جغرافیـــا و برنامـــه‌ریـــزی محیطـــی
سـال ۲۵، پیـاپی ۵۵، شـماره ۳، پـاییز ۱۳۹۳

ارتباط اسناد ایزوتوپ اکسیژن دریاچه‌های زریوار، میرآباد، بختگان و پریشان با بارش‌های منطقه در عصر یخبندان کوچک(LIA)

قاســـــم عزیـــــزی: دانشـــیار اقلـــیم شناســـی، دانشـــگاه تهـــران، تهـــران، ایـــران*
داریـــوش نـــورالهی: دانشـــجوی دکتـــری بازســـازی محیطـــی، دانشـــگاه ناتینگهـــام، انگلـــیس
ســـیامک شـــرفی: دانشـــجوی دکتـــری ژئومورفولـــوژی، دانشـــگاه تهـــران، تهـــران، ایـــران

وصـول: ۱۳۹۰/۱۲/۱ پـذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۲۲، صص ۸۸-۷۵

چکیده

اسناد ایزوتوپ اکسیژن (Oxsygen Isotope) موجود در آرشیوهای رسوبات دریاچـه ای، ابـزار رایجـی جهـت بازسـازی دیرینه محیط هستند. در این مقاله، اسناد ایزوتوپی دریاچه‌های زریوار، میرآباد، بختگان و پریشان جهت بررسی شرایط اقلیمی ایران در عصر یخبندان کوچک (Little ice age) مورد بررسی قرار گرفته اند. بـین سـالهای۱۳۵۰ تـا ۱۸۵۰ مقـارن بـا عصـر یخبندان کوچک، تغییراتی در مقادیر ایزوتوپ اکسیژن این دریاچه‌ها قابل مشاهده اسـت. در دریاچـه‌هـای زریـوار و میرآبـاد مقادیر ایزوتوپ اکسیژن($\delta^{18}O$) به طرف مقادیر مثبت تر میل کرده است، در حالی که این مقادیر در دریاچـه‌هـای پریشـان و بختگان به سمت ارقام منفی تر گرایش داشته اند. شواهد ایزوتوپی حاکی از خشکتر بودن شرایط اقلیمی دریاچه‌های زریـوار و میرآباد در عصر یخبندان کوچک نسبت به حال حاضر می‌باشد. همچنین این شواهد نشان می‌دهند که دریاچه‌های پریشـان و بختگان در این عصر، شرایط اقلیمی سرد و مرطوبتری را تجربه کرده اند. ناهمگونی اقلیمی در این عصر می‌توانـد نشـانگر تغییرات الگوهای گردشی جو در ایران باشد. این شرایط را می‌توان نتیجهٔ جابه جایی موج بادهای غربی به طرف عرض‌هـای جنوبی تر و به دنبال آن گسترش دامنه فعالیت امواج ناشی از این بادها در این مناطق دانست.

واژگان کلیدی: عصر یخبندان کوچک، ایزوتوپ اکسیژن، اقلیم

مقدمه

از آنجا که امروزه بحث تغییـر اقلـیم یکـی از مباحـث اصلی و بحث برانگیز در سطح جهان مـی‌باشـد و روز به روز بر اهمیت آن افزوده می‌شود، بنابراین آگاهی از شرایط اقلیمی گذشته می‌تواند یک منبع کلیـدی بـرای درک تغییـرات و نوسـانات اقلیمـی در حـال و آینـده باشـد. دو رخـداد دورهٔ گـرم در قـرون وسـطی (Medieval warm Epoch MWE) و عصـر یخبنـدان کوچک(LIA) مهمترین تغییرات آب و هوای جهان در طی ۱۰۰۰ سال گذشته بوده اند (ویگلـی (Wigley) و دیگـران، ۱۹۸۱- لامـب (Lamb)، ۱۹۸٤- برادلـی و جـونز (Bradly and Jons)، ۱۹۹۲ و وانـگ (Wang)، ۱۹۹۲). این در حالی است که عصر یخبندان کوچـک گسترده تر بوده و شامل یک دورهٔ سرمای بسیار شدید در هولوسن اخیـر مـی‌باشـد. مطالعـهٔ عصـر یخبنـدان کوچـک یـک مسـئلهٔ مهمـی اسـت، زیـرا دورهٔ گـرم جدیدی بعد از آن شروع می‌شود. هم چنـین سـوالات زیادی در مورد گرمای مشابهی که قبـل از آن رخ داده

*نویسنده مسؤول: E-mail: ghazizi@ut.ac.ir

بود، به وجود دارد. مشکلات قابل بررسی و روشنی در مورد عصر یخبندان کوچک نیز وجود دارد. برای مثال پورتر[1](۱۹۸٦) اشاره کرده است که عصر یخبندان کوچک در نزدیک پایان قرون وسطی در حدود ۱۲۵۰ شروع شده و تا سال ۱۹۲۰ وجود داشته است. در حالی که لامب(۱۹۷۷) عصر یخبندان کوچک را بین سال‌های ۱۸۵۰- ۱۵۵۰، با یک فاز مشخص بین سالهای ۱۵۵۰ و ۱۷۰۰ محدود ساخته است. هم چنین لوزانو[2] و همکاران (۲۰۰۷) عصر یخبندان کوچک (۱۸۵۰-۱۳۵۰) را به عنوان مهمترین نوسان اقلیمی هولوسن اخیر معرفی کرده اند. این عصر در آسیای مرکزی، بین قرون ۱۵ تا ۱۸ با شرایط پلوویال[3] مشخص شده است. در این مناطق شواهد دیرینه اقلیم، حاکی از این است که ترکیب اقلیم سرد و مرطوب مسئول پیشرفت شدید یخ در چندین کوهستان است(Yang ,et al.2007). این شواهد در دیگر نقاط دنیا نیز قابل مشاهده است. بین قرون ١٤ تا ۱۵ در اسناد دریاچه ای شمال غرب یوکاتان (مکزیک) مقادیر ایزوتوپ اکسیژن کربنات استراکودها[4] و گاستروپودها[5] تقریبا ۲/۲ واحد افزایش نشان می‌دهند(Hodell,et al, 2004). مقادیر ایزوتوپ اکسیژن اسکلت‌های مرجانی دریای کارایب، حاکی از افزایش ۲ درجه ای دما بین سالهای ١٦٩٩ تا ۱۷۳۰ است(watanabe,et al.2001). مطالعات بالا نشان می‌دهد که عصر یخبندان کوچک یک دوره پیوسته نبوده، بلکه دارای پیچیدگی‌های مکانی و زمانی زیادی است. بر همین اساس در این مطالعه جهت تحلیل شرایط اقلیمی ایران در طی این عصر، از اسناد مختلف دریاچه ای جهت بررسی انعکاس‌های ناهمگون مکانی استفاده شده است.

رسوبات دریاچه ای آرشیوهای ارزشمند و مفیدی برای بازسازی محیطی و اقلیمی هستند. مطالعهٔ کربنات دریاچه ای، از روش‌های رایج برای بازسازی شرایط محیطی است(Hoefs,٢٠٠٤). در راستای پیشرفت‌های روش شناسی و افزایش دیدگاه‌های بین رشته ای، مطالعاتی که بر روی اسناد رسوبی دریاچه‌ها در سال‌های اخیر صورت گرفته، اطلاعات ارزشمندی از تغییرات ناحیه ای اقلیمی فراهم آورده است(۲۰۰۸، Editorial). استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن[6] ثبت شده در عناصر سازنده ارگانیسم‌های گیر فرونشسته در رسوبات، به عنوان روش رایجی جهت بررسی شرایط محیطی و اقلیمی گذشته به کار برده می‌شود. به علت اینکه اکوسیستم‌ها و اقلیم‌ها بر روی خشکی، اغلب ناهمگونی مکانی و زمانی زیادی را نشان می‌دهند، بازسازی‌های اقلیمی از پیچیدگی زیادی برخوردار هستند(Hoefs,٢٠٠٤). از آنجا که اکسیژن از جمله عناصر با فراوانی زیاد در طبیعت می‌باشد، بیشترین کارایی را در بازسازی شرایط محیطی گذشته دارد. در طبیعت علت تغییرات ایزوتوپی این است که مواد به صورت ترجیحی در یک ایزوتوپ نسبت به دیگری غنی تر می‌شوند. عوامل طبیعی زیادی از جمله دما، فعالیت‌های متابولیکی، تبخیر و.. . منجر به تغییر ترکیب ایزوتوپی عناصر می‌شوند. در واقع شناخت عامل کنترل کننده مقادیر ایزوتوپی، مهمترین بخش کار می‌باشد. همچنین عوامل زیادی می‌توانند کنترل کنندهٔ ترکیبات ایزوتوپی آب دریاچه‌ها باشند که شناخت آنها به دقت

8. Porter
9-Lozano et.al
10.Pluvial
11.Ostracoda
12.Gasropoda

13. Oxygen Stable Isotope

زیادی نیاز دارد. جهت شناخت بیشتر عوامل کنترل کننده مقادیر ایزوتوپی در این دریاچه‌ها، ابتدا شناخت سازوکارهای احتمالی موثر بر ترکیبات ایزوتوپی اسناد دریاچه ای ضروری می‌باشد. لذا در اینجا خلاصه ای از این سازوکارها مطرح می‌شود. مقادیر $\partial^{18}O$ باریده شده بر روی دریاچه‌ها، با دما و مقادیر ایزوتوپی آب مشخص می‌شود (Jones & Robert, 2007). در کوتاه مدت در سیستم‌های باز مقادیر ایزوتوپی آب دریاچه‌ها مشابه میانگین بارش است. تغییرات ایزوتوپی آب دریاچه‌ها در طی زمان، به تغییرات دمایی، فصلی بودن بارش و تغییرات منشا بارش وابسته می‌باشد. افزایش دما منجر به مثبت تر شدن مقادیر $\partial^{18}O$ می‌شود. بارش‌های(سرد) زمستانه معمولا حاوی مقادیر ایزوتوپی کمتری هستند. به این صورت با تمرکز بارش‌ها در زمستان، مقادیر ایزوتوپی آب دریاچه‌ها به طرف مقادیر منفی تر کشیده می‌شوند. در سیستم‌های بسته در طولانی مدت، تبخیر نقش بیشتری بر روی تغییرات $\partial^{18}O$ آب دریاچه‌ها دارد که توسط برداشت ایزوتوپ‌های سبکتر (^{16}O) از سیستم انجام می‌شود، بنابراین مقادیر را به طرف مثبت تر پیش می‌برد. در مناطقی از جهان مانند بیشتر مناطق ایران که تبخیر از بارش بیشتر است، این تغییرات می‌تواند مهمترین عامل کنترل کنندهٔ مقادیر ایزوتوپی آب دریاچه‌ها باشد.

مواد و روشها

الف. موقعیت مکان‌های مورد مطالعه

این مطالعه بر روی اسناد ایزوتوپی دریاچه‌های زریوار (Stevens, et all .۲۰۰۱)، میرآباد(Stevens, et all .۲۰۰۶)، پریشان(Jones, et all.۲۰۰۹) و بختگان (ابوطالبی، ۱۳۸۸) تمرکز دارد. مختصات و موقعیت دریاچه‌های مورد بررسی در این تحقیق در جدول(۱) و شکل(۱) نشان داده شده است.

جدول(۱) مختصات جغرافیایی دریاچه‌های مورد مطالعه

دریاچه	طول جغرافیایی		عرض جغرافیایی		ارتفاع از سطح دریا(m)
زریوار	۰۷´E	٤٦°	۳۲´N	۳٥°	۱۳۰۰
میرآباد	٤۳´E	٤۷°	۰٥´N	۳۳°	۸۰۰
پریشان	٥۳´E	٥۱°	۲۸´N	۲۹°	۸۲۰
بختگان	۳۰´E	٥۳°	٤۰´N	۲۹°	۱٥٥۸

دریاچهٔ زریوار در ۱٦۰ کیلومتری شمال شرق کرمانشاه در شهرستان مریوان (استان کردستان) و در ۱٥ کیلومتری مرز عراق واقع شده است. این دریاچه بین دو رشته کوه موازی که تا ۲۱۰۰ متر ارتفاع دارند، مستقر شده و مساحت حوضه دریاچه ۲۹۰ کیلومتر مربع است. دریاچه ورودی مهمی ندارد و فقط چند رودخانه کوچک به آن ریخته می‌شود و عمق آن بین ٤ تا ٥ متر است(Stevens, et all .۲۰۰۱). آب دریاچه نسبتا شیرین بوده و میانگین بارش منطقه ۸۰۰ میلیمتر است(Jones& Robert ,۲۰۰۷).

دریاچهٔ میرآباد، در رشته کوه زاگرس در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرق دریاچه زریوار و ۷٥ کیلومتری جنوب غرب شهرستان خرم آباد (استان لرستان) واقع شده است. ابعاد دریاچه ۲۰۰ در ۱۰۰ متر است(Stevens, et all .۲۰۰٦). این دریاچه توسط یک زمین لغزش در دره سیمره (زاگرس)، حاصل گشته است(Griffiths, et all .۲۰۰۱).

دریاچهٔ پریشان حدود ۱٥ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان کازرون در استان فارس واقع شده است. این دریاچه در یک فرو رفتگی کم ژرفا تشکیل شده و مساحتی حدود ٤۳ کیلومتر مربع دارد. در فرو نشست کازرون که دریاچه پریشان در جنوب غربی آن تشکیل

شده، پهنه وسیعی از آن زیر پوشش نهشته‌های کواترنر قرار دارد (شهرابی، ۱۳۷۳).

دریاچه بختگان در ۱۶۰ کیلومتری شرق شیراز و شمالغرب شهرستان نیریز واقع شده است. این دریاچه دومین دریاچه شمار می آید و آب آن شور است. دریاچه‌های بختگان و طشک (حوضه نیریز) از دیدگاه پهنه‌های ساختاری ایران، در فرونشستی مرتفع از رشته کوه‌های زاگرس قرار گرفته اند. به دلیل ویژگی‌های زمین شناسی (به ویژه ریخت شناسی و تکتونیک) حاکم بر آن، زاگرس مرتفع[1] نامگذاری شده است (شهرابی، ۱۳۷۳).

شکل(۱) موقعیت دریاچه‌های مورد مطالعه

ب. مواد و داده‌ها

برای بررسی شرایط اقلیمی ایران در عصر یخبندان کوچک در دریاچه‌های مورد مطالعه با استفاده از اسناد ایزوتوپ اکسیژن، ابتدا مطالعاتی که در مورد شرایط اقلیمی این دریاچه‌ها توسط محققان داخلی و خارجی انجام شده، جمع آوری گردید. در مرحلهٔ بعد با استفاده از نتایج به دست آمده از این مطالعات و مقایسهٔ آنها با یکدیگر، به بررسی شرایط اقلیمی دریاچه‌های مورد مطالعه در گذشته و مقایسه آنها با شرایط حاضر پرداخته شد. بنابراین روش مورد بررسی در پژوهش حاضر، روش مروری[2] می‌باشد. خلاصه ای از روشهای مورد استفاده در این مطالعات در زیر ارائه گردیده است.

در دریاچه‌های زریوار و میرآباد، اسناد ایزوتوپی برای کل دورهٔ هولوسن موجود است. میانگین مقادیر ایزوتوپی دریاچه زریوار ٤/٥٦- و دریاچه میرآباد تقریبا یک واحد کمتر از این مقدار است. همچنین دامنه نوسانات این مقادیر طی دوره هولوسن برای زریوار ۷/۲۳ واحد است (Robert ,۲۰۰۷ Jones&). میانگین مقادیر ایزوتوپی برای دریاچهٔ میرآباد تقریبا ٤/٧٠- واحد است. در مورد دریاچه‌های بختگان و پریشان اسناد ایزوتوپی موجود، کل دورهٔ هولوسن را پوشش نداده است و این اسناد مربوط به هولوسن پایانی[3] می‌باشند. میانگین مقادیر ایزوتوپی دریاچه پریشان طی ٤٠٠٠ سال اخیر ٤ و دریاچه بختگان ۱/۵۲ است. همچنین دامنه تغییرات این مقادیر در دریاچه بختگان ۱۲/۲۸ واحد است. در مورد دریاچه پریشان این اطلاعات تا ٤٠٠٠ سال قبل موجود است. مقادیر ایزوتوپی این دریاچه‌ها بالاتر از دریاچه‌های غربی کشور بوده و به طور کلی به طرف جنوب مقادیر ایزوتوپی اسناد دریاچه‌ها افزایش می‌یابد.

روشهای آزمایشگاهی مورد استفاده در مطالعات انجام شده

استیونس و همکاران(۲۰۰۱) در مطالعهٔ دریاچه زریوار، با برداشت مغزه‌هایی[4] از رسوبات کف دریاچه، تاریخچهٔ ۱۳۰۰۰ ساله ای را از شرایط

14.High Zagros

15.Review
16.Late Holocene
17. Core

محیطی این دریاچه ارائه دادند. در این مغزه با فواصل ۲۰ سانتی متری، نمونه‌هایی به ضخامت ۱ سانتی متر برداشت شده است. برای نرم کردن و جدا شدن رسوبات در این تحقیق، تمام نمونه‌ها به مدت ٢٤ ساعت در آب مقطر خیسانده شده اند. در مرحلهٔ بعد نمونه‌ها از الک‌های شماره ٦٣ µm و ۱۲۰ گذرانده شده تا عملیات جداسازی استراکودها سهولت یابد. اسیونس و همکاران(۲۰۰٦)از رسوبات کف دریاچهٔ میرآباد در مجموع ۷/۲ متر مغزه برداشت کردند. این مغزه تاریخچهٔ تقریبا ۱۰۰۰۰ ساله ای ارائه می‌دهد. جهت انجام مطالعات ژئوشیمی در این مطالعه از فواصل ۲۰ سانتی متری برای نمونه گیری استفاده شده است. بعد از شستشو و الک کردن با شماره‌های µm ٦٣ و ۱۲۰، استراکودها از نمونه‌ها جدا گشته و آنالیز ایزوتوپ اکسیژن بر روی آنها به انجام رسیده است.

جونز و همکاران(۲۰۰۹) در طی عملیات نمونه گیری دریاچه پریشان در زمان آبدار بودن دریاچه، از رسوبات این دریاچه مغزه‌هایی به طول ۲۵۰ سانتی متر برداشت کردند. این مغزه‌ها تاریخچهٔ ٤۰۰۰ ساله ای را پوشش داده است. در این مورد نیز عملیات جداسازی و آماده سازی نمونه‌ها هم مانند روش‌های قبلی صورت گرفته و آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و کربن بر روی گونه استراکودها صورت گرفته است.

ابوطالبی (۱۳۸۸) در مورد دریاچهٔ بختگان مغزه ای به طول ۲ متر برداشت کرده است، اما بر روی این مغزه سن سنجی انجام نشده است. در این مورد، برای بررسی شرایط در عصر مورد نظر، از طریق مقایسه با دیگر دریاچه‌ها و کشف مشابهت‌های بین مقادیر ایزوتوپی استفاده شده است. جدا سازی میکروفسیل‌ها در این مطالعه از طریق جداسازی با محلول تتراکلرید به انجام رسیده است و آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و کربن بر روی مخلوطی از پوسته‌های کربنات کلسیم انجام شده است. در تمام مطالعات بالا مقادیر ایزوتوپی به صورت بخش در هزار و به نسبت استاندارد PDB[1] گزارش شده اند.

شرایط اقلیمی دریاچه‌های ذکر شده در بالا به صورت مجزا مورد مطالعه قرار گرفته اند، تا بتوان با توجه به تغییرات ایجاد شده در گذشتهٔ این دریاچه‌ها نسبت به زمان حال، درک روشنی از وضعیت اقلیمی ایران در طی عصر یخبندان کوچک به دست آید.

شرایط اقلیمی حاضر

جهت پی بردن به سازوکارهای اقلیمی در گذشته، شناخت شرایط فعلی و عملکرد سیستم‌های مختلف در کشور، ضروری می‌باشد. از ویژگی‌های بارش سالانه در سطح کشور، تفاوت مکانی و زمانی زیاد (فرج زاده، ۱۳۸۱) و تغییر پذیر ی شدید درون سالی و بین سالی است. دریای مدیترانه و دریای عرب قسمت اعظم رطوبت بارش نواحی شمال غرب و غرب کشور را به ترتیب با ۸۰/۹ و ۸۵/۸ ٪ تامین می‌کنند بطوریکه در فصل‌های پاییز و بهار دریای مدیترانه و عرب، در فصل زمستان دریای عرب و مدیترانه و در فصل تابستان خزر، مدیترانه و دریای سیاه بیشترین رطوبت را انتقال می‌دهند. بدین ترتیب دریای عرب و مدیترانه اصلی ترین منابع رطوبتی بارشی ایران هستند (کریمی، ١٣٨٦). عموماً مقادیر رطوبتی موجود در نواحی منشا در بستر سیستم‌های دینامیکی به داخل کشور حمل می‌شوند. در این بین سامانه کم فشار سودانی در انتقال رطوبت دریاهای جنوب (سرخ، عرب و خلیج فارس) نقش مهمی دارد. سامانه سودانی، سامانه ای موثر در دورهٔ سرد سال بر روی ایران است که در بیشتر ایام سال بر روی

18. Pee Dee Belemnite

غرب اتیوپی و کشور سودان تشکیل می‌شود. این سامانه منشا حاره ای داشته و زمانی که منطقه همگرایی حاره بین طول ۲۰ تا ۳۵ درجه به سمت عرض‌های بالاتر کشیده می‌شود، تشکیل می‌گردد (لشکری، ۱۳۷۵) و حداکثر رطوبت ورودی آن در منطقه جنوب غرب کشور است (مفیدی و زرین، ۱۳۸٤).

مناطقی که بیشتر تحت تاثیر این سامانه قرار می‌گیرند(جنوبغرب) روزهای بارشی کمی داشته و بارش‌ها اغلب از نوع شدید و سیلابی و تمرکز بارش در زمستان است. همچنین ظرفیت تغییر پذیری این بارش‌ها، بیشتر از نواحی عرض‌های بالاتر است. به همین دلیل ترسالی‌ها و خشکسالی‌ها در ایران، با میزان فعالیت سامانه‌های کم فشار سودانی و نیز میزان مشارکت دریای عرب ارتباط مستقیم دارند (خلیلیان، ۱۳۸۷).

سیکلون‌هایی که از نواحی آدریاتیک، یونان و قبرس ایجاد می‌شوند از سه میسر کشور را تحت تاثیر قرار می‌دهند و سیکلون‌هایی که از دریای آدریاتیک نشات گرفته و در امتداد مرز جنوبی ترکیه وارد ایران می‌شوند، مهمترین این سیکلونها می‌باشند (علیجانی، ۱۳۷٤). در مناطقی که این سیکلون‌ها بیشتر فعال هستند (غرب و شمالغرب) بارش‌ها بلند مدت تر و سبک تر بوده و حداکثر بارش روزانه در این مناطق کمتر است. همچنین تمرکز بارش در فصول زمستان و بهار است. ظرفیت تغییر پذیری این بارش‌ها کمتر از عرض‌های پایین تر است. در منطقه جنوب و جنوب شرق کشور، علاوه بر سیستم‌های بالا، سامانه‌های کم فشار مونسونی، ۸/۸۲٪ درصد بارش منطقه جنوب شرق را به وجود می‌آورند (سلیقه، ۱۳۸٤). مناطق شمالغرب، غرب و جنوبغرب با شاخص‌های اقلیمی نوسان قطبی (یاراحمدی و عزیزی،۱۳۸٦) در ارتباط هستند که این نوسان‌ها بیشتر در جریان بادهای غربی و سیستم‌های باران زا نمود پیدا می‌کنند.

بحث و تجزیه و تحلیل

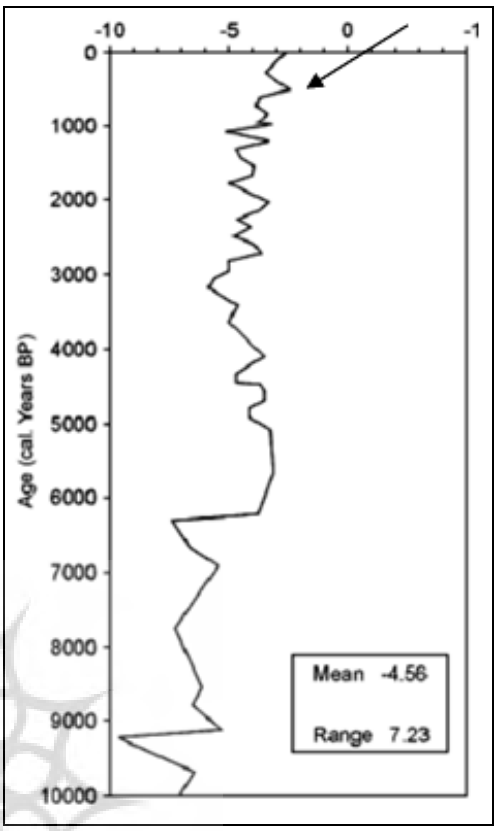
مطالعات زیادی بر روی شواهد ایزوتوپی حاکی از این است که داده‌های ایزوتوپی که اغلب از اسناد دریاچه ای استخراج می‌شوند، بر حسب شرایط محیطی پیچیدگی قابل توجهی را نشان میدهند. روشن است که در صورت دستیابی به درک صحیحی از کیفیت عوامل کنترل کننده مقادیر ایزوتوپی می‌توان در مورد وقایع گذشته اظهار نظر نمود. این امر در بیشتر موارد از طریق آزمایشهایی بر روی آب دریاچه در شرایط فعل انجام می‌گیرد. در مورد دریاچهٔ میرآباد، تغییرات اسناد ایزوتوپی، در نتیجه تغییرات فصلی بارش تفسیر شده است. به طوری که مقادیر پائین ایزوتوپ اکسیژن کربنات‌های دریاچه ای را در هولوسن پیشین،[1] به علت افزایش بارش زمستانه و افزایش مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در هولوسن میانی،[2] را به علت افزایش بارش بهاره دانسته اند (Stevens, et all ۲۰۰٦). همچنین تغییرات اسناد ایزوتوپی دریاچه زریوار نیز به علت تغییرات فصلی بارش بوده، به این صورت که افزایش‌های زمستانه با داشتن مقادیر سبک تر ایزوتوپ اکسیژن، باعث منفی تر شدن مقادیر ایزوتوپی اسناد دریاچه زریوار شده است (Stevens, all et ۲۰۰۱). این در حالی است که جونز[3] تبخیر را از کنترل کننده‌های اصلی مقادیر ایزوتوپی دریاچه زریوار می‌داند. جونز همچنین در مورد عوامل کنترل کننده مقادیر ایزوتوپی دریاچه زریوار، تغییرات نواحی منشا بارشی را محتمل می‌داند (Robert ,۲۰۰۷

19.Early Holocene
20.Mid Holocene
21.Jones

Jones&). تغییرات ایزوتوپی دریاچه پریشان به علت تغییرات نسبت بارش به تبخیر(P/E) تفسیر شده است (Jones ،۲۰۰۹). مکانیزم عملکرد آن به این صورت است که در دوره کاهش آب ورودی (E>P) ایزوتوپ‌های سبکتر (O^{16})توسط تبخیر برداشته شده و در نتیجه مقادیر ایزوتوپی به طرف مقادیر مثبت تر کشیده می‌شود و در دوره (P>E) مقادیر ایزوتوپی منفی تر می‌گردند (Jones & Robert ,۲۰۰۷). با توجه به همبستگی آب دریاچه بختگان با آب باران، نیمه خشک بودن و نزدیکی به دریاچه پریشان، می‌توان از نسبت بالا نیز برای تفسیر تغییرات مقادیر ایزوتوپی این دریاچه استفاده کرد.

دریاچهٔ زریوار

تقریبا در ۵۰۰ سال قبل مقادیر ایزوتوپی اسناد دریاچه زریوار به طرف مقادیر مثبت تر کشیده شده است (شکل ۲). همان طور که گفته شد تغییرات مقادیر ایزوتوپی دریاچه زریوار در طی دوره هولوسن به تغییرات فصلی بارش نسبت داده شده است (۲۰۰۱. Stevens, et all). همچنین نتایج مطالعات دیگر، تبخیر را از کنترل کننده‌های اصلی مقادیر ایزوتوپی این دریاچه می‌دانند. در اینجا هر دو تفسیر جهت بررسی شرایط اقلیمی در این عصر مورد استفاده قرار گرفته اند. طبق دیدگاه اول در طی دوره هولوسن هر زمان که تمرکز بارش‌ها در فصل زمستان بوده و بارش‌های زمستانه نسبت به دیگر فصول نمایان تر بوده است، مقادیر ایزوتوپی به طرف مقادیر منفی تر گرایش داشته اند و هر وقت منطقه با افزایش بارش بهاره همراه بوده است، این مقادیر مثبت تر شده اند. بنابراین تغییرات مقادیر ایزوتوپی دریاچه زریوار را می‌توان به افزایش بارش بهاره در منطقه نسبت داد. شرایطی مشابه وضعیت فعلی مناطق شمالی تر دریاچه، که سهم بارش بهاره چشمگیر تر است. طبق دیدگاه دوم اگر تبخیر سهم بیشتری در کنترل مقادیر ایزوتوپی دریاچه داشته باشد، می‌بایست در این دوره شرایطی برقرار باشد که سهم بارش در منطقه نسبت به تبخیر کمتر شده باشد(E>P) و تنها در این صورت می‌توان انتظار مثبت تر شدن مقادیر ایزوتوپی را داشت. بر این اساس به نظر می‌رسد در این عصر بارش‌های فصل زمستان کاهش یافته است و تبخیر نیز بویژه در تابستان فزونی داشته است. این در حالی است که پائین بودن میانگین دمای سالانه تا حدودی کاهش تبخیر بدنبال داشته و اثر آن را تعدیل کرده است. از آنجایی که بارش‌های زمستانه در منطقه نقش مهمی دارد، پس دیدگاه اول در تضاد با دیدگاه دوم قرار نمی گیرد، به این صورت که احتمال کاهش بارش سالانه در هر دو وجود دارد. هر چند می‌توان در ارتباط با شرایط بارشی زمان حال دریاچه‌های مذکور با استفده از روش‌های آماری متداول قضاوت نمود اما بدلیل عدم وجود داده‌های تحلیل ایزوتوپی پرداختن به این کار محدودیت دارد.

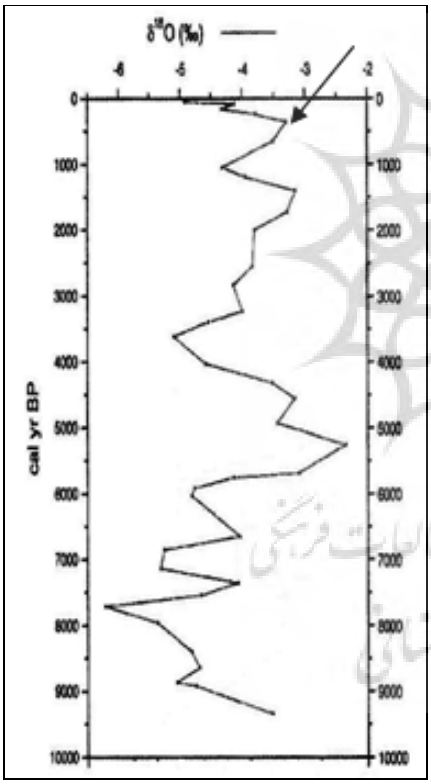


شکل(۲) تغییرات مقادیر ایزوتوپی دریاچه زریوار طی دوره هولوسن. این مقادیرتقریبا در دورهای محدود از حدود ۵۰۰ سال قبل مثبت ترشده و با کمی کاهش در مقادیر مثبت تا زمان حال ادامه یافته است.

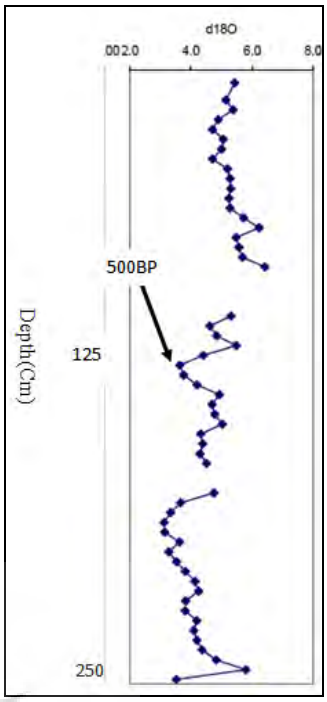
(Stevens et all , ۲۰۰۱)

دریاچهٔ میرآباد

مقادیر ایزوتوپی دریاچه میرآباد در طی دوره هولوسن شباهت زیادی به دریاچه زریوار دارد. هم مانند دریاچه زریوار تغییرات ایزوتوپی اسناد این دریاچه نیز به تغییرات فصلی بارش نسبت داده شده است. همچنین تبخیر را نیز می‌توان از کنترل کننده‌های مقادیر ایزوتوپی این دریاچه دانست. مثبت تر شدن مقادیر ایزوتوپی در ۵۰۰ سال قبل در این دریاچه چشمگیر تراست (شکل ۳). در مورد این دریاچه نیز دو تفسیر بالا برقرار است. هم مانند دریاچه زریوار در هر دو حالت، شرایط سرد و خشک بودن دریاچه با کاهش بارش زمستانه قوی تر است. استیونس در مطالعه خود در دریاچه میرآباد، به دو خشکسالی در ۱۵۰۰ و ۵۰۰ سال قبل اشاره می‌کند که مورد آخری را مقارن با عصر یخبندان کوچک در اروپا می‌داند(۲۰۰۶. Stevens, et all). به نظر می‌رسد شرایطی که استیونس در ۵۰۰ سال قبل خشکسالی نامگذاری کرده است، در واقع شرایط سرد و خشکی است که در زمان مورد مطالعه در منطقه رخ داده است.



شکل(۳) تغییرات مقادیر ایزوتوپی دریاچه میرآباد طی دوره هولوسن. این مقادیرتقریبا در ۵۰۰ سال قبل مثبت تر بوده است. (Stevens, et all .۲۰۰۱)



شکل(٤). تغییرات مقادیر ایزوتوپی دریاچه پریشان طی دوره هولوسن پایانی. این مقادیرتقریبا در ۵۰۰ سال قبل به طرف مقادیر کمتر کشیده شده اند. (Jones, ۲۰۰۹)

دریاچهٔ بختگان

بیشترین میزان تغییرات مقادیر ایزوتوپی، در اسناد ایزوتوپی دریاچه بختگان مشاهده شده است. هم مانند دریاچه پریشان در عمق ۱۲۵سانتیمتری رسوبات دریاچه بختگان، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تغییر زیادی را به طرف ارقام منفی تر نشان داده اند (ابوطالبی، ۱۳۸۸). مقادیر ایزوتوپی این دریاچه نسبت به دیگر دریاچه‌ها، نوسان بیشتری را نشان می‌دهد. همچنین میزان تغییرات مقادیر ایزوتوپی در زمان مورد نظر، بیشتر از دیگر دریاچه‌هاست. هم مانند دریاچه پریشان نسبت(P/E) می‌تواند کنترل کننده مقادیر ایزوتوپی این دریاچه باشد. در این صورت تغییرات ایزوتوپی، نشانگر تغییرات شدیدی در مقادیر بارش و تبخیر دریاچه می‌باشد. شواهد ایزوتوپی نشانگر یک ترسالی شدید در زمان مورد نظر در منطقه است که شدت این تغییرات نسبت به دیگر دریاچه‌ها بیشتر است. به نظر می‌رسد که در ارقام اسناد ایزوتوپی این دریاچه نوعی بزرگنمایی اتفاق افتاده است که شاید عامل آن خطاهای احتمالی در روش‌های آزمایشگاهی و یا تاثیر عوامل غیر اقلیمی(شوری، تکتونیک و..) در منطقه باشد، چراکه مستلزم این تغییرات در اسناد ایزوتوپی، تغییرات اساسی و شدید در عناصر بارش و تبخیر است که این نسبت با شواهد موجود در دیگر دریاچه‌ها تا حدودی غیر عادی به نظر می‌رسد.

تفسیر دیرینه اقلیم

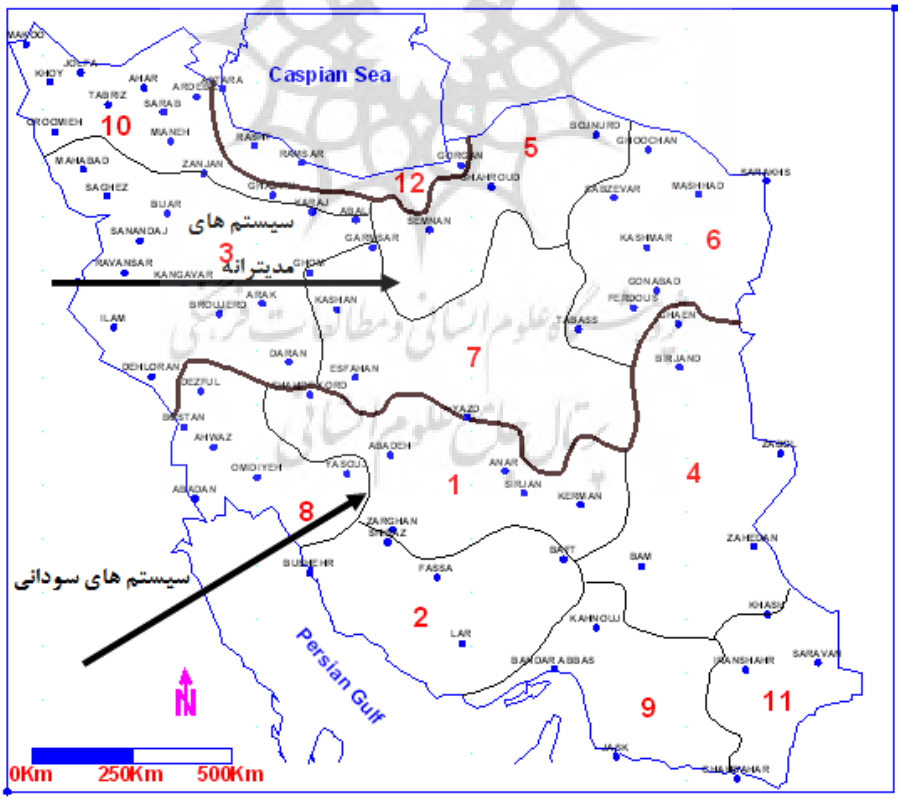
شواهد زیادی حاکی از این است که الگوهای گردشی جو در طی عصر یخبندان کوچک تغییر یافته اند(Yiou & Masson-Delmotte ,2005). به این شکل که در طی این عصر، الگوهای گردشی جو بین سالهای ۱٤۰۰ تا ۱۹۰۰ سریعتر گشته اند (Kreutz et al,1997). انعکاس‌های ناهمگون مشاهده شده در اسناد ایزوتوپی و اقلیمی این تحقیق نیز می‌تواند نشانگر تغییرات الگوهای گردشی جو در عصر یخبندان کوچک در ایران باشد. مطالعات نشان می‌دهند که در طی این عصر، کاهش تبخیر و افزایش بارش بر روی حوضه بزرگ دریای خزر در نتیجه مثبت بودن شاخص نوسان اطلس شمالی[1] بوده است. سطح آب دریای خزر در طی این دوره بالاتر بوده است. این دوره که آخرین دوره افزایش سطح آب دریای خزر بوده است، با سرمایش جهانی و فعالیت کم خورشیدی همزمان بوده است(Kroonberg et al,2007). با این وجود روشن شده است که دما و

23. NOA

بارش‌های زمستانه در نواحی مدیترانه، همبستگی منفی با شاخص مثبت نوسان اطلس شمالی دارد(Djamali et all ,۲۰۰۹). این همبستگی منفی نیز در مورد بارش‌های زمستانه ایران برقرار است(یاراحمدی و عزیزی، ۱۳۸٦). در حالت مثبت بودن این شاخص، عموما بادهای غربی با شدت بیشتری از آمریکا تا اسکاندیناوی می‌وزند و رطوبت را از روی اقیانوس حمل می‌کنند. پس در این شرایط مناطق مدیترانه ای خشک تر و گرمتر از حد نرمال می‌شوند (Yiou & Masson-Delmotte. 2005). به علت اینکه بخش زیادی از رطوبت نواحی دو دریاچه زریوار و میرآباد توسط سیستم‌های سینوپتیکی که از نواحی مدیترانه نشات می‌گیرند تامین می‌شود، در طی این عصر این دریاچه‌ها می‌توانسته اند بارش‌های زمستانه کمتری را دریافت کرده باشند. این موضوع کم بودن بارش‌های این نواحی را در طی این عصر تائید می‌کند. علاوه بر این، مطالعات نشان می‌دهد که جابه جایی‌های فصلی پرفشار جنب حاره[1] در این عصر بر روی بارش و ابرناکی مناطق حاره تاثیر گذاشته است و شواهد حاکی از مرطوبتر بودن شرایط اقلیمی شرق آفریقا نسبت به حال حاضر است(Watanabe ,et all.2001). مناطق جنوبی ایران(دریاچه بختگان و پریشان) که بیشتر از رطوبت دریاهای نواحی حاره بهره می‌برند، می‌توانسته اند از این شرایط مرطوب متاثر شوند، اما اظهار نظر در مورد کیفیت این تاثیرات نیازمند مطالعات گسترده تری است. شواهد نشان می‌دهد که ترکیب اقلیم سرد و مرطوب در طی این عصر، مسئول پیشروی یخچال‌ها در آسیای مرکزی است. (Yang et al ,2009) با این حال شواهد حلقه‌های درختی در فلات تبت نشان می‌دهد که این دوره با کاهش بارش بهاره و افزایش دمای پائیزه همراه بوده است. این شواهد با خشکسالی ۱۷۹۰-۱۷۹٦ چین همخوانی دارد، چنین خشکسالی بزرگ مقیاسی ممکن است در اثر کاهش بارش‌های مونسونی در این ناحیه از آسیا اتفاق افتاده باشد که این پدید حاکی از یک شرایط انسوی قوی در ۱۷۹۰-۱۷۹۳ است (Huang & Zhang 2007). در مورد بارش‌های ایران، رابطه خطی میان شاخصه‌های ماهانه انسو و خشکسالی‌ها و بارش، از دید آماری تائید نشده است(مسعودیان،۱۳۸٤). همچنین اطلاعات کافی در مورد رابطه این پدیده با سیستم‌های مختلف تاثیر گذار بر اقلیم کشور موجود نیست. فقط در مورد تاثیر انسو بر بارش‌های تابستانه و پائیزه جنوب شرق کشور ارتباط قوی مورد تاکید قرار گرفته است(غیور و خسروی،۱۳۸۰). در صورت مثبت بودن شاخصه‌های انسو و کاهش فعالیت‌های مونسونی در طی عصر یخبندان کوچک، این نواحی نیز شرایط خشک تری را تجربه کرده اند. در ایران از شمال به جنوب، میانگین مقادیر ایزوتوپی افزایش یافته است، در بیشتر موارد در طی این عصر مقادیر ایزوتوپی دریاچه‌ها به مقادیر ایزوتوپی دریاچه شمالی تر خود نزدیک شده است. همچنین این شباهت‌ها در مورد شرایط اقلیمی نیز قابل مشاهده است، به این صورت این شواهد یک نوع جابه جایی را در شرایط فعلی اقلیم به طرف عرض‌های پائینتر نشان می‌دهد. این تغییرات با بررسی نواحی ۱۲ گانه اقلیمی ایران (مسعودیان، ۱۳۸۲) بهتر نمایان می‌شوند. به عنوان مثال با جابه جایی حداقل برخی از شرایط موجود در ناحیه ۱۰ اقلیمی(با تمرکز بارش در بهار) با ناحیه

24.ITCZ

۳(ناحیه ای که دریاچه زریوار و میرآباد در آن قرارگرفته اند) با مقادیر برابر بارش‌های زمستانه و بهاره، می‌توان انتظار افزایش بارش بهاره و کاهش بارش زمستانه را داشت که این شرایط در کل منجر به کاهش میانگین بارش سالانه در ناحیه ۳ می‌شود(شکل ۵). به این صورت می‌توان گفت که این مناطق در طی عصر یخبندان کوچک تا حدودی ویژگی‌های اقلیمی(به ویژه بارش) نواحی شمالی تر خود را نشان می‌دهند. این تغییرات می‌توانسته به علت جابه جایی موج بادهای غربی به طرف عرض‌های جنوبی تر و گسترش فعالیت این سیستم‌ها در نواحی جنوبی باشد. میانگین مقادیر ایزوتوپی دریاچه‌های غرب کشور پائین تر از دریاچه‌های جنوب کشور است که یکی از دلایل این امر را می‌توان سبکتر بودن آب بارش و غنی تر بودن آنها از O^{16} دانست. با این شرایط ممکن است از دلایل منفی تر شدن مقادیر ایزوتوپی دریاچه‌های جنوبی تر، بهره وری بیشتر این دریاچه‌ها از منابع رطوبتی دریاهای نواحی مدیترانه باشد. به این صورت که در شرایط گسترش بارش‌هایی که از منابع رطوبتی دریاهای مدیترانه نشات می‌گیرند تا نواحی جنوبی تر، آب دریاچه‌های پریشان و بختگان می‌توانسته مقادیر منفی تری را تجربه کرده باشند. به این شکل پائین بودن مقادیر ایزوتوپی دریاچه‌های غرب کشور(به علت کاهش بارش زمستانه با منشا رطوبتی مدیترانه حاوی مقادیر بیشتر O^{16}) و بالا بودن مقادیر ایزوتوپی دریاچه‌های جنوب(به علت افزایش بارش سالانه حاوی مقادیر بیشتر O^{16}) قابل توجیه است.



شکل(۵) شرایط فعلی اقلیمی ایران. مسیر ورود سیستم‌های باران زای مدیترانه ای و سودانی(مسعودیان، ۱۳۸۲).

نتیجه گیری

بررسی تغییرات اسناد ایزوتوپی دریاچه‌های زریوار و میر آباد با استفاده از تغییرات فصلی بارش و تبخیر و در دریاچه‌های پریشان و بختگان با استفاده از نسبت(P/E) تفسیر شده است. طبق دیدگاه اول(تغییرات فصلی بارش) در دریاچهٔ زریوار، در طی دوره هولوسن هر زمان که تمرکز بارش‌ها در فصل زمستان بوده و بارش‌های زمستانه نسبت به دیگر فصول نمایان تر بوده است، مقادیر ایزوتوپی به طرف مقادیر منفی تر گرایش داشته اند و هر وقت که در منطقه با افزایش بارش بهاره همراه بوده ایم، این مقادیر مثبت تر شده است. بنابراین تغییرات مقادیر ایزوتوپی دریاچه زریوار را می‌توان به افزایش بارش بهاره در منطقه نسبت داد. طبق دیدگاه دوم اگر تبخیر سهم بیشتری در کنترل مقادیر ایزوتوپی دریاچه داشته باشد، می‌بایست در این دوره شرایطی برقرار باشد که سهم بارش در منطقه نسبت به تبخیر کمتر شده باشد(E>P) و تنها در این صورت می‌توان انتظار مثبت تر شدن مقادیر ایزوتوپی را داشت. بر این اساس در این عصر در حالی که بارش‌ها در فصل زمستان کاهش یافته است، در ماه‌های اواخر تابستان دما نیز به حدی بوده، که مقادیری از آب دریاچه را تبخیر کند، این در حالی است که پائین بودن میانگین دمای سالانه نیز تا حدودی با کاهش تبخیر، اختلاف نسبت بالا را تعدیل کرده است. هم مانند دریاچه زریوار در هر دو حالت، شرایط سرد و خشک بودن دریاچه میر آباد نیز با کاهش بارش زمستانه قوی تر است. بنابراین مقادیر ایزوتوپ اکسیژن(∂O^{18}) در دریاچه‌های زریوار و میرآباد، به طرف مقادیر مثبت تر گرایش پیدا کرده است. در دریاچهٔ پریشان و بختگان نسبت(P/E) کنترل کنندهٔ اصلی ترکیبات ایزوتوپی آب دریاچه‌ها می‌باشد. در زمان مورد نظر، اسناد ایزوتوپی دریاچه پریشان به طرف ارقام منفی تر کشیده شده است. جونز تغییرات ایزوتوپی مورد نظر را مربوط به تکتونیک یا عوامل انسانی از جمله شروع کشاورزی در حواشی دریاچه می‌داند و عامل اصلی آن را، عاملی غیر اقلیمی می‌داند. تغییرات ایزوتوپی دریاچهٔ بختگان، نشانگر تغییرات شدیدی در مقادیر بارش و تبخیر دریاچه می‌باشد. شواهد ایزوتوپی نشانگر یک ترسالی شدید در زمان مورد نظر در منطقه است که شدت این تغییرات نسبت به دیگر دریاچه‌ها بیشتر است و به نظر می‌رسد در اسناد ایزوتوپی این دریاچه نوعی بزرگنمایی رخ داده باشد. بنابراین مقادیر ایزوتوپی در دریاچه‌های پریشان و بختگان به سمت ارقام منفی تر گرایش داشته اند.

بنابراین با توجه به شواهد ایزوتوپی می‌توان نتیجه گیری کرد که در زمان مقارن با عصر یخبندان کوچک، شرایط اقلیمی دریاچه‌های زریوار و میرآباد نسبت به امروز خشک تر بوده است. در همین زمان این شواهد حاکی از سرد و مرطوب تر بودن دریاچه‌های بختگان و پریشان نسبت به شرایط فعلی می‌باشند. شرایط موجود در نتیجه جابه جایی موج بادهای غربی تا نواحی جنوبی تر اتفاق افتاده است که این با گسترش پهنه‌های متاثر از رطوبت فرستی دریاهای نواحی مدیترانه همراه بوده است.

منابع

ابوطالبی، فاطمه (۱۳۸۸)، بررسی تغییرات اقلیمی با استفاده از آنالیز ایزوتوپ پایدار اکسیژن در پلیئستوسن تا هولوسن مطالعه موردی:دریاچه

بختگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی.

بابایی فینی، ام السلمه و منوچهر فرج زاده (۱۳۸۱)، الگوهای تغییرات مکانی و زمانی بارش در ایران، دانشگاه تربیت مدرس، علوم انسانی دورهٔ ٦، شماره، ٤، ص. ٥١ تا ٧٠.

خلیلیان، ویدا (۱۳۸۷)، تحلیل سیتوپتیکی پهنه بارش سامانه سودانی بر روی ایران و رابطه آن با مسیرهای ورودی به کشور، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی.

شهرابی, مصطفی (۱۳۷۳)، زمین شناسی ایران(دریاه‌ها و دریاچه‌های ایران)، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور-ص۱۱۲.

علیجانی، بهلول (۱۳۷٤)، «آب و هوای ایران»، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.

غیور، حسنعلی و محمود خسروی(۱۳۸۰)، تاثیر پدیدهٔ انسو بر نابهنجاریهای بارش تابستانی و پاییزی جنوب شرق کشور، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ٦٣.

کریمی احمدآباد، مصطفی (۱۳۸٦)، تحلیل منابع تامین رطوبت بارش‌های ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

لشکری، حسن (۱۳۷۹)، مکانیسم تکوین منطقه همگرایی دریای سرخ، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره پیاپی ٥٩-٥٨.

لشکری، حسن، (۱۳۷٥)، الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب، پایان نامه, دانشکده علوم انسانی دانشگاه تربیت مدرس.

مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۸٤)، شناسایی رژیم‌های بارش ایران به روش تحلیل خوشه ای، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ٥١، صص ٦١-٤٧.

مسعودیان، ابوالفضل(۱۳۸۲)، نواحی اقلیمی ایران، مجله جرافیا و توسعه، صص ۱۸٤-۱۷۱.

مفیدی، عباس و آذر زرین (۱۳۸٤)، بررسی سینوپتیکی تاثیر سامانه کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل زا در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۷، صص۱۳٦-۱۱۳

نجارسلیقه، محمد (۱۳۸٤)، مکانیزم‌های بارش در جنوب شرق کشور، پژوهش‌های جغرافیایی- شماره٥٥، بهار۱۳۸٥، صص۱۳-۱

وزیری، محمد رضا، محمد داستانپور و وحیده ناظری (۱۳۸٤)، مبانی دیرینه شناسی- جلد دوم(میکروفسیل‌ها)، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان

یاراحمدی، داریوش و قاسم عزیزی (۱۳۸٦)، تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش‌های فصلی ایران و شاخص‌های اقلیمی، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره٦٢، صص۱٦۱-۱۷٤

Bradley, R, S., and Jons, P. D. (1992). When was the Little Ice Age? In proceedings of the international symposium on the Little Ice Age climate(T. Mikami, Ed.), pp. 1-4. Department of Geography, Tokyo Metropolitan University. Dajamali Morteza,de Bealieu Jacques-Louis,Andrieu-Ponel Valerie,Berberian Manuel,F.miller Naomi,Gandouin Emmanuel,Lahijani Hamid,Shah-hosseini Majid,Ponel Philippe,Salimian Mojtaba,Guiter Frederic(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,

Stevens R. Lora, Wright H.E ,Ito Emi.(2001). Proposed changes in seasonality of climate during the Lateglacial and Holocene at Lake Zeribar,Iran. A HOLOCENE SPECOAL ISSUE, p 747-755.

Stevens R. Lora,Ito Emi,Schwalb Antji,Wright Jr Herbert. (2006). Timing of atmospheric precipitation in Zagros Mountain inferred from a multi-proxy record from lake Mirabad,Iran. Quaternary research, p 494-500.

Wang, S. W. (1992). Climate of the Little Ice Age in China. In proceedings of the international symposium on the Little Ice Age climate(T. Mikami, Ed.), pp. 116-121. Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.

Watanabe.tsuyoshi, Amos winter,Tadamishi Oba.(2001). Seasonal changes in sea surface temperature and salinity during the Little Ice Age in the Caribbean Sea deduced from Mg/Ca and $^{18}O/^{16}O$ ratios in corals. Marine Geology. P 21-35.

Wesselingh(2007). Solar-forced 2600 BP and Little Ice Age highstands of the Caspian Sea. Quaternary International. p 137–143 and 173–174.

Wiegley, T. M. L., ingram, M. J., and Farmer, G. (1981). Climate and history studies in past climates and their impact on man. Cambridge Univ. press, Cambridge.

Yang. Bao, JinsongWang, AchimBra¨ uning, ZhibaoDong, JanEsper(2009). Late Holocene climatic and environmental changes in arid central Asia. Quaternary International. p 68–78.

Yang.Bao, Jinsong Wang, Achim Bräuning, Zhibao Dong, Jan Esper.(2007). Late Holocene climatic and environmental changes in arid central Asia. Quaternary International. P 68–78.

Yiou. Pascal, Valérie Masson-Delmotte.(2005). Trends in sub-annual climate variability since the Little Ice Age in Western Europe. C. R. Geoscience. P 1001–1012.

Journal of Archaeological Science, pp. 1364-1375.

Editorial.(2008)Lake system:Sedimentary archives of climate change and tectonics.Palaeogeography ,Paleoclimatology,Paleoecology, p 93-95.

Griffiths I.Huw, Schwalb Antji, Stevens R. Lora.(2001).Environmental change in southwestern Iran: the Holocene ostracoda fauna of Lake Mirabad. A HOLOCENE SPECOAL ISSUE, p757-764.

Hodell. David A, Mark Brenner, Jason H. Curtis, Roger Medina-González, Enrique Ildefonso-Chan Can, Alma Albornaz-Pat, Thomas P. Guilderson(2004). Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. Quaternary Research, P 109-121.

Hoefs.Jochen(2004), stable Isitope Geochimistry.fifth revised-updated edition.springer vrelag. p113.

Huang. Jian-Guo and Qi-Bin Zhang (2007), Tree rings and climate for the last 680 years in Wulan area of northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. Climatic Change, p 369–377.

Jones D.Matthew,Robert C.Neil(2007).Interpreting lake isotope record of Holocene environmental change in the Eastern Mediterranean.Quaternary international, 32-38.

Jones, Matthew(2009). Palaeoclimatic research within the Mamasani Archaeological Project, unpublished.

Lamb, H. H. (1977). Climate, present, past and future. Methuen, London.

Lamb, H. H. (1984). Some studies of the Little Ice Age of the recent centuries. In climate changes on the Yearly to Millennial Basis(N. A. Morner and W. Karlen, Eds.), pp. 309-330. Reidel, Dordrecht.

Lozano-García. Socorro Ma. del, Margarita Caballero, Beatriz Ortega , Alejandro Rodri´guez§, and Susana Sosa (2007). Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. PNAS.

Porter, S. C. (1986). Pattern and forcing of Northern Hemisphere glacier variations during the last millennium. Quaternary Research 26, pp 27-48.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی