تحلیل دیرینه اقلیم دریاچه دشت ارژن فارس
با استفاده از آنالیز ایزوتوپ اکسیژن

حسن لشکری*[۱]، زهرا سادات حسینی[۲]، ماریا امیر زاده[۳]
۱- دانشیار دانشگاه شهید بهشتی
۲- کارشناس ارشد جغرافی طبیعی
۳- مربی آموزشی
H-LASHKARI@SBU.AC.IR

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۹۰/۱/۷ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۴/۴

Archive of SID

چکیده

تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن۱۶ Об۱۸ / Об و Бc13/бc12 می تواند شاخص مناسب و دقیقی از تغییرات اقلیمی گذشته ارائه دهد. چرا که تغییرات ایزوتوپی می‌تواند در اثر فرایندهای فیزیکی- شیمیایی بسته به شرایط اقلیمی خاص خود باشد و بنابراین جسد این ارگانیسم‌ها می‌تواند گویای شرایط اقلیمی خاص دوران‌های گذشته باشد. بدین منظور تعداد ۹ مغزه از عمق۱ تا ۳ متر از دریاچه دشت ارژن فارس برداشته شد. سپس رسوبات در مقاطع 5CM برای جداسازی و شمارش استراکودها در آن تقسیم شد. با محاسبه بار رسوبی و آهنگ رسوب‌گذاری در عمق‌های مختلف دریاچه به منظور تعیین سن دقیق رسوبات، سن سنجی به روش کربن ۱۴ انجام شد. سپس با رسم ستون مقاطع در دریاچه و به روش کالیبراسون[۱] تعداد۲۲ نمونه از اعماق مختلف انتخاب و برای بررسی مقادیر ایزوتوپی به آزمایشگاه لویی پاستور دانشگاه اتاوا کانادا فرستاده شد همچنین تعداد ۳ نمونه برای سن سنجی از اعماق مختلف دریاچه انتخاب و به آزمایشگاه کربن ۱۴ شهر پزنان لهستان فرستاده شد. سپس براساس نتایج آنالیز اکسیژن و بدست آمدن سن دقیق نمونه‌ها ۱۲زون اقلیمی در طی دوره ۱۱ هزار سال گذشته شناسایی و معرفی گردید. منفی بودن مقادیر ایزوتوپی بیان کننده شرایط اقلیمی سرد و مرطوب در طی دوره هولوسن در این محیط است و دامنه تغییرات در مقادیر ایزوتوپی در این بازه زمانی نشان دهنده نوسانات اقلیمی در این ناحیه است به طوری که نتیاج مقادیر ایزوتوپ اکسیژن به خوبی این تغییرات را نمایش می‌دهد. با توجه به مقادیر ایزوتوپ ۱۸در طول دوره مورد بررسی مشخص شد که دریاچه در۱۱ هزار سال گذشته شرایط گرم و خشک‌تری را نسبت به دوره‌های بعدی پشت سر گذاشته است. خشک‌ترین دوره بر اساس نتایج آنالیز اکسیژن دوره زمانی ۲۲۱۳-۲۰۲۰ سال گذشته بوده است. و سرد ترین دوره طی ۱۱ هزار سال گذشته در این دریاچه ۴۲۶۱ سال قبل بوده است. نوسانات اقلیمی در این دریاچه به تغییرات در سیستم‌های آب و هوایی ورودی به این ناحیه ارتباط داده شده است.

واژگان کلیدی: تغییرات اقلیمی- هولوسن -^{18} Об & δC^{13}- زون بندی اقلیمی- دشت ارژن فارس

1. Calibration

www.SID.ir

مقدمه

دانشمندان معتقدند اگر دمای سیاره زمین ۱/۵ تا ۴ درجه سلسیوس افزایش یابد سطح آب‌های آزاد بین ۲۰ تا ۴۰ سانتی متر افزایش خواهد یافت (ابوطالبی، ۱۳۸۸) که در این صورت بسیاری از مناطق ساحلی زیر آب خواهد رفت و مشکلات فراوانی را برای جوامع بشری فراهم خواهد آورد. برای شناخت و درک بهتر شرایط اقلیمی کنونی و برنامه‌ریزی برای آینده نیاز به شناسایی شرایط اقلیمی دیرینه و چگونگی و نحوه تغییرات آن در طول زمان تا عهد حاضر می‌باشد. راه‌های مختلفی برای شناسایی این تغییرات وجود دارد. که با توجه به بازه زمانی این مطالعات و شرایط و امکانات موجود در دسترس انتخاب بهترین راه اجتناب‌ناپذیر می‌نماید. یکی از بهترین روش‌های مطالعات تغییرات اقلیمی در عصرهای گذشته مطالعات بر پایه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن می‌باشد. اغلب رسوبات در بر گیرنده ارگانیسم‌هایی هستند که زمانی در نزدیکی سطح آب زندگی می‌کردند، وقتی این ارگانیسم‌ها می‌میرند صدف آن‌ها به آرامی در کف اقیانوس فرو رفته و رسوب می‌کند و قسمتی از رسوبات ثبت شده را تشکیل می‌دهند. این رسوبات دریایی در بردارنده داده‌های سودمندی در جهت تغییرات اقلیمی فراگیر می‌باشد. در دریاچه‌های بسته تغییرات سطح آب دریاچه‌ها می‌تواند باعث تغییر در ویژگی‌های آب از جمله شوری شود که این تغییرات در ترکیب فسیل‌های درون رسوبات دریاچه‌ای ثبت می‌شود (ریچارد[1] و باتاربی،۲۰۰۰). یکی از روش‌های بررسی این ارگانیسم‌ها روش آنالیز ایزوتوپ اکسیژنی و بدست آوردن نسبت δO^{16} به δo^{18} است. سابقه مطالعه در این موضوع در سطح جهانی بسیار گسترده‌تر از ایران است. بخش وسیعی از مطالعه نوسانات و تغییرات اقلیم گذشته بر پایه داده‌های نوین بدست آمده از شواهد زمین‌شناسی به ویژه مطالعه رسوبات کف اقیانوس‌ها، مطالعات ایزوتوپی، بررسی مغزه‌های یخی و مطالعه گرده‌های گیاهی است. ریچارد معتقد است که در هر ناحیه‌ای که محل برخورد جو و اقیانوس باشد میانگین سالانه دمای سطح آب اقیانوس بایستی نزدیک به دمای متصل به سطح آب باشد. تعادل دمای به وجود آمده بین سطح آب دریا و هوای بالای آب به این معناست که تغییر در اقلیم، منعکس کننده تغییر در ارگانیسم‌هایی است که در نزدیکی سطح آب‌های عمیق زندگی می‌کنند (ریچارد، ۱۹۷۱). یوری و گریف، خواص ترمودینامیک مواد ایزوتوپی را مطالعه و بررسی نموده‌اند (یوری و گریفت[2]، ۱۹۳۵) همچنین هیتون و هلمز با استفاده از بررسی تغییرات در مقادیر ایزوتوپ کربن در دانشگاه ناتینگهام به بازسازی دمایی و دیرینه اقلیم در دریاچه جامایکا در مکزیک پرداختند و با بررسی‌های دقیق در حد بررسی ۱ cm رسوبات و بررسی‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن در این مقاطع دوره‌های اقلیمی را در ارتباط با مقادیر بارش و تبخیر شناسایی کردند. (هیتون[3] و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین جیسون و همکاران در ۱۹۹۹ در دریاچه والنسیا در ونزوئلا به بررسی تغییرات ایزوتوپی اکسیژن و همچنین بررسی‌های رسوب شناختی در این دریاچه پرداختند و تعیین سن نمونه‌های خود را بر اساس تکه‌های چوب بدست آمده از رسوبات انجام دادند در این تحقیق به نتیجه رسیدند که دوره‌های مرطوب و خشک به صورت متناوب طی ۱۲ هزار سال گذشته رخ داده است و آنچه حایز اهمیت است این است که طبق این مطالعات یک دوره گرمتر و خشک‌تر در

1. Richard & Battarbee
2. Urey & Greiff
3. Heaton

Archive of SID

www.SID.ir

حدود ۱۲-۱۱ هزار سال قبل رخ داده است (جیسون[1] و همکاران، ۱۹۹۹). در داخل ایران بیشتر مطالعات دیرینه اقلیم به دلیل مساعد بودن شرایط برداشت نمونه در ناحیه شمال غرب کشور، در این نواحی صورت گرفته است. عمده این مطالعات را می‌توان به مطالعات گرده‌شناسی، ایزوتوپی، خاک‌شناسی، اکولوژیکی تقسیم کرد. (گریفت و همکاران، ۲۰۰۱) در مطالعه خود به بررسی فون‌های استراکود دریاچه میر آباد پرداختند و تغییرات محیطی در جنوب غرب کشور را بر این اساس بررسی کردند و نتیجه گرفتند که سطح دریاچه میرآباد در اوایل دوره هولوسن پایین‌تر از زمان حال بوده است و از هولوسن میانی شروع به افزایش کرده است. این یافته‌ها با نتایج حاصل از مطالعات گرده‌شناسی که قبلا بر روی دریاچه صورت گرفته است هم‌خوانی دارد. با انجام این تحقیقات در این منطقه و مقایسه آن با نتایج تحقیقات در دیگر نقاط دنیا مثل شمال آفریقای شمالی و مدیترانه شرقی و عربستان اختلافاتی وجود دارد که این موضوع را می‌توان از طریق تفاوت در الگوی گردشی جو در عرض‌های مختلف جغرافیایی توجیه کرد. گریفت و همکارانش دلیل این امر را تغییر در الگوهای گردشی جو و تغییرات در گستره بارش توضیح داده‌اند و دلیل این موضوع را اختلاف در مقدار انرژی تابشی دریافتی دانسته‌اند (گریفت و همکاران، ۲۰۰۱). جمالی و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از اسناد گرده‌شناسی دریاچه آلمالو واقع در شمال غرب ایران ارتباط برخی تغییرات محیطی را با حوادث تاریخی بررسی می‌کنند. مغزه برداشتی از این دریاچه پیشینه ۳۷۰۰ ساله‌ای را از شرایط محیطی منطقه فراهم کرده است. در این تحقیق سعی شده تغییرات پوششی را با تغییرات اقلیم و حوادث تاریخی منطقه مرتبط سازند. علاوه بر مواردی که در مورد کیفیت فعالیت‌های کشاورزی منطقه از طریق بررسی گرده‌های آنها انجام شده است در این مقاله به عصر یخبندان کوچک و تاثیرات آن در معیشت مردم اشاره شده است. طبق این مطالعه در عصر یخبندان کوچک سطح آب این منطقه بالا بوده است. که می‌توانسته به دلیل کاهش دمای تابستانه و افزایش بارش سالانه در منطقه باشد. کم بودن گرده‌های درختی نیز نمایان گر تغییر معیشت مردم از باغداری به رمه‌داری به علت افزایش چراگاه‌های تابستانی می‌باشد (جمالی[2] و همکاران، ۲۰۰۹). استیونس و همکاران با مطالعه دریاچه میرآباد بارش‌های کوه‌های زاگرس را در گذشته زمان‌بندی می‌کنند. طبق این تحقیق اوایل هولوسن ۶۵۰۰ تا ۱۰۰۰۰ سال قبل خشک‌تر از هولوسن پایانی بوده است. مقادیر کم ایزوتوپ اکسیژن δo^{18} در طی این زمان نتیجه تمرکز بارش زمستانه به عنوان مشخصه اقلیم مدیترانه‌ای تفسیر شده است. افزایش مقادیر ایزوتوپ اکسیژن δo^{18} بعد از ۶۵۰۰ سال قبل نشانه‌ای از افزایش بارش بهاره هم مانند شرایط فعلی بوده است. یک خشکسالی شدید۶۰۰ ساله در حدود ۵۵۰۰ سال قبل درست بعد از تغییر جنگل‌های پسته به بلوط اتفاق افتاده است. همچنین طی دوره هولوسن پایانی دو خشکسالی ملایم‌تر در حدود ۱۵۰۰و ۵۰۰ سال قبل در منطقه رخ داده است (استیونس[3] و همکاران، ۲۰۰۶). همچنین ایشان تغییرات فصلی اقلیمی را در آخرین دوره یخچالی و هولوسن در دریاچه زریوار بررسی کرده‌اند طبق این مطالعه آخرین دوره یخچالی سرد و خشک بوده است. در طی اوایل دوره هولوسن سطح دریاچه در نتیجه افزایش تبخیر و تعرق افت کرده است. مقادیر کم ایزوتوپ اکسیژن در این دوران

1. Jason
2. D jamali
3. Stevens

Archive of SID

www.SID.ir

در رابطه با افزایش رطوبت نسبی زمستانه نسبت به کل تغییرات در رطوبت موثر تفسیر شده است. ایشان افزایش گرده‌های بلوط در ۷۰۰۰ سال پیش را نیز نشانه افزایش رطوبت موثر دانسته‌اند. از طرف دیگر همزمان با این اتفاق میزان ایزوتوپ اکسیژن افزایش یافته است که این به علت افزایش بارش بهاره و غنی بودن این بارش‌ها از ایزوتوپ‌های δo^{18} است (استیونس و همکاران، ۲۰۰۱). بر روی این دریاچه مطالعات ژئوشیمی رسوبی (هاچیسون[1] و کاوجیل، ۱۹۶۳) و گرده‌شناسی توسط وان زیست[2] ۱۹۶۳ وبوتما در بوتما[3] و ال مسلمانی[4]، ۱۹۸۶) انجام گرفته است. همچنین مطالعات حشره‌شناسی توسط (مگارد[5]، ۱۹۶۷) انجام گرفته است. که همگی اطلاعاتی را از شرایط محیطی و اقلیمی منطقه فراهم آورده است. در دریاچه ارومیه نیز جمالی و همکارانش در سال ۲۰۰۸ با مطالعه ۲ مغزه ۱۰۰ متری به مطالعه دیرینه اقلیم این منطقه پرداختند و توانستند تاریخچه ۲۰۰۰ ساله‌ای از وضعیت پوششی، منطقه ارائه کنند، که این طولانی‌ترین سند گرده‌شناسی در این منطقه می‌باشد. براساس این مطالعات سطح دریاچه در آخرین دوره یخچالی و بخش پایانی دوره پیش یخچالی بسیار بالاتر از امروز بوده است (جمالی و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین تحقیق دیگری که درشمال ایران توسط کل و همکاران صورت گرفته است اطلاعات ارزشمندی را از تغییرات اقلیمی حوضه شمال کشور براساس لس ارائه داده است (کل و همکاران، ۲۰۰۹). در همین راستا ابوطالبی به مطالعه دیرینه اقلیم در دریاچه بختگان پرداخت و با مطالعه ماکروفسیل‌های این دریاچه اقلیم ناحیه را نیمه خشک و کمی خشک‌تر از زمان فعلی تفسیر کرد (ابوطالبی، ۱۳۸۸). در ادامه نورالهی در سال ۸۸ به تحقیق بر روی دریاچه پریشان پرداخت و ۳ زون اقلیمی را برای این محدوده زمانی مشخص کرد، در این تحقیق تغییرات اقلیمی تا ۱۸۰۰ سال پیش در این ناحیه شناسایی شد که روند تغییرات را تا حال حاضر به صورت مثبت‌تر شدن مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تفسیر کرده‌اند (نورالهی، ۱۳۸۹). با وجود انجام این مطالعات در ایران در زمینه تغییرات دیرینه اقلیم به روش‌های نوین زمین شناسی فقر شدید اطلاعات مشاهده می‌شود و ضروری است که در حوضه داخلی ایران این تحقیقات صورت گیرد تا بتوان درک دقیقی از شرایط اقلیمی گذشته در نواحی محتلف ایران ارائه داد. بنابراین در این مطالعه با اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ارگانیسم‌های ذخیره شده در رسوبات در دریاچه دشت ارژن فارس به تحلیل شرایط اقلیمی در گذشته می‌پردازیم.

مواد و روش ها

یکی از روش‌های تشخیص تغییرات اقلیمی گذشته، آنالیز ایزوتوپ اکسیژن براساس اندازه‌گیری دقیق نسبت بین دو ایزوتوپ ۱۶ که شایع‌ترین ایزوتوپ اکسیژن است و ایزوتوپ ۱۸ که سنگین‌تر است پایه‌گذاری شده است (ابوطالبی، ۱۳۸۸). در واقع اکسیژن دارای ۳ ایزوتوپ پایدار ۱۶ و ۱۷ و ۱۸ می‌باشد. سبک‌ترین ایزوتوپ ۱۶ است و سنگین‌ترین ایزوتوپ ۱۸ است. بنابراین در جریان بارش و تبخیر طبیعتاً ایزوتوپ سبکتر ۱۶ به علت سبکتر بودن هم زود تبخیر و هم دیرتر ریزش می‌کند. بنابراین با مشخص کردن مقادیر نسبت بین این دو (O^{18}/O^{16} δ) می‌توان پی به شرایط بارشی و تبخیر محیط‌های آبی برد. تفریق بیولوژیکی موجب حالت غیر تعادلی در میزان ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن می‌شود. این میزان معمولاً برای ایزوتوپ اکسیژن کمتر از ایزوتوپ

1. Hutchinson & Cowgill
2. Van zeist
3. Bottema
4. EL-Moslimany
5. Megard

Archive of SID

www.SID.ir

کربن می‌باشد. بنابراین بسیاری از فونا به ویژه در محیط‌های آب سرد از نظر ایزوتوپ اکسیژن نزدیک به حالت تعادلی هستند (یوری و همکاران، ۱۹۵۱). مطالعاتی که توسط سورات[1] (۱۹۸۳) و مک کوناگی[2] (۱۹۸۹) صورت گرفته نشان می‌دهد که حالت غیر تعادلی ایزوتوپی که در طی فرایند کلسیتی شدن ارگانیسم‌ها رخ می‌دهد به دلیل اثرات جنبشی (kinetic) و متابولیکی است. کاهش هم زمان در میزان ایزوتوپ اکسیژن و کربن به اثرات جنبشی (یعنی تفریق ایزوتوپی در طی هیدارسیون و هیدروکسیلاسیون co_2 در طی فرایند کلیستی شدن) نسبت داده شده است. اثرات متابولیکی به واسطه فرایند تنفسی (respiration) و فتوسنتز، فقط موجب تغییر ترکیب ایزوتوپی کربن از حالت تعادل می‌شود اما در مقدار ایزوتوپ اکسیژن تغییری حاصل نمی‌شود (آدابی ۱۳۸۳، ص ۹۸).

درباره کربنات‌های دریاچه‌ای عوامل مختلفی می‌توانند کنترل کننده مقادیر ایزوتوپی باشد. تغییرات مقادیر δO^{18} در کربنات‌های دریاچه‌ای را نمی‌توان تنها به یک عامل نسبت داد. معمولاً این طور تفسیر می‌شود که در محیط‌های دریاچه‌ای تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن با تغییرات دما و نسبت بارش/تبخیر در ارتباط است (لنگس و مارشال[3] ۲۰۰۲). در محیط‌های دریاچه‌ای عوامل مختلفی می‌تواند تعیین کننده نوسانات ایزوتوپ اکسیژن رسوبات دریاچه‌ای باشد. این در حالی است که مهمترین این عوامل می‌توانند شامل منشأ مواد، دمای آب، اقامت، و مقادیر ورودی و خروجی دریاچه باشد (بنسون[4] و همکاران، ۱۹۹۶). در این میان عرض جغرافیایی نیز تأثیر بسزایی در تغییرات مقادیر ایزوتوپی دارد. چنان که میزان این تغییرات را در عرض‌های بالا و میانه در ارتباط نسبی با دما توجیه کرده‌اند (رزاناسکی و کنفیانتینی[5]، ۱۹۹۲). علاوه براین عامل ارتفاع نیز می‌تواند بر مقادیر δO تاثیرگذار باشد؛ چرا که در عرض‌های پایین‌تر که قطعاً دماهای بالاتری را محیط تجربه کرده است δO^{16} به علت سبک‌تر بودن صعود کرده و پایه ابر بالاتری را تشکیل می‌دهد. بنابراین در مکان‌های با ارتفاع بالاتر بارش‌ها با مقادیر δO^{16} بیشتری ریزش می‌کند. دریاچه ارژن یک دریاچه دائمی بوده و در مختصات جغرافیایی ´۵۱ °۵۶ تا ´۵۹ °۵۱ طول شرقی و ´۳۶ °۲۹ تا ´۳۹ °۲۹ عرض شمالی و در ۶۵ کیلومتری جنوب غرب شیراز واقع شده است. این دریاچه از نظر ساختمانی یک گرابن است که به وسیله دو گسل نرمال در غرب و شرق حوضه بوجود آمده است و از دیدگاه زمین‌شناسی کارست یک پولوژه است. سازندهای آسماری و جهرم در این ناحیه غلبه دارند (درویش زاده، ۱۳۷۰) رسوبات دشت ارژن شامل: مارن، رس و سیلت می‌باشد. میانگین بارش این حوضه در سی سال اخیر ۶۶۱ میلی‌متر و میانگین دمای سالانه ۱۷/۶ درجه سلسیوس می‌باشد. اقلیم کنونی دریاچه ارژن طبق طبقه‌بندی آمبرژه نیمه خشک تا نیمه مرطوب است.

به منظور تحلیل دیرینه اقلیم ناحیه دشت ارژن بر اساس مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۹ مغزه به طول ۳ متر و با فاصله تقریبی ۵۰۰ متر به روش piston corer از سطح دریاچه برداشت شد و برای انجام مراحل آزمایشگاهی به دانشکده علوم زمین شهید بهشتی منتقل شد. برای بررسی‌های دقیق مغزه‌های رسوبی در مقاطع 5cm برش خورده و برای شستشو و جداسازی رسوب از فسیل‌های استراکود آماده گردید. ستون مقاطع در شکل (۱) و (۲) نشان داده شده است. سپس نمونه‌ها جهت خشکاندن در آونی

1. Swart
2. McConnaughey
3. Leng & Marshall
4. Benson
6. Rozanski & Confiantini

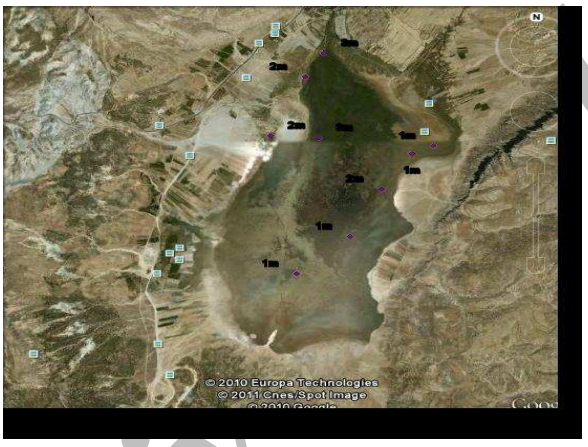
Archive of SID

www.SID.ir

با حرارت ۶۵ درجه سلسیوس به مدت ۲۴ ساعت قرار گرفت. نهایتاً پوسته‌های استراکود در زیر میکروسکوب به روش پیک دستی جدا و برای بررسی‌های دیرینه اقلیمی آماده شدند سپس براساس حجم نمونه‌های حاصله از هر قسمت و به دلیل هزینه بالای عملیات تعیین مقادیر ایزوتوپی و کمبود امکانات در داخل کشور تعداد ۲۵ نمونه از اعماق مختلف انتخاب شد و بعد از شمارش تعداد پوسته‌های استراکودها هر کدام از این بخش‌های انتخابی داخل میکروتیوب قرار گرفت و جهت آنالیز و تعیین سن آماده گردید.

جدول ۱: مشخصات میکروسکوب که برای تصویربرداری از نمونه‌های استراکود دشت ارژن استفاده شده را نشان می‌دهد

name	plympus
type	SZX9
Size	1X-2



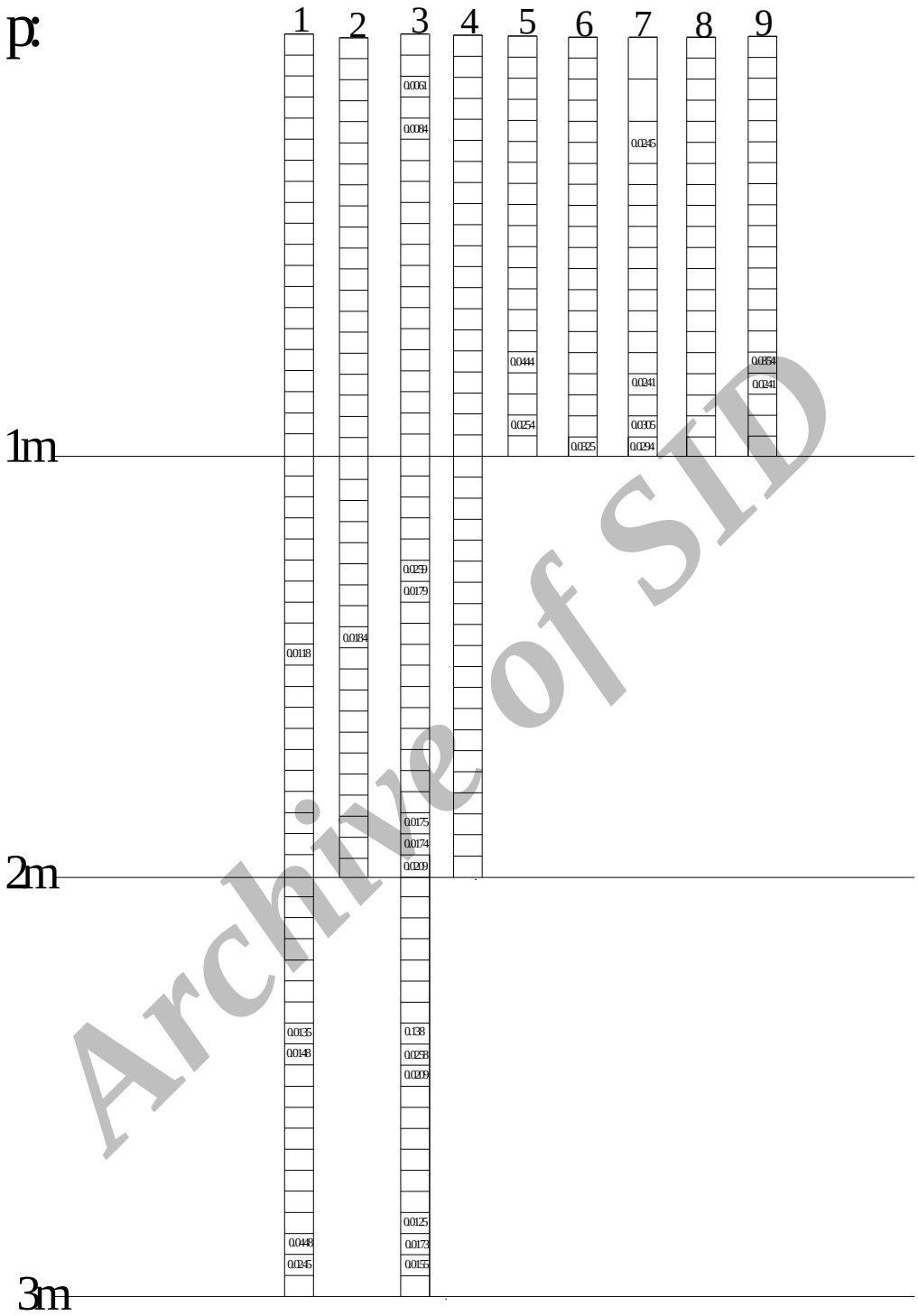
تصویر بالا موقعیت برداشت نمونه‌ها از سطح دریاچه را نشان می دهد.

جدول ۲: اطلاعات ایزوتوپی و سن سنجی از دریاچه دشت ارژن فارس

Dating sample	Dating-sample	H	Depth (cm)	zone	x	y	Delta 18 o	Delta 13 c	Namber Sample-	Date BP
		1984	295-290	39	594547	3279746	-1.43	-4.09	p1-59	10681
10460 ± 50 BP	P1-58	2002	290-285	39	594509	3277809	-4.15	-4.51	p3-58	10460
		2002	285-280	39	594509	3277809	-1.52	-6.9	p3-57	10239
		2002	255-250	39	594509	3277809	-4.06	5.67	p3-50	8689
		2002	250-245	39	594509	3277809	-4.04	-4.91	p3-49	8468
		2002	245-240	39	594509	3277809	-4.3	-3.44	p3-48	8246
		1984	245-240	39	594547	3279746	-2.38	-4.09	p1-48	8246
		2002	205-200	39	594509	3277809	-3.91	-4.02	p3-40	6475
		2002	200-195	39	594509	3277809	-4	-4.98	p3-39	6254
		2002	195-190	39	594509	3277809	-3.71	-4.57	p3-38	6032
		2006	155-150	39	594232	3279196	-4.23	-6.2	p2-30	4261
3375± 35 BP	P3-26	2006	150-145	39	594232	3279196	-3.86	-5.51	p2-29	4040
		2002	120-115	39	594509	3277809	-3.06	-4.71	p3-24	2988
		1999	100-95	39	594192	3274686	0.24	-5.74	p5-20	2213
		2002	100-95	39	595660	3276663	0.77	-5.98	p7-20	2213
2020± 30 BP	P7-19	2004	95-90	39	596559	3277676	1.57	-6.89	p9-19	2020
		2002	90-85	39	595660	3276663	-0.5	-5.38	p7-18	1914
		2004	85-80	39	596559	3277676	1.36	-5.1	p9-17	1807
		1999	80-75	39	594192	3274686	-0.05	-6.06	p5-16	1701
		1999	55-45	39	594192	3274686	-0.36	-5.49	p5-10-11	1169-1063
		2002	35-25	39	595660	3276663	-1.52	-6.15	p7-6-7	744-638
		2002	15-10	39	594509	3277809	-2.89	-4.75	p3-3	319

Archive of SID

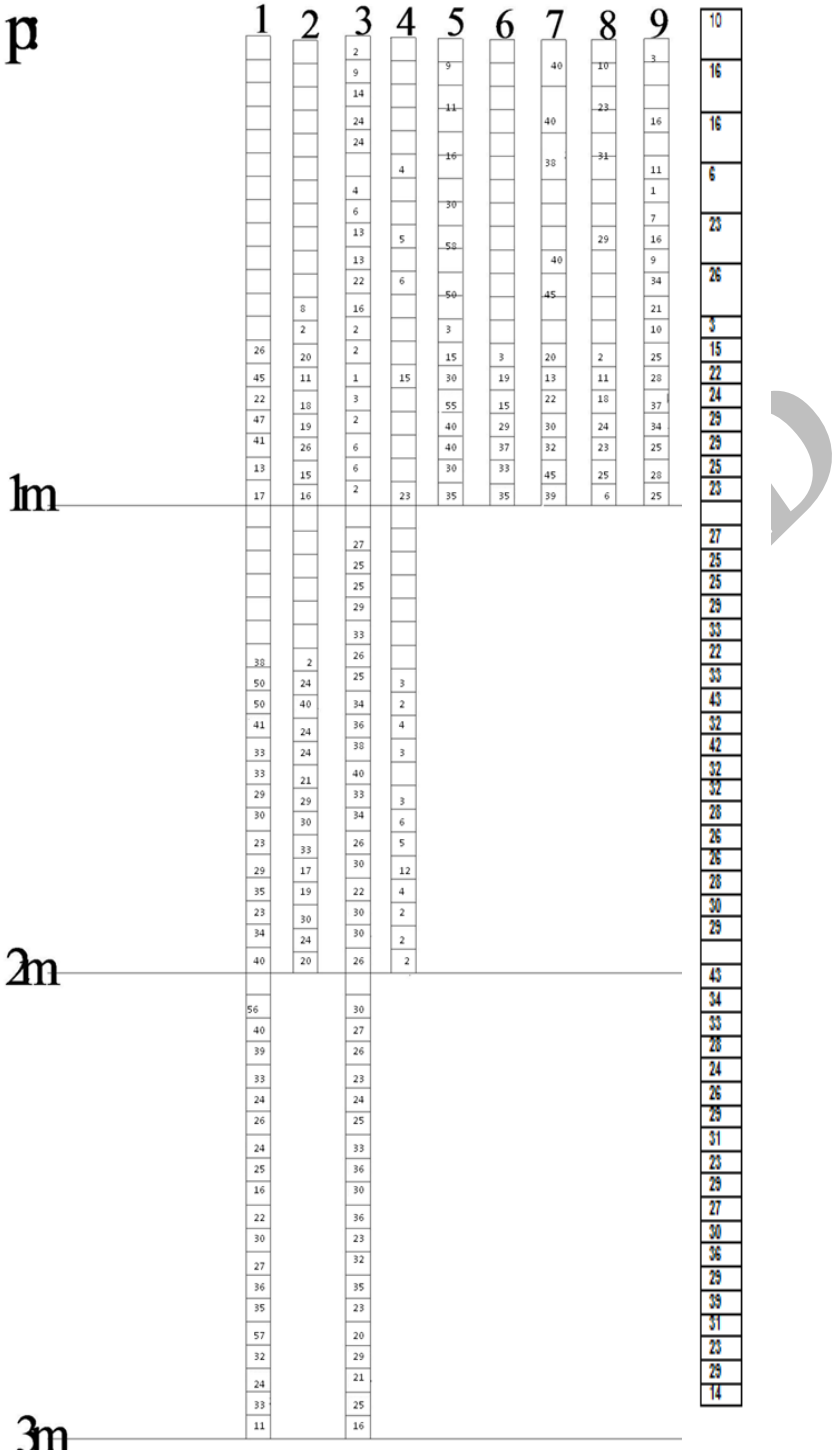
www.SID.ir



شکل ۱: مقطع نمونه برداری از دریاچه دشت ارژن را نمایش می دهد که به قسمت های ۵cm تقسیم شده است وزن حجم نمونه هایی که برای آنالیز اکسیژن و سن سنجی انتخاب و فرستاده شده، در داخل آن به گرم (g)نوشته شده است.

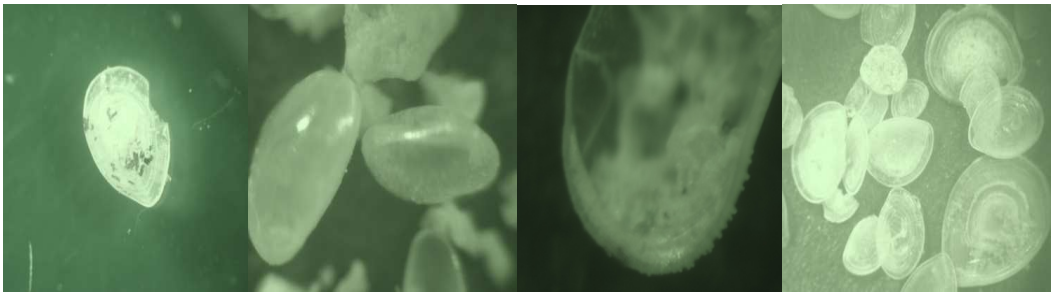
Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۲: میانگین استراکودهای دریاچه دشت ارژن در طول ۳ متردر ستون سمت راست آورده شده است. سطون های سمت چپ جدول مربوط به نمودار تعداد استراکودها در نمونه های برداشتی را نشان می دهد.

www.SID.ir



تصاویر بالا نمونه‌هایی از تصاویر استراکودهای دشت ارژن را نشان می‌دهد.

در مرحله بعدی برای دقت کار و به منظور شناسایی سن دقیق نمونه‌های برداشتی تعداد ۳ نمونه برای تعیین سن دقیق رسوبات برداشته شده از دریاچه، با همکاری رئیس آزمایشگاه C_{14} لهستان پروفوسر توماس گوسلار به شهر پزنان لهستان فرستاده شد. سپس براساس تعیین سن این نمونه‌ها سن دقیق و تاریخ رسوب‌گذاری‌ها در عمق ۳ متر دریاچه محاسبه شد. در مرحله بعد بر اساس نتایج سن سنجی بر روی دریاچه برای درک بهتر و پی بردن سن دقیق و بررسی بار رسوبی وارده به دریاچه و محاسبه ارتفاع رسوب وارده شده به دریاچه در هر سال زون بندی براساس عمق نمونه‌های سن سنجی صورت گرفت. سپس بر این اساس محاسبات انجام شد. که نتایج این محاسبات و مشخصات نمونه‌ها همگی در جدول (۲) آمده است. ۲۴ نمونه نیز برای آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و کربن تهیه شد. نمونه‌های مربوط به تعیین سن به آزمایشگاه کربن ۱۴ در شهر پزنان لهستان فرستاده شد. نمونه‌های آنالیز ایزوتوپ به دانشگاه اتاوا در کشور کانادا منتقل شد. نتایج آنالیزها به قرار زیر است. از بین این نمونه‌ها ۲ نمونه به علت احتمال وجود خطا حذف شد و ۲۲ نمونه مورد آنالیز قرار گرفته است. نتایج آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و سن سنجی در زیر آورده شده است.

نتایج و بحث

با نگاهی به جدول (۴) بررسی شکل (۳) و (۴) خواهیم دید که مقادیر ایزوتوپی در این دریاچه بسیار پایین است و فقط در ۲ بخش مقادیر بالای یک در طی دوره مطالعاتی مشاهده شده است این میزان در مقایسه با مطالعاتی که بر روی دیگر دریاچه‌های ایران صورت گرفته مثل پریشان (Jonse, 2010) و نورالهی ۱۳۸۹ و تحقیقی که ابوطالبی ۱۳۸۸ در دریاچه بختگان انجام داده و یا مقادیر ایزوتوپی دریاچه‌های زریوار و میرآباد کمتر بوده است. که با توجه به شرایط توپوگرافی دریاچه دور از انتظار نیست: مقادیر منفی ایزوتوپ اکسیژن در منطقه دشت ارژن با عامل ارتفاع در ارتباط است. به علت بالا بودن ارتفاع آن نسبت به محیط‌های اطراف این دریاچه ابرهایی که در این منطقه باعث ریزش می‌شوند ناچار به صعود از ارتفاعات هستند و مسلما ابرهایی که در سطح بالاتری قرار می‌گیرند به علت نیروی جاذب به مرکز مقادیر[۱۸] Об خود را در جریان حرکت تا رسیدن به این مناطق مرتفع به علت سنگینی از دست می‌دهد و مقادیر[۱۶] Об افزایش می‌یابد. بنابراین ریزش در این نواحی مقادیر بیشتری از [۱۶] Об را وارد دریاچه می‌کند. از طرف دیگر عامل ارتفاع در مکانیسم ریزش بارش تأثیر مستقیم دارد و روند میعان و بارش را تسریع می‌کند که این خود باعث افزایش بارش در این نواحی می‌شود.

Archive of SID

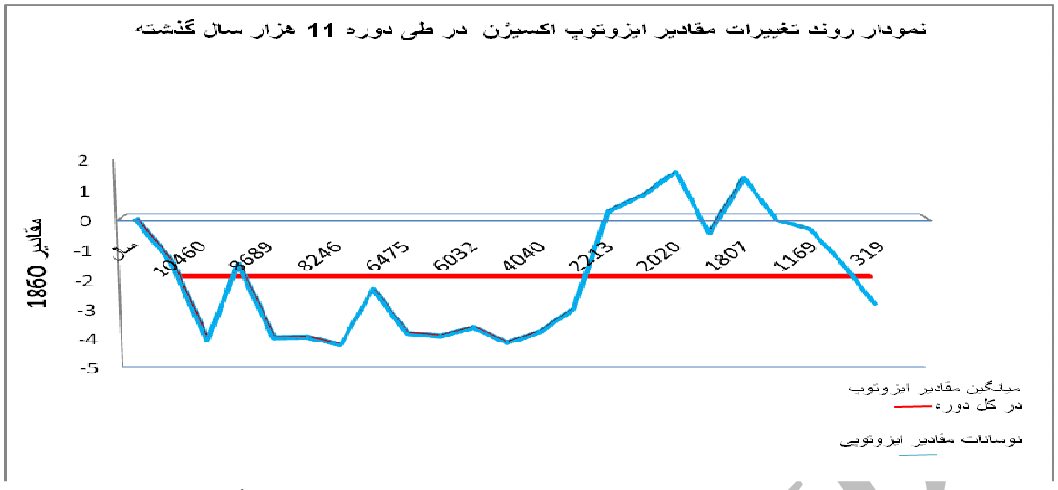
www.SID.ir

با توجه به مباحث ارائه شده در بالا در تحلیل دیرینه اقلیم دریاچه دشت ارژن با استفاده از مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۲ زون اقلیمی شناسایی شد. در تحقیق دیگری که توسط همین تیم تحقیقاتی و بر اساس فراوانی ماکروفسیل استراکودها دراین منطقه انجام گرفته نوساناتی در شرایط دمایی و بارشی در این محدوده در طی ۱۱ هزار سال گذشته وجود داشته است که گاهی این تغییرات در دوره‌های زمانی کوتاه مدت چند صد ساله و گاهی در دوره‌های طولانی مدت چند هزار ساله رخ داده است اما آنچه که مسلم است این تحقیقات نشان می‌دهد که اقلیم این ناحیه در این دوره کوتاه دستخوش تغییرات زیادی شده است که می‌توان آن‌ها را در ارتباط با جریان‌های هوایی تغییرات در سامانه‌های باران زای ورودی به این ناحیه دانست. با بررسی توپوگرافی منطقه مشخص شد که حوضه این دریاچه در مسیر ورود سامانه سودان به ایران قرار دارد و می‌توان گفت عمده سامانه‌هایی که امروزه این ناحیه را تحت تاثیر قرار می‌دهند از سمت سودان وارد می‌شوند (لشکری، ۱۳۸۱)، سامانه سودانی ماهیتا در عرض‌های پایین به صورت رگباری و شدید می‌بارند و ابرهای شکل گرفته تحت تأثیر این سامانه امروزه از نوع کومولونیمبوس می‌باشند که در سطوح پایین جو تشکیل می‌شوند و ایزوتوپ سنگین‌تری را با خود حمل می‌کنند و در نتیجه مناطقی که تحت تأثیر این بارش‌ها قرار می‌گیرد دارای مقادیر ایزوتوپی سنگین‌تری هستند. نتایج آنالیز اکسیژن در این منطقه مقادیر ایزوتوپی منفی در ۱۱ هزار سال گذشته نشان داده است. مقادیر منفی در^{۱۸} Oδ این دریاچه را می‌توان با دو علت توجیه کرد ۱- سامانه‌های ورودی به این منطقه در گذشته دارای چنین ماهیتی نبوده و از منشأ حرکت تا این عرض‌ها مسافت بیشتری را طی می‌کرده‌اند؛ بنابراین ابرها تا زمانی که به این عرض‌ها می‌رسیده‌اند مقادیر زیادی ازδO^{18} خود را به صورت بارش در مناطق کم‌عرض‌تر تخلیه می‌کرده‌اند و ابرهایی که به این منطقه می‌رسیده‌اند از نوع ابرهای سطوح بالا بوده است و باعث ریزشδO^{16} بر روی دریاچه می‌شده است. بنابراین می‌توان چنین توجیه کرد که سلول سودان که امروزه بر روی مصر و اتیوپی بسته می‌شود (لشکری ۱۳۸۱) در گذشته در عرض‌های پایین‌تری تشکیل می‌شده است که می‌توان آن را با نظریه جابه‌جایی کمربندهای اقلیمی توجیه کرد. ۲- به علت مرتفع بودن این ناحیه نسبت به نواحی مجاور خود، ابرها در سطوح بالاتر تشکیل می‌شده‌اند بنابراین ظرفیت پذیرش $\delta O^{۱۶}$ بیشتری را داشته‌اند و هم میزان بارش بیشتری را دریافت کرده‌اند و همچنین ابرهایی که از عرض‌های پایین‌تر به این منطقه وارد می‌شده‌اند در برخود با کوهستان برای صعود ناچار به تخلیه بار ایزوتوپی سنگین تر می‌شده در نتیجه در این نواحی مقادیر ایزوتوپی منفی‌تر را نشان می‌دهد. همچنین مقادیر ایزوتوپی کربن در این نواحی بیان کننده تغییرات خیلی کم در آب های زیرزمینی و همچنین نوسانات کم در تولید بیومس و موازنه انرژی درون سیستمی است.

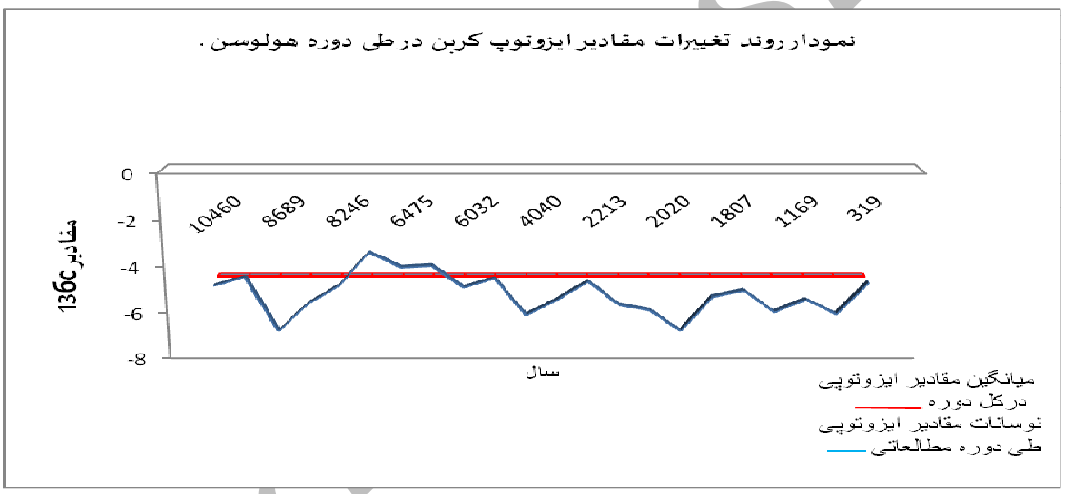
با این وجود روشن تر شدن این تغییرات در گذشته و نظریه قطعی در مورد دیرینه اقلیم این ناحیه نیازمند بررسی‌های دقیق تر و بازسازی‌های اقلیمی و بکارگیری روش‌های مختلف مطالعاتی و همچنین مطالعات بیشتر بر روی نواحی هم عرض با این دریاچه است.

Archive of SID

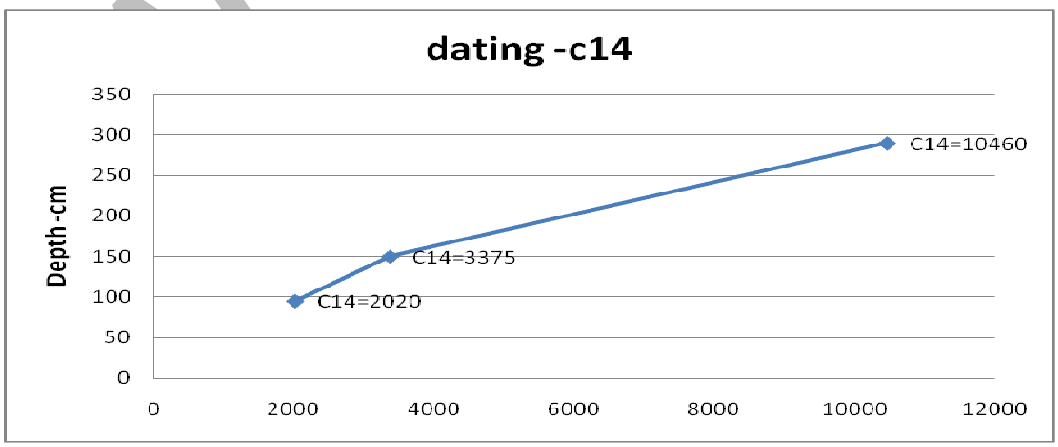
www.SID.ir



شکل ۳: نمودار روند تغییرات ایزوتوپی اکسیژن در طی ۱۱ هزار سال گذشته



شکل ٤: نمودار روند تغییرات ایزوتوپی کربن در طی ۱۱ هزار سال گذشته



شکل ٥: نمودار سن سنجی در رابطه با عمق در دریاچه دشت ارژن (Age-depth)

www.SID.ir

نتیجه گیری

پس از انجام آنالیز این داده‌ها با توجه به عمق و سن دقیق، کالیبره شد و برای دوره هولوسن (۱۱هزار سال گذشته) بازسازی شرایط اقلیمی صورت گرفت. بدین منظور ابتدا بر اساس ۳ نمونه سن سنجی شده ۳ زون اقلیمی در اعماق مختلف دریاچه شناسایی شد و سپس مدت زمان تشکیل هر بخش ۵۰mm که نمونه‌های مقادیر $O\delta^{18}$ از آن‌ها برداشت شده مشخص شد.سپس بر این اساس سن دقیق نمونه‌ها مشخص شده و برای تفسیر شرایط اقلیمی و تعیین زون اقلیمی، مقادیر $O\delta^{18}$ بر اساس توازن ورودی و خروجی دریاچه (I=E) بیان شد. طبق نتایج آنالیز مقادیر $O\delta^{18}$ نسبت به مقادیر δO^{13} در این دریاچه تغییرات بیشتری را نشان می‌دهد. مشخصات آن در (جدول ۳) آورده شده است.

جدول ۳: میانگین مقادیر ایزوتوپی دریاچه

	$O\delta^{18}$	$c\delta^{13}$
میانگین	-۲/۰۹۲	-۴/۷۴
دامنه تغییرات	۶	۴
انحراف معیار	۲/۰۱۷۱	۱/۴۸۸۶

همانطور که در جدول مشخص می‌شود دامنه تغییرات مقادیر ایزوتوپی اکسیژن بیشتر است که می‌تواند نشان دهنده این مطلب باشد که مقادیر ایزوتوپی بیشتر تحت تاثیر نوسانات اقلیمی و بیرونی دریاچه می‌باشد اما تغییرات کربن بیشتر ناشی از تغییر در موازنه انرژی درون سیستمی می‌باشد.

وانگ معتقد است میزان ورودی نسبت به خروجی دریاچه و مدت اقامت آب دریاچه‌ها تعیین کننده مقادیر ایزوتوپی است (وانگ[1] و همکاران، ۲۰۰۲). بنابراین مقادیر منفی $O\delta^{16}$ نشان دهنده سیستم باز و ورودی بیشتر آب به دریاچه است (فان[2] و همکاران، ۲۰۰۷) مقادیر صفر بیانگر تساوی ورودی و خروجی (I=E) دریاچه یعنی شرایط آب و هوایی معتدل و مقادیر مثبت بیان کننده این مطلب است که خروجی دریاچه بیشتر از ورودی بوده (E>I) بنابراین دریاچه شرایط گرمتر و خشک‌تری را تجربه کرده است.

۱۰۹۰۲-۱۰۴۶۰سال گذشته طی یک دوره ۴۴۲ ساله مقادیر ایزوتوپی همانگونه که در جدول مشاهده می‌شود، منفی است اما نسبت به سایر دوره‌ها شرایط گرم‌تری را تجربه کرده است. شمارش استراکودهای دریاچه این شرایط را تأیید می‌کنند.

۱۰۴۶۰-۱۰۲۳۹ سال پیش در یک دوره ۲۲۱ ساله مقادیر ایزوتوپی شدیدا منفی شده است و از (۱.۴۳-) در دوره قبلی به (۴.۱۵ -) در این دوره رسیده است. که شرایط به شدت سرد و مرطوب‌تر شده است.

۱۰۲۳۹-۱۰۰۱۷ سال گذشته در یک دوره ۲۲۰ ساله شرایط اقلیمی مجددا رو به گرمی رفته است. چرا که مقادیر ایزوتوپی به (۱.۵۲-) افزایش یافته است که نسبت به دوره قبل با آهنگ سریعتری رو به گرمی رفته است.

۱۰۰۱۷-۲۲۱۳ سال گذشته در یک دوره تقریباً طولانی ۷۰۲۹ ساله مقادیر ایزوتوپی نشان‌دهنده شرایط سرد و مرطوب می‌باشند که البته نوسانات بسیار کمی در این مقادیر دیده می‌شود. اما این نوسانات بسیار کم و قابل چشم‌پوشی است در این دوره به طور کل شرایط دریاچه سرد و مرطوب بوده است. که به گفته عزیزی سردترین دوره اقلیمی طی ۱۰۰۰۰ سال گذشته در این دوره تجربه شده است. که اوج آن ۲۹۰۰-۲۳۰۰ سال پیش بوده است. این عصر موسوم به عصر آهن است (عزیزی ۱۳۸۳ ص ۱۷۵).

1. Wang

2. Fan

Archive of SID

www.SID.ir

مقادیر ایزوتوپی این دریاچه نیز در این دوره موید این مطلب است.

۲۲۱۳-۲۰۲۰ سال گذشته در یک دوره ۱۹۳ ساله مقادیر ایزوتوپ اکسیژن که از ۲ نقطه در دریاچه برداشت شده، به سمت مقادیر مثبت پیش رفته است. در طی دوره مورد مطالعه برای اولین بار در این دوره مقادیر ایزوتوپی مثبت شده است یعنی میزان بارش کمتر از تبخیر شده است که این مساله بیانگر شرایط گرم و خشک در این ناحیه است چرا که از ۱۱ هزار سال گذشته تا این دوره در مقادیر ایزوتوپی نوساناتی وجود داشته اما همواره منفی بوده است اما در این دوره مقادیر به سمت مثبت پیش رفته است یعنی شرایط اقلیمی گرم و خشک. این دوره گرمترین و خشک‌ترین دوره در طول ۱۱۰۰۰ سال دوره مطالعاتی بوده است.

۲۰۲۰-۱۹۱۴ طی دوره ۱۰۶ ساله مقادیر ایزوتوپی دوباره به سمت مقادیر منفی کاهش پیدا کرده است یعنی شرایط اقلیمی رو به سردی و مرطوبی رفته است اما این شرایط مرطوب از شدت کمتری نسبت به دوره‌های مرطوب قبلی برخوردار بوده است.

۱۹۱۴ – ۱۸۰۷ سال گذشته در یک دوره کوتاه ۱۰۶ ساله دوباره مقادیر ایزوتوپی به شدت افزایش داشته است و مقادیر به یک باره مثبت شده است. که می‌توان نتیجه گرفت شرایط اقلیمی در این دوره زمانی در این ناحیه نسبت به دیگر دوره‌ها به شدت گرمتر شده و بارش‌ها کمتر شده است.

۱۸۰۷-۳۱۹ سال پیش طی یک دوره تقریباً ۱۵۰۰ ساله مقادیر ایزوتوپی دوباره رو به کاهش گذاشته است اما این تغییرات که قطعاً تحت تاثیر تغییرات آب و هوایی بوده در طی این دوره با روند خیلی آرام و با نوسانات خیلی کم در شرایط آب و هوایی، اتفاق افتاده است که تحقیقات ایزوتوپی که بر روی دریاچه پریشان صورت گرفته طی همین دوره روند آرام رو به گرم شدن را تایید می‌کند (نورالهی، ۱۳۸۹). اگرچه مقادیر ایزوتوپی این دو دریاچه بسیار با هم تفاوت دارند که دلیل آن شرایط مورفولوژیکی وتفاوت‌های توپوگرافیک این دو دریاچه است اما روند کلی تغییرات در هر دو محیط شرایط رو به گرمایش را در این محیط نشان می‌دهد.

۳۱۹ سال گذشته مقارن با عصر یخبندان کوچک، افت ناگهانی مقادیر ایزوتوپی در این دوره زمانی موید شرایط سرد و مرطوب در این دوره است. طوری که به طور ناگهانی مقادیر ایزوتوپی به ۲/۸- رسیده است. کاهش مقادیر ایزوتوپی در این ناحیه وجود عصر یخبندان کوچک را تأیید می‌کند و نشان می‌دهد که در این دوره شرایط یخبندان در عرض‌های پایین جغرافیایی نیز تأثیر عمده‌ای داشته است.

۱۲۵- ۵۵ سال گذشته متاسفانه برای این دوره نمونه ایزوتوپی در اختیار نداشتیم که بر اساس آن شرایط دقیق اقلیمی را برای این دوره بتوان بیان کرد. اما شمارش تعداد استراکودها در این زون امکان‌پذیر بود بنابراین تحلیل شرایط اقلیمی این دوره را بر این اساس بیان کردیم شمارش تعداد استراکودها در این دوره زمانی بازگو کننده شرایط گرم و خشک نسبت به دوره‌های قبلی در این دوره است.

۵۵ سال اخیر خوشبختانه برای این دوره آمارهای مربوط به دما و بارش در دسترس بود که بر اساس این آمار و طبق طبقه‌بندی دمارتن، در حال حاضر این منطقه دارای اقلیم نیمه خشک می‌باشد (مسعودیان ۱۳۸۶) اقلیم این ناحیه را در حال حاضر نیمه خشک معرفی کرده است.

پیشنهادات

هر چند که بررسی‌های ایزوتوپی می‌تواند روشی دقیق برای بررسی دیرینه اقلیم در مناطق مختلف باشد اما مسلماً اگر امکان بازسازی دمایی بر اساس مقادیر

Archive of SID

www.SID.ir

ایزوتوپی مهیا باشد می‌توان با تعیین دقیق دمای شکل‌گیری کلسیتی که مقادیر ایزوتوپی بر اساس آن صورت گرفته نمای واضح‌تری از شرایط اقلیمی در گذشته را ارائه داد.

تشکر و قدردانی

در پایان نیز خود لازم می‌دانم از زحمات جناب آقای دکتر علیرضایی و دکتر ثروتی از دانشگاه شهید بهشتی برای ارسال نمونه‌ها به خارج از کشور و همکاری پروفسور گوسلار از لهستان و راهنمایی‌های ارزشمند ایشان و دکتر کاسین در تفسیر و تجزیه تحلیل داده‌ها تشکر نمایم.

منابع

1. Abotalebi, Fateme,(1388), Paleoclimate change of stabled Oxygen isotope analysis in Bakhtegan lake, Lashkari, Hassan, Shahid Beheshti University, Depart man of Geography.
2. Alijani, Bohlol, (1374), weather in Iran, Payam Noor (1) Tehran, (221).
3. Azizi, Ghasem, 1383, Climate change, Ghomes, (1) Tehran, (270).
4. Darvish zadeh, Ali, 2002. Geology of Iran, Amir-kabir, Nashr Danesh Emroz, (1) Tehran, (901).
5. Masudian, Abolfazl, Kaviani, Reza, (1386), Climatology of Iran; 179P.P, Esfahan University
6. Noorallahi, Dariush, (1389) Paleoclimate change of stabled Oxygen isotope analysis during (Holocene- late Pleistocene): case study: PARISHAN lake.
7. Bottema, S (1986) A late Quaternary pollen diagram from lake Uremia (north western Iran). Review of American Geographers
8. Dajmali, morteza, de Bealieu Jacques-Louis, Andrieu-ponel Valerie, Berberian manuel, F. Miler Naomi, Gandouin Emmanuel, Lahijani Hamid. shah-hosseini Majid. Ponel, Phlippe, Salimian. Mojtaba, Guiter Fredetic (2009) A Late Holocene pollen record from Lake Almalou in NW IRAN: evidence for changing land-use in relation to some historical events during the last 3700 years, Journal of Archaeological science volume 36, Issue 7, July 2009, pages 1367-1375
9. Griffiths I. Huw, Schwalb Antji, Stevens R.Lora (2001) Environmental change in southwestern Iran: the Holocene Ostracoda fauna of lake Mira bad. A HOLOCENE SPECOAL ISSUE.11, 6PP (757-764)
10. Griffiths, H (1998), stable isotope: integration of biological, ecological and geochemical processes OXFORD:BIOS SCIENTIFIC PUBLISHERS(551-855)
11. Jason H. Curtis, Mark Brenner and David A. Hodell (1999) Climate change in the lake Valencia Basin, Venezuela, 12600yr BPto present, JURNAL OF HOLOCEN 9 (609-619), http:// hol Sage pub. Com / content/9/5/609
12. Hutchinson, G. F. and Cowgill, U.M. (1963) Chemical examination of a core from lake Zeribar.Iran. science 140 67-69.
13. HHeaton T.H.E & J.A.holmes; (2008) Carbon and oxygen isotope variations among lacustrine Ostracodas :implications for palaeoclimatic studies, NERC, Isotope Geosc iences laboratory, keyworth, Nottingham NG12 5 GG,UK
14. Leng. J. Melanie, and Jim D.Marshall. (2004). Palaeoclimate interpretion of stable isotpe data from lake sediment archives. Quaternary Science Reviews 23 811-831
15. Martin Kehl (2009) Quternary climate change in Iran – the state of knowledge, ERDKUNDE 19 (1-17)
16. Richard W. Battarbee (2000) Palaeo limonological approaches to climate change, with special regard to the biological record, JURNAL OF PERGAMON (QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 19(107-124).
17. Rozanski, L. Araguas, R. Gonfiantini (1992) Relation between long-term trend of oxygen 18 isotope compositon of precipitation and climate, Science 258 981-985
18. 18-Stevens R. Lora, Ito Emi, Schwalb Antji, Wright Jr Herbet.(2006)Timing of atomsperic precipitation in Zagros Mountain inferred from a multi-proxy record from lake Mirabad, Iran. Quaternary research 66.496-500.
19. Wang. R. L, S. C. Scarpitta, S. C. Zhang, M. P. Zaheng (2002). Later Pleistocene / Holocene climate conditions of Qinghai Xizhang Plateau (Tibet) based on carbon and oxygen stable isotope of Zabuye lake sediments. Earth &Planetary science Latters203 461^477.

Archive of SID

www.SID.ir