

اقلیم و محیط‌های دیرینه در توالی رسوبات بستر دریاچه چگارمان بر اساس مطالعات رسوب شناسی و ژئوشیمیایی در طول هولوسن پسین

حمیده نوروزپور؛ استادیار، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران
جواد درویشی خاتونی^۱؛ دکتری ژئومورفولوژی در مدیریت محیطی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۲۳

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۹/۱۹

چکیده

بررسی تاریخی رسوب‌گذاری و شناسایی دوره‌های خشک و مرطوب در طول دوره هولوسن پسین در دریاچه چگارمان در شمال شرق استان خوزستان موضوع پژوهش حاضر است. یک مغزه رسوبی با ژرفای ۷۲۰ سانتی‌متر از رسوبات زیر بستر دریاچه چگارمان با استفاده از مغزه‌گیر دستی برداشت و بررسی شد. با توجه به بررسی‌های رسوب‌شناسی و تغییر رخساره‌های رسوبی، هشت رخساره رسوبی قابل تفکیک متعلق به محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای و تالابی شناسایی شد. دست‌کم دو دوره پرآبی و یک دوره سرد و یک دوره گرم و خشک در طول هولوسن پسین (۵۰۰۰ سال گذشته) شناسایی شد. دوره‌های مرطوب از ۱۲۵۰ سال پیش و از ۴۰۰۰ تا ۳۱۰۰ سال پیش در یک دوره ۹۰۰ ساله طول کشیده است. دوره سرد از ۳۱۰۰ تا ۱۲۵۰ سال پیش در یک دوره ۱۸۵۰ ساله و یک دوره گرم و خشک از ۴۳۰۰ تا ۴۵۰۰ سال پیش در یک دوره ۲۰۰ ساله امتداد داشته است. با توجه به تغییر نوع رخساره‌های رسوبی در دریاچه چگارمان، دوره خشک یکباره در منطقه ظاهر شده و به صورت تدریجی به پایان رسیده‌اند و دوره‌های مرطوب به تدریج شروع شده و ناگهان پایان پذیرفته‌اند. دوره خشک نسبت به دوره‌های مرطوب با شدت بیشتر و مدت زمان کوتاه‌تر ظاهر شده‌اند.

واژگان کلیدی: اقلیم دیرینه، دریاچه چگارمان، جغرافیای دیرینه، مغزه رسوبی، هولوسن پسین

مقدمه

اقلیم به عنوان میانگین دما یا بارش در یک دوره طولانی مدت به طور مداوم در حال نوسان و تغییر بوده است و ارتباط ساده ای بین تغییر اقلیم و واکنش‌های زیستی و فرهنگی انسان وجود ندارد (پتری و ویکس^۱، ۲۰۱۸؛ کولت برنیر و وارنال^۲، ۲۰۱۸). درک ویژگی‌های محیطی زمان گذشته جهت شناخت تغییرات آب و هوایی اهمیت دارد (حمزه و فراهی قصرابونصر^۳، ۲۰۲۰). تغییرات آب و هوایی در ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی رسوبات بازتاب پیدا می‌کند که می‌توان از آن برای پی بردن به فرآیندهای رسوبی و محیط‌های رسوبی دیرینه استفاده نمود (کرلین و شاتول^۴، ۲۰۱۶). در سطح جهانی، حلقه‌های درختی، گرده‌های گیاهی، مرجان‌ها، مغزه‌های یخی، رسوبات دریایی و دریاچه‌ای از مهمترین بایگانی‌ها برای مطالعات محیط‌های دیرینه هستند و کیفیت مطالعات انجام شده نیز به کیفیت این بایگانی‌ها بستگی دارد (مارتینز^۵ و همکاران، ۲۰۱۵؛ دامناتی^۶ و همکاران، ۲۰۱۶؛ بریست^۷ و همکاران، ۲۰۱۸). در این میان رسوبات بستر دریاچه‌ای شاخص‌های حساسی از اقلیم‌های محلی هستند (سولچینا^۸ و همکاران، ۲۰۱۶؛ روپ^۹ و همکاران، ۲۰۱۴) و به دلیل ورود حجم بالای رسوبات و در نتیجه وجود نرخ بالای رسوبگذاری امکان ثبت تغییرات اقلیمی و محیطی با قدرت تفکیک بالا فراهم می‌شود (حمزه و فراهی قصرابونصر، ۲۰۲۰). در طول دور هولوسن (از حدود ۱۱۷۰۰ سال پیش) (والکر^{۱۰} و همکاران، ۲۰۱۸؛ ۲۰۱۹) به منظور آشکار کردن خصوصیات ثبت شده در رسوبات دریاچه‌ای از مولفه‌های متعددی از قبیل رسوب‌شناسی، چینه‌شناسی، ژئوشیمی رسوبی، کانی‌شناسی، گرده‌های گیاهی، داده‌های باستان‌شناسی و تغییرات نرخ رسوبگذاری استفاده می‌شود (پیک و کیم^{۱۱}، ۲۰۰۶؛ آسیکیانن^{۱۲} و همکاران، ۲۰۱۶). به تازگی استفاده از این پروکسی‌ها به دلیل پیشرفت‌های فنی مانند اسکنرهای اصلی اشعه ایکس فلورسانس^{۱۳} افزایش یافته است. توجه به اینکه ترکیب و میزان عناصر به شرایط محیطی حساسند (سای^{۱۴}، ۲۰۰۴) تا حدی که برخی از عناصر، شرایط محیطی خاصی را گزارش می‌کنند. به دلیل تغییر در شرایط رسوبگذاری در طی زمان و تاثیر عوامل مختلف از قبیل اقلیم، زمین‌شناسی بالادست، ترکیب شیمیایی محیط رسوبگذاری و عوامل دیگر؛ پراکندگی عناصر مختلف در طی زمان تغییر پیدا خواهد کرد. استفاده از ژئوشیمی عناصر برای تعیین اقلیم محیط رسوبی موجب ارائه نتایج ارزنده‌ای شده است. ژئوشیمی عناصر به خوبی می‌تواند نشان دهنده شرایط دما و بارش باشد. عناصری چون منیزیم، استرانسیم و منگنز تحت شرایط خاص اقلیمی در شبکه کریستالی جانشین عناصری چون کلسیم می‌شوند

¹ Petrie and Weeks

² Quillet Bernier and deVernal

³ Hamzeh and Farahi Ghasr-Aboonasar

⁴ Kirllin and Shatwell

⁵ Martinez-Ruiz

⁶ Damnati

⁷ Brisset

⁸ Solotchina

⁹ Roo

¹⁰ Walker

¹¹ Paik and Kim

¹² Asikainen

¹³ XRF

¹⁴ Sai

(موسویان^۱ و همکاران، ۲۰۱۹). همچنین ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی برای تعیین میزان دگرسانی، تعیین رخدادهای و شرایط دیاژنزی حاکم بر محیط و شرایط تشکیل رسوب مفید است (کولر و پودکویروو^۲، ۲۰۰۲؛ سینها^۳ و همکاران، ۲۰۰۶؛ روی^۴ و همکاران، ۲۰۰۸؛ گالالا^۵ و همکاران، ۲۰۰۹؛ ساها^۶ و همکاران، ۲۰۱۰). منشأ، فرایندهای رسوبگذاری و بعد از رسوبگذاری با استفاده از مولفه‌های عناصر اصلی و ردیاب قابل بازسازی می‌باشد (چانگ^۷ و همکاران، ۲۰۱۴). تغییرات در نسبت‌های کلسیم بر منگنر، کلسیم بر استرانسیم، کلسیم و منیزیم در طول مغزه‌ها تغییرات شرایط دریاچه را در طول زمان نشان می‌دهد (موسویان و همکاران، ۲۰۱۹). از نسبت‌های عنصری مانند پتاسیم بر آلومینیوم، منیزیم بر آلومینیوم و روییدیم بر آلومینیوم معمولاً برای بازسازی بار رسوبی رودخانه و از نسبت سلسیم بر آلومینیوم، تیتانیوم بر آلومینیوم و زیرکن بر آلومینیوم برای بازسازی میزان ورودی ذرات رسوبی بادی استفاده می‌شود (گووین^۸ و همکاران، ۲۰۱۴). بنابراین آگاهی از پراکنش هر عنصر در رسوبات می‌تواند به درک بهتر شرایط ژئوشیمیایی محیط رسوبگذاری و تفسیر صحیح‌تر از عوامل مؤثر کمک نماید.

تاکنون مطالعات زیادی با روش‌های مختلف ژئوشیمیایی در راستای مطالعات محیط و اقلیم دیرینه انجام شده است که از آن جمله می‌توان به نشانگرهای زیستی (اگلینتون و اگلینتون^۹، ۲۰۰۸؛ کیم^{۱۰} و همکاران، ۲۰۱۰؛ رامپن^{۱۱} و همکاران، ۲۰۱۲؛ رونتانی^{۱۲} و همکاران، ۲۰۱۳؛ اسچوتن^{۱۳} و همکاران، ۲۰۱۳؛ ویجرس^{۱۴} و همکاران، ۲۰۱۴)، ایزوتوپ پایدار (پیرسون^{۱۵}، ۲۰۱۲؛ ویت^{۱۶} و همکاران، ۲۰۱۳)، ایزوتوپ‌های پرتوزا (گارچون^{۱۷} و همکاران، ۲۰۱۴)، مجموعه‌های میکروفسیل (اوانس^{۱۸} و همکاران، ۲۰۱۳)، اندازه ذرات رسوبی (مک‌کاون و هال، ۲۰۰۶؛ گارزانتی و همکاران، ۲۰۰۹؛ دگلکه و همکاران، ۲۰۱۳)، نسبت‌های عنصری (تریوویلارد^{۱۹} و همکاران، ۲۰۰۶؛ کالورت و پدرسن^{۲۰}، ۲۰۰۷) اشاره کرد. برخی از مطالعات انجام گرفته با شاخص ژئوشیمی رسوبی و نسبت‌های عنصری در جدول ۱ ارائه شده است. زاویسکا^{۲۱} و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از نتایج چندین نوع آنالیز شامل رسوب‌گذاری و ترکیبات شیمیایی اظهار داشتند که اقلیم عامل اصلی خشک‌سالی‌ها، تغییر اکوسیستم‌های آبی و

¹ Moosavian

² Cullers and Podkovyrov

³ Sinha

⁴ Roy

⁵ Gallala

⁶ Saha

⁷ Chang

⁸ Govin

⁹ Eglinton and Eglinton

¹⁰ Kim

¹¹ Rampen

¹² Rontani

¹³ Schouten

¹⁴ Weijers

¹⁵ Pearson

¹⁶ Wit

¹⁷ Garçon

¹⁸ Evans

¹⁹ Tribovillard

²⁰ Calvert and Pedersen

²¹ Zawiska

فرآیندهای ژئومورفولوژیکی در شرق لهستان است. دو^۱ و همکاران (۲۰۱۸) در پژوهشی شواهد ژئوشیمیایی فلات تبت را بررسی نمودند و کانی‌های اصلی آن را مشخص کردند و برخی عناصر را با منشأ داخلی و برخی را نیز با منشأ خارجی دانستند. ایشان انجام روش‌های ژئوشیمیایی را بسیار دقیق دانسته و در منشأیابی بسیار مفید و موثر معرفی نمودند. شرودر^۲ و همکاران (۲۰۱۸) مطالعه‌ای را در زمینه بازسازی شرایط محیطی و اقلیمی هولوسن در دریاچه مادینا در جنوب اسپانیا انجام دادند. دنیل^۳ و همکاران (۲۰۱۸) در تحقیقی رسوبات کواترنری دره می‌سی‌سی‌پی را بررسی و منشأیابی نمودند. آن‌ها برای این کار از روش آنالیز ژئوشیمیایی XRD و XRF استفاده نموده و ماهیت رسوبات این منطقه را تحلیل نمودند و آنالیز ژئوشیمیایی را در این زمینه بسیار موثر دانستند. اکبری و همکاران در سال ۱۳۹۶ در راستای شناسایی اقلیم گذشته در دریاچه گهر با توجه به نسبت‌های عنصری مطالعاتی انجام دادند. شهبازی (۱۳۹۴) در رساله دکتری با استفاده از رخساره‌های رسوبی و ژئوشیمی عنصری به بررسی شرایط محیطی جنوب دشت خوزستان و تغییرات خطوط ساحلی در طول هولوسن پرداخت.

با وجود اینکه پژوهش‌های انجام شده در ایران بطور کلی پرده از تغییرات آب و هوایی و وضعیت محیط و ژئومورفولوژی گذشته برداشته است، اما برای بدست آوردن تصویری شفاف از این وضعیت در ایران مرکزی و سایر نقاط کشور نیاز به انجام پژوهش‌های متعددی است. داده‌های حاصل از ابزارهای هواشناسی با آنکه دقیق‌ترین داده‌ها برای این نوع مطالعات می‌باشند؛ اما از حیث زمانی حداکثر قادر به شناسایی وضعیت آب و هوایی حدود ۶۰ سال گذشته می‌باشد. از این رو انجام پژوهش‌های اقلیم و ژئومورفولوژی دیرینه که منجر به تولید داده‌های طولانی مدت می‌شوند ضروری است. از سوی دیگر داده‌های حاصل از چنین پژوهش‌هایی یکی از اساسی‌ترین ورودی‌ها در مدل سازی اقلیم دیرینه هستند و به بازسازی و کشف علت تغییرات اقلیمی کمک شایانی می‌کنند. با توجه به اینکه تاکنون مطالعات دقیق و جدی بر روی ژئوشیمی رسوبی رسوبات زیر بستر پلایای گاوخونی انجام نشده است و از آن جا که برای آنومالی عناصر مختلف به شرایط اقلیمی و فیزیکی-شیمیایی ویژه‌ای نیاز است، با اطلاع از ویژگی‌های ژئوشیمیایی می‌توان شرایط اقلیمی و جغرافیایی گذشته را بازسازی نمود. در این پژوهش سعی شده است با بررسی‌های رسوب‌شناسی، ژئوشیمی رسوبی و نسبت‌های مختلف عنصری در توالی رسوبات به شناسایی محیط‌های رسوبی و تغییرات این محیط‌ها، بازسازی شرایط اقلیمی و ژئومورفولوژی دریاچه چگارمان در طول هولوسن پسین پرداخته شود.

دریاچه چگارمان در شرق شهر قلعه‌خواجه، مرکز شهرستان اندیکا، در شمال شرق استان خوزستان، در دامنه ارتفاعات زاگرس چین‌خورده، زیر واحد ایذه، در تقسیم‌بندی ژئومورفولوژیکی واقع شده است. این تالاب به دلیل وجود سازندهای تبخیری و کربناته میوسن (گچساران و میشان) در یک فروچاله تشکیل شده است. در جدول ۱ خصوصیات مورفومتری دریاچه چگارمان آمده است. وجود لایه تورب در بخش‌های عمیق و همچنین هاموک‌ها در سطح تالاب نشان‌دهنده الگویافتگی تورب‌زار یکپارچه‌ای است که در اثر عوامل محیطی، به‌ویژه فرسایش ناشی از حرکت آب‌های سطحی، تکوین یافته است. تاکنون در دریاچه چگارمان مطالعاتی در زمینه اقلیم دیرینه، ژئومورفولوژی، رسوب‌شناسی، و محیط‌های رسوبی حال و زمان گذشته و موضوعاتی از این دست، که با بررسی توالی‌های رسوبی بستر تالاب با استفاده از مغزه‌های رسوبی عمیق میسر می‌شود، انجام نشده است. در این پژوهش

¹ Du

² Schröder

³ Daniel

برآنیم، با شناسایی رخساره‌های رسوبی و بررسی‌های ژئوشیمیایی به شناسایی محیط‌های رسوبی، تغییرات این محیط‌ها در هولوسن پایانی در دریاچه چگارمان بپردازیم. مطالعات پالئوکلیماتولوژی و تعیین تاریخچه تغییرات دیرینه در این تالاب می‌تواند به درک بهتر عوامل مؤثر بر خشک شدن تالاب‌های مشابه در زاگرس و روند تغییرات سطح آب در دوره‌های گذشته آن کمک کند تا با استفاده از روندیابی این تغییرات بتوان شرایط کنونی و تحولات آینده آن را تحلیل کرد و آن را به منزله شاخص و الگویی برای بسط این مطالعات در سایر مناطق کشور ارائه داد.

جدول (۱) - خصوصیات مورفومتری دریاچه چگارمان (منبع: نگارندگان)

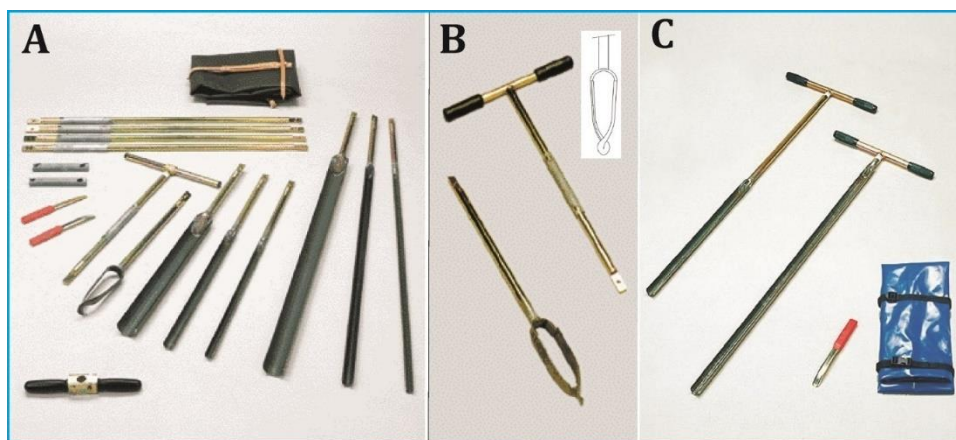
۳۰۰	کمینه	طول تالاب (متر)	۳۲-۱۱-۳۰ شمالی	طول جغرافیایی
۲۵۰	متوسط		۴۹-۲۹-۴۵ شرقی	عرض جغرافیایی
۴۰۰	بیشینه		۷۳۲	ارتفاع از سطح دریا (متر)
۳۰۰	کمینه	عرض تالاب (متر)	۲۵۰۰۰۰	مساحت حوضه آبخیز (مترمربع)
۲۵۰	متوسط		۵۰۰۰۰	مساحت دشت حاشیه‌ای (مترمربع)
۴۰۰	بیشینه		۵۲	اختلاف ارتفاع با زمین‌های اطراف (متر)
۵	کمینه	عمق تالاب (متر)	۴۵۰۰	فاصله از شهر قلعه‌خواجه (متر)
۱۰	متوسط		۶۰۰۰۰	فاصله از دشت خوزستان (کیلومتر)
۱۵	بیشینه		میشان و گچساران	سازندهای دربرگیرنده
۴۰۰۰۰	کمینه	مساحت (مترمربع)	بارش‌های فصلی و چشمه‌ها	منبع تغذیه
۶۰۰۰۰	متوسط		شکار- ورود فاضلاب	تهدیدات
۸۰۰۰۰	بیشینه		کارستی	ژنر

مواد و روش‌ها

مراحل انجام دادن این پژوهش شامل جمع‌آوری اطلاعات، آمار منتشرشده، داده‌های اقلیمی، بررسی‌های دورسنجی، عملیات صحرائی و مغزه‌گیری، عملیات آزمایشگاهی، پردازش داده‌ها، و سپس تفسیر و نتیجه‌گیری بود. به منظور بررسی‌های اقلیم دیرینه، تغییرات رخساره‌های رسوبی مغزه براساس شواهد ماکروسکوپی (نوع سطوح لایه‌بندی، فرم هندسی رسوبات، ساخت‌های رسوبی، آثار و محتویات فسیلی، بقایای گیاهی، رنگ، و تغییرات آن)، و نیز شرایط محیط رسوب‌گذاری مغزه رسوبی دست‌نخورده با بیشینه عمق ۷/۲ متر برداشت شد (جدول ۲). مغزه به کمک مغزه‌گیر دستی از نوع Handy auger تهیه شد (پیوانو و همکاران ۲۰۰۲) (شکل ۱).

جدول (۲) - موقعیت و برخی مشخصات مغزه‌های برداشت‌شده

نام مغزه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)	عمق مغزه (سانتی‌متر)	تعداد نمونه
Ch-1	32°11' 30.2"N	49°29'44.60"E	۷۳۰	۷۲۰	۲۱



شکل ۱- (A) مغزه گیر Handy Auger برای حفاری در رسوبات مختلف. حفاری به صورت Pushing انجام می‌شود؛ (B) Edelman Auger برای حفاری در رسوبات سفت‌دانه ریز دریاچه چگارمان؛ (C) Gouge Auger برای حفاری در رسوبات نرم و باتلاقی دانه‌ریز دریاچه چگارمان (ایگلکامپ ۲۰۰۸)

پس از تعیین وضعیت رسوب گذاری و نوع رسوبات، بررسی تغییرات اقلیمی و سطح آب تالاب در طول زمان و تأثیر این تغییرات بر نوع رسوبات و محتوای گیاهی و صدفی تالاب سعی شد موقعیت برداشت مغزه به گونه‌ای باشد که امکان برداشت بیشترین ضخامت از رسوبات بستر تالاب میسر شود و در هر واحد همگن دست کم یک نمونه برداشت شود. از مغزه برداشت شده با دوربین عکاسی دیجیتالی عکس تهیه شد. توصیف مغزه و رخساره‌های رسوبی با دقت نوشته شد و سپس نمونه برداری از داخل مغزه گیر برای آنالیزهای مربوطه با توجه به تغییر رخساره و نوع رسوبات صورت گرفت (شکل ۲).



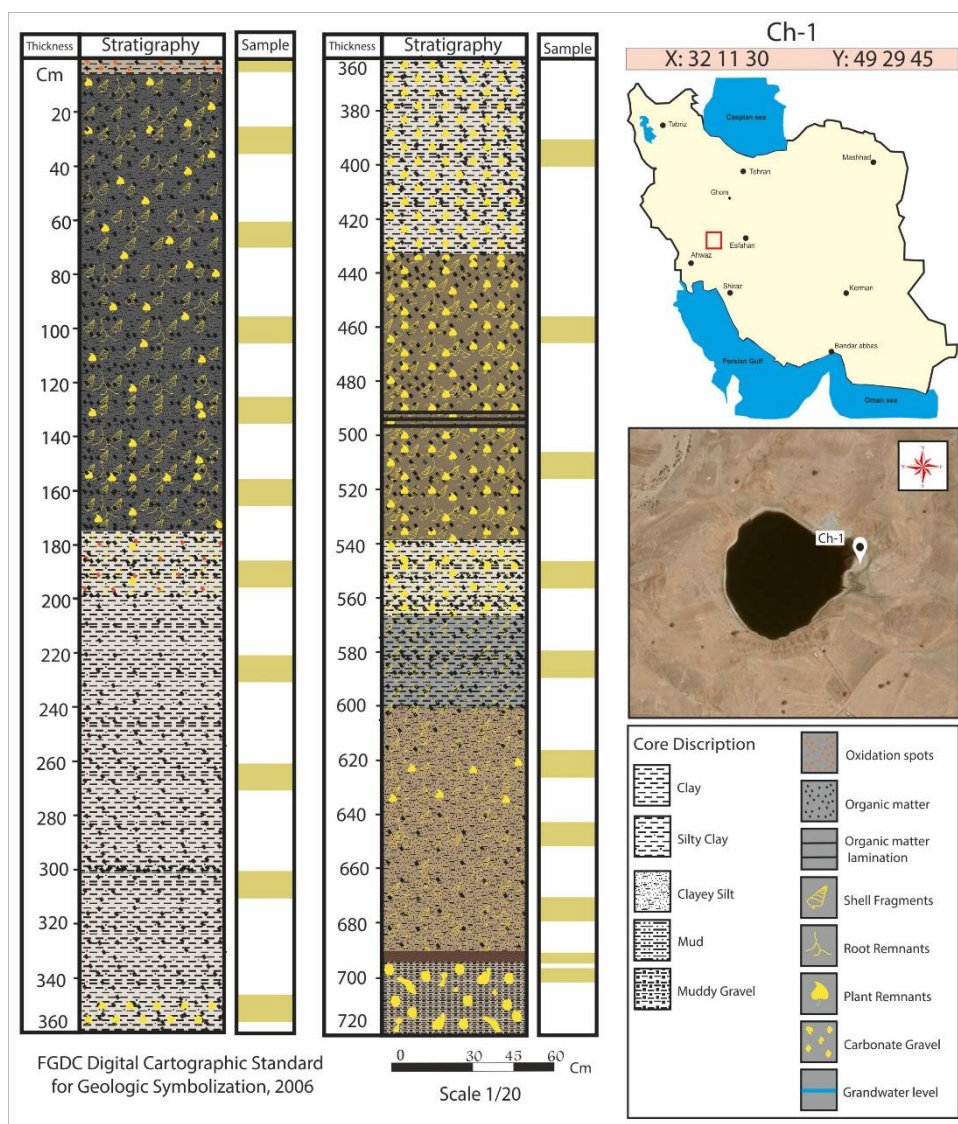
شکل ۲- (a) عملیات مغزه‌گیری؛ (a) حفاری در رسوبات بستر دریاچه چگارمان؛ (b) نمونه برداری و توصیف مغزه‌های برداشت شده؛ (c) نشست و شوی وسیله مغزه‌گیری بعد از هر بار مغزه‌گیری جهت جلوگیری از آلودگی رسوبات با رسوبات بخش دیگر؛ (d) نمای از دریاچه چگارمان و زمین‌های اطراف

آماده‌سازی نمونه‌ها و آنالیز آن‌ها بر اساس دستورالعمل‌های لوئیس^۱ و مک‌کونچی (۱۹۹۴) انجام گرفت. نیمی از نمونه‌ها جهت آزمایش دانه‌بندی و ژئوشیمی در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور استفاده شدند و نیم دیگر جهت بایگانی بسته‌بندی شدند. براساس مشاهدات صحرایی، توصیف مغزه، و نتایج آزمایشگاهی مغزه به واحدهای رسوبی تفکیک و ستون چینه‌شناسی آن‌ها رسم شد و زیرمحیط رسوبی^۲ هر واحد تعیین شد (بنیسون و گلدشتاین ۲۰۰۱؛ لای و همکاران ۱۹۹۶؛ والرو-گراسس و همکاران ۱۹۹۸) (شکل ۳). به منظور تعیین اندازه ذرات رسوبی، نمونه‌ها داخل الک شیکر مرطوب مدل Analysette 3 ساخت شرکت Fritsch آلمان قرار گرفت و به روش تر به مدت متوسط ۳۰ دقیقه اندازه‌های مختلف دانه‌ها از هم جدا شدند. این نمونه‌ها، پس از خشک شدن، وزن شدند (تاگر ۱۹۸۸) و درصد ذرات تشکیل‌دهنده رسوبات مشخص شد. دانه‌بندی ذرات ریزتر از ۶۳ میکرون (سیرو و همکاران ۲۰۰۵؛ محمدی ۱۳۸۹) به کمک دستگاه دانه‌بندی لیزری^۳ آنالیز شد.

¹. Lewis

². Sub environment

³. Laser particle Sizer Analysette 22



شکل ۳- ستون چینه‌ای مغزه برداشت‌شده از دریاچه چگارمان

تعداد ۲۱ نمونه رسوبی از یک مغزه برداشت‌شده جهت آنالیز تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شد. جهت آنالیز عنصری از دستگاه^۱ ICP-OES مدل Varian 735-ES و دستگاه XRF مدل MAGIX- PRO استفاده شد. نتایج عناصر اصلی با استفاده از دستگاه^۲ XRF به صورت اکسید و با واحد درصد دریافت شد و نتایج میزان انحراف از شرایط معمول^۳ ۵۴ عنصر دیگر بر حسب ppm توسط دستگاه ICP مورد شناسایی قرار گرفت. در روش ICP به غیر از گازها، تمامی عناصر پایدار جدول تناوبی قابل شناسایی است (پوتس،

^۱ ICP Optical Emission Spectroscopy

^۲ X-Ray fluorescence

^۳ Anomaly

۱۹۸۷). برای بررسی دقت آنالیزها ۱۰ نمونه تکراری (حدود ۱۰ درصد کل نمونه‌ها) به صورت کاملاً تصادفی مورد بررسی قرار گرفت که با توجه به حد تشخیص دستگاهی، غالب عناصر دارای خطای آزمایشگاهی زیر ۱۰ درصد و عناصر Sb, Mo, U, Y, Bi, Sn و Be زیر ۱۵ درصد می‌باشد. جهت پردازش داده‌های ژئوشیمیایی، ابتدا جدولی متشکل از نام نمونه، طول و عرض جغرافیایی نقاط نمونه برداری و مقدار فراوانی عناصر شیمیایی در رسوبات تهیه گردید. پس از مرتب شدن جدول داده‌ها و نرمالیزه شدن داده‌ها، مراحل پردازشی ذیل در نرم افزار SPSS صورت گرفت. با توجه به اینکه عناصر نسبت به برخی عوامل محیطی واکنش‌های کم و بیش مشابهی نشان می‌دهند بنابراین، شناخت ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل میان عناصر، به شناخت دقیق‌تر تغییرات موجود در محیط‌های ژئوشیمیایی کمک شایانی می‌نماید. در این روش با استفاده از رگرسیون و سایر پارامترهای آماری می‌توان عوامل و فرآیندهای کنترل کننده رسوبگذاری را شناسایی نموده و منشأ تأمین رسوبات را تعیین نمود (آلاگارسامی و ژانگ^۱، ۲۰۱۰). با توجه به پراکندگی غیرنرمال عناصر در نمونه رسوبات، ضرایب همبستگی این عناصر با روش مرتبه ای اسپیرمن که مستقل از نوع تابع توزیع متغیر است، مورد بررسی قرار گرفت. در تحلیل خوشه‌ای، هدف طبقه بندی متغیرها براساس تشابه هرچه بیش تر درون گروهی و اختلاف هرچه بیشتر بین گروهی است. به منظور تعیین پاراژنرها و نحوه ارتباط عناصر با یکدیگر کلاستر آنالیز انجام پذیرفت. روش بکار گرفته شده در این آنالیز بین گروهی^۲ می‌باشد.

یافته های پژوهش

رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

در مغزه مورد مطالعه پنج رخساره رسوبی اصلی شناسایی شد. رخساره‌ها غالباً رسوبات رس، سیلت، ماسه، گراول، و رسوبات بینابینی همراه بقایای گیاهی و صدفی دارند که در بیشتر موارد تناوب و تداخل در رسوبات یادشده به‌کرات دیده می‌شود (شکل ۴). تغییرات در اندازه ذرات بین رس تا گراول با توجه به تغییرات فرایند، انرژی محیط، میزان ورودی رودخانه‌ها، و تغییر رنگ رسوبات با توجه به شرایط رسوب گذاری، حضور ماده آلی، میزان pH، تغییرات شوری و دما، و وقوع خشک‌سالی‌ها در طول مغزه بوده است (لک و همکاران ۱۳۹۰). در رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه در مجموع رخساره‌ها نشان‌دهنده دو محیط رسوبی، تحت تأثیر رسوبات تالابی و مخروط‌افکنه‌ای، هستند (شکل ۳). رخساره‌های محیط مخروط‌افکنه‌ای رسوبات دانه‌ریز گلی، فاقد ماده آلی، سفت و قرمز رنگ همراه رسوبات دانه‌درشت در حد گراول و بزرگ‌تر آهکی دارند که از دامنه کوه‌های اطراف وارد حوضه تالابی شده‌اند. رخساره تالابی با رسوبات خاکستری تا سبز روشن (مشخصه محیط‌های احیایی) گلی و دانه‌ریز همراه با ماده آلی، پوسته‌های نرم‌تان، دارای رطوبت بالا همراه لامینه‌های نازک، با میان لایه‌های رسوبات دانه‌درشت‌تر (سیلنتی) مشخص شد. گفتنی است شرایط امروزی چگارمان محیط تالابی است. رخساره‌های موجود در مغزه‌های مورد بحث به اختصار در ادامه می‌آید.

رخساره رس (C1): این رخساره با رنگ‌های متنوع در ستون چینه‌ای مغزه قابل مشاهده است و به رنگ‌های سیاه، خاکستری تیره و روشن، قهوه‌ای روشن، قهوه‌ای تیره، و سیاه نمود دارد. لکه‌های اکسیدان، ماده آلی لکه‌ای سیاه‌رنگ و بقایای صدفی خردشده و سالم، بقایای گیاهی، و ریشه گیاهان در این رخساره در برخی موارد مشاهده می‌شود. رنگ تیره شرایط احیایی محیط و حضور مقدار قابل ملاحظه ماده آلی را نشان می‌دهد که بیانگر محیط دریاچه‌ای

¹ Alagarsamy and Zhang

² Between Groups

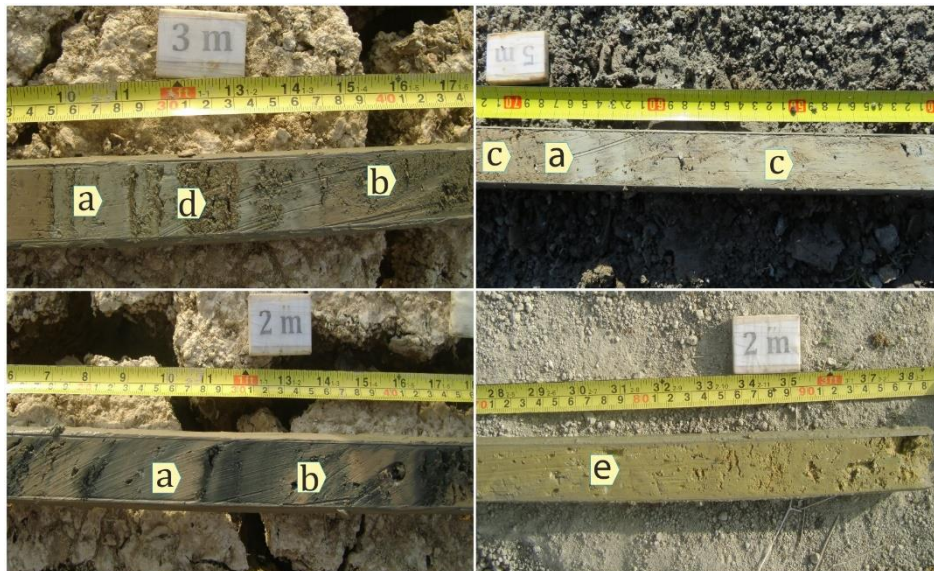
است (ریدینق ۱۹۹۶). این رخساره، بهمراه ماده آلی، بقایای گیاهی و پوسته‌های صدفی به رنگ‌های طوسی و خاکستری دیده می‌شود. تناوب متوالی این رخساره با رخساره‌های دانه درشت‌تر نشان‌دهنده تغییر فرایند غالب و رژیم و انرژی آب‌های ورودی به تالاب است که به کرات در مغزه برداشت شده مشاهده می‌شود. همچنین، وجود رنگ قهوه‌ای این رخساره در سطح رسوبات و عمق حدود ۲ متری در اثر هوازدگی و وجود اکسید آهن است (شکل ۴) و معرف رسوبات دوره خشک با مقدار بارندگی ناچیز یا خروج رسوبات از آب (لای و همکاران ۱۹۹۶) مشاهده می‌شود. این رخساره غالباً مربوط به محیط رسوبی تالابی است و رس‌های قرمز رنگ آن به صورت محدود تبدیل به محیط دیستال مخروط افکنه را نشان می‌دهد (شکل ۴).

رخساره رس سیلتی (CIS): رخساره رس سیلتی با ضخامت قابل توجه در ستون مغزه‌های برداشت‌شده در دریاچه چگارمان وجود دارد. این رخساره با رنگ‌ها و خصوصیات متفاوت در عمق‌های مختلف قابل مشاهده است. رنگ‌های سیاه، خاکستری تیره، خاکستری روشن، طوسی، سبز تیره تا روشن، قهوه‌ای روشن تا تیره، و رنگ‌های بینابین یادشده دیده می‌شود. این رخساره، وابسته به نوع محیط رسوبی، دارای لکه‌های قرمز رنگ اکسیدان، لامینه و لکه‌های سیاه رنگ ماده آلی، بقایای ریشه، برگ و ساقه گیاهان، و پوسته صدفی است. محیط رسوبی این رخساره با توجه به خصوصیات مختلف جانبی متفاوت و نشان‌دهنده تناوب محیط‌های مخروط افکنه‌ای و دریاچه‌ای در این تالاب است (شکل ۴).

رخساره گل (Mu): رخساره گل با ضخامت تقریباً کم و لامینه‌بندی ظریف در ستون مغزه وجود دارد. این رخساره با رنگ‌های طوسی تا طوسی متمایل به سبز در عمق‌های ۲-۴ و ۵/۵-۶ متر بصورت میان لایه‌هایی در بین رس سیلتی قابل مشاهده است. این رخساره اولین رخساره دریاچه‌ای بعد از رسوبات مخروط افکنه‌ای یا واریزه‌های اطراف دریاچه و به عبارت دیگر در انتهای رسوبات دریاچه‌ای برداشت‌شده از بستر دریاچه چگارمان است و پایین‌تر از این رخساره دانه‌های درشت مشهود است که معمولاً مانع ادامه مغزه‌گیری می‌شود. محتوای این رخساره شامل لکه‌های ماده آلی و ریشه و بقایای گیاهی و صدفی است. رسوبات این رخساره تا حدودی چسبنده و متراکم است و در مغزه برداشت‌شده از حاشیه شرقی تالاب گسترشی قابل ملاحظه دارد و به دلیل کم‌آب بودن، فشردگی، چسبندگی، و تراکم بالا حفاری در آن بسیار سخت است. این رخساره نشان‌دهنده رسوبات محیط تالابی احتمالاً با عمق کمتر و آورد رسوبی بالا از طریق آبراهه‌های سطحی به تالاب است. در مجموع محیط رسوبی رخساره گلی با توجه به خصوصیات مختلف جانبی مربوط به محیط تالابی کم‌عمق یا محیط حاشیه تالاب است (شکل ۴).

رخساره سیلت رسی (SiC): این رخساره غالباً در مغزه برداشت‌شده با ضخامت قابل توجه مشاهده می‌شود. رنگ خاکستری تیره تا قهوه‌ای روشن در این رخساره دیده می‌شود و ضخامت آن تا حدود ۳۰۰ سانتی‌متر، با رنگ‌های مختلف، نیز می‌رسد. رسوبات این رخساره لکه‌های ماده آلی، ریشه و بقایای گیاهی و صدفی دارد. این رخساره غالباً در عمق‌های سطحی و سطح بستر فعلی تالاب و در عمق ۶ تا ۷ متر وجود دارد و وابسته به اینکه خارج از آب قرار گرفته یا داخل آب به رنگ‌های مختلف دیده می‌شود. این رخساره نیز بیانگر محیط تالابی است (شکل ۴). در مغزه Ch-1 به صورت تناوبی و لامینه‌ای با رخساره رس و رس سیلتی طوسی و طوسی متمایل به سبز قابل مشاهده است. همچنین در برخی قسمت‌ها فاقد بقایای گیاهی و صدفی است و با کاهش میزان رس و افزایش سیلت تقریباً به صورت سیلت خالص، همراه لامینه‌های رسی و رس سیلتی، نشان‌دهنده محیط حاشیه تالابی و دهانه آبراهه‌هاست. رخساره‌های گراولی و گراول‌دار (G): این رخساره مربوط به محیط مخروط افکنه و بصورت مخلوط با رسوبات دیگر قابل مشاهده است که در نتیجه حمل رسوبات دانه‌درشت توسط جریان‌های پرانرژی و ورود آن‌ها به محیط تالاب

تشکیل شده است. رسوبات این رخساره دارای لکه‌های اکسیدان و ریشه و بقایای گیاهی در زمینه‌ای از رسوبات گراول‌دار قهوه‌ای‌رنگ یا متمایل به قهوه‌ای دیده می‌شود. این رخساره‌ها از محیط سیلابی حکایت می‌کند و در مغزه برداشت شده در شرق تالاب دیده می‌شود (شکل ۴).



شکل ۴- (a) رخساره رس در رنگ‌های مختلف؛ (b) رخساره رس سیلنتی در رنگ‌های مختلف دارای محتوای گیاهی و صدفی (c) رخساره گل نرم به رنگ‌های طوسی و طوسی متمایل به سبز و قهوه‌ای؛ (d) رخساره سیلت رسی؛ (e) رخساره‌های گراولی و گراول‌دار، دارای لکه‌های اکسیدان و ریشه و بقایای گیاهی در زمینه‌ای از رسوبات گراول‌دار زرد متمایل به قهوه‌ای‌رنگ

ژئوشیمی رسوبی

هدف از آنالیزهای ژئوشیمیایی در این تحقیق به دست آوردن روابط عددی جهت تفکیک محیط‌ها و یا رخساره‌های وابسته به آنها است. عناصر اندازه‌گیری شده شامل عناصر اصلی (اکسیدهای اصلی) با غلظت بیش از یک درصد و عناصر فرعی با غلظتی کمتر از یک درصد بودند که خود به زیر مجموعه‌های عناصر حدواسط، فلزات قلیایی، قلیایی خاکی، اسیدی و عناصر نادر خاکی تقسیم بندی می‌شوند. نتایج آنالیز شیمیایی ۲۱ عدد نمونه از مغزه رسوبی Ch-1 نشان می‌دهد بیشترین درصد عناصر موجود در رسوبات بستر دریاچه چگارمان مربوط به گروه کلسیت و سیلیس است. در این پژوهش با توجه به بررسی‌های انجام گرفته از نسبت‌های عنصری Si/Fe , Rb/Al , K/Al , Mn/Al , V/Cr ، جهت بازسازی وضعیت اقلیمی و محیطی، میزان مواد آواری (معلق و رسوبات رسی) ورودی به حوضه، شدت هوازدگی و فرسایش در حوضه آبریز و نوسانات سطح آب دریاچه استفاده شده است (جدول ۳).

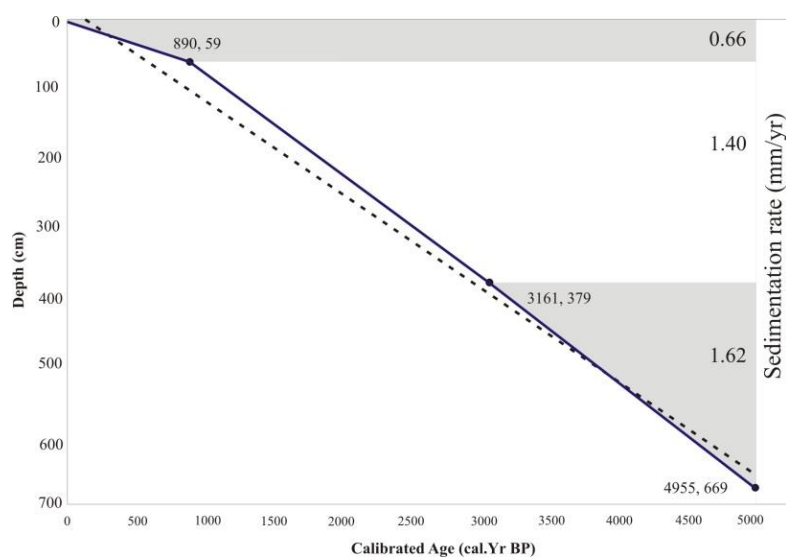
جدول ۳- نسبت‌های عنصری در مغزه‌های برداشت‌شده

عمق (ساتی متر)	Mn/Al	K/Al	Rb/Al	Si/Fe	Ti/K	V/Cr
۰-۱۰	۲۴۰/۱۳	۰/۲۸	۲۹/۸۱	۵/۶۵	۴۶۷۶/۹۵	۰/۸۳
۳۰-۴۰	۳۲۰/۲۸	۰/۲۵	۲۹/۰۴	۸/۹۳	۵۱۳۸/۲۹	۰/۸۶
۶۰-۷۰	۲۹۵/۰۸	۰/۲۶	۲۵/۰۲	۷/۷۳	۵۰۲۰/۷	۰/۸۹
۹۰-۱۰۰	۲۸۹/۵۹	۰/۲۵	۲۸/۳۶	۸/۰۹	۵۱۳۳/۳۱	۰/۸۵

۱۳۰-۱۴۰	۲۷۸/۸۳	-/۲۸	۲۵/۳۸	۷/۴۳	۵۱۰۳/۱۱	-/۸۸
۱۶۰-۱۷۰	۳۰۹/۰۷	-/۲۷	۲۶/۲۷	۷/۱۳	۵۰۰۵/۳۹	-/۸۵
۱۹۰-۲۰۰	۲۵۵/۹۲	-/۲۹	۲۸/۷۹	۶/۱۱	۴۶۲۵/۶۱	-/۸۵
۲۲۰-۲۳۰	۲۴۴/۸۵	-/۲۸	۲۷/۴۸	۶/۰۲	۴۰۵۳/۰۶	-/۸۱
۲۶۰-۲۷۰	۲۳۹/۳۶	-/۲۷	۲۶/۹۷	۵/۷۲	۴۷۲۵/۳۹	-/۷۹
۳۰۰-۳۱۰	۲۲۸/۶	-/۲۶	۲۸/۱۱	۵/۸۸	۴۴۵۶/۳۲	-/۸۲
۳۵۰-۳۶۰	۲۵۸/۸۴	-/۲۸	۲۷/۳۶	۵/۹۱	۴۰۶۳/۴۴	-/۸۵
۳۹۰-۴۰۰	۲۰۵/۶۹	-/۲۷	۲۶/۹۵	۶/۰۴	۳۹۷۰/۱۳	-/۸۳
۴۵۰-۴۶۰	۵۲۴/۳۴	-/۱۹	۱۹/۳۴	۸/۳۳	۵۸۲۴/۲۶	-/۹۷
۵۰۰-۵۱۰	۵۶۴/۱۴	-/۲۲	۲۲/۰۷	۶/۷۹	۵۷۷۹/۳۸	۱/۰۴
۵۴۰-۵۵۰	۶۵۰/۱۸	-/۲۳	۲۵/۲۱	۷/۲۱	۵۰۰۹/۷۵	۱/۰۱
۵۸۰-۵۹۰	۲۱۰/۳۶	-/۲۷	۲۷/۵۸	۵/۹۶	۴۰۷۰/۱۳	-/۸۴
۶۲۰-۶۳۰	۳۰۲/۵۹	-/۲۶	۲۸/۳۶	۷/۹۶	۵۰۱۲/۳۸	-/۹
۶۴۰-۶۵۰	۲۹۷/۸۷	-/۲۶	۲۶/۹۳	۸/۰۲	۵۱۸۵/۳۳	-/۸۹
۶۶۰-۶۷۰	۳۰۹/۰۷	-/۲۷	۲۷/۳۲	۷/۵۴	۵۲۴۱/۳۸	-/۸۶
۶۹۰-۶۹۵	۴۴۲/۵۴	-/۲۱	۱۷/۵۲	۷/۱۱	۶۰۶۱/۳۷	-/۹۱
۷۰۰-۷۱۰	۱۸۰/۳۴	-/۲۴	۲۲/۳۵	۹/۴	۴۸۱۰/۱۵	-/۸۸

میزان رسوب گذاری در دریاچه چگارمان

همان گونه که قبلا اشاره شد، جهت برآورد نرخ رسوبگذاری در دریاچه چگارمان از نتایج سن سنجی انجام گرفته در تالاب آبزالی استفاده شده است. میزان متوسط رسوب گذاری در تالاب آبزالی حدود ۱/۴ میلی متر در سال است. با توجه به اینکه عمق حدود ۷۵۰ سانتی متر در دریاچه آبزالی سنی برابر با ۵ هزار سال داشته است، لذا انتظار می رود بازه مطالعات انجام شده در این پژوهش در هولوسن پسین (۵ هزار سال گذشته) محدود شود (شکل ۵). دریاچه چگارمان حدود ۴ کیلومتر با تالاب آبزالی فاصله دارد. با توجه به دیگر مطالعات انجام شده در ایران، با تالاب زریبار (استیونس و همکاران ۲۰۰۱؛ واسیلیکوا و همکاران ۲۰۰۶) با میزان ۱/۵ میلی متر تا ۱/۷ میلی متر در سال و کلاردشت (رمضانی ۱۳۹۲) با میزان ۱/۳ میلی متر در سال و تالاب شادگان (شهبازی و همکاران ۱۳۹۴) با میزان متوسط ۱ میلی متر در سال قابل مقایسه است.



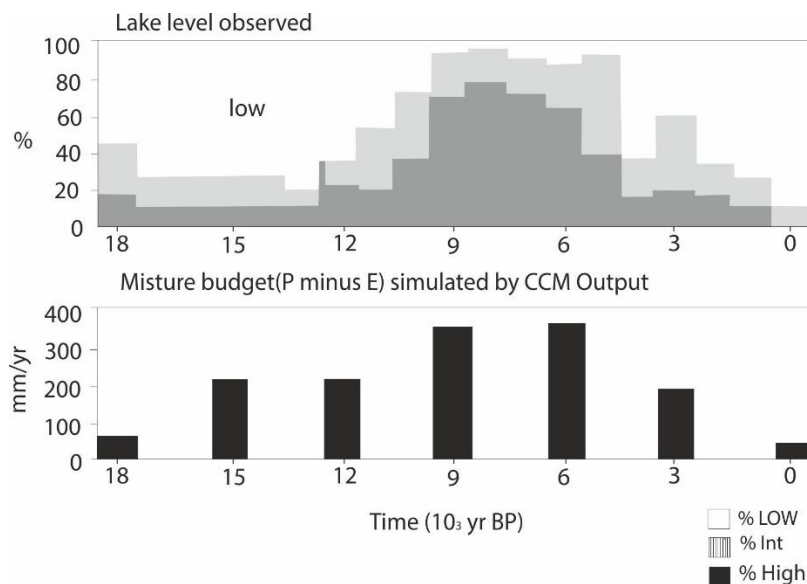
شکل ۵- مدل سن- عمق و میزان رسوب‌گذاری برای رسوبات بستر تالاب آبزالو (درویشی خاتونی، ۱۳۹۹)

بحث و نتیجه

حساسیت دریاچه‌ها و حوضه‌های بسته به تغییرات آب‌وهوایی سبب شده این وضعیت بهترین شاخص برای ثبت تغییرات اقلیمی گذشته باشد. تغییرات تراز آب در نتیجه نوسانات آب‌های ورودی و آب‌های خروجی از حوضه (تبخیر) حاصل می‌شود (اسپنسر و همکاران ۱۹۸۵؛ لک و همکاران ۱۳۹۰). بنابراین، نوسانات تراز آب به طور مستقیم با شرایط اقلیمی مرتبط است. با توجه به اینکه مناطق مختلف به صورت متفاوت تحت تأثیر اقلیم قرار گرفته‌اند، دریاچه‌های مناطق مختلف تغییرات آب‌وهوایی را به صورت‌های متفاوت ثبت کرده‌اند. بین مناطق مختلف، افریقا و جنوب آسیا از الگوی آب‌وهوایی مرتبطی برخوردارند (کوهن ۲۰۰۳). در حدود ۱۰۰۰۰ تا ۹۰۰۰ سال پیش، به دلیل تمایل محور زمین در نیم‌کره شمالی خورتابی افزایش یافته است. موسمی‌ها در آن محدوده همیشه وجود داشته‌اند؛ اما در آن مقطع زمانی قوی‌تر بوده‌اند. بارش‌های موسمی سبب رویش گیاه در مناطق خشک شمال افریقا شده است (استریت- پروت و همکاران ۱۹۹۰). رکوردهای آب‌وهوای قدیمی ثبت‌شده از دریاچه‌های افریقا و جنوب آسیا و میزان رطوبت در همان زمان در کمربندی با عرض جغرافیایی حدود ۹ تا ۳۰ درجه شمالی بین ۱۸۰۰۰ سال پیش تاکنون حاکی از بالاترین سطح آب دریاچه‌ها مربوط به ۹۰۰۰ سال پیش و پایین‌ترین سطح آب دریاچه‌ها مربوط به حدود ۱۳۰۰۰ سال پیش است (کوهن ۲۰۰۳). از ۱۸۰۰۰ سال پیش تا پایان پلیستوسن، بیشتر دریاچه‌های این منطقه خشک و کم‌آب شده‌اند. درحالی‌که این شرایط با حداکثر بالا آمدن سطح آب دریاچه‌ها در شمال آمریکا هم‌زمان است (لک ۱۳۸۶). کاهش سطح آب دریاچه‌ها در منطقه افریقا و آسیا در ۱۲۵۰۰ سال پیش معکوس شده و در ۱۰۰۰۰ تا ۹۰۰۰ سال پیش سطح آب دریاچه‌ها به اوج خود رسیده است (لک و همکاران ۱۳۹۰).

این افزایش در سطح آب دریاچه‌ها در مناطق جنوبی سریع‌تر رخ داده و سپس تا هولوسن میانی به سمت شمال حرکت کرده است. سطح دریاچه‌ها مجدداً در مقیاس منطقه‌ای در طول هولوسن میانی (حدود ۵۰۰۰ سال پیش) کاهش یافته است (گاس ۲۰۰۱) که بر خشک‌سالی مهم و عظیم بخش‌های درون‌قاره‌ای آمریکای شمالی منطبق

است که بین سال‌های ۴۳۰۰ تا ۴۱۰۰ اتفاق افتاده است. نیوتن^۱ (۱۹۹۴) در بررسی‌های نوسانات تراز آب دریاچه مونولیک در کالیفرنیا در هولوسن به بالا آمدن مجدد سطح آب در ۳۵۰۰ سال پیش اشاره کرده است.



شکل ۶- تغییرات سطح تراز دریاچه‌های شمال آفریقا و جنوب آسیا در کمربند عرض جغرافیایی ۹ تا ۳۰ درجه شمالی در طول ۱۸ هزار سال گذشته (کوهن، ۲۰۰۳)

تحلیل و تفسیر مغزه رسوبی جهت تعیین جغرافیا و اقلیم گذشته

با بررسی ستون چینه‌ای مغزه برداشت شده از رسوبات بستر دریاچه چگارمان، به فعالیت فرایندهای مختلف آبی در محیط‌های مختلف رسوبی در طول دست کم هولوسن میانی به بعد می‌توان پی برد. این فرایندها از حاشیه دریاچه به سمت مرکز دچار تحولات و تغییرات جانبی (بین‌انگشتی) می‌شود؛ به گونه‌ای که از شمال به جنوب و از غرب به شرق شرایط رسوب‌گذاری متفاوت می‌شود. با توجه به نتایج سن‌سنجی در مغزه‌های دریاچه آبزالو و میانگین نرخ رسوب‌گذاری استخراج شده، که با فاصله حدود ۴ کیلومتر از دریاچه چگارمان قرار گرفته است، حدود ۱/۴ میلی‌متر در سال است. بنابراین در این دریاچه، مغزه‌های برداشت شده از دریاچه چگارمان با عمق ۷۲۰ سانتی‌متر حدود ۵۰۰۰ سال را پوشش می‌دهد. بنابراین، بررسی شرایط اقلیمی دریاچه چگارمان در هولوسن پسین (از ۵۰۰۰ سال قبل تا حال حاضر) مقدور می‌شود که شرح آن در ادامه می‌آید.

با توجه به ستون چینه‌ای مغزه برداشت شده، وجود نهشته‌های تالابی در مغزه Ch-1 تا عمق حدود ۱۷۵ سانتی‌متری وجود رسوبات چیره سیلتی به همراه بقایای گیاهی و صدفی در این توالی نشان‌دهنده محیط تالابی با سطح آب بالا است. این وضعیت از حدود ۱۲۵۰ سال قبل ادامه داشته است. در این توالی نسبت‌های عنصری Mn/Al و K/Al به عنوان نشانگر تغییرات هوازگی شیمیایی در حوضه آبریز در بازه زمانی یاد شده به ترتیب بین ۲۷۸/۸۳ تا ۳۲۰/۲۸ و ۰/۲۵ تا ۰/۲۸ در تغییر است. افزایش در این نسبت‌ها حاکی از وجود شرایط مساعد برای افزایش میزان هوازگی شیمیایی در حوضه آبریز و به نسبت آن افزایش رطوبت و دما است و کاهش آن نشان دهنده وجود شرایط خشک در

¹. Newton

حوضه می باشد. این نسبت‌ها همبستگی بالایی با یکدیگر و میزان Rb/Al و V/Cr که نشانگر تغییرات رطوبت و سطح تراز آب دریاچه است نشان می‌دهد (شکل ۷). میانگین نسبت‌های عنصری Mn/Al و K/Al در این بخش نسبت به قسمت‌های عمیق‌تر میزان بالاتری نشان می‌دهد. به عبارتی بالابودن سطح تراز آب، شرایط رطوبتی مساعد، افزایش هوازدگی شیمیایی و فرسایش در حوضه آبریز و حمل رسوبات به سمت حوضه مشهود است. تغییرات نسبت Rb/Al با میانگین ۲۶/۸۱ و V/Cr با میانگین ۰/۸۶ تغییر در سطح تراز آب دریاچه و میزان بارش در منطقه را نشان می‌دهد (شکل ۷).

از عمق ۱۷۵ تا ۴۳۵ سانتی‌متر، با سنی حدود ۱۲۵۰ تا ۳۱۰۰ سال پیش، رخساره‌های رسوبی بصورت تدریجی تغییر می‌کنند. مطالعه رخساره‌های رسوبات بستر دریاچه چگارمان نشان می‌دهد تغییرات اقلیمی در حدود ۱۲۵۰ سال پیش به صورت تدریجی (نه ناگهانی) اتفاق افتاده و این روند دست‌کم ۲۰۰ سال به طول انجامیده است. در این بخش از توالی رسوبات بستر دریاچه چگارمان، وجود لکه‌های مواد آلی و بقایای گیاهی مشاهده می‌شود. بین عمق ۱۷۵ سانتی‌متری تا ۴۳۵ سانتی‌متر رخساره رس سلیتی دارای لکه‌های مواد آلی و لکه‌های اکسیدی بسیار فراوان است. وجود رسوبات طوسی رنگ با لکه‌ها اکسیدی حاکی از خارج شدن رسوبات از آب است (لای و همکاران ۱۹۹۶). بنظر می‌رسد در این دوره بصورت تقریباً ناگهانی کاهش در میزان بارش (V/Cr با میانگین ۰/۸۳)، هوازدگی شیمیایی (نسبت‌های عنصری Mn/Al با میانگین ۲۳۸/۸۸) و فرسایش در حوضه آبریز و کاهش ورود مواد رسوبی آبرفتی به حوضه (Si/Fe با میانگین ۵/۹۵)، همراه بوده است. از سوی دیگر بالابودن نسبت عنصری Rb/Al با میانگین ۲۷/۸۱۶۱ نشان از بالا بودن سطح آب در این بازه زمانی در دریاچه چگارمان بوده است. این شرایط نشان‌دهنده دمای پایین هوا در بازه زمانی ۳۱۰۰ تا ۱۲۵۰ سال پیش نسبت به بخش‌های دیگر توالی است. این دوره نسبتاً سرد خشک، از ۳۱۰۰ تا ۱۲۵۰ سال پیش، حدود ۱۸۵۰ سال ادامه داشته است. این دوره با دوره خشک گزارش شده در دریاچه مهارلو در حدود ۱۸۰۰ سال پیش (لک ۱۳۸۶)، در دریاچه میرآباد در حدود ۱۵۰۰ سال پیش (استونس ۲۰۰۶)، و دوره خشک گزارش شده در دریاچه ارومیه (طالبی و همکاران ۲۰۱۵) بین ۲۵۰۰ تا ۱۵۰۰ سال پیش مطابقت نسبی دارد. این دوره خشک با کاهش میزان ورود مواد آواری به تالاب و بالارفتن میزان رسوب‌گذاری و نبود بقایای گیاهی و صدفی در بخش چیره توالی مشهود است. این دوره خشک بصورت تدریجی در منطقه شروع شده و با روند سریع‌تری پایان رسیده است. بطور کلی ویژگی آخرین چرخه یخچالی در مقیاس جهانی را ظهور نسبت‌آنی دوره‌های گرم و سپس، سرد شدن تدریجی دانست. چرخه‌ای که در دوره پلیستوسن جدید چندین بار تکرار شد. همین موضوع دلیل ایجاد الگوی موسوم به دندان‌اره در نمودارهای دیرین اقلیم شناختی است (Bradley, 2015; Lowe and Walker, 2015).

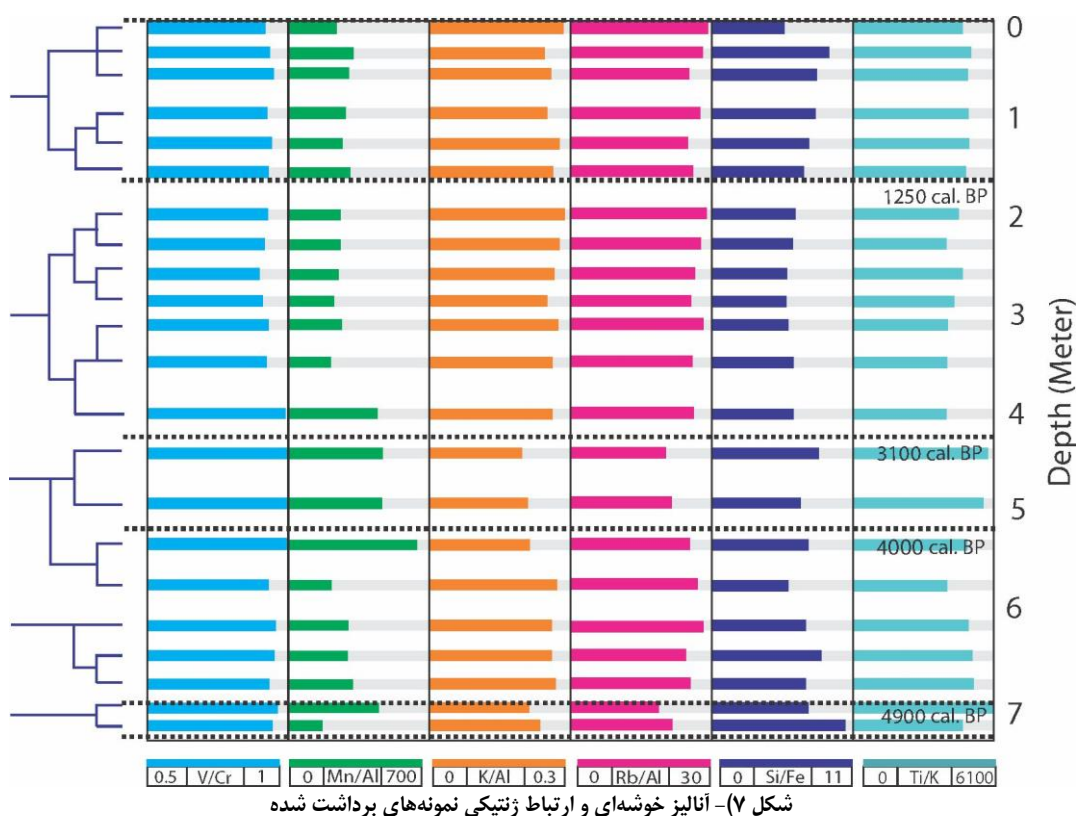
از عمق ۴۳۵ تا ۵۵۰ با سنی حدود ۴۰۰۰ تا ۳۱۰۰ سال پیش، شرایط باثبات و آرام تالابی حاکم بوده است. نیز شرایط ایجاد محیط تورب‌زار در تالاب فراهم شده و با افزایش میزان ماده آلی و بقایای گیاهی و صدفی و در نتیجه افزایش میزان رسوب‌گذاری همراه بوده است. این دوره، که حداکثر حدود ۹۰۰ سال طول کشیده، با شرایط بسیار مرطوب و بالابودن سطح آب زیرزمینی و فعالیت چشمه‌های تغذیه‌کننده در منطقه همراه بوده است. هم‌زمان با این دوره مرطوب در زاگرس چین‌خورده، پیشروی حوضه‌های آبی در حدود ۳۵۰۰ سال پیش در دریاچه مونولیک کالیفرنیا نیز ثبت شده است (نیوتن ۱۹۹۴). این دوره پرآبی با مدل کوهن (۲۰۰۳) در رابطه با تغییرات سطح تراز دریاچه‌های شمال آفریقا و جنوب آسیا (شکل ۶) در طول هولوسن هم‌خوانی دارد. در این بازه زمانی نسبت‌های عنصری افزایشی

شده و میانگین بالایی را برای این محدوده توالی نشان می‌دهد. با بهبود شرایط رطوبتی منطقه، افزایش در میزان V/Cr (میانگین ۱/۰۰۵) اتفاق افتاده است، میزان رطوبت موجود در منطقه شرایط را برای هوازگی شیمیایی و فرسایش در منطقه فراهم آورده (K/Al با میانگین، ۰/۲۰ و Mn/Al با میانگین ۵۴۶/۲۴) و در نتیجه حجم مواد آواری حمل شده به حوضه مرتبط با نسبت عنصری Ti/K (میانگین، ۵۸۰۰)، Si/Fe (میانگین ۷/۵۶) افزایشی شده است (شکل ۷).

از عمق ۵۵۰ سانتی‌متری تا حدود ۶۹۰ سانتی‌متری در مغزه Ch-1، بصورت تدریجی با تغییر رخساره‌ها به سمت رخساره‌های دوره‌های خشک‌های خشک همراه است. این تغییر از رخساره رس‌سیلتی طوسی رنگ، خاکستری رنگ و سپس رسوبات سیلت رسی قهوه‌ای رنگ همراه بوده است. براساس نرخ رسوبگذاری میانگین، سن این توالی حدود ۴۹۰۰ تا ۴۰۰۰ سال پیش بوده است. اوج این دوره خشک در حدود عمق ۶ متری با سنی برابر با ۴۳۰۰ سال با ثبت رخساره‌های سیلت رسی قهوه‌ای رنگ همراه بوده است. این رخساره رسوبی با ضخامتی برابر ۲۵ سانتی‌متر حدود ۱۸۰ سال طول کشیده است. به بیان دیگر دوره خشک ثبت شده ۴۵۰۰ تا ۴۳۰۰ سال در منطقه چگاران دوام داشته است. در دریاچه آبزالو نیز این دوره خشک با وجود گل به رنگ قهوه‌ای روشن، و با سنی حدود ۴۴۰۰ تا ۴۷۰۰ سال، یک دوره (سیصدساله) نه چندان مرطوب توسط درویشی (۱۳۹۹) گزارش شده است، که با استناد سن‌سنجی‌های دریاچه آبزالو و استفاده از نرخ رسوبگذاری میانگین به نظر می‌رسد وقایع اقلیمی در دو دریاچه چگاران و آبزالو فارغ از خصوصیات ویژه زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی در منطقه، بسیار مشابه است. این دوره خشک انطباق تقریبی مناسبی با واقعه خشکی ۴۲۰۰ سال گذشته در نیم‌کره شمالی نشان می‌دهد (استاباسر و همکاران ۲۰۰۳) که در بخش‌های درون‌قاره‌ای امریکای شمالی، در خاورمیانه، بخش‌هایی از افریقا، و آسیا با وسعت بالای خشکی گزارش شده است (بوث و همکاران ۲۰۰۵). این تغییرات اقلیمی گسترده در حدود ۴۲۰۰ (± ۳۰۰) با توجه به موقعیت جغرافیایی و اقلیمی) سال پیش با ضعف و شدت متفاوت در قسمت‌های مختلف ایران گزارش شده است؛ در رسوبات بستر دریای عمان در محدوده سنی ۴۰۲۵±۱۲۵ سال (کولن و همکاران ۲۰۰۰)، در دریاچه مهارلو بین ۵۲۵۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش (لک ۱۳۸۶)، در دریاچه زریوار بین ۴۵۰۰ تا ۳۸۰۰ سال پیش (واسیلیکوا و همکاران ۲۰۰۶)، در دریاچه میرآباد در ۵۴۰۰ پیش و خشکی‌های کوتاه‌مدت با تغییراتی در فصل بارش در ۴۰۰۰ تا ۳۵۰۰ سال پیش (استیونس ۲۰۰۶)، در هامون با پیشروی رخساره‌های رسوبات بادی در حدود ۴۵۰۰ سال پیش (حمزه و همکاران ۱۳۹۵)، همچنین مقارن با افول و انقراض تمدن اکد در بین‌النهرین (محمدی ۱۳۹۰) و افول تمدن شرق در شهر سوخته سیستان در حدود ۴۵۰۰ سال پیش (وائق عباسی و همکاران ۱۳۹۵) رخ داده است. با توجه به اقلیم منطقه و ارتفاع از سطح دریا، این دوره در منطقه مورد مطالعه با تأخیر زمانی دست‌کم صدساله ظاهر شده است. بعد از رسوبات قهوه‌ای‌رنگ، مجدداً شاهد توالی رسوبات گلی قهوه‌ای‌رنگ همراه رسوبات دانه‌درشت در اندازه گراول و قلوه‌سنگ تا عمق ۷۲۰ سانتی‌متری هستیم که احتمال وقوع یک سیلاب بسیار قوی در منطقه، که رسوبات دانه‌درشت سازندهای اطراف را به بستر تالاب روانه ساخته یا احتمالاً به محدوده بستر رسوبات تالابی در منطقه برخورد کرده است، را تقویت می‌کند.

دوره یاد شده (۴۹۰۰ تا ۴۰۰۰ سال گذشته) با کاهش در نسبت‌های عنصری V/Cr, Mn/Al, Si/Fe, Rb/Al افزایش در نسبت Ti/K همراه است. افزایش در میزان Ti/K نشان از فعالیت فرایندهای سیلابی در منطقه دارد که موجب افزایش رسوبات آواری در منطقه بوده و این نسبت در خلاف جهت سایر نسبت‌ها افزایشی شده است (شکل ۷). یکی از مهم‌ترین تفاوت‌ها مدت زمان دوره‌ها است که دوره خشک جوان‌تر طولانی‌تر و با شدت کمتر بوده است درحالی که دوره خشک ۴۵۰۰-۴۳۰۰ سال قبل در این منطقه با شدت بیشتر و کوتاه‌تر می‌باشد. بنظر می‌رسد حجم

رسوبات سیلابی وارد شده به دریاچه در دوره خشک قدیمی‌تر (۴۵۰۰-۴۳۰۰ سال قبل) بیشتر از دوره خشک جوان‌تر بوده است. این دوره بصورت ناگهانی در منطقه ایجاد شده و بصورت تدریجی پایان یافته است حال آنکه دوره خشک (۳۱۰۰ تا ۱۲۵۰ سال گذشته) بصورت تدریجی شروع شده و بصورت ناگهانی خاتمه یافته است. احتمالاً دوره خشک قدیمی با رطوبت بسیار پایین و دمای بالا ظاهر شده است و دوره خشک جوان با دمای پایین‌تر و رطوبت نسبی بالاتر رخ داده است. بعد از رسوبات قهوه‌ای‌رنگ، مجدداً شاهد توالی طوسی‌رنگ همراه بقایای گیاهی و صدفی هستیم که تا عمق ۷ متر ادامه دارد و بعد از آن وجود رسوبات گلی قهوه‌ای‌رنگ همراه رسوبات دانه‌درشت در اندازه گراول و قلوه‌سنگ، بدلیل گرادبان شیب از اطراف به سمت مرکز احتمال نزدیک شدن به سنگ بستر را تقویت می‌کند. از شواهد این موضوع می‌توان به وجود کانی‌های تبخیری نظیر هالیت، بقایای صدفی بسیار خرد شده و میزان بالای نسبت‌های عنصری Si/Fe ، Ti/K اشاره کرد (شکل ۴). همبستگی ژئوشیمیایی نمونه‌های برداشت شده بخوبی دوره‌های اقلیمی را نشان می‌دهد. در این شکل دست کم چهار دوره اقلیمی تفکیک شده است که مشخصات ژئوشیمیایی آنها مشابه یکدیگر می‌باشد.



گزارش‌ها در خصوص نوسانات سطح تراز دریاچه‌های داخلی ایران در طول هولوسن نیز تا حدود زیادی با نوسانات دریاچه‌های جنوب آسیا و آفریقا همخوانی دارد. در دریاچه مه‌ارلو، یک فاز مهم دوره خشک در رسوبات دریاچه‌ای از ۵۲۵۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش به مدت حدود ۹۵۰ سال اتفاق افتاده است. دو فاز دوره خشک دیگر مربوط به حدود ۲۰۰۰ و ۱۸۰۰ سال پیش بوده که اهمیت کمتری دارد و دنبال کردن آن در سراسر گستره دریاچه مشکل است. در این

دریاچه بخش‌های مختلف از نظر مدت زمان شرایط یکسان نداشته‌اند و در حواشی دریاچه طول مدت دوره خشک در برخی موارد تا ۶۰۰ سال بیشتر از بخش‌های مرکزی بوده است (لک ۱۳۸۶). در دریاچه زریبار تغییر در ارگانسیم‌ها بیانگر افزایش دما در بازه‌های زمانی ۲۱۰۰۰، بین ۱۲۶۰۰ تا ۱۵۴۰۰، حدود ۱۲۰۰۰، و حدود ۱۱۷۰۰ سال پیش است. همچنین، مجموعه دیاتوم‌های موجود بیانگر افزایش شوری آب دریاچه بین سال‌های ۱۵۷۰۰ تا ۱۷۷۰۰، ۱۲۰۰۰ تا ۱۲۶۰۰، ۵۹۰۰ تا ۶۴۰۰ و ۲۵۰۰ سال پیش است. کاهش سطح آب دریاچه در دو دوره ۷۵۰۰ تا ۷۸۰۰ و ۳۸۰۰ تا ۴۵۰۰ سال پیش و با شواهد جزئی‌تر در بعضی زمان‌ها تاکنون گزارش شده است (واسیلیکوا و همکاران ۲۰۰۶). اقلیم هولوسن بر اساس تغییرات ایزوتوپ اکسیژن، گرده‌های گیاهی، و نسبت استرانسیم بر کلسیم در دریاچه میرآباد نیز حاکی از وجود یک دوره خشک در ۵۴۰۰ سال پیش و دوره خشک دیگری در ۱۵۰۰ سال پیش است (استیونس ۲۰۰۶). در دریاچه ارومیه در ۱۳۰۰۰ سال قبل دوره خشک گزارش شده است که با وجود رسوبات قرمز رنگ در مغزه‌های برداشت‌شده نمایان شده است (درویشی خاتونی ۱۳۹۰). در دریاچه‌های حوضه زاگرس تا حدود زیادی دوره‌های خشک و مرطوب تا حد زیادی همخوانی دارند. زمان ظهور دوره‌های خشک و مرطوب در دریاچه‌های هشیلان، زریبار، گهر، آبزالو و مهارلو با کمی تاخیر یا تعجیل رخ داده است (شکل ۸).



شکل ۸- دوره‌های خشک و مرطوب گزارش‌شده در دریاچه‌های محدوده زاگرس در طول هولوسن (با کمی تغییر از درویشی خاتونی و همکاران، ۱۴۰۰)

بحث و نتیجه‌گیری

جمع‌بندی بررسی‌های رسوب‌شناسی، دیرینه‌اقلیم، و دیرینه‌جغرافیایی دریاچه چگارمان به طور خلاصه در ادامه می‌آید. در مغزه مورد مطالعه، پنج رخساره رسوبی اصلی شناسایی شد. رخساره‌ها بطور چیره دارای رسوبات رس، سیلت، گراول و رسوبات بینابینی همراه بقایای گیاهی و صدفی است که در بیشتر موارد تناوب و تداخل در رسوبات یادشده به‌کرات دیده می‌شود. در رسوبات مغزه مورد مطالعه در مجموع رخساره‌ها نشان‌دهنده دو محیط رسوبی تالاب و مخروط‌افکنه است. با توجه به نتایج سن‌سنجی در دریاچه آبزالو (درویشی خاتونی، ۱۳۹۹)، میانگین آهنگ رسوب‌گذاری حدود ۱/۴ میلی‌متر در سال در نظر گرفته شده است که قابل مقایسه با تالاب زریبار و میرآباد است. با توجه به نتایج بررسی‌های رسوب‌شناسی انجام‌شده در منطقه، در طول هولوسن پسین دست‌کم دو دوره پربابی با اقلیم مرطوب قابل

شناسایی است. دوره مرطوب ۱۲۵۰ سال قبل و دوره مرطوب دیگری در یک بازه حدود ۱۲۰۰ ساله و از ۴۰۰۰ تا ۳۱۰۰ سال قبل در یک بازه ۹۰۰ ساله قابل شناسایی است. همچنین، دست کم دو دوره سرد و گرم و خشک در هولوسن پسین در منطقه ظاهر شده است که مدت زمان دوره سرد از ۳۱۰۰ تا ۱۲۵۰ سال پیش حدود ۱۸۵۰ سال ادامه داشته است و دیگری سنی حدود ۴۰۰۰ تا ۴۹۰۰ سال دارد که با تغییر تدریجی همراه بوده است. دوره خشک شاخص از ۴۳۰۰ تا ۴۵۰۰ سال پیش یک دوره (دویست ساله) بوده است. به نظر می‌رسد شدت و مدت دوره خشک ۳۱۰۰ تا ۱۲۵۰ سال پیش نسبت به دوره ۴۳۰۰ تا ۴۵۰۰ سال پیش بیشتر بوده است. در منطقه دریاچه چگارمان و زاگرس چین‌خورده در بخش خوزستان (پهنه ایذه) دوره‌های خشک به صورت ناگهانی با شدت بیشتر و مدت کمتر نسبت به دوره‌های مرطوب در منطقه ظاهر می‌شوند و به صورت تدریجی از دوره‌های خیلی خشک به دوره‌های نیمه‌خشک، نیمه‌مرطوب، و در نهایت مرطوب منتهی می‌شوند. این شرایط ممکن است به دلیل ماهیت تغییر اقلیم در منطقه باشد یا سطوح زیرین دوره‌های خشک به صورت مرزهای فرسایشی عمل کرده و حفظ شده باشند.

منابع:

- اکبری، ط.، لک، ر.، شهبازی، ر.، قدیمی، م.، اسدی، ا.، کرمی، ف.، ویگاند، پ.، علیزاده، ک.، بهلینگ، ه. (۱۳۹۵). تحلیل ژئوشیمی و پالینولوژیکی رسوبات دریاچه گهر و شناسایی آب و هوای دیرین زاگرس مرتفع، فصلنامه کواترنری ایران، ۲ (۱): ۲۷-۴۰.
- داودی، م.، عزیزی، ق.، مقصودی، م. (۱۳۹۳). بازسازی تغییرات آب‌وهوایی هولوسن در زاگرس جنوبی: شواهد گرده‌شناسی و زغال در رسوبات دریاچه پریشان، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۳ (۱): ۶۵-۷۹.
- درویشی خاتونی، ج. (۱۳۹۵). تغییرات فراوانی پلت آرتیمیا اورمیانا در رسوبات بستر دریاچه ارومیه با نگرشی بر اقلیم دیرینه، مجله اکوبیولوژی تالاب، دانشگاه آزاد اهواز، ۸ (۲): ۴۷-۶۲.
- درویشی خاتونی، ج.، فتوحی، ص.، نگارش، ح.، محمدی، ع. (۱۳۹۸). اقلیم و محیط دیرینه تالاب آب‌زالو در استان خوزستان با استفاده از مغزه های رسوبی در هولوسن پسین. فصلنامه کواترنری ایران، ۵ (۳): ۳۲۳-۳۴۷.
- سادات حسینی، ز.، خالدی، ش.، نادری‌بنی، ع. م. (۱۳۹۵). بازسازی دیرینه اقلیمی و پوشش گیاهی در حوضه دشت ارزن فارس در پلیستوسن پایانی و هولوسن بر اساس مطالعه گرده‌های گیاهی، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۷ (۲۷-۲۸): ۱-۱۳.
- شهبازی، ر. (۱۳۹۴). مطالعه تحولات رسوبی دوره کواترنری به منظور تعیین الگوی طبیعی بیابانزایی در پلایا-تالاب شادگان، رساله دکتری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، ۲۰۷ ص.
- صفایی‌راد، ر.، عزیزی، ق.، محمدی، ح.، علیزاده لاهیجانی، ح. (۱۳۹۳). بازسازی تغییرات اقلیمی هولوسن و پلیستوسن منطقه زاگرس میانی با استفاده از شواهد گرده شناسی تالاب هشیلان، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۳ (۱۱): ۲۰-۱.
- عزیزی، ق.، اکبری، ط.، هاشمی، ح. (۱۳۹۲). تغییرات پوشش گیاهی و آب‌وهوای دیرین در طی گذار آخرین دوره یخبندان-هولوسن (مطالعه موردی: دریاچه نور در شمال غرب ایران)، پژوهش‌های محیط‌زیست، ۴ (۷): ۳-۱۲.
- عزیزی، ق.، ملکی، س.، کریمی، م.، شهبازی، ر.، رستمی، ه. (۱۳۹۶). تغییرات اقلیم و پوشش گیاهی هولوسن در ایران، فصلنامه کواترنری ایران، ۳ (۳): ۲۰۵-۲۲۹.

لک، ر. (۱۳۸۶). گزارش بررسی زمین‌شناسی دریاچه مهارلو، فاز I: هیدروشیمی و هیدروژئوشیمی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰ ص.

لک، ر.، درویشی‌خاتونی، ج.، محمدی، ع. (۱۳۹۰). مطالعات پالئولیمنولوژی و علل کاهش ناگهانی تراز آب دریاچه ارومیه، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی دانشگاه آزاد زاهدان، ۷ (۴): ۳۷۲-۳۵۷.

مقصودی، م.، جعفری‌گللو، م.، رحیمی، ا. (۱۳۹۳). شواهد رسوبی تغییرات اقلیمی در دریاچه زریبار طی دوره هولوسن، ۴۶ (۱): ۵۸-۴۳.

Alagarsamy, R., Zhang, J. (2010). Geochemical characterisation of major and trace elements in the coastal sediments of India, *Environmental Monitoring and Assessment*, 161: 161-176

Asikainen CA Francus P and Brigham-Grette J. (2006). Sedimentology, clay mineralogy and grain-size as indicators of 65 ka of climate change from El'gygytyn Crater Lake, Northeastern Siberia. *J Paleolimnol*, DOI 10.1007/s10933-006-9026-5

Booth, R. K., Jackson, S. T., Forman, S. T., Kutzbach, J. E., Bettis, E. A., Kreig, J., Wright, D. K. (2005). A severe centennial- scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages, *The Holocene*, 15 (3): 321-328

Bradley, R. S. (2015). *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*, 3 rd ed. Elsevier.

Brisset, E., Djamali, M., Bard, E., Borschneck, D., Gandouin, E., Garcia, M., Stevens, L., Tachikawa, K. (2018). Late Holocene hydrology of Lake Maharlou, southwest Iran, inferred from high-resolution sedimentological and geochemical analyses. *J Paleolimnology*. 61(1):111-128. <https://doi.org/10.1007/s10933-018-0048>

Bronk Ramesy, C., Lee, S. (2013). Recent and planned developments of the program OxCal, *Radiocarbon*, 55: 720-730.

Calanchin, N., Dinelli, E., Lucchini, D., Mordenti, A. (1996). Chemostratigraphy of late Quaternary sediments from Lake Albano and central Adriatic Sea cores (PALICLAS Project), *Palaeoenvironmental Analysis of Italian*.

Calvert, S. E., Pedersen, T. F. (2007). Elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application. In: Hillaire-Marcel, C., Vernal, A.D. (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*, Elsevier, Amsterdam.

Chang, A.S., Pedersen, T.F., Hendy, I.L. (2014). Effects of productivity, glaciation, and ventilation on Late Quaternary sedimentary redox and trace element accumulation on the Vancouver Island margin, western Canada. *Paleoceanography* 29, 2013PA002581.

Chen, F., Liu, J., Xu, Q., Li, Y., Chen, J., Wei, H. (2013). Environmental magnetic studies of sediment cores from Gonghai Lake: implications for monsoon evolution in North China during the late glacial and Holocene. *J. Paleolimnol.* 49: 447-464. doi: 10.1007/s10933-012-9677-3

Cullers, R.L., V.N. (2002). The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia, *Precambrian Research*, 117(3): 157-183.

Damnati B, Etebaai I, Benjilani H, El Khoudri K, Reddad H, Taieb M (2016). Sedimentology and geochemistry of lacustrine terraces of three Middle Atlas lakes: Paleohydrological changes for the last 2300 cal BP in Morocco (western Mediterranean region). *Quaternary International*. 404: 163-173. doi:10.1016/j.quaint.2015.10.038

Daniel R., Muhsa. E., Arthur B. G., Skipp, L. (2018). Geochemistry and mineralogy of late Quaternary loess in the upper Mississippi River valley, USA: Provenance and correlation

with Laurentide Ice Sheet history, *Quaternary Science Reviews*, 187: 235-269.

DeGelleke, L., Hill, P. S., Kienast, M., Piper, D. J. W., Sediment dynamics during Heinrich event H1 inferred from grain size, *Mar. Geol.*, Vol. 336, pp. 160-169, 2013.

Djamali, M. (2008). Palaeoenvironmental changes in Iran during the last two climatic cycles (vegetationclimate-anthropisation), PHD thesis, Sciences and Techniques faculty, university of Paulsezanne (AIXMARSEILLE III), 194 p.

Du, S. H., Yongqiu, W. U., Lihua, T. (2018). Geochemical evidence for the provenance of aeolian deposits in the Qaidam Basin, Tibetan Plateau, *Aeolian Research*, 32: 60-70.

Erbs-Hansen, D.R., Knudsen, K.L., Olsen, J., Lykke-Andersen, H., Underbjerg, J.A., Sha, L. (2013). Paleooceanographic development of Sisimiut, West Greenland, during the mid- and late Holocene: A multiproxy study. *Mar. Micropaleontol.*, 102: 79-97.

Eglinton, T.I., Eglinton, G. (2008). Molecular proxies for paleoclimatology. *Earth Planet.Sci. Lett.* 275: 1–16

Evans, D., Müller, W., 2013. LA-ICPMS elemental imaging of complex discontinuous carbonates: An example using large benthic foraminifera. *J. Anal. At. Spectrom.* 28: 1039-1044

Fernandes, V. A., Fritz, J., Weiss, B. P., Garrick-Bethell, I., Shuster, D. L. (2013). The bombardment history of the Moon as recorded by ^{40}Ar - ^{39}Ar chronology, *Meteoritics & Planetary Science*, 48 (2): 241–269

Gallala, W., Gaied, M.E. and Montacer, M. (2009). Detrital mode, mineralogy and geochemistry of the Sidi Aich Formation (Early Cretaceous) in central and southwestern Tunisia, implications for provenance, tectonic setting and paleoenvironment, *Journal African Earth Science*, 53: 159-170.

Garzanti, E., Andro, S., Vezzoli, G. (2009). Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies, *Earth Planet. Sci. Lett.* 277: 422-432

Garcon, M., Chauvel, C., France-Lanord, C., Limonta, M., Garzanti, E. (2014). Which minerals control the Nd-Hf-Sr-Pb isotopic compositions of river sediments? *Chem. Geol.* 364: 42– 55.

Gayantha, K., Routh, J., Chandrajith, R. (2017). A multi-proxy reconstruction of the late Holocene climate evolution in Lake Bolgoda, Sri Lanka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 473: 16–25.

Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Ford Keeling, L., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J.A., Chiessi, C.M. (2012). Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36 N 49 S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(1).

Haberyan, K., Hecky, R. (1987). The Late Pleistocene and Holocene stratigraphy and paleolimnology of Lakes Kivu and Tanganyika, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 61(3-4):169-197

Hamzeh, M.A., Gharaie, M.H.M, Lahijani, H.A.K, Moussavi-Harami, R, Djamali, M, Naderi-Beni, M. (2016). Paleolimnology of Lake Hamoun (E IRAN): implication for past climate changes and possible impacts on Human settlements. *J Palaios.* 31(12): 616–629.

Hamzeh, A.M., Farahi Ghasr-Aboonahr, S.F. (2020). Palaeoenvironmental changes in the Khuran Estuary of SE coastal Iran during the last two millennia, based on the analysis of a sediment core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 542: 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109563>

Henkes, G.A., Passey, B.H., Grossmann, E.L., Shenton, B.J., Pérez-Huerta, A., Yancey, T.E., (2014). Temperature limits for preservation of primary calcite clumped isotope paleotemperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 139: 362–382. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.04.040>

Kim, J.H., van der Meer, J., Schouten, S., Helmke, P., Willmott, V., Sangiorgi, F., Koç, N., Hopmans, E.C., Sinninghe Damsté, J.S. (2010). New indices and calibrations derived from the distribution of crenarchaeal isoprenoid tetraether lipids: Implications for past sea surface temperature reconstructions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74: 4639–4654.

Kirillin, G., Shatwell, T. (2016). Generalized scaling of seasonal thermal stratification in lakes, *J Earth Science Reviews*, 161: 179–190.

Li, J., Lowenstein, T. K., Brown, C. B., Ku, T. L., Luo, S. (1996). A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores, Death Valley, California, *J Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 123: 179-203

Lowe, J.J., Walker, M.J.C. (2015). *Reconstructing Quaternary Environments*, 3rd ed., Routledge.

Mashkour, M., Tengberg, M., Shirazi, Z., Madjidzadeh, Y. (2013). Bio-archaeological studies at Konar Sandal, Halil Rud basin, southeastern Iran. *Environ. Archaeol.* 18: 222–246.

Martinez-Ruiz, F., Kastner, M., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gamiz, M., Nieto-Moreno, V., Ortega-Huertas, M. (2015). Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies. *Quaternary Science Reviews* 107: 25-46.

McCave, I. N., Hall, I.R. (2006). Size sorting in marine muds: processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7 (10): 5

Minniti, C., Seyed Sajjadi, M.S. (2019). New data on non-human primates from the ancient Near East: The recent discovery of a rhesus macaque burial at Shahr-i Sokhta (Iran). *International J Osteoarchaeology*, 29: 538-548.

Mook, W.G., Steurman, H.J. (1983). Physical and chemical aspects of radiocarbon dating”, *Proceedings of the First International Symposium 14C and Archeology, Groningen, 1981, PACT*, 8: 31-55.

Moosavian, S.M., Karbassi, A.R., Sabzalipour, S., Amirnezhad, R., Daneshian, J. (2019). Determination of sedimentation rate of Hoor-Al-Azim wetland by carbon-14 method and analysis of its past climate using element geochemistry, *Environmental Earth Sciences*, 78: 658. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8666-5>

Newton, M.S. (1994). Holocene fluctuations of Mono Lake, California: the sedimentary record, *Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 50: 143-157

Paik, I.S., Kim, H.J. (2006). Playa lake and sheetflood deposits of the Upper Cretaceous Jindong Formation, Korea: Occurrences and palaeoenvironments. *Journal of Sedimentary Geology*, 187: 83-103.

Pearson, P., 2012. Oxygen isotopes in foraminifera: Overview and historical review. *Paleontol. Soc. Pap.* 18: 1–38.

Petrie, C.A., Weeks, L. (2018). The Iranian Plateau and the Indus River Basin”, in: Chiotis, E. (ed.), *Climate Changes in the Holocene: Impacts and Human Adaptation*. CRC Press, Taylor and Francis Group, 293-325.

Potts, P. J. (1987). A Handbook of Silicate Rock Analysis, *Mineralogical Magazine*, 51: 753

Polyak, L., Bischof, J., Ortiz, J.D., Darby, D.A., Channell, J.E., Xuan, C., Kaufman, D.S., Løvlie, R., Schneider, D.A., Eberl, D.D. (2009). Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean. *Glob. Planet. Chang.* 68: 5–17.

Quellet-Bernier, M., deVernal, A. (2018). Proxy Indicators of Climate in the Past”, *Climate Changes in the Holocene: Impacts and Human Adaptation*, 41-76.

Rampen, S.W., Willmott, V., Kim, J.H., Uliana, E., Mollenhauer, G., Schefuß, E., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S. (2012). Long chain 1, 13 and 1, 15 diols as a potential proxy for palaeotemperature reconstruction. *Geochim. Cosmochim. Acta* 84: 204–216. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.01.024>

Riquier L., Tribouillard, N., Averbuch, O., Devleeschouwer, X. and Riboulleau, A. (2006). The Late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains (Germany): Two oxygen-deficient periods resulting from different mechanisms, *Chemical Geology* 233: 137-155.

Roop, H. A., Dunbar, G. B., Vandergoes, M. J., Forrest, A. L., Walker, Sh. L., Purdie, J., Upton, ph., Whinney, J. (2014). Seasonal controls on sediment transport and deposition in Lake Ohau, South Island, New Zealand: Implications for a high-resolution Holocene paleoclimate reconstruction: *Sedimentology Journal*, 62: 826 - 844.

Rontani, J.F., Bonin, P., Vaultier, F., Guasco, S., Volkman, J.K. (2013). Anaerobic bacterial degradation of pristenes and phytene in marine sediments does not lead to pristane and phytane during early diagenesis. *Organic Geochemistry* 58: 43–55.

Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R. and Smykatz-Kloss, W. (2008). Geochemistry of late Quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance, *Chem Erde Geochem*, 68: 388-393.

Saha, S., Banerjee, S., Burley, S.D., Ghosh, A. and Saraswati, P.K. (2010). The influence of flood basaltic source terrains on the efficiency of tectonic setting discrimination diagrams: an example from the Gulf of Khambhat, western India, *Sedimentary Geology*, 228: 1 -13.

Sai, K. 2004. Geochemistry of Lake Sediments as a Record of Environmental Change in a High Arctic Watershed, *Chemie der Erde*, 64: 257–275.

Schröder, T., Hoff, J.V., López-Sáez, J.A., Melles, M., Viehberg, F., Reicherter, K. (2018). Multi-proxy climate and environment reconstruction of the Holocene based on Lake Medina, southern Spain, *Geophys Res Abs*, 20(15): 207 p.

Schroll, E. (1975). *Analytische geochemie, Band I, Grundlagen and anwendungen*, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart. *Crater Lake and Adriatic Sediments Mem. Ist. ital. Idrobiol.*, 55: 247-263.

Schouten, S., Hopmans, E.C., Sinninghe Damsté, J.S. (2013). The organic geochemistry of glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids: A review. *Org Geochem.* 54: 19–61.

Sharifi, A., Pourmand, A., Canuel, E. A., Ferer-Tyler, E., Peterson, L. C., Aichner, B., Feakins, S. J., Daryae, T., Djamali, M., Naderi-Beni, A. (2015). Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a high-resolution, multi-proxy peat record from NW Iran: The hand that rocked the Cradle of Civilization? *Quaternary Science Reviews*, 123: 215-230.

Sinha, R., Smykatz-Kloss, W., Stuben Harrison, S.P., Berner, Z. Kramar, U. (2006). Late Quaternary paleoclimatic reconstruction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, Thar Desert margin, India. *J Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* 233:252-270.

Solotchina, E. P., Sklyarov, E. V., Solotchin, P. A., Vologina, E. G., Sklyarova, O. A. (2014). Mineralogy and crystal chemistry of carbonates from the Holocene sediments of Lake Kiran (western Transbaikalia): connection with paleoclimate: *Russian Geology and*

Geophysics, 55 :472-482.

Spofforth, D.J.A., Pälike, H., Green, D. (2008). Paleogene record of elemental concentrations in sediments from the Arctic Ocean obtained by XRF analyses. *Paleoceanography*, 3, PA1S09.

Staubwasser, M., Sirocko, F., Grootes, P., Segl, M. (2003). Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene South Asian monsoon variability, *Geophysical Research Letters*, 30: 372-387

Stevens, L.R., Ito, E., Schwalb, A., Wright Jr, H.E. (2006). Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran, *Quaternary Research*, 66: 494-500.

Talebi, T., Ramezani, E., Djamali, M., Alizadeh Ketek Lahijani, H., Naqinezhad, A., Alizadeh, K., Ponel, V. (2015). The Late-Holocene climate change, vegetation dynamics, lake-level changes and anthropogenic impacts in the Lake Urmia region, NW Iran, *Quaternary International*, 408: 40-51.

Törnqvist, T. E., De Jong, A. F. M., Oosterbaan, W. A., Van der Borg, K. (1992). Accurate dating of organic deposits by AMS 14C measurement of macrofossils, *Radiocarbon*, 34: 566-577

Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update, *Chem. Geol.*, 232: 12-32.

Vaezi, A.L., Ghazban, F., Tavakoli, V., Routh, J., Naderi Beni, A.M., Bianchi, T.S., Curtis, J.S., Kylin, H. (2019). A Late Pleistocene-Holocene multi-proxy record of climate variability in the Jazmurian playa, southeastern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 514: 754-767.

Vincent, L.A., Coauthors, G. (2005). Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *J. Climate*, 18: 5011-5023.

Wang, G.P., Zhai, Z.L. (2007). Geochemical data as indicators of environmental change and human impact in sediments derived from downstream marshes of an ephemeral river, Northeast China, *Environ Geol*, 53: 1261-1270. doi: 10.1007/s00254-007-0714-x.

Walker, M. (2019). Formal subdivision of the Holocene series/epoch: a summary. *J. Geol. Soc. India* 93: 135 –141. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9>.

Walker, M. (2018). Formal ratification of the subdivision of the Holocene series/ epoch (quaternary system/period): two new global boundary stratotype sections and points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes* 41: 213 –223. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>.

Weijers, J.W., Schefuß, E., Kim, J.H., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S. (2014). Constraints on the sources of branched tetraether membrane lipids in distal marine sediments. *Organic Geochemistry* 72: 14–22

Wit, J., Reichert, G.J., Jung, S., Kroon, D. (2010). Approaches to unravel seasonality in sea surface temperatures using paired single-specimen foraminiferal $\delta^{18}O$ and Mg/Ca analyses. *Paleoceanography* 25. PA4220.

Zawiska, I., Słowiński, M., Correa -Metrio, A., Obremaska, M., Luoto, T., Nevalainen, L., Milecka, K. (2015). The response of a shallow lake and its catchment to Late Glacial climate changes - A case study from eastern Poland, *CATENA*, 126: 1-10.