زیرین براکیوپودها در مقایسه با سایر عناصر اسکلتی فراوانتر هستند.



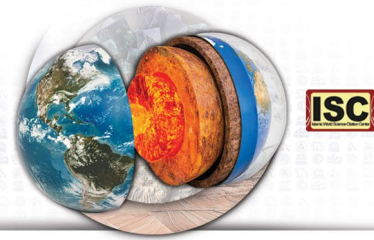
برش‌های مطالعه شده در دره همبست شامل برش آباده A در دامنه جنوب شرقی دره اصلی همبست و در ۳۵ کیلومتری جنوب شرق آباده و برش آباده B در حدود ۲ کیلومتری شمال غرب برش آباده A می‌باشند. در مطالعات قبلی در دره همبست، بخش بالایی واحد ۵ سازند آباده و واحد ۶ سازند همبست بعنوان نهشته‌های وچپایینگین معرفی شدند (Korte et al., 2004). مطالعه فرامینفرهای پرمین میانی و بالایی در دره همبست نشان داد که وچپایینگین از بخش میانی زیرواحد 4b سازند آباده با ظهور زون *Pseudodunbarula-Cononofusiella kwangsiana* شروع می‌شود و بنابراین رسوبات وچپایینگین شامل بخش‌های میانی و بالایی زیرواحد 4b (به ضخامت ۷۰ متر در برش آباده A ولی در برش آباده B بدلیل اینکه زون فرامینفری *Pseudodunbarula-Codonofusiella kwangsiana-Reichelina cf. changhsingensis* تنها در آهک‌های خاکستری ضخیم‌لایه به ضخامت ۴ متر رخمون دارند که احتمالاً به لحاظ لیتولوژی مشابه واحد ۵ سازند آباده در برش آباده A بوده و تنها به واحد ۵ نسبت داده می‌شوند و رسوبات زیرواحد 4b سازند آباده در برش آباده B رخمون ندارند)، واحد ۵ سازند آباده (به ضخامت ۵۰ متر در برش آباده A و ۴ متر در برش آباده B) و واحد ۶ سازند همبست (به ضخامت ۲۰ متر در برش آباده A و ۱۶ متر در برش آباده B) می‌باشد. بخش‌های میانی و بالایی زیرواحد 4b سازند آباده متشکل از شیلهای خاکستری در تناوب با آهک‌های نازک تا متوسط‌لایه خاکستری روشن تا تیره است که عمدتاً دارای ریزرخساره‌های بایوکلاستیک و کستون-پکستون و تعداد معدودی آنگال بایوکلاستیک و کستون-پکستون می‌باشد. واحد ۵ سازند آباده دارای آهک‌های خاکستری تیره متوسط تا ضخیم‌لایه است که با ریزرخساره‌های آنگال پکستون و بایوکلاستیک آنگال و کستون-پکستون مشخص می‌شود. واحد ۶ سازند همبست بطور همشیب بر روی آهک‌های خاکستری واحد ۵ سازند آباده و در زیر شیل و آهک‌های قرمز رنگ واحد ۷ سازند همبست قرار گرفته‌اند. واحد ۶ سازند همبست عمدتاً متشکل از تناوب آهک‌های شیلی سبز روشن و سنگ‌آهک‌های میکریتی نازک‌لایه خاکستری روشن هستند. ریزرخساره‌های غالب در لایه‌های آهکی در این واحد شامل مادستون در آهک‌های میانی آن بوده ولی در آهک‌های بالایی واحد ۶ کرینوبیدال و کستون، بایوکلاستیک اینتراکلاستیک و کستون و بایوکلاستیک و کستون با آشفستگی زیستی مشاهده می‌شود. برایکیپودها در مقایسه با طبقات جلفا در ناحیه جلفا گسترش بسیار کمتری داشته و فونای پلاژیک نظیر کنودونت و آمونوئید از واحد ۶ سازند همبست گزارش شده است (Taraz et al., 1981).

۳. ریزرخساره‌های و محیط رسوبگذاری نهشته‌های وچپایینگین در برش‌های مطالعه شده

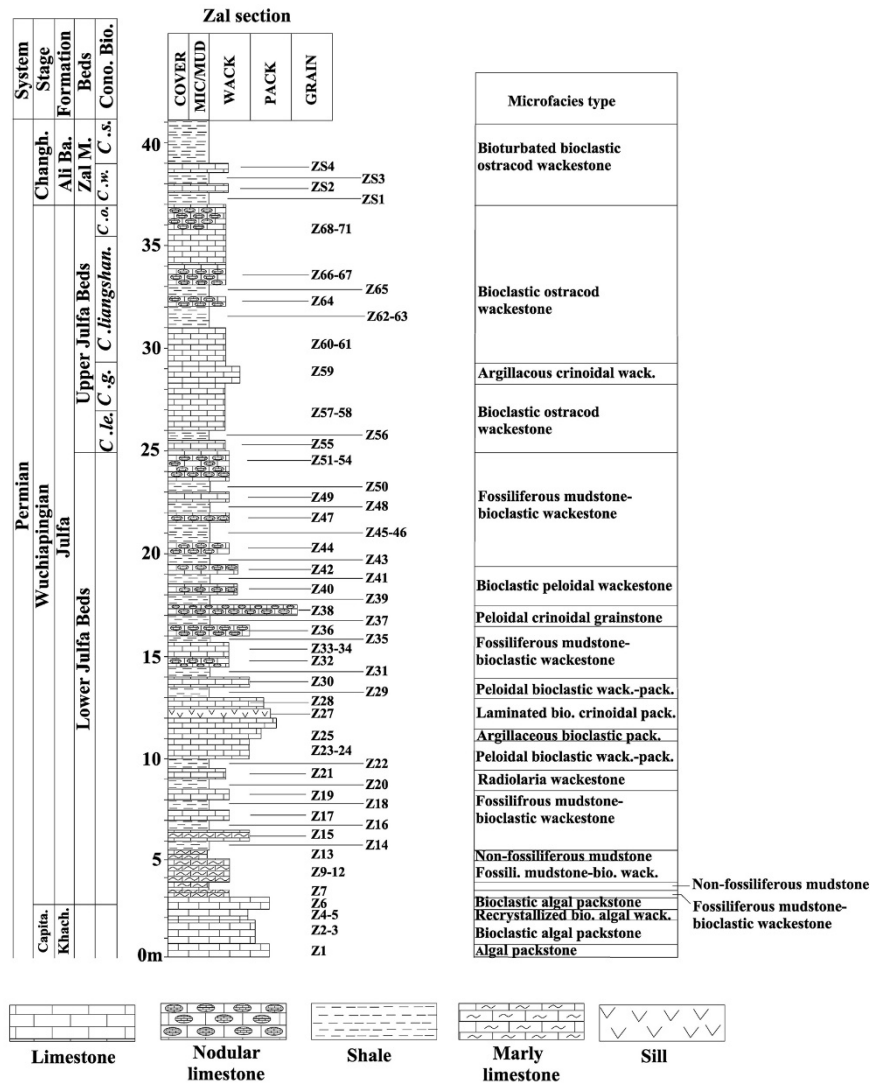
بر اساس بافت، مشکله‌های اصلی، ساختار رسوبی و محتویات فسیلی مطالعات سنگ‌شناسی نمونه‌های کربناته منجر به شناسایی چندین ریزرخساره گردید که از موقعیت نزدیک (proximal) به سمت موقعیت دورتر (distal) نسبت به ساحل به ترتیب به رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی گروه بندی می‌شوند. فهرست کاملی از ریزرخساره‌ها در در طول توالی وچپایینگین در برش‌های مورد مطالعه در شکل‌های ۱ تا ۴ آورده شده است.

۴. ارتباط نهشته‌های وچپایینگین با فرونشینی تکتونیکی پرمین بالایی در ایران

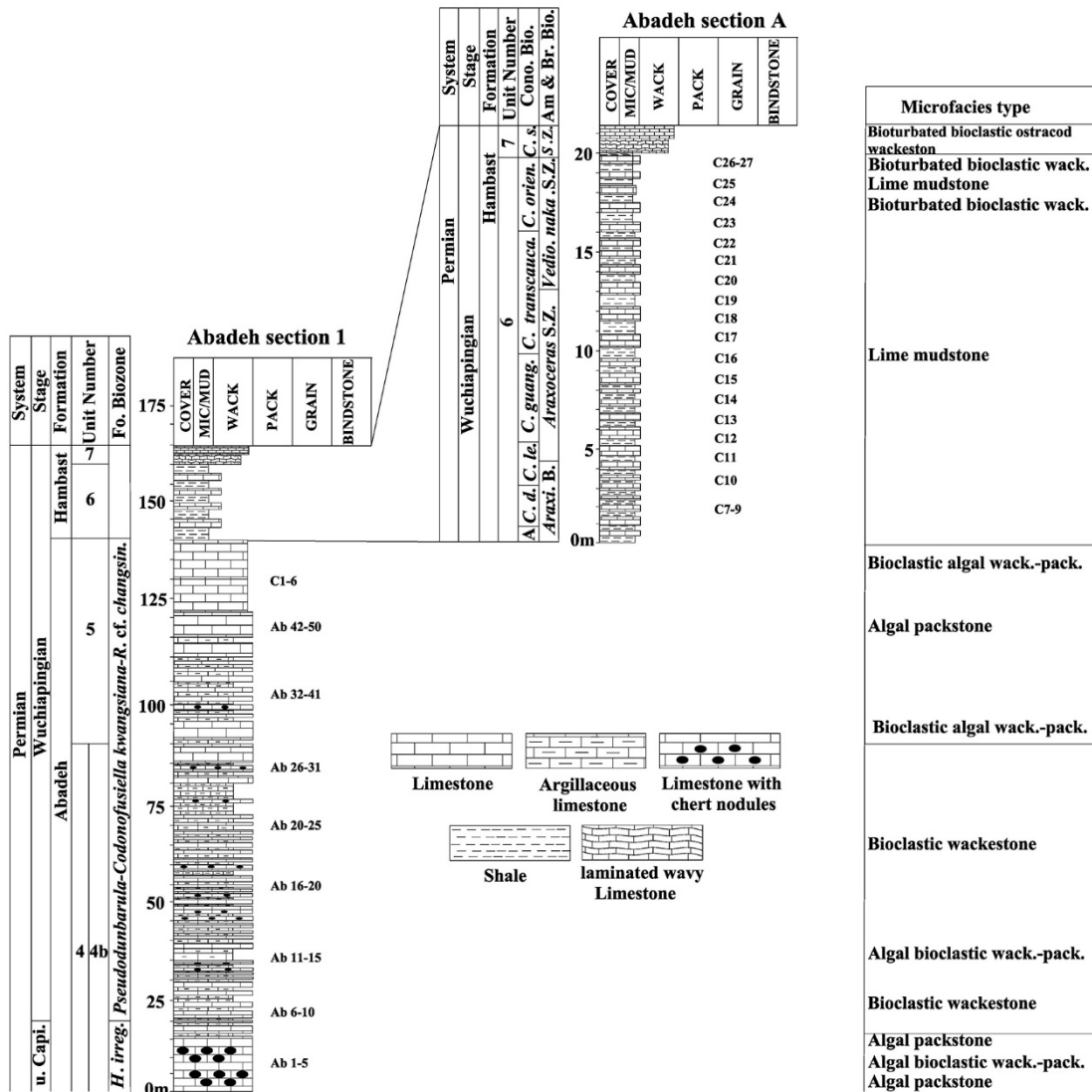
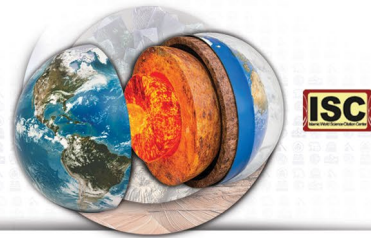
پالئوزوئیک پسین - تریاس آغازی دوره ای از بازسازی مهم تکتونیکی در تاریخ زمین می‌باشد. از برخورد لورازیا و گندوانا ابر قاره پانگه آ بوجود آمد و متعاقباً نئوتتیس در طول حاشیه شرقی گندوانا باز شد در حالیکه اقیانوس پالئوتتیس در حال فروانش در طول حاشیه جنوبی اورازیا بود. یک نواری متشکل از قطعات یا بلوک‌های پوسته ای گندوانا بنام بلوک‌های سیمین شامل ایران، افغانستان، کاراکورام، کیانگ تانگ و سایر بلوک‌ها از حاشیه شرقی گندوانا جدا شدند و به سمت شمال بطرف استوا حرکت کردند که نهایتاً با حاشیه اورازیا برخورد کرده و و منجر به کوهزایی سیمین شدند (Sengor, 1979; Ruban et al., 2007; Muttoni et al., 2009a,b). کمر بند همبست-آباده به پهنای حدود ۲۵ کیلومتر در جهت شمالغرب (تا ۳۰۰ کیلومتر) و در جهت جنوب شرق تا ۱۵۰ کیلومتر امتداد دارد (Taraz et al., 1981). این کمر بند توسط گسل‌های شمال و قائم از کمر بند دگرگونی اقلید در جنوب غرب و فرو نشست گاوخونی در شمال شرق جدا می‌شود. ناحیه آباده و نواحی اطراف آن دارای ویژگی بلوک گسلی بوده و شامل هورست‌ها و گرابن‌های فعال از زمان پرکامبرین به بعد بوده است. با توجه به این ویژگی ساختاری، ناحیه آباده در طول پالئوزوئیک در دونین زیرین، کربنیفر پسین و ابتدای پرمین بصورت هورست و در دونین بالایی، کربنیفر زیرین و از آرتنسکین تا تریاس بصورت گرابن بوده است.



ایران نشان دهنده وجود یک ترف در راندگی اصلی زاگرس است (Edgell, 1977). ستونهای چینششناسی پرمین-تریاس نشان دهنده یک روند ضخیم شدگی چینه های پرمین و تریاس از البرز به طرف خط درز زاگرس است. بعنوان مثال در ناحیه جلفا توالی پرمین که با یک ناپیوستگی بر روی سنگهای آتشفشانی-رسوبی به سن دونین-کربنیفر؟ قرار می گیرد با رسوبات آواری معادل با سازند دورود (Assereto, 1963) (به ضخامت ۱۱۰ متر) شروع می شود که بر روی آن نهشته های دریایی کربناته پرمین-تریاس به ضخامت ۱۰۱۰/۵ متر بصورت ناپیوسته قرار می گیرند (Stepanov et al., 1969). در مقابل در ناحیه آباءه، نهشته های پرمین تا تریاس با ضخامت ۳۵۰۰ متر از زمان آرتنسکین تا رتین بطور پیوسته نهشته شده اند و با ناپیوستگی بر روی رسوبات کربنیفر بالا قرار می گیرند. بازسازی پروفایل های فرونشینی از یک برش چینششناسی پرمو-تریاس در ناحیه آباءه نشان دهنده فرونشینی نسبتا کم در طی ریفتینگ پرمین زیرین می باشد که با فرونشینی شدیدتر از نوع فرونشینی گرمایی در پرمین میانی تا تریاس دنبال شده است (Saeidi et al., 1997).



شکل ۲. نمایش ستون چینششناسی و فهرست ریزرخساره ها آهکی و چیاپینگین در سرتاسر برش زال، ناحیه جلفا.

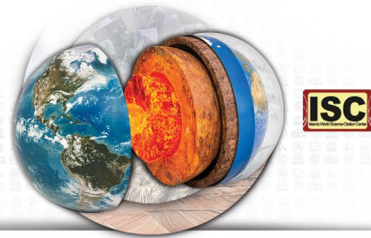


شکل ۳. نمایش ستون چینه‌شناسی و فهرست ریزرخساره‌های آهکی و چیاپینگین در سرتاسر برش آباده A، دره همبست، ناحیه آباده.

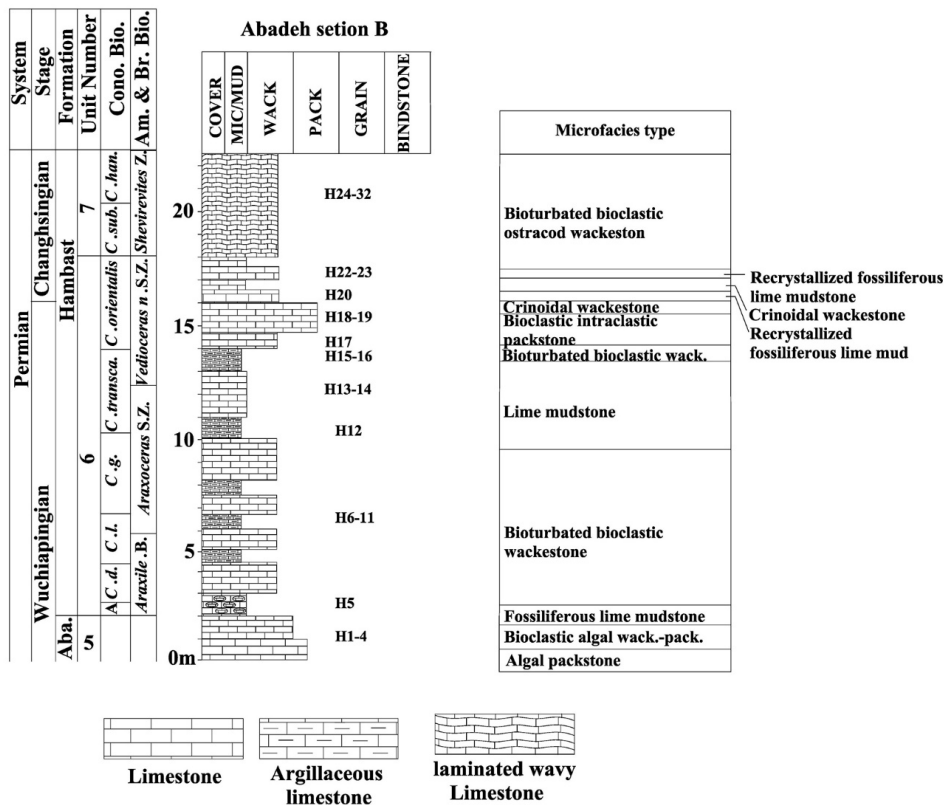
با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه شامل برشهای چینه‌شناسی در نواحی جلفا و آباده می‌باشد تغییر ضخامت در نهشته‌های وچیاپینگین در دو ناحیه مورد مطالعه که یکی در زون البرز (ناحیه جلفا) و دیگری در زون سنندج-سیرجان (در مجاورت زون روانده زاگرس) می‌تواند تاثیر فرونشینی تکتونیکی در حوضه رسوبی پرمین بالایی و افزایش روند آن به سمت جنوب را بخوبی نشان دهد.

۵. نتیجه گیری

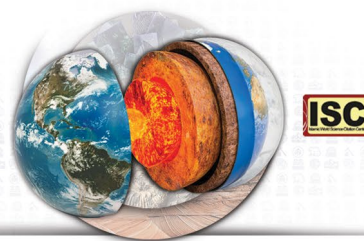
رسوبات وچیاپینگین در برشهای شناخته شده پرمو-تریاس بنامهای زال و آلی‌باشی در ناحیه جلفا در شمال‌غرب ایران و دو برش آباده A و آباده B در دره همبست در ناحیه آباده در جنوب‌غرب ایران جهت مطالعه ریزرخساره‌ها و تغییرات فونایی آنها و تاثیر فرونشینی تکتونیکی پرمین پسین بر روی آنها مورد بررسی قرار گرفتند. در ناحیه جلفا، وچیاپینگین زیرین با تناوب شیل و آهک‌های حاوی براکیوپود فراوان طبقات جلفای زیرین مشخص می‌شود که حاوی ریزرخساره‌هایی نظیر مادستون فسیلدار، بایوکلاستیک و کستون دارای آشفستگی زیستی، کرینوئیدال و کستون و بایوکلاستیک پکستون مشخص می‌شود. طبقات جلفای بالایی که بخش بالایی وچیاپینگین را شامل



می‌شود دارای تنوع ریزرخساره ای و فونایی کمتری نسبت به طبقات جلفای زیرین بوده و اندازه دانه‌های اسکلتی آنها نیز کاهش نشان می‌دهد. این تغییرات ریزرخساره‌ای و فونایی فاحش بین طبقات جلفای زیرین و بالایی در طی وچپاپینگین در نتیجه افزایش عمق حوضه و بالا آمدن سطح آب صورت پذیرفته است. در ناحیه آباده در برش‌های مورد مطالعه نهشته‌های وچپاپینگین بویژه وچپاپینگین زیرین دارای ضخامت بسیار قابل توجهی در مقایسه با نهشته‌های همزمان خود در ناحیه جلفا بوده و متشکل از شیل‌های خاکستری با میان لایه‌های آهکی در بخش‌های میانی و بالایی زیرواحد 4b و آهک‌های واحد 5 سازند آباده و تناوب شیل‌های سبز و آهک‌های میکریتی واحد 6 سازند همبست است. با توجه به وضعیت تکتونیک فعال در ناحیه آباده در اواخر پالئوزوئیک و قرارگیری آن در بین گسل‌های نرمال و قائم و ایجاد گرابن تاثیر تکتونیک همزمان با رسوبگذاری در این ناحیه مشهود است. توزیع رخساره‌ها و فونای موجود و همچنین مشخصات صحرایی زیرواحد 4b و واحد 5 سازند آباده حاکی از موقعیت رمپ میانی و درونی است که در واحد 6 سازند آباده با تغییر لیتولوژی و حضور فونای پلاژیک نظیر کنودونت و آمونوئید بویژه در بخش‌های میانی و بالایی بوده و ریزرخساره‌های موجود در آنها ویژگی یک رمپ بیرونی را نشان می‌دهد. با توجه به تغییرات ضخامت در برش‌های جلفا نسبت به برش‌های آباده و وجود رخساره‌ها و فونای عمیق‌تر بویژه در بخش بالایی وچپاپینگین به نظر می‌رسد که فرونشینی تکتونیکی پرمین پسین و افزایش روند آن از شمال (البرز)، که ناحیه جلفا در آن واقع شده، بطرف جنوب که برش‌های آباده قرار دارند تاثیرات خود را بجا گذاشته است. از آنجائیکه سطح جهانی آب دریا بعد از افت چشمگیر آن در انتهای پرمین میانی هنوز در زمان پرمین پسین افزایش چندانی نداشته است لذا می‌توان چنین استنباط کرد که فرونشینی تکتونیکی در مقایسه با تغییرات جهانی سطح آب دریا نقش بسزایی در افزایش عمق حوضه و بالا آمدن سطح آب داشته و عامل اصلی تغییر ضخامت نهشته‌های وچپاپینگین و همچنین تغییرات فونایی بین وچپاپینگین زیرین و وچپاپینگین بالایی بوده است.



شکل ۴. نمایش ستون چینه شناسی و فهرست ریز رخساره‌ها آهکی وچپاپینگین در سرتاسر برش آباده B، ناحیه آباده.



منابع

- [1] Tomas, T., Gupta, B., Carlos, F., 2000. Supply chain management: Theory and Systems, Academic Press, Tehran, 54-63.
- [2] Assereto, R., 1963. The Paleozoic Foraminifera in Central Elborz (Iran): Preliminary Note. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 69, 503-543.
- [3] Edgell, H. S., 1977. The Permian System as an oil and gas reservoir in Iran, Iraq and Arabia, *Proceedings of Second Iranian Geological Symposium*, Teheran, 161-201.
- [4] Ghaderi, A., Garbelli, C., Angiolini, L., Ashouri, A. R., Korn, D., Rettori, R., Gharai, M. H. M., 2014a. Faunal change near the end-Permian extinction: the brachiopods of the Ali Bashi Mountains, NW Iran, *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 120, 27-59.
- [5] Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Korn, D., Ashouri, A. R., 2014b. High-resolution stratigraphy of the Changhsingian (Late Permian) successions of NW Iran and the Transcaucasus based on lithological features, conodonts and ammonoids, *Fossil Record*, 17, 41-57.
- [6] Gliwa, J., Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Tomás, S., Foster, W. J., Forel, M.-B., Ghanizadeh Tabrizi, N., Grasby, S. E., Struck, U., Ashouri, A. R., Korn, D., 2020. Aras Valley (northwest Iran): high-resolution stratigraphy of a continuous central Tethyan Permian-Triassic boundary section. *Fossil Record*, 23, 33-69.
- [7] Korn, D., Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Ashouri, A. R., 2016. The ammonoids from the Late Permian *Paratirolites* Limestone of Julfa (East Azerbaijan, Iran). *Journal of Systematic Palaeontology*, 14, 841-890.
- [8] Korte, C., Kozur, H. W., Joachimski, M. M., Strauss, H., Veizer, J., Schwark, L., 2004. Carbon, sulfur, oxygen and strontium isotope records, organic geochemistry and biostratigraphy across the Permian/Triassic boundary in Abadeh, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 9, 565-581.
- [9] Kozur, H. W., 2004. Pelagic uppermost Permian and the Permian boundary conodonts of Iran. Part I: Taxonomy. *Hallesches Jahrbuch Geowissenschaften Reihe, B 18*, 39-68.
- [10] 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 Geowissenschaften Reihe, B 19*, 49-86.
- [11] 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 (1-3), 155-176.
- [12] Leda, L., Korn, D., Ghaderi, A., Hairapetian, V., Struck, U., Reimold, W. U., 2014. Lithostratigraphy and carbonate microfacies across the Permian-Triassic boundary near Julfa (NW Iran) and in the Baghuk Mountains (Central Iran). *Facies*, 60, 295-325.
- [13] Mohtat-Aghai, P., Vachard, D., 2003. *Dagmarita shahrezahensis* n. sp. globivalvulinid foraminifer (Wuchiapingian, late Permian, Central Iran). *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 109, 37-44.
- [14] Mohtat-Aghai, P., Vachard, D., 2005. Late Permian foraminiferal assemblages from the Hambast Region (Central Iran) and their extinctions. *Revista Española de Micropaleontología*, 37, 205-227.
- [15] Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D. V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., Zanchi, A., 2009a. Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *GeoArabia*, 14, 17-48.



- [16] Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M., Berra, F., 2009b. The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In: Brunet, M-F, Wilmsen, M, Granath, J W (Eds.), South Caspian to Central Iran Basins: Geological Society, London, Special Publications, 312, 7-29.
- [17] Ruban, D. A., Al-Husseini, M. I., Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12(3), 35-56.
- [18] Saidi, A., Brunet, M. F., Ricou, L. E., 1997. Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta*, 10, 189-208.
- [19] Sengör, A. M. C., 1979. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, 590-593.
- [20] 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.
- [21] 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.
- [22] Sweet, W. C., Mei, S.-L., 1999a. The Permian Lopingian and basal Triassic Sequence in Northwest Iran, *Permophiles*, 33, 14-18.
- [23] Sweet, W. C., Mei, S. L., 1999b. Conodont succession of Permian Lopingian and basal Triassic in Northwest Iran, *In: Yin, H F, Tong, J N (Eds.), Proceedings of the International Conference on Pangea and the Palaeozoic-Mesozoic transition*. China University Geosciences Press, Wuhan, 43-47.
- [24] Teichert, C., Kummel, B., Sweet, W. C., 1973. Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, Northwestern Iran, *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, Harvard University*, 145, 359-472.
- [25] Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K., Shimizu, D., Bando, Y., Ishii, K.-I., Maurata, M., Okimura, Y., Sakagami, S., Nakamura, K., Tokuoka, T., 1981. The Permian and the Lower Triassic systems in Abadeh region, central Iran: *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, 47, 62-133.