

تجزیه و تحلیل شرایط محیطی نهشته‌های پرمین بالایی شمال غرب ایران بر اساس عناصر فلزی کمیاب حساس به اکسیداسیون و احیا

سکینه عارفی فرد*^۱ و سیما شاهین فرد^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- دانش‌آموخته دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

نویسنده مسئول: sarefi.s@lu.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۱/۵/۲ پذیرش: ۱۴۰۱/۹/۲۱

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

فقدان اکسیژن بعنوان یکی از دلایل اصلی در طی انقراض دسته‌جمعی قبل از مرز پرمین-تریاس (تقریباً ۲۵۱/۹ میلیون سال پیش) در نظر گرفته می‌شود. در این مطالعه شرایط اکسیداسیون و احیا در شیل‌های پرمین بالایی دو برش آلی‌باشی و زال در شمال غرب ایران با استفاده از عناصر کمیاب حساس به اکسیداسیون و احیا برای بررسی وضعیت ژئوشیمیایی آب دریا در طی پرمین بالایی و قبل و بعد از افق انقراض مورد مطالعه قرار گرفته است. بر اساس مقادیر نسبت‌های $V/(V+Ni)$ و V/Cr شرایط اکسیداسیون و احیا در طول توالی پرمین بالایی در هر دو برش مورد مطالعه از اکسیک-دیزاکسیک به ساب‌اکسیک تغییر می‌کند و در عضو ارس به سن بالاترین بخش چنگسینکین که بلافاصله بعد از افق انقراض قرار گرفته افزایش مقادیر این دو نسبت در مقایسه با سایر بخش‌های توالی مشهود می‌باشد. بررسی نسبت‌های Mo/U در جازا در هر دو برش موید کمتر بودن آن از نسبت مولار Mo/U آب کف دریا (تقریباً ۷/۵ تا ۷/۹) است و نمودار Mo/U در مقابل U_{EF} قرارگیری نمونه‌های دو برش را در زون‌های اکسیک-دیزاکسیک تا ساب‌اکسیک نشان می‌دهد. با توجه به داده‌های بدست آمده گرچه که شواهدی از کمبود اکسیژن در طول توالی‌های پرمین بالایی وجود دارد ولی فقدان کامل اکسیژن و شرایط آنکسیک در افق انقراض اتفاق نیافتاده و حتی در عضو ارس تنها شرایط ساب‌اکسیک وجود داشته است. بنابراین، دلیل کاهش تنوع فونایی در بالاترین افق‌های پرمین بالایی در دو برش آلی‌باشی و زال را باید در مکانیسم‌های دیگری به غیر شرایط آنکسیک جستجو کرد.

واژگان کلیدی: شرایط هوازی، لوپینگین، جلفا، انقراض انتهای پرمین

۱- پیشگفتار

مطالعات زیادی مورد توجه قرار گرفته است (رنه و باسو، ۱۹۹۱؛ ریچو و همکاران، ۲۰۰۲؛ کورتیلوت و السون، ۲۰۰۷؛ سونسن و همکاران، ۲۰۰۹؛ برگس و بورینگ، ۲۰۱۵؛ برگس و همکاران، ۲۰۱۷). ورود مقادیر بالای دی‌اکسید کربن و متان گمان می‌رود که منجر به گرم شدن جهانی آب و هوا (جو کمسکی و همکاران، ۲۰۱۲؛ چن و همکاران، ۲۰۱۳؛ بوند و ویگنال، ۲۰۱۴؛ سایتو و ایزوساکی، ۲۰۲۱) و نیز اسیدی شدن اقیانوس (فریزر و بوتجر، ۲۰۰۷؛ پین و همکاران، ۲۰۰۷؛ کلارکسون و همکاران، ۲۰۱۵؛ بوند و گرسبی، ۲۰۱۷) شده است. پن و همکاران (۲۰۱۸) مقادیر بسیار کم اکسیژن (هیپوکسی) که وابسته به درجه حرارت می‌باشد را عامل اصلی انقراض انتهای پرمین معرفی کرده‌اند. در سال‌های اخیر مطالعات گسترده‌ای بر روی شرایط اکسیداسیون و احیا بعنوان محرک اصلی و اولیه

گذر از مرز پرمین-تریاس شدیدترین حادثه انقراض فانروزویک را با از بین رفتن بیش از ۹۲ درصد گونه‌های دریایی و خشکی مشخص می‌کند که با مرحله بهبود نسبتاً کند در طی تریاس‌آغازی دنبال می‌شود (اروین، ۱۹۹۴؛ ۲۰۰۶). در عین حالی که انقراض مرز پرمین-تریاس بطور وسیعی مورد مطالعه قرار گرفته ولی دلایل این انقراض همچنان مورد بحث می‌باشد. شرایط بی‌هوازی اقیانوس (ویگنال و هالام، ۱۹۹۲؛ ایزوساکی، ۱۹۹۴؛ اروین و همکاران، ۲۰۰۲؛ کائو و همکاران، ۲۰۰۹؛ برنکا و همکاران، ۲۰۱۱) و فعالیت ولکانیکی با مقیاس بزرگ (کورتیلوت، ۱۹۹۹؛ بوند و ویگنال، ۲۰۱۴) از جمله مهم‌ترین عوامل انقراض دسته‌جمعی اواخر پرمین هستند. همچنین تقارن و همزمانی ولکانیسم سیبری و انقراض دسته‌جمعی در

در انقراض انتهایی پرمین در دو برش شناخته شده زال و آلی‌باشی در ناحیه جلفا کمک خواهد نمود.

۲- مواد و روش‌ها

برای این مطالعه نمونه‌های شیلی از طبقات جلفا، عضو زال و واحد رسی در بالای سنگ‌آهک پاراتیرولیتس‌دار در برش‌های آلی‌باشی (تعداد ۲۱ نمونه) و زال (تعداد ۳۵ نمونه) برای اندازه‌گیری و تجزیه تحلیل عناصر کمیاب انتخاب شدند. ابتدا نمونه‌ها در هاون تا اندازه‌های کوچک‌تر از ۲۰۰ مش خرد شدند و سپس در حرارت ۶۰ درجه سانتی‌گراد خشک شدند تا وزن آن‌ها ثابت بماند. مراحل پودر کردن نمونه‌ها در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه لرستان انجام و سپس برای تعیین عناصر کمیاب به شرکت زرآما ارسال شدند. برای تعیین عناصر کمیاب در شرکت زرآما، ابتدا ۰/۰۴ گرم از هر نمونه در یک ظرف ضد زنگ قرار داده شد و به منظور انحلال آن با ۴ میلی‌لیتر اسید نیتریک غلیظ شده و ۶ میلی‌لیتر اسید هیدروفلوئوریک مخلوط شد. تمامی نمونه‌ها در محفظه Hot Box در دمایی ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد به مدت چهار ساعت قرار گرفت. پس از آن نمونه‌ها در دمای محیط خنک شد و با آب مقطر به حجم رسانده شد تا آماده خوانش دستگاهی به کمک دستگاه ICP-MS شوند. پس از اندازه‌گیری اولیه غلظت عناصر به وسیله دستگاه‌ها، داده‌های خام به غلظت‌های معلوم تبدیل و پردازش شدند.

۳- موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه

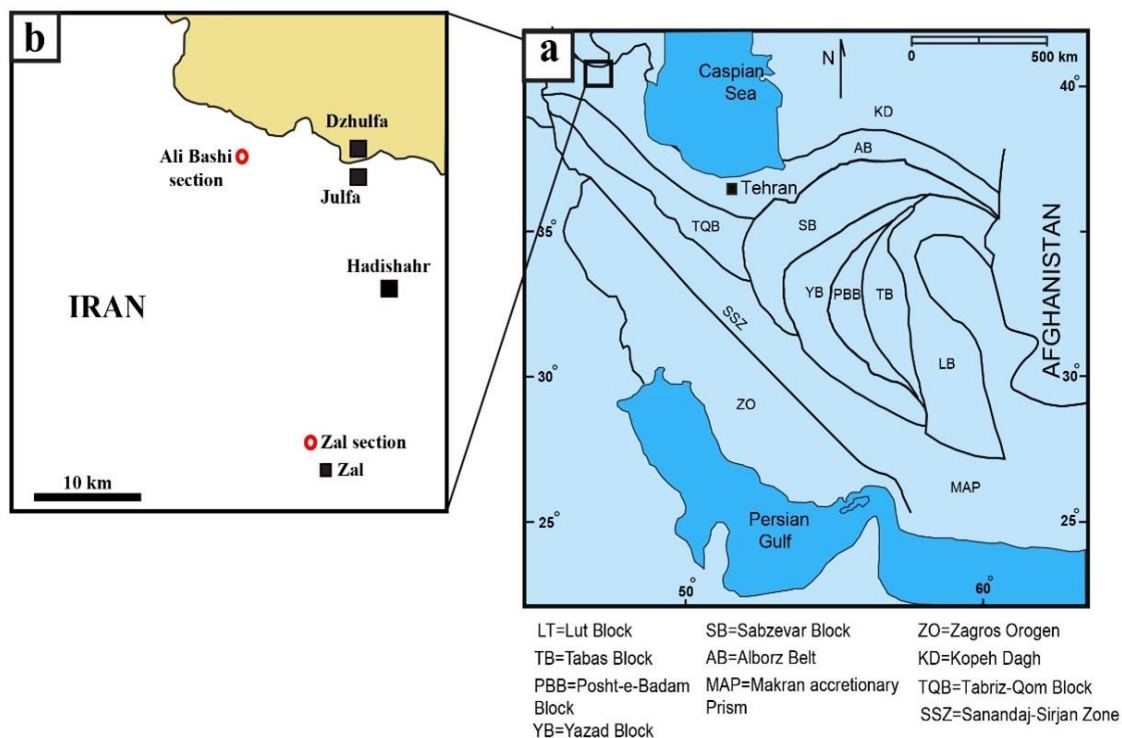
برش‌های مورد مطالعه در ناحیه جلفا در شمال غرب ایران قرار گرفته و شامل برش آلی‌باشی با مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 56' 27''$ عرض شمالی و $45^{\circ} 30' 42''$ طول شرقی در ۹ کیلومتری غرب جلفا و برش زال با مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 43' 58''$ عرض شمالی و $45^{\circ} 34' 41''$ طول شرقی در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب جلفا و ۲/۵ کیلومتری شمال روستای زال می‌باشند (شکل ۱). ناحیه جلفا در بخش غربی کوه‌های البرز قرار گرفته است. کوه‌های البرز به لحاظ ساختاری بعنوان کمربند البرز در نظر گرفته می‌شوند (علوی، ۱۹۹۱). بنابراین ناحیه جلفا در داخل کمربند البرز در شمال ایران قرار گرفته است، اما در طی لوپینگین (پرمین بالا) و گذر از پرمین به تریاس توالی‌های رسوبی جلفا کاملاً با رسوبات همزمان خود در

فقدان آرگانسیم‌های دریایی در انتهای پرمین صورت گرفته ولی زمان شروع و شدت شرایط بی‌هوازی اقیانوسی هنوز مشخص نیست و نیاز به تحقیق بیشتر دارد (اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ الجیو و همکاران، ۲۰۱۰؛ شن و همکاران، ۲۰۱۲؛ یانو و همکاران، ۲۰۲۰).

برش‌های زال و آلی‌باشی در ناحیه جلفا در شمال غرب ایران با داشتن رسوبات پیوسته مرز پرمین-تریاس از برش‌های شناخته شده در مقیاس جهانی می‌باشند که برای مطالعه شرایط اکسیداسیون و احیا در پرمین بالایی بسیار مناسب می‌باشند. در مطالعات گذشته با توجه به شواهدی نظیر وجود شیل‌ها و آهک‌های قرمز رنگ، آشفستگی زیستی بالا و تنوع زیاد ماکرو و میکروفسیل‌ها در رسوبات پرمین بالا و گذر تدریجی مرز پرمین-تریاس شرایط با اکسیژن بالا را برای برش‌های آباده و جلفا پیشنهاد شده است (حیدری و همکاران، ۲۰۰۰؛ کوزور، ۲۰۰۷؛ لدا و همکاران، ۲۰۱۴). از طرف دیگر نتایج بدست‌آمده از مطالعه $\delta^{13}C_{carb}$, $\delta^{86}Sr$, $\delta^{87}Sr$ و $\delta^{34}S$ در رسوبات چنگسینکین بالایی و تریاس آغازی وجود شرایط انکسیک برای گذر از مرز پرمین-تریاس در برش آباده را پیشنهاد می‌کند (کورت و همکاران، ۲۰۰۴). نتایج مطالعات شابن و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از تجزیه و تحلیل تغییرات مربوط به میزان $\delta^{34}S_{CAS}$ (ایزوتوپ گوگرد در سولفات‌های همراه کربنات‌ها) و $\delta^{18}O_{CAS}$ در برش‌های آلی‌باشی و زال شواهدی از شرایط انکسیک را قبل از انقراض و در افق انقراض نشان نمی‌دهد هر چند که آن‌ها شروع شرایط انکسیک را از افق انقراض انتهایی پرمین پیشنهاد نمودند. ژانگ و همکاران (۲۰۱۸) تغییرات ایزوتوپ اورانیوم $\delta^{238}U$ در رسوبات چنگسینکین پسمین و تریاس در برش زال را بررسی کردند که در آن روند منفی ایزوتوپ اورانیوم $\delta^{238}U$ بطور مشخص از عضو ارس که بعد از افق انقراض قرار گرفته شروع می‌شود. در هیچ یک از مطالعات پیشین به بررسی شرایط اکسیداسیون و احیا در طول پرمین پسمین و قبل از انقراض پرمین-تریاس در برش‌های آلی‌باشی و جلفا پرداخته نشده است. در این مطالعه سعی بر این است تا با استفاده از عناصر کمیاب حساس به اکسیداسیون و احیا نظیر U, Mo, V, Cr, Ni شرایط ژئوشیمیایی آب دریا در زمان پرمین پسمین و در گذر از مرز پرمین-تریاس بررسی شود. نتایج این مطالعه همچنین به درک بیشتر ما از وجود یا عدم وجود شرایط بی‌هوازی

تریاس کاملاً با پیوستگی رسوبگذاری همراه است در حالی که در طی این زمان بخش‌های دیگر البرز از آب خارج شد و لاتریتی شدن بدلیل افت سطح آب اتفاق افتاد.

سایر نواحی البرز بدلیل فرونشینی تکتونیکی کاملاً متفاوت هستند (حسن‌زاده و ورنیکه، ۲۰۱۶). در نتیجه این رویداد تکتونیکی در ناحیه جلفا، رسوبات گذر از مرز پرمین به



شکل ۱. (a) نقشه تکتونیکی ایران (اقتباس از علوی، ۱۹۹۱) و (b) نقشه موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه.

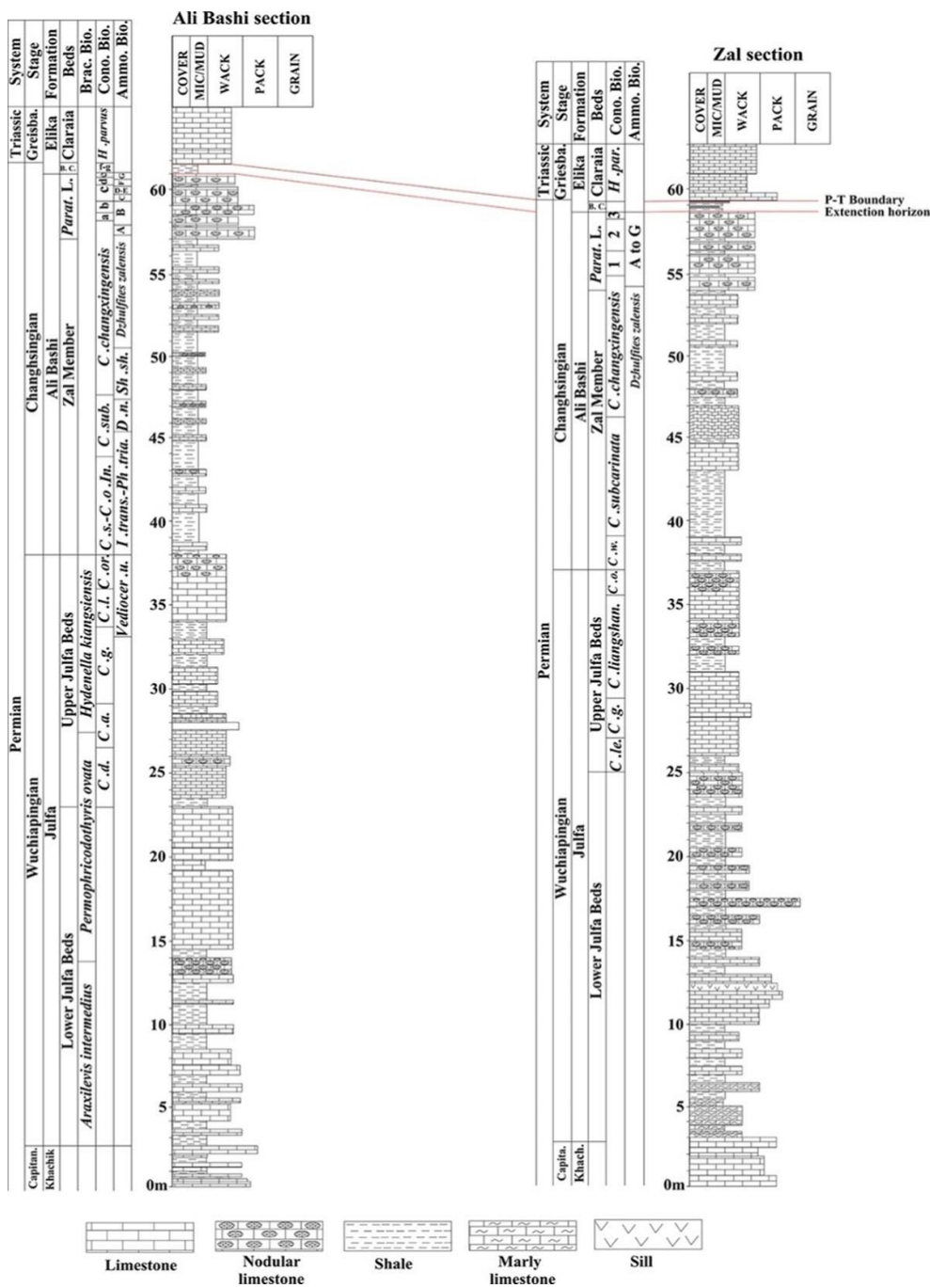
تریاس زیرین قرار گرفته‌اند. طبقات جلفای زیرین شامل تناوب شیل و آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه هستند. در طبقات جلفای بالایی لیتولوژی آهکی غالب بوده که شامل آهک‌های قرمز تا صورتی است و در بخش‌های زیرین و میانی با تعدادی تناوب‌های شیلی قرمز رنگ همراه می‌باشد. عضو زال با ویژگی شیل‌های قرمز رنگ و بعضی میان لایه‌های آهکی قرمز نازک مشخص می‌شود که بر روی آن آهک‌های نودولار و صخره‌ای پاراتیرولیتس‌دار قرار می‌گیرند. عضو ارس^۱ یا رس مرزی^۲ شامل شیل‌های مایل به سبز تا خاکستری روشن است که بر روی آن‌ها آهک‌های ورقه‌ای سازند الیکا قرار می‌گیرد. بر طبق مطالعات اخیر افق انقراض در برش‌های پرمین‌بالایی-تریاس‌زیرین در دو برش‌آلی‌باشی و زال بلافاصله در زیر اسفنج پکستون واقع در راس آهک‌های پاراتیرولیتس‌دار در زیر عضو ارس قرار می‌گیرد (لدا و همکاران، ۲۰۱۴).

۴- لیتوستراتیگرافی برش‌های مورد مطالعه

در دو برش آلی‌باشی (به ضخامت ۶۱/۵ متر) و زال (به ضخامت ۵۹/۱ متر) رسوبات پرمین بالایی شامل سازند جلفا (۳۵/۵ متر در برش آلی‌باشی و ۳۴ متر در برش زال) به سن وچپایینگی و سازند آلی‌باشی (۲۳/۵ متر در برش آلی‌باشی و ۲۱ متر در برش زال) به سن چنگسینگی می‌باشد (شکل ۲). سازند جلفا با توجه به تغییر رنگ لیتوژی و تفاوت‌های فونایی در بخش‌های زیرین و بالایی به دو بخش طبقات جلفای زیرین (۲۰/۵ متر در برش آلی‌باشی و ۲۲ متر در برش زال) و طبقات جلفای بالایی (۱۵ متر در برش آلی‌باشی و ۱۳ متر در برش زال) تقسیم می‌شود. سازند آلی‌باشی به عضو زال (۱۹ متر در برش آلی‌باشی و ۱۷ متر در برش زال)، سنگ‌آهک پاراتیرولیتس‌دار (۴/۵ متر در هر دو برش) و عضو ارس (۰/۵ متر در هر دو برش) تقسیم می‌شود که بر روی آن بطور همیشیب آهک‌های نازک لایه سازند الیکا به سن

² Boundary Clay

¹ Aras Member



شکل ۲. ستون‌های چینه‌شناسی نهشته‌های پرمین بالایی-تریاس زیرین در برش‌های آلی‌باشی و زال در ناحیه جلغا، شمال غرب ایران. بایوزون‌های کنودونتی برای برش آلی‌باشی بر اساس شن و می (۲۰۱۰) و قادری و همکاران (۲۰۱۴a) و برای برش زال بر اساس (شن و می، ۲۰۱۰) می‌باشد، بایوزون‌های براکیوپود برای برش آلی‌باشی بر اساس قادری و همکاران (۲۰۱۴b) و بایوزون‌های آمونوئیدی برای هر دو برش آلی‌باشی و زال بر اساس قادری و همکاران (۲۰۱۴a) و کورن و همکاران (۲۰۱۶) است. اختصارات:

Capitan. = Capitanian, Greisba. = Greisbachian, Khach. = Khachik, Parat. L. = Paratiroilites Limestones, B. C. = "Boundary Clay", Brach. Bio. = Brachiopod Biozone, Cono. Bio. = Conodont Biozone, Ammo. Bio. = Ammonoid Biozone, C. d. = *Clarkina dokouensis*, C. a. = *Clarkina asymmetrica*, C. g. = *Clarkina guangyuanensis*, C. l. = *Clarkina liyangshanensis*, C. o. = *Clarkina orientalis*, C. s.-C. o. In. = *Clarkina subcarinata-Clarkina orientalis* Interval, *Clarkina sub.* = *Clarkina subcarinata*, C. changxingensis = *Clarkina changxingensis*, a = *Clarkina bachmanni*, b = *Clarkina nodosa*, c = *Clarkina yeni*, d = *Clarkina abadehensis*, e = *Clarkina hauschkei*, f = *Hindeodus praeparvus- Hindeodus changxingensis*, g = *Merrilina ultima-Stepanovites? mostleri*, H. parvus = *Hindeodus parvus*, Vendiocer. U. = *Vedioceras Umbonavarum*, I. trans.-Ph. tria. = *Iranites transcaucasius-Phisonites triangulus*, D. n. = *Dzhulfites nodosus*, Sh. sh. = *Shevyrevites shevyrevi*, A = *Paratiroilites trapezoidalis*, B = *Paratiroilites kittli*, C = *Stoyanowites dieneri*, D = *Alibashites mojsisovicsi*, E = *Abichites abichi*, F = *Abichites stoyanowi*, G = *Arasella minuta*, C. le. = *Clarkina leveni*, C. g. = *Clarkina guangyuanensis*, C. liangshan. = *Clarkina liangshanensis*, C. o. = *Clarkina orientalis*, C. w. = *Clarkina wangi*, C. subcarinata = *Clarkina subcarinata*, C. changxingensis = *Clarkina changxingensis*, 1 = *Clarkina nodosa*, 2 = *Clarkina abadehensis*, 3 = *Clarkina hauschkei*.

۵- انواع محیط‌های اکسیداسیون و احیا در محیط‌های رسوبی

طرح تقسیم‌بندی محیط رسوبی بر اساس میزان اکسیژن (یعنی محیط‌های Oxic، Suboxic و Anoxic) و معیارهای ژئوشیمیایی اولین بار توسط برک (۱۹۷۴) معرفی شد که در آن شرایط ساب‌اکسیک^۱ با مقادیر پایین اکسیژن و ظهور نیتريت (NO_2^-) و شرایط انکسیک^۲ با نبود کامل اکسیژن و ظهور سولفید هیدروژن (H_2S) همراه است. تاپسون و پیرسون (۱۹۹۱) چهار رخساره اکسیداسیون و احیا را بر مبنای میزان اکسیژن تعریف کردند که شامل اکسیک (۸-۲ میلی‌لیتر/لیتر)، دیزاکسیک (۲-۰/۲ میلی‌لیتر/لیتر)، ساب‌اکسیک (۰-۰/۲ میلی‌لیتر/لیتر) و انکسیک (۰ میلی‌لیتر/لیتر) است. اصطلاحات استفاده شده برای توصیف محیط‌های با مقادیر کم اکسیژن بدلیل استفاده از واژه‌های مشابه با تعاریف غیردقیق گیج‌کننده هستند. تمرکزهای پایین اکسیژن که باعث فشار بر جانوران از طریق تغییر در رفتار، رشد، تولید مثل و بقا می‌شود توسط زیست‌شناسان تحت عنوان هیپوکسیک (لوین و همکاران، ۲۰۰۹) و توسط زمین‌شناسان تحت عنوان دیزاکسیک نامیده می‌شوند (تاپسون و پیرسون، ۱۹۹۱). با این وجود، ارائه تعریف دقیقی از هایپوکسیا و دیزوکسیا با توجه به اینکه ارگانسیم‌ها پاسخ‌های فیزیولوژیکی متفاوتی به سطوح کاهش یافته اکسیژن (بین ۵-۰/۲ میلی‌لیتر/لیتر) نشان می‌دهند، همچنان مشکل می‌باشد (دایز و روزنبرگ، ۱۹۹۵؛ گری و همکاران، ۲۰۰۲؛ گودی و همکاران، ۲۰۰۹؛ اسپرلینگ و همکاران، ۲۰۱۵). تاپسون و پیرسون (۱۹۹۱) برای حل این موضوع رخساره‌های دیزاکسیک را بر اساس میزان اکسیژن به متوسط (۱-۲ میلی‌لیتر/لیتر)، شدید (۵-۰/۵ میلی‌لیتر/لیتر) و فوق‌شدید (۲-۰/۲ میلی‌لیتر/لیتر) تقسیم کردند، ولی ایراد دیگر این تقسیم‌بندی این است که اصطلاحات بکار برده شده ارتباطی با معیارهای فونایی ویژه ندارند. هافمن و همکاران (۲۰۱۱) معیارهای زیستی واضحی را برای تشخیص سه گروه رخساره‌های دیزاکسیک که در آن افزایش استرس زیستی با کاهش اکسیژن محلول (۵/۳ میلی‌لیتر/لیتر، ۲ میلی‌لیتر/لیتر و ۰/۷ میلی‌لیتر/لیتر، به ترتیب در شرایط سطحی اقیانوس) همراه است را ارائه دادند. رخساره‌های دیزاکسیک (هایپاکسیک) معمولاً بر

اساس داده‌های ژئوشیمیایی از رخساره‌های اکسیک قابل شناسایی نیستند زیرا هر دو آن‌ها مقادیر مشابه و کمی برای عناصر شاخص شرایط اکسیداسیون و احیاء نشان می‌دهند (آلجیو و لی، ۲۰۲۰). با این وجود، تشخیص رخساره‌های اکسیک از دیزاکسیک در سیستم‌های رسوبگذاری قدیمه معمولاً بر اساس معیارهای رسوب‌شناسی و فونایی است. برای مثال، رخساره‌های با اکسیژن کم معمولاً با تنوع فونایی و آشفستگی زیستی کاهش یافته مشخص می‌شوند (سوردا و همکاران، ۱۹۸۴؛ لوین، ۲۰۰۳)، اگرچه تاثیرات محیطی به غیر از اکسیداسیون و احیا (بعنوان مثال، دسترسی کم به مواد غذایی، شوری غیر دریایی و انرژی زیاد ناشی از امواج و یا جریان‌ها) همچنین اثرات مشابهی را بجا می‌گذارد (لوین و همکاران، ۲۰۰۱؛ فرانک و همکاران، ۲۰۰۷). به همین دلیل، مهمترین ویژگی برای تشخیص رخساره‌های دیزاکسیک ممکن است مربوط به حضور مجموعه‌های زیستی با تنوع کم باشد که با چنین محیط‌هایی سازگار شده‌اند (کافمن و سگمن، ۱۹۹۰؛ گینز و دروسر، ۲۰۰۳). شرایط ساب‌اکسیک مربوط به زمانی است که میزان اکسیژن به قدری کم است که سایر اکسیدکننده‌ها (یعنی پذیرنده‌های الکترون) به جز اکسیژن در واکنش‌های اکسیداسیون-احیا با واسطه میکروب‌ها اجازه عمل پیدا می‌کنند (آلجیو و لی، ۲۰۲۰). آستانه هایپوکسیک/ساب‌اکسیک بر اساس تغییر پذیرنده‌های الکترونی از اکسیژن به نیترات و با آستانه‌ای از تمرکز اکسیژن بین ۰/۲ تا ۰/۷ میلی‌لیتر/لیتر، مشخص می‌گردد (موری و همکاران، ۲۰۰۵؛ روسیچ و همکاران، ۲۰۰۹).

مهمترین پذیرنده‌های الکترون در زون ساب‌اکسیک شامل نیترات (NO_3^-)، که به نیتريت (NO_2^-) یا نیتروژن مولکولی احیاء می‌شود، منگنز چهار ظرفیتی (Mn(IV))، که به منگنز دو ظرفیتی (Mn(II)) و یا منگنز سه‌ظرفیتی (Mn(III)) احیا می‌شود (مدیسن و همکاران، ۲۰۱۳) و آهن فریک (Fe(III))، که به آهن فرس (Fe(II)) احیا می‌شود، می‌باشند. این پذیرنده‌های الکترون در زون ساب‌اکسیک در یک توالی ثابت استفاده می‌شوند که تولیدکننده زون‌های نیتروژن‌دار، منگنزدار و آهن‌دار در سیستم‌های آبی و رسوبی هستند (رو و همکاران، ۱۹۹۷؛ کنفیلد و تامدراپ، ۲۰۰۹). در زون ساب‌اکسیک

² Anoxic¹ Suboxic

آن‌ها از طریق تشکیل سولفیدهای آهن مرحله جامد از محیط تخلیه می‌شود. رخساره‌های یوکسینیک بطور معمول با مقادیر بالاتری از پیریت (بدلیل احیای شدیدتر سولفات‌ها) و غنای بیشتر بعضی از عناصر کمیاب نظیر مولیبدن (Mo) نسبت به رخساره‌های آهن‌دار مشخص می‌شوند (لیتل و همکاران، ۲۰۱۵؛ تریبولارد و همکاران، ۲۰۰۶). توده‌های آبی آهن‌دار در دنیای امروزی غیرمعمول هستند ولی در عوض در تاریخ آغازی زمین در بیش از ۵۴۰ میلیون سال پیش بدلیل تمرکزهای بسیار پایین سولفات‌ها در آنزمان فراوان بوده‌اند (کنفیلد و فرکوهار، ۲۰۰۹).

۶- توالی عوامل اکسیدکننده در محیط‌های اکسیداسیون و احیا

مطالعه شرایط اکسیداسیون و احیا در موقعیت‌های دریایی توزیع نسبی عوامل اکسیدکننده در محیط‌های رسوبی و فرآیندهای بیوژئوشیمیایی کنترل کننده آن‌ها را مشخص می‌کند. تحت شرایط اکسیک، ارگانیسیم‌های هوازی می‌توانند اکسیژن محلول را از آب‌های فوقانی و بین منفذی برای متابولیسم خود (یعنی تجزیه مواد آلی) استفاده کنند (رپتا، ۱۹۹۳). زمانی که اکسیژن محلول تخلیه می‌شود، تجزیه مواد آلی از طریق ارگانیسیم‌ها بواسطه منابع اکسید کننده ثانویه ادامه می‌یابد (فرولیچ و همکاران، ۱۹۷۹) که شامل نیترات، اکسیدهای منگنز، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و سولفات‌ها هستند. نهایتاً زمانی که تمام اکسیدکننده‌های آزاد مصرف می‌شوند، باکتری‌های تولیدکننده متان شروع به تجزیه مواد آلی از طریق واکنش اکسیداسیون و احیا همزمان کربن^۴ می‌کنند. این توالی کلاسیک دیاژنز آغازی در جدول ۱ از طریق استفاده مواد آلی با استوکیومتری رد فیلد (استوکیومتری ردفیلد نسبتی است که در آن عناصر شیمیایی مختلف در میانگین بایومس یا توده زیستی (کل جرم یا وزن بافت‌های زنده در یک اکوسیستم) فیتوپلانکتون حضور دارند. بطور متوسط هر اتم فسفر در توده زیستی فیتوپلانکتون با ۱۶ اتم نیتروژن و ۱۰۶ اتم کربن حضور دارد و این نسبت C:N:P معمول‌ترین مقادیر استفاده شده در نسبت ردفیلد (است) نشان داده شده است (چستر، ۲۰۰۰).

اکسیدکننده‌های دیگری نظیر آیودیت (IO_3^-)، که به آیوداید (I) احیا می‌شود، کروم چهار ظرفیتی (Cr(IV)) که به کروم سه ظرفیتی (Cr(III)) احیا می‌شود و وانادیوم پنج ظرفیتی (V(V)) که به وانادیوم چهار ظرفیتی (V(IV)) و سه ظرفیتی (V(III)) احیا می‌شود، وجود دارند که در کار انتقال الکترون مشارکت دارند ولی تنها در مقادیر کم می‌باشند (الجبو و لی، ۲۰۲۰). در مجموع، تمام پذیرنده‌های الکترون (اکسیدکننده‌ها) در زون ساب‌اکسیک در اغلب سیستم‌های رسوبگذاری دریایی اهمیت کمتری نسبت به مولکول اکسیژن یون‌های سولفات (SO_4^{2-}) دارند. زون ساب‌اکسیک در آب‌های باز دارای گستره عمودی بیشتری نسبت به داخل رسوبات است، بعنوان مثال ۲۰-۵۰ متر در دریای سیاه امروزی (موری و همکاران، ۱۹۹۵، ۲۰۰۵) و احتمالاً در زمان نئوپروتروزوئیک دارای گستره‌های بزرگ‌تر هم بوده است (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۸)، اما در داخل رسوبات گستره خیلی نازک و محدودی دارد (یعنی چند سانتی‌متر یا کمتر) که بدلیل تمرکزهای پایین نیترات (NO_3)، منگنز (Mn(IV)) و آهن (Fe(III)) در آب منفذی است که منجر به تشخیص دشوار بین زون‌های نیتروژن‌دار، منگنز‌دار و آهن‌دار می‌شود (بردیچ، ۱۹۹۳؛ کنفیلد و همکاران، ۱۹۹۳).

رخساره‌های انکسیک بوسیله نبود اکسیژن محلول و استفاده سولفات محلول (SO_4^{2-}) بعنوان پذیرنده الکترون اولیه در واکنش‌های اکسیداسیون و احیا مشخص می‌شوند. اگر سولفات به اندازه کافی وجود داشته باشد بطور موثر بعنوان تنها پذیرنده الکترون در پوسیدگی مواد آلی استفاده می‌شود، اگرچه در آب‌های منفذی با سولفات کم، واکنش‌های تولید متان که در آن مواد آلی به دی‌اکسیدکربن و متان تبدیل می‌شوند می‌تواند مهم باشد (فری و لسرنر، ۲۰۰۸). رخساره‌های انکسیک به رخساره‌های انکسیک آهن‌دار، اگر یون‌های آهن دو ظرفیتی (Fe^{+2}) (در محیط‌های آبدار) وجود داشته باشند و سولفید هیدروژن (H_2S) غایب باشد، و یا یوکسینیک^۳، اگر سولفید هیدروژن حضور داشته باشد ولی یون‌های دو ظرفیتی آهن (در محیط‌های آبدار) غایب باشند، تقسیم می‌شوند (پولتن و کنفیلد، ۲۰۱۱). اگرچه هر دو یون‌های دو ظرفیتی آهن و سولفید هیدروژن به مقدار زیاد قابل حل هستند، با همدیگر در محلول یافت نمی‌شوند زیرا یکی از

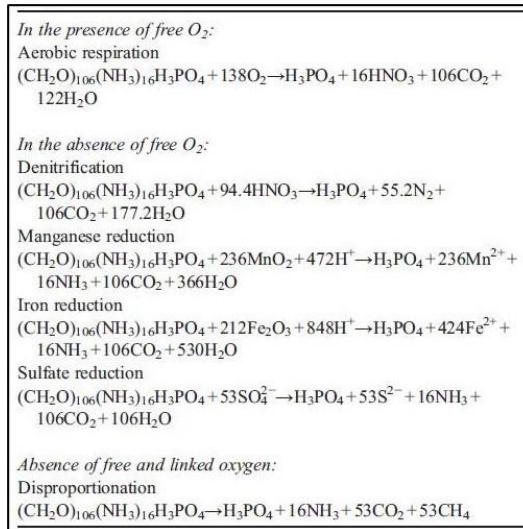
⁴ disproportionation of carbon

³ euxinic

آنچه که تامین شود مصرف می‌کند حتی در شرایط دریای باز گسترش می‌یابد (یانو و همکاران، ۲۰۲۰). شرایط یکسان نیز در مورد رسوبات وجود دارد البته با ویژگی‌های اضافی بطوری‌که تامین اکسیژن با ترکیب رسوب (رس در مقابل ماسه)، بافت (ریز دانه در مقابل درشت دانه) و شدت آشفستگی زیستی در ارتباط است (تریپویلارد و همکاران، ۲۰۰۶).

در سطح مشترک آب و رسوب یا در داخل رسوبات، شرایط محدود شده اکسیژن و نهایتاً انوکسیا ممکن است زمانی گسترش یابد که تقاضای اکسیژن بیش از تامین آن باشد (آلجیو و منیارد، ۲۰۰۴؛ تریپویلارد و همکاران، ۲۰۱۲). در ستون آب، انوکسیا در آب‌های راکد و محدود جائیکه چرخه ناکافی مانع از تجدید اکسیژن می‌شود و یا در مکان‌هایی که تجزیه شدید مواد آلی اکسیژن را بیشتر از

جدول ۱. توالی کلاسیک معادله‌هایی که نشان‌دهنده فعالیت باکتری‌های هتروتروفیک مصرف‌کننده مواد آلی هستند و پذیرنده‌های الکترونی متنوعی را استفاده می‌کنند. اقتباس از تریپویلارد و همکاران (۲۰۰۶).



از آن استفاده می‌شود و معمولاً شیل‌های استرالیایی بعد از آرکشن^۲ (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵) یا پوسته قاره ای بالایی (مک‌لنن، ۲۰۰۱) می‌باشد. مجموعه عناصر کمیاب حساسیت‌های تا اندازه‌ای متفاوت با تغییر وضعیت از اکسیدی به سولفیدی را نشان می‌دهند. اساساً، کروم (Cr)، اورانیوم (U) و وانادیوم (V) تحت شرایط نیترات‌زدایی^۳ احیا شده و تجمع پیدا می‌کنند، در حالی‌که نیکل (Ni)، کبالت (Co)، روی (Zn)، کادمیم (Cd) و مولیبدن (Mo) تحت شرایط احیا سولفات‌ها غنی‌سازی می‌شوند (آلجیو و منیارد، ۲۰۰۴). با استفاده از رفتارهای متضاد این دو گروه از عناصر کمیاب تشخیص تغییرات تدریجی اکسیداسیون و احیا در بعضی سیستم‌های رسوبی امکان‌پذیر می‌شود. برای مثال، در مورد غنی‌سازی اورانیوم و وانادیوم بدون غنی‌سازی مولیبدن، یک سیستم رسوبی ساب اکسیک/انکسیک بدون سولفید هیدروژن آزاد قابل استنباط است. بر عکس، رسوباتی که غنی‌سازی همزمان

۷- استفاده از عناصر کمیاب برای مطالعه شرایط اکسیداسیون و احیا

غنی‌سازی فلزات کمیاب تحت شرایط احیا از ابزارهای مهم برای تعبیر و تفسیر محیط‌های اکسیداسیون و احیا می‌باشد. در حالی‌که در مطالعات ابتدایی از غلظت‌های خام و نسبت‌های عناصر کمیاب استفاده می‌شد (جونز و منینگ، ۱۹۹۴)، مطالعات اخیر فاکتورهای غنی‌سازی را که با آلومینیوم نرمال شده^۱ بعنوان راهکار بهتر برای ارزیابی غنی‌سازی فلزات بکار می‌برند (تریپویلارد و همکاران، ۲۰۰۶؛ لیتل و همکاران، ۲۰۱۵). معادله استفاده شده برای محاسبه فاکتور غنی‌سازی فلزات کمیاب (تریپویلارد و همکاران، ۲۰۰۶؛ سوییری و همکاران، ۲۰۱۶) به شرح زیر است:

$$X_{EF} = (X/Al)_{\text{sample}} / (X/Al)_{\text{standard}}$$

در این فرمول، منظور از X فلز کمیاب مورد نظر است، و استاندارد منظور یک ماده مرجع است که برای نرمال کردن

³ Denitrification

¹ Al-normalized enrichment factors

² Post-Archean Australian shale

ارزیابی غنی‌سازی عناصر کمیاب در رسوبات قدیمه و عهد حاضر مورد استفاده قرار می‌گیرد. هنگامی فاکتور غنی‌سازی عنصر بیشتر از یک باشد، آن عنصر نسبت به میانگین شیل‌ها غنی شده است (تریبولارد و همکاران، ۲۰۰۴). غلظت‌های کلی عناصر کمیاب حساس به شرایط اکسیداسیون و احیا معمولاً تحت شرایط احیا غنی می‌شوند (تریبولارد و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۱۲). با این وجود، غلظت‌های کلی عناصر کمیاب مخلوطی از متشکله‌های آواری و درجازا است و تنها غلظت‌های متشکله‌های درجازا عناصر کمیاب در پاسخ به تغییر در شرایط احیا تغییر می‌کند (زو و همکاران، ۲۰۱۲). در جدول‌های ۲ و ۳ متشکله‌های درجازا مقادیر مولیبدن و اورانیوم از طریق فرمول زیر محاسبه شده است:

$$Mo_{auth} = Mo_{sample} - [Mo_{detr}/Al_{detr} * Al_{sample}]$$

$$U_{auth} = U_{sample} - [U_{detr}/Al_{detr} * Al_{sample}]$$

جدول ۲. مقادیر عناصر کمیاب و شاخص‌های محیطی حساس به شرایط اکسیداسیون و احیا در برش آلی‌بازی. اختصارات:

S. H.=Sample height

Sample#	S. H. (m)	Al (%)	Cr (ppm)	V (ppm)	Ni (ppm)	U (ppm)	Mo (ppm)	U _{auth}	Mo _{auth}	U _{EF}	Mo _{EF}	Mo _{auth} /U _{auth}	U/Mo	V/Cr	V/(V+Ni)
J110-3	61.3	2.08	51.2	125.8	96.53	11.26	3.47	11.26	3.47	15.5	8.9	0.3	3.24	2.45	0.56
J110-2	61.2	2.31	45.73	112.1	99.35	13.55	4.09	13.55	4.09	16.8	9.45	0.3	3.3	2.45	0.53
J110-1	61.15	2.12	52.23	118.5	101.8	21.18	3.51	21.18	3.51	28.68	8.86	0.16	6.02	2.26	0.53
J102	57.9	2.18	22.4	52.34	37.73	8.25	3.31	8.25	3.31	10.58	8.12	0.4	2.48	2.33	0.58
J100	56.9	1.59	33.6	36.53	55.42	8.22	2.66	8.22	2.66	14.81	8.94	0.32	3.08	1.08	0.39
J98	55.5	1.12	21.1	49.42	35.69	5.99	2.26	5.99	2.26	15.3	10.76	0.37	2.64	2.34	0.58
J96	53.4	2.01	19.3	39.63	31.83	9.88	3.49	9.88	3.49	14.12	9.28	0.35	2.83	2.05	0.55
J94	51.4	1.21	43.8	19.19	38.65	7.4	2.31	7.4	2.31	17.56	10.23	0.31	3.19	0.43	0.33
J92	49.5	3.62	39.09	92.63	95	12.83	3.83	12.83	3.83	10.18	5.66	0.29	3.34	2.36	0.49
J88	46.5	1.96	29.64	70.29	52.19	6.53	3.43	6.53	3.43	9.56	9.36	0.52	1.9	2.37	0.57
J86	44.5	4.25	32.02	92.25	75.55	12.17	6.2	12.7	6.2	8.23	7.8	0.5	1.96	2.88	0.54
J84	42.5	2.21	50.8	82.14	92.42	9.72	3.84	9.72	3.84	12.63	9.29	0.39	2.53	1.61	0.47
J82	40.5	2.38	41.9	52.37	61.31	9.03	3.92	9.03	3.92	10.88	8.8	0.43	2.3	1.25	0.46
J35	14.3	4.21	35.9	77.68	63.99	9.13	4.17	9.13	4.17	6.23	5.3	0.45	2.18	2.16	0.54
J30	11.9	3.28	30.8	78.63	58.49	10.14	4.01	10.14	4.01	8.88	6.52	0.39	2.53	2.55	0.27
J28	10.8	2.69	45.66	80.81	81.3	11.63	4.49	11.63	4.49	12.39	8.9	0.38	2.59	1.76	0.49
J24	8.9	2.01	28.92	51.68	63.27	12.99	3.62	12.99	3.62	18.56	9.63	0.27	3.58	1.78	0.44
J20	6.8	3.14	44.02	60.62	77.96	13.31	3.65	13.31	3.65	12.18	6.23	0.27	3.63	1.34	0.43
J18	5.8	1.41	23.2	52.44	36.58	7.49	2.73	7.49	2.73	15.25	10.36	0.36	2.73	2.26	0.58
J14	3.8	2.88	28.89	74.01	52.63	13.31	5.11	13.31	5.11	13.28	9.5	0.38	2.6	2.56	0.58
J8	1.8	1.64	34.54	52.36	105.7	13.47	3.1	13.47	3.1	23.59	10.11	0.23	4.34	1.51	0.33

مقادیر مولیبدن و آلومینیوم آواری از مکلنن (۲۰۰۱) گرفته شده است. مقادیر مولیبدن درجازا در برش آلی‌بازی بین ۲/۲۶ و ۶/۲ (میانگین ۳/۶۸) و در برش زال بین ۲/۲۶ و ۷/۶ (میانگین ۴/۵۲) تغییر می‌کند (جدول‌های ۲ و ۳). در برش آلی‌بازی مقادیر اورانیوم درجازا بین ۵/۹۹ و ۲۱/۱۸ (میانگین ۱۰/۸۳) و در برش زال بین ۵/۷۷ و ۲۳/۲۶ (میانگین ۱۱/۱۸) تغییر می‌کند. نسبت‌های

در مطالعات دیگر برای ارزیابی شرایط اکسیداسیون و احیا استفاده شده است (هچ و لونتال، ۱۹۹۲؛ جونز و منینگ، ۱۹۹۴؛ ویگنال و همکاران، ۲۰۰۷؛ زو و همکاران، ۲۰۱۲). جونز و منینگ (۱۹۹۴)، نسبت‌های V/Cr کوچک‌تر از ۲ را برای شرایط اکسیدی، ۲-۴/۲۵ را برای شرایط دیزاکسیک و بیشتر از ۴/۲۵ را برای شرایط ساب‌اکسیک تا انکسیک پیشنهاد کردند. هچ و لونتال

⁴ enrichment Factor

می‌باشد. نسبت U/Mo در طول چینه‌های پرمین بالایی در هر دو برش تغییرات جزئی نشان می‌دهد ولی در قاعده عضو ارس دارای تفاوت فاحش با شیل‌های قبل از خود می‌باشد که نشان‌دهنده تغییرات در شرایط اکسیداسیون و احیا است. نمودار تغییرات غنی‌سازی مولیبدن در مقایسه با غنی‌سازی اورانیوم قرارگیری بخشی از نمونه‌های هر دو برش آلی‌بازی و زال را در شرایط اکسیک-دیزاکسیک و سایر نمونه‌ها را در شرایط ساب‌اکسیک نشان می‌دهد (شکل ۳).

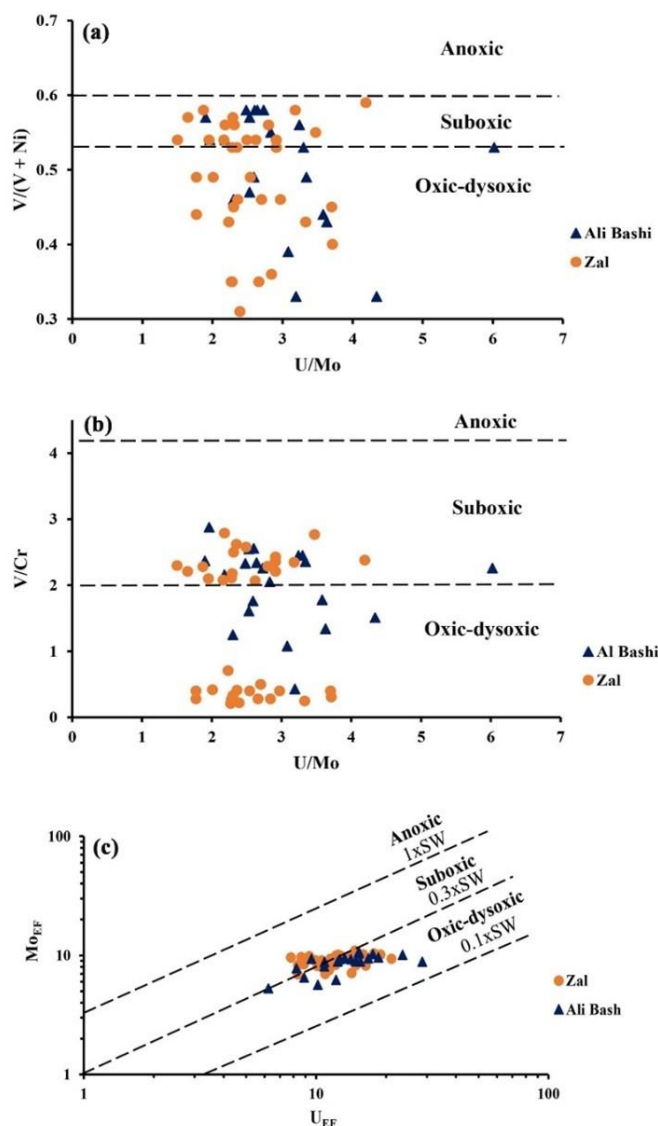
(۱۹۹۲) با مقایسه نسبت‌های $V/(V + Ni)$ با سایر معرف‌های ژئوشیمیایی اکسیداسیون و احیا شامل درجه پیریتی شدن^۱ نسبت‌های بزرگ‌تر از ۰/۸۴ را برای شرایط یوکسینیک، ۰/۸۲-۰/۵۴ را برای آب‌های انکسیک و ۰/۴-۰/۰ را برای شرایط دیزاکسیک پیشنهاد کردند. نسبت‌های $V/(V + Ni)$ و V/Cr به ترتیب بین ۰/۳۳ و ۰/۵۸ (میانگین ۰/۵۰) و بین ۰/۴۳ و ۲/۸۸ (میانگین ۱/۹۸) در برش آلی‌بازی تغییر می‌کند. در برش زال این نسبت‌های بین ۰/۳۱ و ۰/۵۹ (میانگین ۰/۴۹) برای $V/(V + Ni)$ و بین ۰/۲۱ و ۲/۷۹ (میانگین ۱/۴) برای V/Cr

جدول ۳. مقادیر عناصر کمیاب و شاخص‌های محیطی حساس به شرایط اکسیداسیون و احیا در برش زال. اختصارات:

S. H.=Sample height

Sample#	S. H. (m)	Al (%)	Cr (ppm)	V (ppm)	Ni (ppm)	U (ppm)	Mo (ppm)	U _{auth}	Mo _{auth}	U _{EF}	Mo _{EF}	Mo _{auth} /U _{auth}	U/Mo	V/Cr	V/(V + Ni)
ZP10	58.8	3.16	75.76	180.78	120.97	23.26	5.54	23.26	5.54	21.12	9.36	0.23	4.19	2.38	0.59
ZS25	52.8	2.58	42.42	111.16	98.2	10.39	4.41	10.39	4.41	11.56	9.13	0.42	2.35	2.62	0.53
ZS23	51.8	3.99	45.07	102.93	72.36	11.62	6.19	11.62	6.19	8.36	8.29	0.53	1.87	2.28	0.58
ZS22	51.2	3.72	36.73	80.18	58.26	14.92	6.51	14.92	6.51	11.52	9.36	0.43	2.29	2.18	0.57
ZS20	50.6	3.48	35.73	75.28	62.99	10.73	5.49	10.73	5.49	8.86	8.44	0.51	1.95	2.1	0.54
ZS19	49.8	4.09	151.76	108.48	141.45	11.91	5.32	11.91	5.32	8.36	6.95	0.44	2.23	0.71	0.43
ZS18	49.3	2.13	125.4	51.15	57.79	11.4	3.82	11.4	3.82	15.35	9.59	0.33	2.97	0.4	0.46
ZS16	48.2	2.83	32.88	82.25	63.08	10.22	4.41	10.22	4.41	10.37	8.33	0.43	2.31	2.5	0.56
ZS14	47.3	2.16	137.76	43.19	64.29	10.7	2.88	10.7	2.88	14.22	7.12	0.26	3.71	0.31	0.4
ZS10	42.5	3.55	52.46	120.76	100.66	9.642	6.4	9.64	6.4	7.79	9.63	0.66	1.5	2.3	0.54
ZS9	41.8	3.79	59.3	131.51	115.27	14.47	4.96	14.49	4.96	10.95	6.99	0.34	2.91	2.21	0.53
ZS7	40.5	2.08	28.2	59.68	51.77	9.03	3.94	9.03	3.94	12.45	10.12	0.43	2.28	2.11	0.53
ZS6	39.8	2.11	34.33	83.68	72.96	10.45	3.59	10.45	3.59	14.22	9.09	0.34	2.91	2.43	0.53
ZS5	39.3	3.1	188.25	80.92	82.51	10.66	5.3	10.66	5.3	9.88	9.15	0.49	2.01	0.42	0.49
ZS3	38.2	2.85	172.49	48.96	61.81	8.91	5.01	8.91	5.01	8.98	9.39	0.56	1.77	0.28	0.44
ZS1	37.2	2.42	30.05	62.57	52.77	8.92	4.11	8.92	4.11	10.58	9.08	0.46	2.16	2.08	0.54
Z65	32.8	1.35	79.5	32.31	32.58	5.77	2.26	5.57	2.26	12.23	8.93	0.39	2.54	0.4	0.49
Z63	31.8	4.19	38.65	85.49	63.88	12.6	7.6	12.6	7.6	8.63	9.69	0.6	1.65	2.21	0.57
Z62	31.2	2.64	191.08	77.2	78.71	8.62	4.86	8.62	4.86	9.36	9.83	0.56	1.77	0.4	0.49
Z56	25.8	1.43	87.93	25.24	46.39	7.18	2.69	7.18	2.69	14.36	10.03	0.37	2.66	0.28	0.35
Z50	23.2	2.78	43.18	120.73	93.2	10.22	4.68	10.22	4.68	10.55	8.99	0.45	2.18	2.79	0.56
Z48	22.3	2.56	48.98	112.34	85.3	10.13	3.6	10.13	3.6	11.36	7.35	0.35	2.8	2.29	0.56
Z46	21.3	2.73	169.75	46.62	85.07	9.8	4.29	9.8	4.29	10.29	8.39	0.43	2.28	0.27	0.35
Z48	20.8	3.02	213.28	54.36	70.04	15.64	4.69	15.64	4.69	14.86	8.29	0.29	3.33	0.25	0.43
Z43	19.8	2.53	180.65	39.84	85.94	11.27	4.71	11.27	4.71	12.77	9.93	0.41	2.39	0.22	0.31
Z41	18.8	2.43	180.05	72.96	87.07	13.88	3.75	13.88	3.75	16.38	8.23	0.27	3.7	0.4	0.45
Z39	17.8	3.17	233.05	49.06	90.79	13.49	5.92	13.49	5.92	12.2	9.97	0.43	2.27	0.21	0.35
Z37	16.8	2.53	37.03	76.97	65.2	12.27	4.68	12.27	4.68	13.9	9.87	0.38	2.62	2.07	0.54
Z35	15.9	2.89	162.01	54.73	66.41	10.21	4.43	10.21	4.43	10.13	8.19	0.43	2.3	0.33	0.45
Z31	14.2	1.56	108.93	30.59	52.37	8.33	2.93	8.33	2.93	15.31	10.02	0.35	2.84	0.28	0.36
Z29	13.3	2.07	134.86	68.46	78.67	8.75	3.23	8.75	3.23	12.13	8.35	0.36	2.7	0.5	0.46
Z22	9.7	2.38	29.44	75.99	64.54	12.21	4.89	12.21	4.89	14.69	10.96	0.4	2.49	2.58	0.54
Z20	8.8	3.48	184.21	76.55	88.33	12.64	5.35	12.64	5.35	10.42	8.21	0.42	2.36	0.41	0.46
Z18	7.8	1.93	16.65	39.47	32.42	10.76	3.69	10.76	3.69	15.96	10.19	0.34	2.91	2.36	0.54
Z16	6.8	2.13	22.83	53.82	37.67	13.2	4.14	13.2	4.14	17.73	10.37	0.31	3.18	2.35	0.58
Z14	5.8	1.27	52.25	144.98	115.86	8.4	2.41	8.4	2.41	18.96	10.15	0.28	3.47	2.77	0.55

¹ Degree of pyritization or DOP

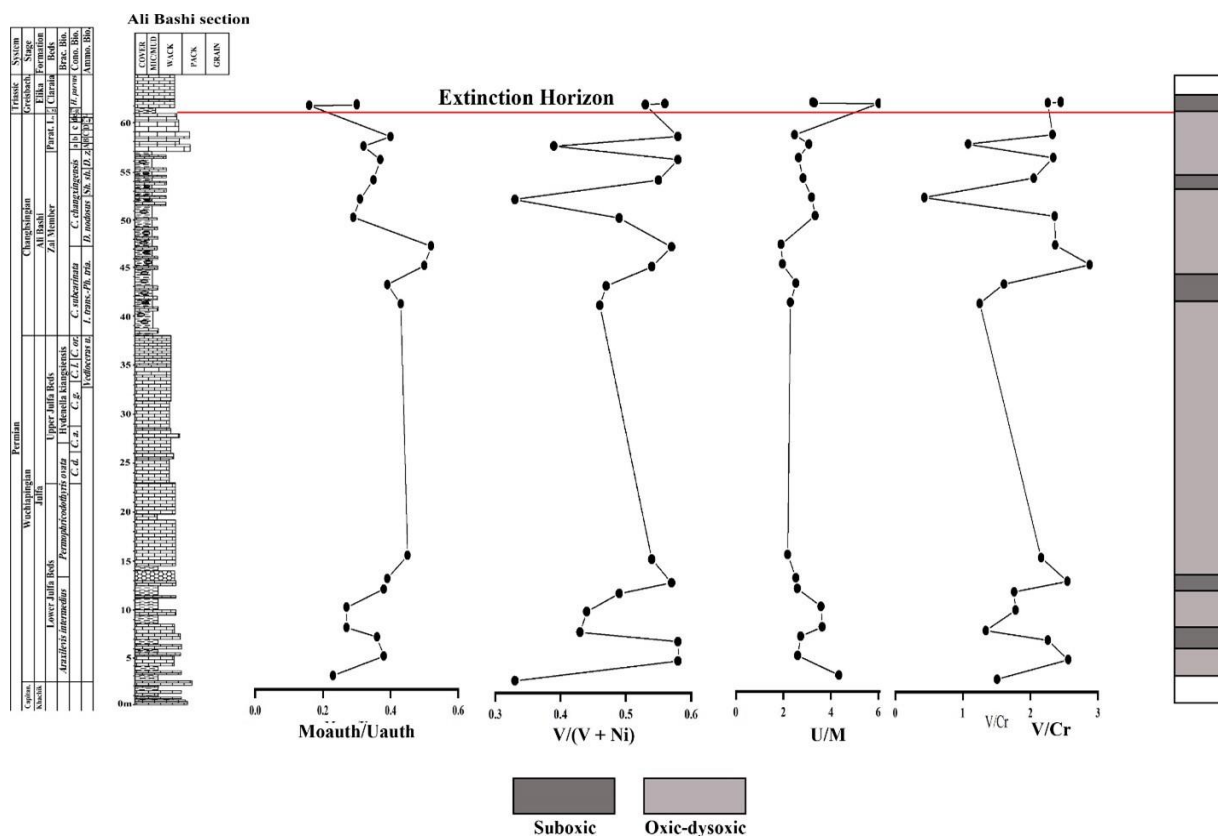


شکل ۳. (a) مقایسه نسبت U/Mo (اقتباس از جونز و منینگ، ۱۹۹۴) و شاخص‌های شیمیایی اکسیداسیون و احیا شامل $V/(V + Ni)$ (اقتباس از هچ و لونتال، ۱۹۹۲) و V/Cr (اقتباس از جونز و منینگ، ۱۹۹۴) و همچنین (c) نمودار Mo_{EF} در مقابل U_{EF} (اقتباس از ویگنال و میرز، ۱۹۸۸) که نشان‌دهنده قرار گرفتن نمونه‌های برش‌های آلی‌باشی و زال در محدوده شرایط اکسیک تا ساب‌اکسیک می‌باشد و شرایط آنکسیک را نشان نمی‌دهند. خطوط نقطه‌چین در نمودار Mo_{EF} در برابر U_{EF} نسبت‌های مولار Mo/U مساوی با یک برابر، $0/3$ برابر و $0/1$ برابر آب دریا را نشان می‌دهد.

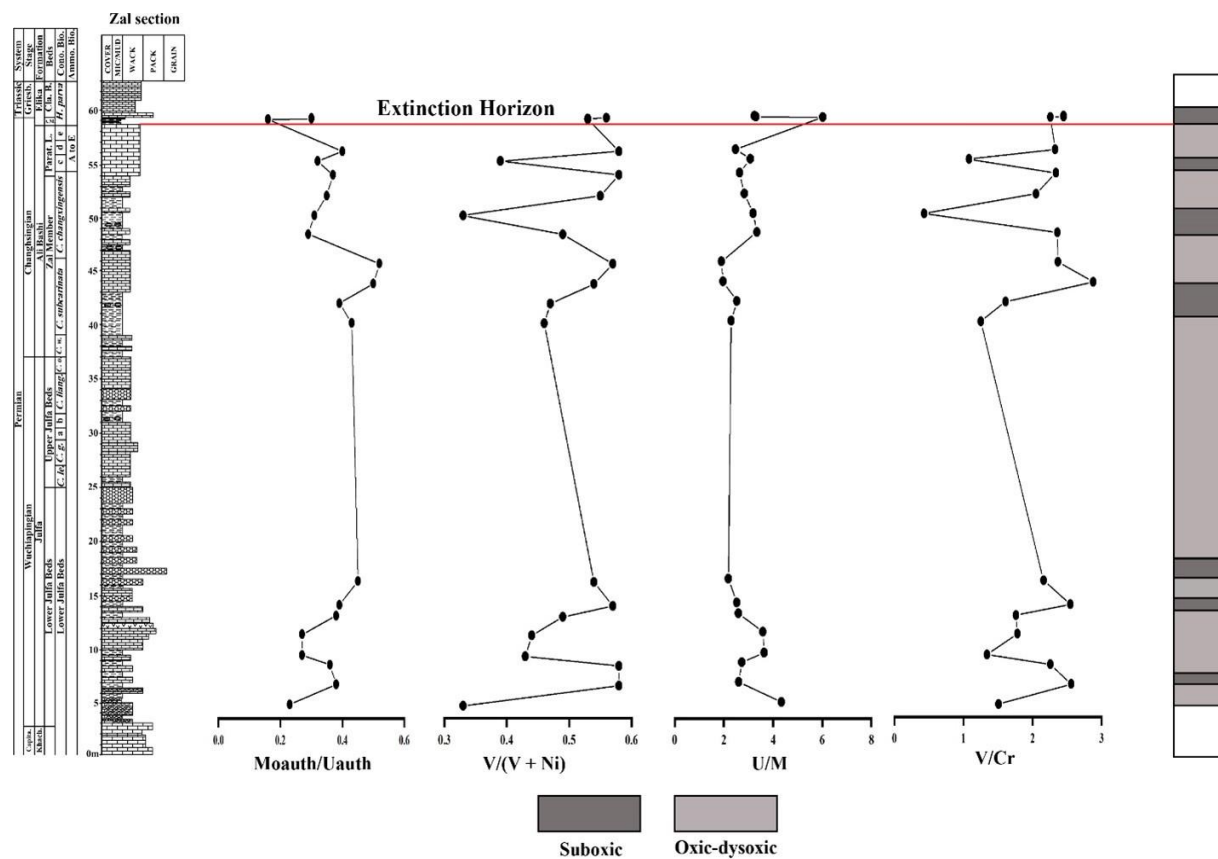
۹- بحث

۹-۱- شرایط اکسیداسیون و احیا در برش‌های مورد مطالعه: بررسی نمودارهای مربوط به معرف‌های اکسیداسیون و احیا در مقابل ستون‌های چینه‌شناسی، تغییرات مقادیر اکسیداسیون و احیا در طی رسوبگذاری شیل‌های پرمین بالایی دو برش آلی‌باشی و زال را نشان می‌دهد (شکل‌های ۴ و ۵). رسوبات پرمین بالایی در دو برش مورد مطالعه بطور کلی نشان‌دهنده شرایط از اکسیک-دیزاکسیک به ساب‌اکسیک می‌باشند. این تغییر شرایط اکسیداسیون و احیا بویژه در شکل ۳ مشهود می‌باشد. افزایش مقادیر U/M و $V/(V + Ni)$ در عضوارس

در هر دو برش آلی‌باشی و زال نشان‌دهنده افزایش غنی‌سازی بهتر اورانیوم در شرایط ساب‌اکسیک است. مقادیر V/Cr کمتر از ۲ و $V/(V + Ni)$ کمتر از $0/53$ در مطالعه جونز و منینگ (۱۹۹۴) بعنوان شرایط اکسیدی در نظر گرفته شده که با داده‌های این مطالعه مطابقت ندارد. بنابراین، برای تطبیق بهتر زون‌بندی‌ها با نمودار Mo_{EF} در مقابل U_{EF} ، مقادیر V/Cr کمتر از ۲ و $V/(V + Ni)$ کمتر از $0/53$ بعنوان شرایط اکسیک-دیزاکسیک پیشنهاد می‌شود. همچنین مقادیر V/Cr بیشتر از ۲ و $V/(V + Ni)$ بین $0/53$ تا $0/6$ بعنوان شرایط ساب‌اکسیک برای هر دو برش آلی‌باشی و زال در نظر گرفته شده است.



شکل ۴. روند تغییرات چینه‌شناسی Mo_{auth}/U_{auth} ، $V/(V + Ni)$ ، U/Mo و V/Cr در برش آلی‌باشی.



شکل ۵. روند تغییرات چینه‌شناسی Mo_{auth}/U_{auth} ، $V/(V + Ni)$ ، U/Mo و V/Cr در برش زال.

درج‌ها بوده و از نسبت مولار Mo/U آب دریا بیشتر است (مورفورد و امرسن، ۱۹۹۹؛ آلیجو و تریبویلارد، ۲۰۰۹). در جدول های ۲ و ۳ نسبت‌های Mo/U درج‌ها برای برش آلی باشی بین ۰/۱۶ و ۰/۵۲ و برای برش زال بین ۰/۲۳ و ۰/۶۶ تغییر می‌کند که در هر دو از نسبت مولار Mo/U آب دریا کمتر می‌باشد. نمونه‌های هر دو برش درجه کمتری از غنی‌شدگی درج‌ها را نشان می‌دهند که در آن اورانیوم درج‌ها غنی‌شدگی متوسط (بین ۵/۹ و ۲۱/۱۸ برای برش آلی‌باشی و بین ۵/۷ و ۲۱/۲۶ برای برش زال) دارد ولی مولیبیدن غنی‌شدگی ضعیفی را نشان می‌دهد بطوریکه در شکل ۳ نسبت‌های Mo/U درج‌ها در حدود ۰/۱۵ تا ۰/۴ برابر آب دریا برای برش آلی‌باشی و در حدود ۰/۲ تا ۰/۵ برابر آب دریا برای برش زال می‌باشد.

۹-۲- انقراض انتهای پرمین

از میان دلایل متعددی که برای انقراض انتهای پرمین ارایه شده است وجود شرایط آنکسیک هم به عنوان علت انقراض انتهای پرمین و هم به عنوان سدی برای بهبود شرایط بعد از انقراض عنوان شده است. شواهد متعددی برای شرایط آنکسیک گسترده در زمان انقراض انتهای پرمین وجود دارد (گریس و همکاران، ۲۰۰۵؛ برنکا و همکاران، ۲۰۱۱؛ ویگنل و همکاران، ۲۰۱۰؛ سانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ لوپ و همکاران، ۲۰۱۳). با توجه به شواهد بدست آمده از این مطالعه اگرچه شرایط اکسیداسیون و احیا در طول توالی پرمین بالایی در دو برش آلی‌باشی و زال بصورت تغییر بین شرایط اکسیک/دیزاکسیک و ساب‌اکسیک ارزیابی می‌شود ولی شواهدی از فقدان کامل اکسیژن و پیشرفت شرایط آنکسیک حتی در عضو رسی که در بالاترین بخش چنگسینکین قرار دارد مشاهده نمی‌شود. نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و ریزرخساره‌های نهشته‌های پرمین بالایی در برش‌های آلی‌باشی و زال دلالت بر رسوبگذاری در محیط دریایی باز، غالباً عمیق، شلف بیرونی دارد که همراه با تنوع فونایی و آشفتگی زیستی حتی در افق‌های چنگسینکین بالایی آهک‌های پاراتیرولیتس‌دار می‌باشد که با شرایط آنکسیک همخوانی ندارد (عارفی‌فرد، ۱۴۰۱؛ عارفی‌فرد و بود، ۲۰۲۲).

در مورد رنگ قرمز نهشته‌های پرمین بالایی ایده‌های مختلفی وجود دارند. لدا و همکاران (۲۰۱۴) رنگ قرمز سنگ‌آهک‌های آلی‌باشی و زال را به فعالیت باکتریایی در

الگوهای تغییرات همزمان بین مولیبیدن و اورانیوم در سیستم‌های دریایی قدیمه و عهد حاضر همواره مورد توجه بوده است (آلیجو و منیارد، ۲۰۰۴؛ آلیجو و تریبویلارد، ۲۰۰۹؛ تریبویلارد و همکاران، ۲۰۱۲). حساسیت مولیبیدن و اورانیوم نسبت شرایط اکسیداسیون و احیا در مقایسه با سایر معرف‌ها بیشتر بوده و بطور ویژه برای تجزیه و تحلیل محیط‌های قدیمه مفید می‌باشند. هر دو این عناصر به مقدار کم در پوسته قاره‌ای بالایی وجود دارند (بطور متوسط مولیبیدن در حدود ۳/۷ پی‌پی‌ام و اورانیوم ۲/۷ پی‌پی‌ام، تیلور و مک‌لنن (۱۹۸۵)). هر دو این عناصر در شرایط اکسیدی بطور معمولی رفتار می‌کنند و دارای دوام طولانی در آب دریا می‌باشند (۴۵۰۰۰۰ سال برای اورانیوم و ۷۸۰۰۰۰ سال برای مولیبیدن). در مقیاس جهانی نسبت مولار Mo/U در اقیانوس آرام (۷/۳۵ (میلرو، ۱۹۹۶) و در اقیانوس اطلس ۷/۹۰ (چن و همکاران، ۱۹۸۶) می‌باشد. هر دو این عناصر به مقدار کم در پلانکتون‌ها مشاهده می‌شوند و بنابراین غنی‌سازی آن‌ها در رسوبات یا سنگ‌های رسوبی معمولاً به جذب درج‌ها این عناصر از آب دریا نسبت داده می‌شود (آلیجو و تریبویلارد، ۲۰۰۹). با وجود این شباهت‌ها، تفاوت‌های مهمی در رفتار مولیبیدن و اورانیوم تحت شرایط احیا دیده می‌شود که باعث تفاوت‌هایی در فراوانی آن‌ها در رسوبات دریایی می‌شود. جذب اورانیوم درج‌ها در مرز احیای آهن دوظرفیتی به آهن سه‌ظرفیتی شروع می‌شود (ژنگ و همکاران، ۲۰۰۲ a, b) در حالی که جذب مولیبیدن درج‌ها دیرتر صورت می‌گیرد زیرا مستلزم حضور سولفید هیدروژن است (ژنگ و همکاران، ۲۰۰۰). ارتباط بین شرایط اکسیداسیون و احیا با غنی‌سازی درج‌های مولیبیدن- اورانیوم بدین صورت است که در سیستم‌های دریایی باز با رخساره‌های اکسیدی، مولیبیدن و اورانیوم هیچگونه غنی‌سازی ندارند و فاکتور غنی‌سازی آن‌ها کمتر از ۱۰ می‌باشد (آلیجو و لی، ۲۰۲۰). در رخساره‌های ساب‌اکسیک غنی‌سازی مولیبیدن و اورانیوم متوسط است و غنی‌سازی اورانیوم بیشتر از غنی‌سازی مولیبیدن است زیرا جذب اورانیوم در مرز احیای آهن دو ظرفیتی به آهن سه‌ظرفیتی صورت می‌گیرد و در نتیجه نسبت Mo/U درج‌ها بطور مشخص از نسبت مولار Mo/U آب کف دریا که ۷/۵ تا ۷/۹ می‌باشد کمتر است (مورفورد و همکاران، ۲۰۰۵). در شرایط آنکسیک غنی‌سازی اورانیوم و مولیبیدن شدید بوده که همراه با نسبت‌های بالای Mo/U

چنگسینگین $27-33^{\circ}$ درجه سانتی‌گراد بوده که در افق انقراض به 35° درجه سانتی‌گراد تغییر یافته است. با این وجود، داده‌ها و نمودار ایزوتوپ کربن و اکسیژن در مطالعه شابن و همکاران (۲۰۱۴) نشان می‌دهد که شروع روند منفی ایزوتوپ اکسیژن بعد از افق انقراض و در رس مرزی یا عضو ارس در زون کنودونتی *Hindeodus praeparvus* *H. Changxingensis* اتفاق می‌افتد در حالی که شروع روند منفی ایزوتوپ کربن در بخش میانی زون *Clarkina yeni* صورت می‌گیرد (شکل ۶). این اختلاف در شروع روند منفی ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در برش نهشته‌های پرمین‌بالایی-تریاس‌زیرین چاناکچی و ودی در ارمنستان نیز گزارش شده است (جوکمسکی و همکاران، ۲۰۲۰).

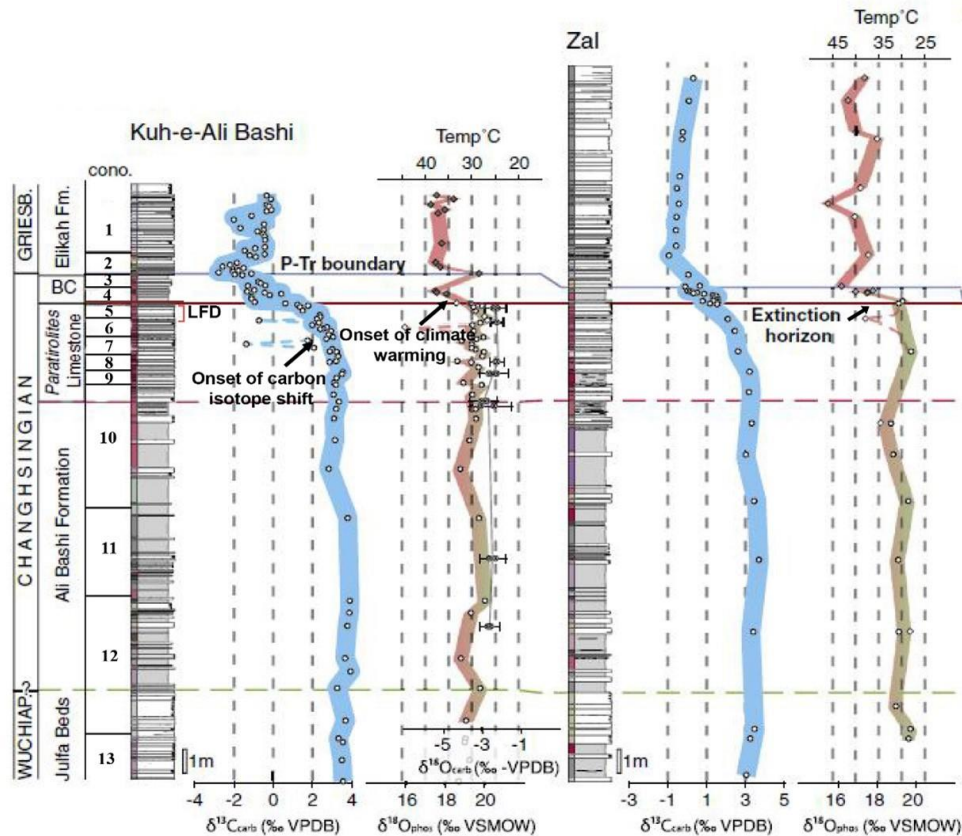
با مقایسه برش‌های پرمین‌بالایی-تریاس‌زیرین در ایران و ارمنستان با مقطع تیپ مرز پرموتریاس در برش میشان در جنوب چین جایی که تعیین سن دقیق رادیومتریک انجام شده است مشخص می‌شود که شروع روند منفی ایزوتوپ کربن ۱۲ تا ۱۲۸ هزار سال قبل از شروع روند منفی ایزوتوپ اکسیژن و گرم شدن آب و هوا صورت گرفته است (جوکمسکی و همکاران، ۲۰۲۰). این تغییر زمانی بین شروع روندهای منفی $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ با توجه به همزمانی تغییرات در دی‌اکسیدکربن اتمسفری و درجه حرارت جهانی غیر منتظره می‌باشد. تاخیر زمانی در تغییرات ایزوتوپ‌های $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ رابطه معمول علت و معلول بین انتشار گازهای گلخانه‌ای ناشی از فعالیت ولکانیسم سیبری و گرمایش جهانی را مورد تردید قرار می‌دهد. شروع افزایش درجه حرارت در اکثر برش‌های مطالعه شده پرموتریاس همچنین مصادف با غنی‌سازی مهم در نسبت Hg/TOC (جیوه/کل کربن ارگانیک) است که دلالت بر وقوع یک حادثه اصلی ولکانیک دارد (سیال و همکاران، ۲۰۲۰).

در مورد برش‌های زال و آلی باشی با توجه به اینکه کاهش تنوع فونایی در بخش‌های بالایی آهک‌های پاراتیرولیتس‌دار اتفاق افتاده و شروع روند منفی ایزوتوپ اکسیژن و گرم شدن آب و هوا بطور مشخص در عضو ارس و بعد از کاهش تنوع فونایی صورت گرفته لذا نسبت دادن انقراض انتهای پرمین به گرم شدن آب و هوا مشکل به نظر می‌رسد. از طرف دیگر شواهدی از وجود شرایط انکسیک یا یوکسینیک در دو برش مطالعه شده در انتهای پرمین وجود ندارد. شابن و همکاران (۲۰۱۵) با مطالعه تغییرات ایزوتوپ‌های گوگرد و اکسیژن سولفات‌های همراه

محیط دیزاکسیک/انکسیک در فصل مشترک سطح بین آب و رسوب نسبت می‌دهند جایی که میکروارگانیس‌م‌هایی نظیر باکتری‌ها و قارچ‌ها اکسی‌هیدروکسیدهای آهن و منگنز را نهشته می‌کنند. ایجاد رنگ قرمز همچنین می‌تواند احتمالاً ناشی از تجمع و پراکندگی هماتیت‌های کوچک‌تر از یک میکرون در محیط‌های دریایی فقیر از اکسیژن در طی دیاژنز آغازی باشد (پریات و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۰۸؛ مامت و پریات، ۲۰۰۵، ۲۰۰۶). در مقابل، حیدری و همکاران (۲۰۰۳) وجود رنگ قرمز را به آب‌های کف اکسیژن‌دار نسبت داده‌اند که در آن ذرات رس آواری غنی از آهن وجود داشته است. مطالعه ریزرخساره‌ها و محتویات فونایی آهک‌های پاراتیرولیتس‌دار نشان می‌دهد که تنوع فونایی شامل استراکدها، سوزن اسفنج و قطعات کرینویید در بالاترین بخش این آهک‌ها بصورت بایوکلاستیک و کستون وجود دارد و آشفتگی زیستی متوسط در این آهک‌ها گزارش شده است (لدا و همکاران، ۲۰۱۴؛ گلیوا و همکاران، ۲۰۲۰). در بالاترین لایه آهک‌های پاراتیرولیتس‌دار اینتراکلاست و کستون بدون فسیل گزارش شده است (لدا و همکاران، ۲۰۱۴). بر طبق مطالعات کورن و همکاران (۲۰۱۶) فراونی آمونوییدها در بالاترین افق‌های آهک‌های پاراتیرولیتس‌دار کاهش یافته و به فاصله بسیار کمی قبل از افق انقراض ناپدید می‌شوند. مطالعه استراکدهای پرمین‌بالایی در برش دره ارس واقع در شمال غرب ایران نشان‌دهنده تاثیر انقراض انتهای پرمین بر روی تنوع فونایی این دسته از ارگانیس‌م‌ها بوده بطوری که تغییر کاملی از مجموعه‌های با تنوع کم استراکد *Fabalicypriis* قبل از انقراض به مجموعه‌های با تنوع بالای دارای استراکد *Bairdiacyris* در بعد از انقراض بوجود می‌آید (گلیوا و همکاران، ۲۰۲۱). این تغییر در اجتماعات استراکدها به همزمانی با افزایش درجه حرارت در انتهای محیطی نظیر استرس ناشی از گرما بر روی استراکدها شده است (گلیوا و همکاران، ۲۰۲۱). شابن و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از رکوردهای ایزوتوپ اکسیژن کنودونت‌ها در نهشته‌های پرمین‌بالایی-تریاس‌زیرین در دو برش زال و آلی باشی روند منفی ایزوتوپ اکسیژن $\delta^{18}O$ در گذر از افق انقراض و گرم شدن آب و هوا و تسلط آب و هوای گرم بعد از انقراض انتهای پرمین را گزارش کردند. بر اساس داده‌های آن‌ها، درجه حرارت سطح آب دریا در طی

اکسیداسیون سولفیدها به سولفات‌ها و آزاد کردن اکسیژن سولفات‌ها در طی احیا سولفات‌ها مشارکت دارد (بوتل و ریزول، ۲۰۰۰). باکتری‌های احیاکننده سولفات‌ها باعث غنی‌سازی ^{18}O در سولفات‌های باقی‌مانده شده و این غنی‌شدگی از طریق تبادل اکسیژن آزاد شده از سولفات‌ها با اکسیژن آب دریا در طی احیا سولفات‌ها افزایش می‌یابد. در نتیجه در شرایط آنکسیک و یا یوکیسینیک روند تغییرات $\delta^{18}\text{O}_{\text{CAS}}$ بصورت مثبت می‌باشد (جون و همکاران، ۲۰۱۰). نتایج مطالعه شابن و همکاران (۲۰۱۵) در دو برش آلی‌باشی و زال نشان می‌دهد که مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ تا قبل از افق انقراض تغییرات محسوسی اتفاق نمی‌افتد ولی در عضو ارس دارای یک روند منفی است در حالی که $\delta^{18}\text{O}_{\text{CAS}}$ یک روند مثبت را نشان می‌دهد.

کربنات‌ها^۱ در برش‌های آلی‌باشی و زال وجود روندهای متفاوت در تغییرات ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن را در عضو ارس گزارش کردند. ایزوتوپ‌های گوگرد ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$) و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CAS}}$) در سولفات‌های همراه کربنات‌ها برای بازسازی سیکل جهانی گوگرد، و ارزیابی تغییرات در شرایط اکسیداسیون و احیا در محیط‌های قدیمی مهم هستند. در شرایط آنکسیک و احیا شدن سولفات‌ها بوسیله باکتری‌ها، محصولات فقیر از ^{34}S (کانی‌های سولفیدی نظیر پیریت با حضور یون‌های آهن در محیط) تشکیل می‌شوند و این فرآیند منجر به افزایش ^{34}S در آب اقیانوس می‌شود. بنابراین در رسوباتی که در محیط‌های آنکسیک و بلاخص یوکیسینیک تشکیل شده‌اند مقادیر $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ یک روند مثبت را نشان می‌دهد (جان و همکاران، ۲۰۱۰). از طرف دیگر، اکسیژن بطور پیوسته در سیکل گوگرد از طریق



شکل ۶. نمایش ایزوتوپ اکسیژن کنودنت‌ها و کلسیت براکیوپودهای خوب حفظ شده به‌همراه ایزوتوپ کربن نمونه‌های کل کربنات‌ها در برش چینه‌شناسی آلی‌باشی و زال، درجه حرارت‌های قدیمه با این فرض که درجه حرارت آب سطحی برای برش‌های آلی‌باشی و زال ۰/۸۱- بوده محاسبه شده است. این شکل با اصلاحاتی از شابن و همکاران (۲۰۱۴) اقتباس شده است. زون‌های کنودنتی بر اساس شن و می (۲۰۱۰) و قادری و همکاران (۲۰۱۴a) می‌باشد. اختصارات:

BC = Boundary clay, LFD = Low faunal diversity, 1 = *Isarcicella isarcica*, 2 = *Hindeodus parvus*, 3 = *Merrilina ultima*-*Stepanovites? mostleri*, 4 = *Hindeodus praeparvus*-*Hindeodus changxingensis*, 5 = *Clarkina hauschkei*, 6 = *Clarkina abadehensis*, 7 = *Clarkina yeni*, 8 = *Clarkina nodosa*, 9 = *Clarkina bachmanni*, 10 = *Clarkina changxingensis*, 11 = *Clarkina subcarinata*, 12 = *Clarkina subcarinata*-*Clarkina orientalis*, 13 = *Clarkina orientalis*.

¹ Carbonate-associated sulphates

آمده از این مطالعه و وضعیت آب و هوایی در انتهای پرمین در برش‌های مورد مطالعه می‌توان چنین استنباط نمود که کاهش تنوع فونایی در انتهای پرمین در ناحیه مورد مطالعه بدلیل گرم شدن آب و هوا و یا شرایط آنکسیک نبوده است و لذا باید ناشی از عوامل دیگری باشد.

منابع

عارفی‌فرد، س (۱۴۰۲) رسوبات وچیاپینگین در شمال‌غرب و جنوب‌غرب ایران و تاثیرپذیری آن‌ها از فرونشینی تکتونیکی پرمین پسین. نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۱۱، جلد ۲۱، ص ۴۲-۶۱.

Alavi, M (1991) Tectonic map of the Middle East, Geological Survey of Iran, Scale: 1:5000000.

Algeo, T. J (2004) Can marine anoxic events draw down the trace element inventory of seawater? *Geology*, 32: 1057-1060.

Algeo, T. J., Maynard, J. B (2004) Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical Geology*, 206: 289-318.

Algeo, T. J., Tribouillard, N (2009) Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation. *Chemical Geology*, 268(3): 211-225.

Algeo, T. J., Li, C (2020) Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 287: 8-26.

Algeo, T. J., Hinnov, L., Moser, J., Maynard, J. B., Elswick, E., Kuwahara, K., Sano, H (2010) Changes in productivity and redox conditions in the Panthalassic Ocean during the latest Permian. *Geology*, 38(2):187-190.

Arefifard, S., Baud, A (2022) Depositional environment and sequence stratigraphy architecture of continuous Upper Permian and Lowermost Triassic deep marine deposits in NW and SW Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 603: 111187.

Bond, D. P. G., Wignall, P. B (2014) Large igneous provinces and mass extinctions: an update. In: Keller, G, Kerr, A C, (Eds.), *Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects*. Geological Society of America Special Paper, 505: 29-55.

Bond, D. P. G., Grasby, S. E (2017) On the causes of mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478: 3-29.

Bottrell, S. H., Raiswell, R (2000) Sulphur isotopes and microbial sulphur cycling in sediments. In: Riding, R E, Awramik, SM (Eds.), *Microbial Sediment*. Springer-Verlag, Berlin, 96-104.

Breck, W. G (1974) Redox levels in the sea. In: Goldberg, E D (Ed.), *The Sea. Marine Chemistry*, Wiley, New York, 5:153-179.

شابن و همکاران (۲۰۱۵) دلیل عدم همخوانی روندهای ایزوتوپ‌های اکسیژن و گوگرد را به افزایش احیای سولفات‌ها توسط باکتری‌ها و کاهش دفن پیریت نسبت می‌دهند که با گستره جهانی افزایش یافته آب‌های دریایی یوکسینیک با آهن محدود سازگار می‌باشد. در مطالعه شابن و همکاران (۲۰۱۵) نیز عدم وجود محیط آنکسیک و یا یوکسینیک در آهک‌های پاراتیرولیتس‌دار و بالاترین افق‌های آن جایی‌که کاهش تنوع فونایی گزارش شده مشهود است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت گرچه وجود شرایط آنکسیک و گرمایش جهانی به عنوان دلایل اصلی انقراض انتهای پرمین در بعضی از نهشته‌های پرمین بالایی-تریاس‌زیرین ارائه شده است ولی در برش‌های آلی‌بازی و زال شواهدی از آن‌ها یافت نمی‌شود.

۱۰- نتیجه‌گیری

برای بررسی شرایط اکسیداسیون و احیا و تغییرات ژئوشیمیایی آب دریا در قبل از انقراض و در گذر از افق انقراض انتهای پرمین-تریاس، نهشته‌های پرمین‌بالایی دو برش آلی‌بازی و زال در ناحیه جلفا در شمال‌غرب ایران مورد مطالعه قرار گرفتند. برای این منظور از تغییرات عناصر کمیاب حساس به شرایط اکسیداسیون و احیا در شیل‌های پرمین‌بالایی در دو برش مورد مطالعه استفاده شده است. مقادیر نسبت‌های $V/(V+Ni)$ و V/Cr نشان‌دهنده تغییر شرایط اکسیداسیون و احیا از اکسیک/دیزاکسیک به ساب‌اکسیک بوده و حتی در عضو ارس (رس مرزی) که بعد از افق انقراض قرار گرفته مقادیر این نسبت‌ها وضعیت آنکسیک را تایید نمی‌کند. بررسی نسبت U/Mo در طول توالی‌های پرمین‌بالایی بالا بودن نسبی اورانیوم و ایجاد شرایط ساب‌اکسیک در بعضی لایه‌ها را نشان می‌دهد. نسبت Mo/U در جازا در تمام نمونه‌ها از نسبت مولار Mo/U آب کف دریا ($7/5$ تا $7/9$) کمتر بوده و بررسی نمودار $MOEF$ در مقابل U_{EF} نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در شرایط اکسیک/دیزاکسیک به ساب‌اکسیک است. داده‌های قبلی در مورد وضعیت آب و هوای قدیمه در نهشته‌های پرمین‌بالایی در برش‌های آلی‌بازی و زال بر اساس میزان تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در کنودونت‌ها موید شروع گرم شدن آب در عضو ارس (رس مرزی) است که بعد از افق انقراض انتهای پرمین قرار گرفته است. با توجه به نتایج بدست

- Courtillot, V., Olson, P (2007) Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events. *Earth and Planetary Science Letters*, 260: 495-504.
- Diaz, R. J., Rosenberg, R (1995) Marine benthic hypoxia: a review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. *Oceanography and Marine Biology*, 33: 245-303.
- Ehrenberg S. N., Svåná, T. A., Swart, P. K (2008) Uranium depletion across the Permian–Triassic boundary in Middle East carbonates: Signature of oceanic anoxia. *AAPG Bulletin*, 92(6): 691-707.
- Erwin, D. H (1994) The Permo-Triassic extinction. *Nature*, 367(6460): 231-236.
- Erwin, D. H (2006) *Extinction: How Life on Earth Nearly Ended 250 million years ago*. Princeton, New Jersey, Princeton University Press, 296 p.
- Erwin, D. H., Bowring, S. A., Jin, Y. G (2002) End-Permian mass-extinctions: A review. In: Koeberl, C, MacLeod, K G, (Eds.), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America Special Paper, 356: 353-383.
- Fraiser, M. L., Bottjer, D. J (2007) Elevated atmospheric CO₂ and the delayed biotic recovery from the end Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 164-175.
- Frank, K. T., Petrie, B., Shackell, N. L (2007) The ups and downs of trophic control in continental shelf ecosystems. *Trends in Ecology & Evolution*, 22(5): 236-242.
- Ferry, J. G., Lessner, D. J (2008) Methanogenesis in marine sediments. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1125(1): 147-157.
- Froelich, P. N., Klinkhammer, G. P., Bender, M. L., Luedtke, N. A., Heath, G. R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., Maynard, V (1979) Early oxidation of organic matter in pemagic sediments of the eastern Equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 1075-1090.
- Gaines, R. R., Droser, M. L (2003) Paleocology of the familiar trilobite *Elrathia kingii*: an early exaerobic zone inhabitant. *Geology*, 31(11): 941-944.
- Ghaderi, A., Garbelli, C., Angiolini, L., Ashouri, A. R., Korn, D., Rettori, R., Gharaie, 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.
- 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, Brennecka, G. A., Herrmann, A. D., Algeo, T. J., Anbar, A. D (2011) Rapid expansion of oceanic anoxia immediately before the end-Permian mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(43):17631-17634.
- Burdige, D. J (1993) The biogeochemistry of manganese and iron reduction in marine sediments. *Earth-Science Reviews*, 35(3): 249-284.
- Burgess, S. D., Bowring, S. A (2015) High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Science Advances*, 1: 1-14.
- Burgess, S. D., Muirhead, J. D., Bowring, S. A (2017) Initial pulse of Siberian Traps sills as the trigger of the end-Permian Mass extinction. *Nature Communications*, 8: 1-6.
- Canfield, D. E., Thamdrup, B (2009) Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or, why we wish the term 'suboxic' would go away. *Geobiology*, 7(4): 385-392.
- Canfield, D. E., Farquhar, J (2009) Animal evolution, bioturbation, and the sulfate concentration of the oceans. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(20): 8123-8127.
- Canfield, D. E., Thamdrup, B., Hansen, J. W (1993) The anaerobic degradation of organic matter in Danish coastal sediments: iron reduction, manganese reduction, and sulfate reduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(16): 3867-3883.
- Cao, C., Love, G. D., Hays, L. E., Wang, W., Shen, S., Summons, R. E (2009) Biogeochemical evidence for euxinic oceans and ecological disturbance presaging the end-Permian mass extinction event. *Earth and Planetary Science Letters*, 281: 188-201.
- Chen, J. H., Edwards, R. L., Wasserburg, G. J (1986) ²³⁸U, ²³⁴U and ²³²Th in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 80: 241-251.
- Chen, B., Joachimski, M. M., Shen, S. Z., Lambert, L. L., Lai, X. L., Wang, X. D., Chen, J., Yuan, D. X (2013) Permian ice volume and palaeoclimate history: oxygen isotope proxies revisited. *Gondwana Research*, 24: 77-89.
- Chester, R (2000) *Marine Geochemistry*. Blackwell, London. 506 p.
- Clarkson, M. O., Kasemann, S. A., Wood, R. A., Lenton, T. M., Daines, S. J., Richoz, S., Ohnemüller, F., Meixner, A., Poulton, S. W., Tipper, E. T (2015) Ocean acidification and the Permo-Triassic mass extinction. *Science*, 348: 229-232.
- Courtillot, V (1999) *Evolutionary Catastrophes: The Science of Mass Extinction*. Cambridge, UK, Cambridge University Press, 173 p.

- and the Permian-Triassic mass extinction: *Geology*, 40: 195-198.
- Joachimski, M. M., Alekseev, A. S., Grigoryan, A., Gatovsky, Y. A (2020) Siberian Trap volcanism, global warming and the Permian-Triassic mass extinction: new insights from Armenian Permian-Triassic sections. *GSA Bulletin*, 132 (1-2): 427-443.
- John, E. H., Wignall, P. B., Newton, R. J., Bottrell, S. H (2010) $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{CAS}}$ records during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) transition and their bearing on mass extinction models. *Chemical Geology*, 275: 221-234.
- Jones, B., Manning, D. A (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1-4): 111-129.
- Kauffman, E. G., Sageman, B. B (1990) Biological sensing of benthic environments in dark shales and related oxygen restricted facies. In: Ginsburg, R. N., Beaudoin, B (Eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms* Kluwer, Dordrecht, 121-138.
- Korn, D., Ghaderi, A., Leda, L., Schobben, M., Ashouri, A. R (2016) The ammonoids from the Late Permian Paratirorites Limestone of Julfa (East Azerbaijan, Iran). *Journal of Systematic Palaeontology*, 14: 841-890.
- 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.
- 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.
- 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.
- Levin, L. A (2003) Oxygen minimum zone benthos: adaptation and community response to hypoxia. *Oceanography and Marine Biology-An Annual Review*, 41: 1-45.
- Levin, L. A., Etter, R. J., Rex, M. A., Gooday, A. J., Smith, C. R., Pineda, J., Stuart, C. T., Hessler, R. R., Pawson, D (2001) Environmental influences on regional deep-sea species diversity. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 32(1): 51-93.
- Levin, L. A., Ekau, W., Gooday, A. J., Jorissen, F., Middelburg, J. J., Naqvi, S. W. A., Neira, C., Rabalais, N. N., Zhang, J (2009) Effects of conodonts and ammonoids, *Fossil Record*, 17: 41-57.
- 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.
- Gooday, A. J., Jorissen, F., Levin, L. A., Middelburg, J. J., Naqvi, S. W. A., Rabalais, N. N., Scranton, M., Zhang, J (2009) Historical records of coastal eutrophication-induced hypoxia. *Biogeosciences*, 6(8): 1707-1745.
- Gray, J. S., Wu, R. S. S., Or, Y. Y (2002) Effects of hypoxia and organic enrichment on the coastal marine environment. *Marine Ecology Progress Series*, 238: 249-279.
- Grice, K., Cao, C., Love, G. D., Boettcher, M. E., Twitchett, R. J., Grosjean, E., Summons, R. E., Turgeon, S. C., Dunning, W., Jin, Y (2005) Photic zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. *Science*, 307(5710):706-709.
- Hassanzadeh, J., Wernicke, B. P (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35: 586-621.
- Hatch, J. R., Leventhal, J. S (1992) Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chemical Geology*, 99: 65-82.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W. J (2000) Geochemistry of central Tethyan upper Permian and lower Triassic strata, Abadeh region, Iran. *Sedimentary Geology*, 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 405-423.
- Hofmann, A. F., Peltzer, E. T., Walz, P. M., Brewer, P. G (2011) Hypoxia by degrees: Establishing definitions for a changing ocean. *Deep Sea Research Part I*, 58: 1212-1226.
- Isozaki, Y (1994) Superanoxia across the Permian-Triassic boundary: record in accreted deep-sea pelagic chert in Japan. In: Embry, A. F., Beauchamp, B., Glass, D. J (Eds.) *Pangea: Global Environments and Resources: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 17: 805-812.
- Joachimski, M. M., Lai, X. L., Shen, S. Z., Jiang, H. S., Luo, G. M., Chen, B., Chen, J., Sun, Y. D (2012) Climate warming in the latest Permian

- Permian marine mass extinction. *Science*, 362: 1-6.
- Poulton, S. W., Canfield, D. E. (2011) Ferruginous conditions: a dominant feature of the ocean through Earth's history. *Elements*, 7(2): 107-112.
- Préat, A., Loreau, J. P., Durllet, C., Mamet, B. (2006) Petrography and biosedimentology of the Rosso Ammonitico Veronese (Middle–Upper Jurassic, Northeastern Italy). *Facies*, 52: 265-278.
- 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.
- Reichow, M. K., Saunders, A. D., White, R. V., Pringle, M. S., Al'Mukhamedov, A. I., Medvedev, A. I., Kirida, N. P. (2002) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled. *Science*, 296: 1846-1849.
- Reichow, M. K., Saunders, A. D., White, R. V., Pringle, M. S., Al'Mukhamedov, A. I., Medvedev, A. Ya., Kirida, N. P. (2002) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the West Siberian Basin: Siberian Flood Basalt Province doubled. *Science*, 296: 1846-1849.
- Renne, P. R., Basu, A. R. (1991) Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo–Triassic boundary. *Science*, 253: 176-179.
- Repeta, D. J. (1993) A high-resolution historical record of Holocene anoxygenic primary production in the Black Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 4337-4342.
- Revsbech, N. P., Larsen, L. H., Gundersen, J., Dalsgaard, T., Ulloa, O., Thamdrup, B. (2009) Determination of ultra-low oxygen concentrations in oxygen minimum zones by the STOX sensor. *Limnology and Oceanography: Methods*, 7: 371-381.
- Rue, E. L., Smith, G. J., Cutter, G. A., Bruland, K. W. (1997) The response of trace element redox couples to suboxic conditions in the water column. *Deep-Sea Research Part I*, 44: 113-134.
- Saitoh, M., Isozaki, Y. (2021) Carbon Isotope Chemostratigraphy Across the Permian-Triassic Boundary at Chaotian, China: Implications for the Global Methane Cycle in the Aftermath of the Extinction. *Frontiers in Earth Science*, 8: 1-22.
- Savrda, C. E., Bottjer, D. J., Gorsline, D. S. (1984) Development of a comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model: evidence from Santa Monica, San Pedro, and Santa Barbara Basins, California Continental Borderland. *AAPG Bulletin*, 68(9): 1179-1192.
- Schobben, M., Stebbins, A., Ghaderi, A., Strauss, H., Korn, D., Korte, C. (2015) Flourishing ocean drives the end-Permian marine mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(12): 3693-3698.
- natural and human-induced hypoxia on coastal benthos. *Biogeosciences*, 6: 2063-2098.
- Little, S. H., Vance, D., Lyons, T. W., McManus, J. (2015) Controls on trace metal authigenic enrichment in reducing sediments: Insights from modern oxygen-deficient settings. *American Journal of Science*, 315(2): 77-119.
- Loope, G. R., Kump, L. R., Arthur, M. A. (2013) Shallow water redox conditions from the Permian–Triassic boundary microbialite: The rare earth element and iodine geochemistry of carbonates from Turkey and South China. *Chemical Geology*, 351: 195-208.
- Madison, A. S., Tebo, B. M., Mucci, A., Sundby, B., Luther, G. W. (2013) Abundant porewater Mn (III) is a major component of the sedimentary redox system. *Science*, 341: 875-878.
- Mamet, B., Préat, A. (2005) Why is red marble red? *Revista española de micropaleontología*, 37: 13-21.
- Mamet, B., Préat, A. (2006) Iron-bacterial mediation in Phanerozoic red limestones: state of the art. *Sedimentary Geology*, 185: 147-157.
- McLennan, S. M. (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2: 1-24.
- Millero, F. J. (1996) *Chemical Oceanography*. CRC Press, Boca Raton, Florida. 469 p.
- Morford, J. L., Emerson, S. (1999) The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 1735-1750.
- Morford, J. L., Emerson, S. R., Breckel, E. J., Kim, S. H. (2005) Diagenesis of oxyanions (V, U, Re, and Mo) in pore waters and sediments from a continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: 5021-5032.
- Murray, J. W., Codispoti, L. A., Friederich, G. E. (1995) Oxidation-reduction environments: The suboxic zone in the Black Sea. In *Aquatic Chemistry, Interfacial and Interspecies Processes*. American Chemical Society, *Advances in Chemistry Series*, 244: 157-176.
- Murray, J. W., Fuchsman, C., Kirkpatrick, J., Paul, B., Kononov, S. K. (2005) Species and $\delta^{15}\text{N}$ signatures of nitrogen transformations in the suboxic zone of the Black Sea. *Oceanography*, 18(2): 36-47.
- Payne, J. L., Lehrmann, D. J., Follet, D., Seibel, M., Kump, L. R., Riccardi, A., Altiner, D., Sano, H., Wei, J.-Y. (2007) Erosional truncation of uppermost Permian shallow-marine carbonates and implications for Permian–Triassic boundary events. *Geological Society of America Bulletin*, 119: 771-784.
- Penn, J. L., Deutsch, C., Payne, J. L., Sperling, E. A. (2018) Temperature dependent hypoxia explains biogeography and severity of end-

- and Ancient Continental Shelf Anoxia Geological Society of London Special Publication, 58: 1-24.
- Wignall, P. B., Myers, K. J (1988) Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. *Geology*, 16: 452-455.
- Wignall, P. B., Hallam, A (1992) Anoxia as a cause of the Permian/Triassic extinction: Facies evidence from northern Italy and the western United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 21-46.
- Wignall, P. B., Zonneveld, J. P., Newton, R. J., Amor, K., Sephton, M. A., Hartley, S (2007) The end-Triassic mass extinction record of Williston Lake, British Columbia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253: 385-406.
- Wignall, P. B., Bond, D. P. G., Kuwahara, K., Kakuwa, Y., Newton, R. J., Poulton, S. W (2010) An 80 million year oceanic redox history from Permian to Jurassic pelagic sediments of the Mino-Tamba terrane, SW Japan, and the origin of four mass extinctions. *Global and Planetary Change*, 71(1-2):109-123.
- Yano, M., Yasukawa, K., Nakamura, K., Ikehara, M., Kato, Y (2020) Geochemical features of redox-sensitive Trace metals in sediments under oxygen-depleted marine environments. *Minerals*, 10: 1-20.
- Zhang, F., Romaniello, S. J., Algeo, T. J., Lau, K. V., Clapham, M. E., Richoz, S., Herrmann, A. D., Smith, H., Horacek, M., Anbar, A. D (2018) Multiple episodes of extensive marine anoxia linked to global warming and continental weathering following the latest Permian mass extinction. *Science Advances*, 4: 1-9.
- Zheng, Y., Anderson, R. F., van Geen, A., Kuwabara, J (2000) Authigenic molybdenum formation in marine sediments: a link to pore water sulfide in the Santa Barbara Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 4165-4178.
- Zheng, Y., Anderson, R. F., van Geen, A., Fleischer, M. Q (2002a) Preservation of nonlithogenic particulate uranium in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 3085-3092.
- Zheng, Y., Anderson, R. F., van Geen, A., Fleischer, M. Q (2002b) Remobilization of authigenic uranium in marine sediments by bioturbation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 1759-1772.
- Zhou, L., Wignall, P. B., Su, J., Feng, Q., Xie, S., Zhao, L., Huang, J (2012) U/Mo ratios and $\delta^{98/95}\text{Mo}$ as local and global redox proxies during mass extinction events. *Chemical Geology*, 324 (325): 99-107.
- Sciences of the United States of America, 112: 10298-10303.
- 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.
- Shen, J., Algeo, T. J., Zhou, L., Feng, Q., Yu, J., Ellwood, B. B (2012) Volcanic perturbations of the marine environment in South China preceding the latest Permian mass extinction and their biotic effects. *Geobiology*, 10: 82-103.
- Sial, A. N., Chen, J., Lacerda L. D., Korte, C., Spangenberg, J. E., Silva-Tamayo, J. C., Gaucher, C., Ferreira, V. P., Barbosa, J. A., Pereira, N. S., Benigno, A. P (2020) Globally enhanced Hg deposition and Hg isotopes in sections straddling the Permian-Triassic boundary: Link to volcanism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 540: 109537.
- Song, H. J., Wignall, P. B., Tong, J., Bond, D. P. G., Song, H. Y., Lai, X., Zhang, K., Wang, H., Chen, Y (2012) Geochemical evidence from bio-apatite for multiple oceanic anoxic events during Permian-Triassic transition and the link with end-Permian extinction and recovery. *Earth and Planetary Science Letters*, 353 (354):12-21.
- Sperling, E. A., Knoll, A. H., Girguis, P. R (2015) The ecological physiology of Earth's second oxygen revolution. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 46: 215-235.
- Svensen, H., Planke, S., Polozov, A., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov, Y., Jamtveit, B (2009) Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 277: 490-500.
- Sweere, T., van den Boom, S., Dickson, A. J., Reichart, G. J (2016) Definition of new trace-metal proxies for the controls on organic matter enrichment in marine sediments based on Mn, Co, Mo and Cd concentrations. *Chemical Geology*, 441: 235-245.
- Tribouillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., Riboulleau, A (2006) Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232(1): 12-32.
- Tribouillard, N., Algeo, T. J., Baudin, F., Riboulleau, A (2012) Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum-uranium covariation—Applications to Mesozoic paleoceanography. *Chemical Geology*, 324: 46-58.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. 312 p.
- Tyson, R. V., Pearson, T. H (1991) Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In: Tyson R. V., Pearson T. H (Eds.), *Modern*

Analysis of the environmental conditions in Upper Permian deposits of NW Iran based on redox-sensitive trace metals

S. Arefifard^{*1} and S. Shahinfar²

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2- Ph. D. (graduated), Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

* sarefi.s@lu.ac.ir

Received: 2022/7/24 Accepted: 2022/12/12

Abstract

The lack of oxygen is considered as one of the main causes of mass extinction before Permian-Triassic boundary (ca. 251.9 million years ago). In this study redox conditions of Upper Permian shales of the Ali Bashi and Zal sections in SW Iran have been evaluated using redox-sensitive trace elements in order to examine the geochemical status of the seawater during Late Permian as well as before and after extinction horizon. According to V/Cr and V/(V +Ni) ratios the redox conditions throughout Upper Permian successions in both sections change from oxic/dysoxic to suboxic and in uppermost Changhsingian Aras Member which is located immediately after extinction horizon the increase of these for-mentioned ratios are evident. The Mo/U authigenic ratios in both sections demonstrate their lower values than Mo/U molar ratio of seawater (~7.5-7.9) and MoEF and UEF covariate plots show the position of samples of two study sections in oxic/dysoxic to suboxic zones. Considering the obtained results, although there is evidence of low oxygen conditions in some parts of the Upper Permian deposits, the lack of oxygen and anoxic condition did not happen in extinction horizon and even in the Aras Member there was a suboxic status. Therefore, other mechanisms should be investigated for the low faunal diversity of the Upper portion of the Upper Permian deposits of the Ali Bashi and Zal sections.

Keywords: Oxic conditions, Lopingian, Julfa, End-Permian extinction