

جغرافیا و توسعه شماره ۲۹ زمستان ۱۳۹۱

وصول مقاله: ۱۳۹۰/۱۱/۱۱

تأیید نهایی: ۱۳۹۱/۴/۲۷

صفحات: ۹۱-۱۰۶

مدلسازی دیرینه هیدرولوژی بر اساس مقایسه‌ی اسناد $\delta O^{18} carb$ و $\delta C^{13} carb$ دریاچه پریشان (استان فارس)

داریوش نوراللهی^۱، دکتر حسن لشکری^۲، ماریا امیرزاده^۳

چکیده

جهت مطالعه‌ی دیرینه‌ی هیدرولوژی دریاچه پریشان از رسوبات کف دریاچه مغزه‌هایی به طول تقریبی ۲m برداشت شد. بر روی پوسته‌ی میکروفسیل‌های جدا شده از نمونه‌های این مغزه‌ها آنالیز ایزوتوپ کربن و اکسیژن صورت گرفت. در اینجا از نتایج این آنالیزها جهت مدلسازی و بازسازی شرایط هیدرولوژیکی دریاچه پریشان در طی ۱۸۰۰ سال اخیر استفاده می‌شود. بر اساس تغییرات مشاهده شده در مقادیر $\delta O^{18} carb$ و $\delta C^{13} carb$ در طی این دوره سه زون ایزوتوپی مشخص گردید. در زون اول پایین بودن $\delta C^{13} carb$ به علت بیشتر بودن تغذیه آب‌های زیرزمینی و پایین بودن $\delta O^{18} carb$ در نتیجه شرایط اقلیمی مرطوبتر تفسیر شده است همچنین همبستگی پایین $\delta O^{18} carb$ و $\delta C^{13} carb$ ($R^2=0/14$) حاکی از شرایط هیدرولوژیکی فعالتر دریاچه بوده است. به این صورت بالانس هیدرولوژیکی مثبت‌تر و به دنبال آن سطح دریاچه نسبت به امروز بالاتر بوده و معادله‌ی هیدرولوژیکی دریاچه در این دوره به شکل $E=P+G$ ارائه شده است. در زون دوم افزایش مقادیر $\delta C^{13} carb$ در نتیجه کاهش تخلیه آب‌های زیرزمینی تفسیر شده است همچنین شواهد موجود در $\delta O^{18} carb$ نشان می‌دهد که این دوره نسبت به دوره‌ی قبل تا حدودی شرایط خشک‌تری را تجربه کرده است. افزایش همبستگی بین $\delta O^{18} carb$ و $\delta C^{13} carb$ ($R^2=0/2$) در این زون بسته بودن بیشتر شرایط هیدرولوژیکی دریاچه است. به این صورت به نظر می‌رسد که دریاچه در این دوره سطح پایین‌تری را تجربه کرده باشد و بالانس هیدرولوژیکی نسبت به دوره‌ی قبل منفی‌تر بوده است با این حال در این دوره نیز معادله‌ی هیدرولوژیکی دریاچه از رابطه $E=P+G$ تبعیت کرده است. بیشترین تغییرات مشاهده شده در مقادیر ایزوتوپی متعلق به این زون سوم است. افزایش ناگهانی و شدید مقادیر $\delta C^{13} carb$ به بالای صفر به علت کاهش شدید تخلیه آب‌های زیرزمینی در این دوره به دریاچه تفسیر شده است. این کاهش ورودی آب‌های زیرزمینی و نیز افزایش همبستگی $\delta O^{18} carb$ و $\delta C^{13} carb$ ($R^2=0/95$) حاکی از شرایط هیدرولوژیکی نزدیک به بسته کامل است. افزایش همبستگی بین مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن حاکی از یک سیستم عملگرای مشترک بر روی این مقادیر در این زون است. به احتمال زیاد قطع شدن نسبی ارتباط دریاچه با منابع زیرزمینی این اجازه را داده است که در طی فرایند تبخیر $\delta C^{13} DIC$ دریاچه در موازنه با CO_2 جو مقادیر بالاتری را تجربه کند. به این صورت رابطه هیدرولوژیکی ارائه شده برای این زون به شکل $E=P$ است. نکته‌ی مهم این است که در این زون تغییرات هیدرولوژیکی دریاچه در هماهنگی با تغییرات اقلیمی در منطقه رخ نداده است به نظر می‌رسد که عامل اصلی کاهش آب‌های زیرزمینی در این زون به علت افزایش استحصال آب از طریق چاه یا قنات باشد.

کلیدواژه‌ها: دیرینه هیدرولوژی، ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن، دریاچه پریشان.

d.noorollahi@yahoo.com

h-lashkari@sbu.ac.ir

Mamir250@yahoo.com

۱- مدرس دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد، کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی (نویسنده مسئول)

۲- دانشیار جغرافیا طبیعی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

۳- مربی زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

مقدمه

ایزوتوپ‌های پایدار ابزار قدرتمندی برای مطالعات محیطی هستند زیرا که بیشتر عناصر حداقل در یک ایزوتوپ به صورت طبیعی انباشته‌تر می‌باشند. در این میان بیشترین مطالعات متوجه کربن (C^{13}/C^{12}) اکسیژن (O^{18}/O^{16}) هیدروژن (H^2/H) و نیتروژن (N^{29}/N^{28}) است که آثاری را در مواد آلی (گیاهان و جانوران) ترکیبات غیرآلی (آب، خاک، سنگ‌ها، فسیل...) بر جای می‌گذارند (Griffiths, 1998:47).

رسوبات دریاچه‌ای آرشیه‌های ارزشمند و مفیدی برای بازسازی محیطی و اقلیمی هستند. مطالعه‌ی کربنات دریاچه‌ای از روش‌های رایج برای بازسازی شرایط محیطی است (Hoefs, 2004:99). برای اولین بار پروفیسور نیگل بیان داشته که پوسته‌های ارگانیک‌های دریایی حاوی همان نسبت‌های ایزوتوپی موجود در آبی هستند که در آن می‌زیسته‌اند (Gates, 1993:201).

در راستای پیشرفت‌های روش‌شناسی و افزایش دیدگاه‌های بین‌رشته‌ای، مطالعاتی که بر روی اسناد رسوبی دریاچه‌ها در سال‌های اخیر صورت گرفته، اطلاعات ارزشمندی از تغییرات ناحیه‌ای محیطی فراهم آورده است (Editorial, 2008: 260). جهت مطالعه‌ی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن کربنات‌های دریاچه‌ای ابتدا شناخت کامل فاکتورهای مؤثر بر تغییرات مقادیر و شناخت ارتباط مقادیر ایزوتوپی ضروری است. در محیط‌های دریاچه‌ای عوامل مختلف می‌تواند تعیین‌کننده‌ی نوسانات ایزوتوپ اکسیژن رسوبات دریاچه‌ای باشد، که مهمترین این عوامل می‌توانند شامل منشأ مواد، دمای آب، دوره‌ی اقامت و مقادیر ورودی و خروجی دریاچه باشد (Benson at all, 1996:747).

در سیستم‌های هیدرولوژیکی باز ترکیب ایزوتوپ اکسیژن آب دریاچه به صورت نمایانی، ترکیبات ایزوتوپی

مقادیر بارش (برف و باران) دریاچه را منعکس می‌کند (Leng & Marshal, 2004: 817).

در این سیستم‌ها هنگامی که آب دریاچه سرریز می‌کند زمان اقامت آب کاهش می‌یابد و یا در مواردی نزدیک به صفر می‌رسد، بنابراین در این موارد ترکیبات ایزوتوپی آب دریاچه به مقادیر ورودی دریاچه نزدیک است (Wang at all, 2002:470). برخی محیط‌های دریاچه‌ای مقادیر $\delta O^{18} carb$ آب دریاچه‌ها دقیقاً با مقادیر میانگین بارش سالانه در ارتباط نیست.

در مواردی که زمان اقامت آب دریاچه‌ها طولانی مدت باشد، تغییرات ایزوتوپی اکسیژن آب دریاچه‌ها توسط حوضه و فرآیندهای هیدرولوژیکی مؤثر بر دریاچه کنترل می‌شوند. در این موارد تبخیر به صورت کمی نقش مهمتری را بر روی ترکیبات ایزوتوپی آب دریاچه‌ها خواهد گذاشت. در کل تبخیر می‌تواند مهمترین عامل تأثیرگذار بر روی ترکیبات ایزوتوپی پهنه‌های آبی ایستا و سیستم‌های بسته به ویژه در مناطق خشک، که نقصان آب به علت تبخیر اتفاق می‌افتد، باشد (Wang at all, 2002:472).

در بیشتر موارد مقادیر کم δO^{18} دریاچه‌ها نشان‌دهنده‌ی سیستم باز و مقادیر بالا نشانگر سیستم‌های بسته بوده است (Fan at all, 2007:315). در مورد ایزوتوپ کربن عوامل مهم مؤثر بر $\delta C^{13} DIC$ آب دریاچه عموماً شامل $\delta C^{13} DIC$ آب ورودی دریاچه‌ها، تبادلات CO_2 با آب دریاچه، تنفس و فتوسنتز گیاهان آبی داخل دریاچه‌ها هستند (Xu at all, 2006: 270). آب‌های زیرزمینی و جریان‌های رودخانه‌ای عموماً مقادیر δC^{13} پایینی دارند به عنوان مثال در شمال اروپا این مقادیر در کلسیت‌ها بین ۱۰- و ۱۵- بوده است البته مقادیر

۱- مقادیر ایزوتوپ ۱۸ اکسیژن کربنات‌های دریاچه‌ای

۲- مقادیر ایزوتوپ ۱۳ کربن غیرآلی محلول (Dissolved Inorganic Carbon)

بالا بین $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ می‌تواند نشانگر مکانیزم عمل‌گرای مشترک بر روی آب دریاچه و DIC¹ باشد (Eastwood at all, 2007: 239) در سیستم‌های دریاچه‌ای باز $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ کربنات‌های دریاچه‌ای یا همبستگی ندارند و یا همبستگی ضعیفی را نشان می‌دهند. در واقع همبستگی بالای $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ معمولاً در مورد دریاچه‌هایی اتفاق می‌افتد که زمان اقامت طولانی دارند. در بیشتر موارد همبستگی بیشتر از ۰/۷ بین $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ نشان‌دهنده‌ی این است که کربنات‌های دریاچه‌ای در یک سیستم بسته ته‌نشین شده‌اند. علاوه بر این در این موارد به علت تغییرات زیاد آب دریاچه $\delta^{18}O$ در سیستم‌های بسته معمولاً حول ۰٪ متغیر است. بنابراین از کوارینانس و پراکنش $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ می‌توان جهت مشخص کردن باز یا بسته بودن سیستم دریاچه‌ای که کربنات در آن تشکیل شده است، استفاده کرد (Talbot, 1990: 273). در راستای این مطالعات از رسوبات کف دریاچه‌ی پریشان در استان فارس عملیات مغزه‌برداری صورت گرفت. هدف ما بر این است که با استفاده از تحلیل و مقایسه $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ کربنات‌های پوسته میکروفسیل‌های استراکود دریاچه پریشان شرایط هیدرولوژیکی این دریاچه را در گذشته بازسازی کنیم.

مواد و روش‌های تحقیق

الف- مکان مطالعاتی

دریاچه‌ی پریشان حدود ۱۵ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان کازرون در استان فارس واقع شده است (شکل ۱). این دریاچه در یک فرورفتگی کم‌رُفا تشکیل شده است (شهرابی، ۱۳۷۳: ۱۲۲). از دیدگاه ساختاری و زمین‌شناسی دریاچه‌ی پریشان در پهنه‌ی زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است (آقائباتی، ۱۳۸۳: ۴۴). با

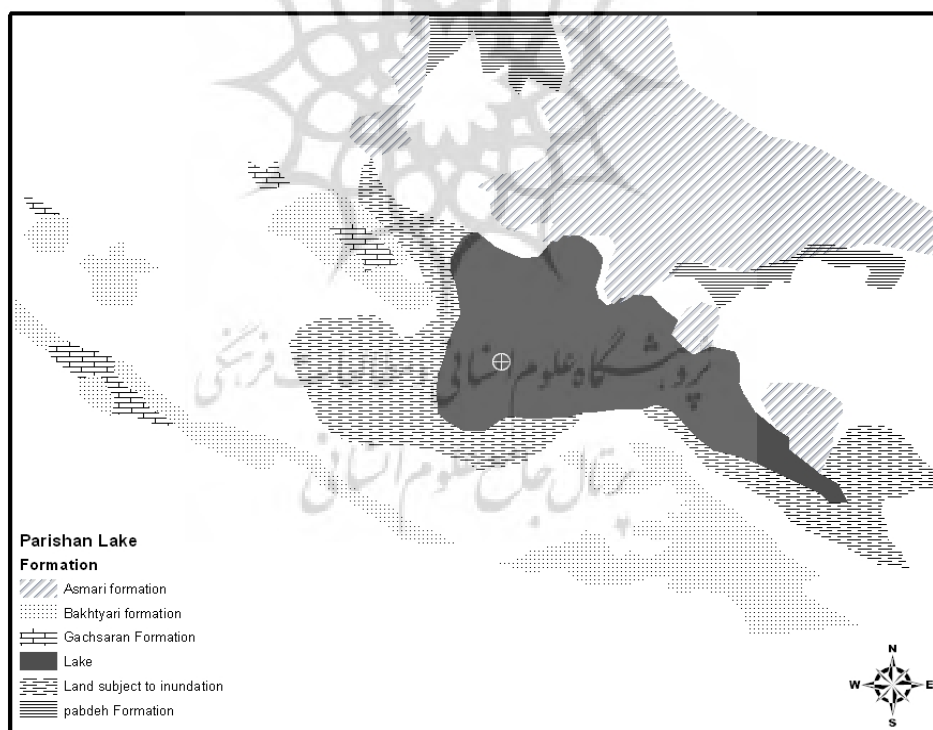
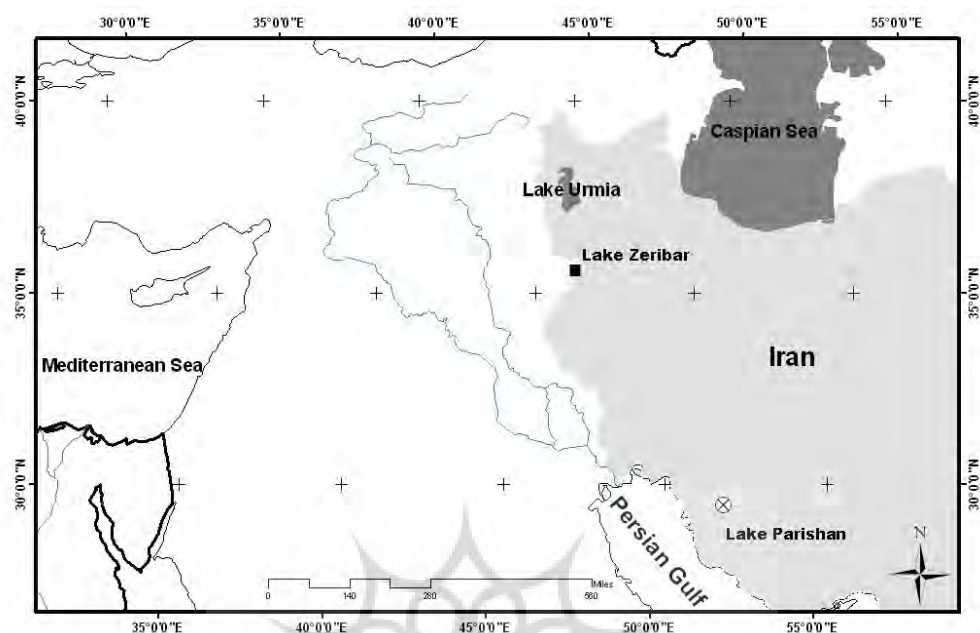
بالاتر $\delta^{13}C$ (۳- تا ۳+) در آب‌های زیرزمینی مناطق کارستیک، جاهایی که اتم‌های کربن در تناسب با انحلال سنگ‌های آهک شکل می‌گیرند مشاهده شده است (Andrews at all, 1997: 180). در محیط‌های دریاچه‌های با سیستم‌های هیدرولوژیکی بسته به ویژه در حوضه‌های غیر کارستیک مقادیر بالای $\delta^{13}C$ درجات مختلفی از موازنه $\delta^{13}C$ DIC را با CO_2 جو نشان می‌دهند (Wang at all, 2002: 472). در طی تبخیرهای شدید آب دریاچه‌ها به صورت ترجیح $C^{12}O_2$ را به اتمسفر آزاد خواهد کرد و در نتیجه $\delta^{13}C$ دریاچه‌ها غنی‌تر می‌شود (Xu at all, 2006: 271). تحت شرایط موازنه CO_2 جو با $\delta^{13}C$ آب دریاچه، آب دریاچه‌ها عموماً مقادیری بین +۱ تا +۳ تجربه خواهند کرد (Wang at all, 2002: 474). علاوه بر فاکتورهای مؤثر بر مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن به صورت جداگانه ارتباط بین این مقادیر در سیستم‌های دریاچه‌ای اطلاعات ارزشمندی را در مورد تاریخچه هیدرولوژیکی دریاچه ارائه می‌دهد. ارتباط بین $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ در دریاچه‌هایی با حوضه‌های بسته می‌تواند تابع تغییرات هیدرولوژیکی، تبخیر، تولیدات دریاچه و تمرکز CO_2 باشد (Le and Ku, 1997: 72).

دریاچه‌های بزرگی با سیستم هیدرولوژیکی بسته بویژه در مناطق خشک وجود دارند که هر دوی $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ معمولاً بالا و مثبت است در این موارد مقادیر همبستگی نزدیکی را نشان می‌دهد. این همبستگی اغلب جهت برآورد بسته بودن هیدرولوژیکی دریاچه در طی یک دوره‌ی زمانی خاص مفید بوده است. در مورد دریاچه‌های بسته مقادیر $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ عموماً به دلیل تبخیر و تبادلات اتمسفری کوارینانس بالایی را نشان می‌دهد (Tanner, 2010: 210). در واقع همبستگی‌های

توجه به حضور گسترده‌ی سازند گچساران در حوضه‌ی پریشان و همچنین گسله کازرون به نظر می‌رسد تشکیل دریاچه در رابطه با جنبش‌های گسل کازرون و لغزش قسمت‌هایی از این سازند در زمان کوتاه‌تر باشد. در شمال و جنوب ناحیه‌ی پریشان دو رشته‌کوه به موازات هم از غرب به شرق کشیده شده‌اند که ادامه‌ی همان دو رشته‌کوهی است که جلگه‌ی کازرون در بین آنها قرار گرفته است در شرق دریاچه صخره‌های آهکی مشاهده می‌شوند و قطعه‌های تخریبی بزرگ که تحت تأثیر فرسایش قرار گرفته است به وضوح قابل مشاهده می‌باشند از نظر هیدرولوژی دریاچه بسته است و اطراف آن را ارتفاعات آهکی و مارنی احاطه نموده و تشکیلات کف دریاچه از طبقات مارنی و گچی گروه فارس و تنها در حاشیه ضلع شمالی از آهک‌های آسماری تشکیل گردیده است. تشکیلات گچساران در جنوب شرقی دریاچه دیده می‌شود و شامل لایه‌های گچ و نمک آهک و دولومیت همراه با مارن‌های الوان می‌باشد از نظر وضعیت آب و هوا، منطقه پریشان جزء مناطق گرمسیری فارس محسوب می‌شود. این ناحیه ناحیه رژیم بارشی فارسی نام‌گرفته است که بخش‌های میانی کرانه خلیج فارس تا جنوب فارس و کرمان را دربرمی‌گیرد. ۶۰٪ بارش در این ناحیه در زمستان رخ می‌دهد و از این لحاظ بالاترین تمرکز بارش زمستانی در ایران را دارد (مسعودیان، ۱۳۸۲: ۶۱) همچنین به نظر می‌رسد که بخش عمده‌ی بارش‌های این منطقه از سیستم‌های سودانی متأثر بشوند. در این ناحیه بخش

اعظم رطوبت بارش‌های منطقه از دریا‌های حاره‌ای نظیر دریای عرب، خلیج فارس و دریای سرخ نشأت می‌گیرند. مساحت دریاچه در سال‌های مختلف تغییر می‌کند بطوری که در فصل خشک آب دریاچه تبخیر شده و دریاچه به صورت باتلاقی درمی‌آید. در سال‌های اخیر به علت کاهش مقدار بارندگی سالانه سطح دریاچه به شدت افت کرده و دریاچه در مرز خشکی قرار گرفت. درجه حرارت آب دریاچه پریشان در حدود ۴ درجه سانتی‌گراد در زمستان و تا حدود ۳۲ درجه سانتی‌گراد در تابستان دارای نوسان است. ویژگی‌های عمومی حوضه و دریاچه پریشان در پایین آورده شده است (جدول ۱). از نظر هیدرولوژی دریاچه پریشان بسته است و مقادیر ورودی و خروجی مهمی را به صورت رواناب سطحی ندارد.

در حال حاضر تغییرات اصلی سح دریاچه در تعادل با نسبت (Precipitation:Evaporation) P:E قرار می‌گیرد. همبستگی بر اساس اندازه‌گیری‌های به عمل آمده تغییرات سالانه‌ی سطح آب دریاچه با همبستگی ۰/۸۶ با تغییرات P-E (بارش/ تبخیر) در ارتباط است (شکل ۲). عمق متوسط دریاچه ۱/۵ متر است که این مقدار برحسب شرایط اقلیمی منطقه متغیر است. رابطه‌ی ارتفاع و حجم آب دریاچه رابطه‌ی تقریباً مستقیم و خطی است که این رابطه در حجم‌های پایین‌تر ضعیف‌تر می‌شود.



شکل ۱: نقشه بالا: موقعیت دریاچه پریشان نسبت به اسناد مهم دریاچه‌های ارومیه و زریوار در شرق نزدیک

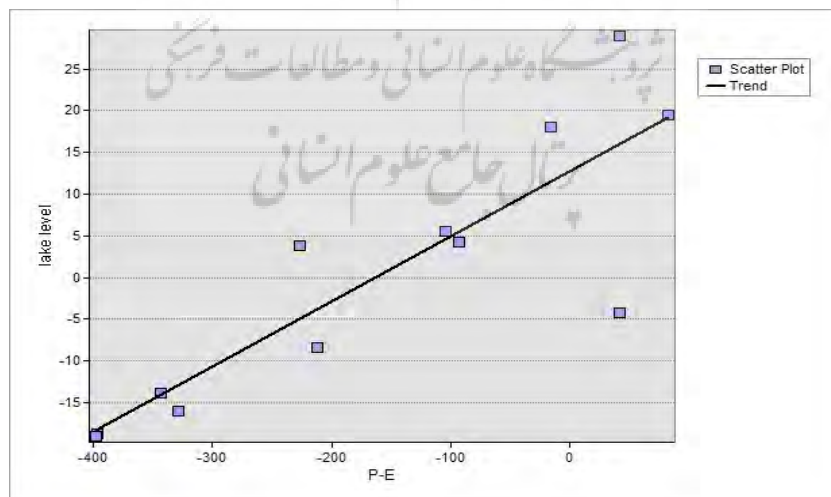
نقشه پایین: سازندهای اصلی حاشیه‌ی دریاچه پریشان و موقعیت نقطه برداشت شده

مأخذ: نگارندگان

جدول ۱: ویژگی‌های عمومی حوضه و دریاچه پریشان

51°46'38.28"E	29°32'41.30"N	مختصات جغرافیایی (چهار نقطه محاط بر دریاچه)
51°46'38.28"E	29°32'41.30"N	
51°44'32.81"E	29°30'57.70"N	
51°52'21.34"E	29°28'18.82"N	
واحد	مقدار	ویژگی
mm	398	حداکثر تبخیر ماهانه
mm	400	بارش سالانه
cm	165.4167	میانگین عمق
cm	205	حداکثر عمق
m	820	ارتفاع
km ²	257.57	مساحت حوضه
km ²	42.5	مساحت دریاچه
km	98	محیط حوضه
km	40.5	محیط دریاچه
mm	55	میانگین نسبت بارش-تبخیر
C°	22.7	میانگین دمای آب دریاچه
Mg/l	6.11	اکسیژن محلول
	0.86	همبستگی تغییرات سطح با نسبت بارش-تبخیر
	8.19	PH
51°46'38.28"E	29°32'41.30"N	مختصات جغرافیایی (چهار نقطه محاط بر دریاچه)

مأخذ: نگارندگان



شکل ۲: ارتباط نسبت P-E (بارش-تبخیر) با تغییرات سطح دریاچه در یک سال (همانطور که مشاهده می‌شود این ارتباط قوی و به صورت خطی است).

مأخذ: نگارندگان

ب- عملیات نمونه‌برداری و آماده‌سازی

عملیات نمونه‌برداری توسط یک کورر پیستونی مدل (Living Stone) به‌انجام رسید از رسوباتی که در سال‌های اخیر از آب بیرون آمده بودند در نزدیکی مرکز دریاچه، مغزه‌هایی به طول ۲ متر برداشت شد. از بین سه مغزه‌ی برداشت شده یک مغزه سالم‌تر انتخاب شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت که موقعیت آن در شکل (۱) نشان داده شده است. به علت چسبندگی بالای رسوبات دریاچه‌ای امکان برداشت رسوب از لایه‌های پایین‌تر وجود نداشت. بعد از نمونه‌برداری، مغزه‌های برداشت شده به آزمایشگاه ژئوموفولوژی دانشگاه شهید بهشتی منتقل شد.

در آزمایشگاه ابتدا مغزه‌ی مورد نظر به قسمت‌های ۳ تا ۵ cm تقسیم شدند. آماده‌سازی نمونه‌ها بر اساس (S. O. P.- Core Sampling / Washing Draft Sub_Sample_Washing_Protocol.doc) انجام گرفت. تمام نمونه‌ها جداگانه در بشر یا محفظه‌ی پلاستیکی با علامت ویژه ریخته شد و توسط محلول آب مقطر خیسانده شدند. در این مورد نمونه‌ها باید دست کم ۲۴ ساعت در این محلول خیسانده شوند اما این عملیات نباید بیشتر از ۴۸ ساعت طول بکشد. دست کم در طی این عملیات یک بار باید محلول زده شود و در طی این مراحل بهتر است که جهت جلوگیری از آلاینده‌های موجود در هوا محفظه‌ها پوشانده شوند.

در مرحله‌ی بعد تمام نمونه‌ها در داخل الک‌های ۶۳ μm شسته شدند و بعد نمونه‌ها را جهت خشک کردن آماده و تحت دمای ۶۰°C به مدت ۲۴ ساعت خشکانده شدند. نمونه‌های خشک شده در محفظه‌های ویژه ریخته شد و به دقت علامت‌گذاری و برای مرحله جدا کردن میکروفسیل آماده گردیدند.

در این تحقیق عملیات جداسازی میکروفسیل‌ها از طریق دست‌چین^۱ انجام شد. تعداد و تراکم استراکودها در مقاطع مختلف یکسان نبود با این حال در تمام مقاطع به اندازه‌ی کافی (دست‌کم بیشتر از چند استراکود بالغ) نمونه جهت آنالیز ایزوتوپی وجود داشت. برای هر نمونه بین ۳ تا ۳۰ نمونه استراکود^۲ بالغ جدا شد البته در نمونه‌هایی که تعداد استراکودها بسیار کم بود تمام استراکودهای جوان و بالغ جهت آنالیز جدا شدند. تصاویری از نمونه‌های جدا شده در شکل (۳) نشان داده شده‌اند.

ت- محاسبه ایزوتوپی ترکیبات کربناتی پوسته استراکودها ترکیبات ایزوتوپی کربن و اکسیژن در دانشگاه اتاوا (کانادا)، دانشکده علوم (علوم زمین) آزمایشگاه ایزوتوپی اندازه‌گیری شد

(G.G. Hatch Faculty of Science (Earth Sciences)
Isotope Laboratories, 130 Louis Pasteur)

در مجموع بر روی ۳۳ نمونه ۳۶ آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و کربن به انجام رسیده است. جهت بررسی دقت کار از هر ده نمونه یک نمونه دوبار آنالیز شده است که در اینجا این دوباره‌کاری بر روی نمونه‌های ۱۰، ۲۰ و ۳۰ انجام شده است (جدول ۲).

تمام آنالیزها بر روی پوسته استراکودها انجام شده است. همه‌ی نمونه‌ها داخل لوله‌های در پوشدار ۱/۸ ml وزن شدند. بعد از بستن درپوش، گاز هلیوم به داخل محفظه تزریق شد و تحت دمای ۲۵ درجه برای ۲۴ ساعت مورد واکنش قرار می‌گیرند. دقت آنالیزهای اندازه‌گیری‌ها ۱/۸ ± در هزار گزارش است. ترکیبات ایزوتوپی نمونه‌ها بر اساس مقیاس مرسوم δ به صورت بخش در هزار تعریف و گزارش شده‌اند.

جدول ۲. نتایج آنالیز ایزوتوپی پوسته استراکودهای دریاچه پربشان

Delta 18O x 1000	Delta 13C x 1000	Depth-cm	Sample ID
		vpdb	vpdb
5.31	-4.68	۱۹۰-۱۹۵	LK-01
6.30	-5.42	۱۸۵-۱۹۰	LK-02
6.32	-5.83	۱۸۰-۱۸۵	LK-03
5.95	-6.19	۱۷۵-۱۸۰	LK-04
5.13	-6.44	۱۷۰-۱۷۵	LK-05
5.89	-5.95	۱۶۵-۱۷۰	LK-06
5.38	-5.01	۱۶۰-۱۶۵	LK-07
5.64	-5.56	۱۵۵-۱۶۰	LK-08
5.10	-6.23	۱۵۰-۱۵۵	LK-09
6.65	-6.54	۱۴۵-۱۵۰	LK-10
6.69	-6.61	۱۴۵-۱۵۰	LK-10 dup
6.26	-5.39	۱۴۰-۱۴۵	LK-11
5.48	-5.28	۱۳۵-۱۴۰	LK-12
6.44	-4.25	۱۳۰-۱۳۵	LK-13
6.44	-3.67	۱۲۵-۱۳۰	LK-14
5.88	-5.40	۱۲۰-۱۲۵	LK-15
6.35	-5.12	۱۱۵-۱۲۰	LK-16
6.23	-3.15	۱۱۰-۱۱۵	LK-17
6.17	-2.21	۱۰۵-۱۱۰	LK-18
6.24	-2.49	۱۰۰-۱۰۵	LK-19
6.54	-5.01	۹۶-۱۰۰	LK-20
6.07	-5.16	۹۶-۱۰۰	LK-20 dup
5.12	-4.25	۹۲-۹۶	LK-21
6.55	-5.26	۸۴-۸۸	LK-22
6.07	-5.28	۸۰-۸۴	LK-23
5.90	-5.17	۷۵-۸۰	LK-24
6.33	-4.44	۷۰-۷۵	LK-25
6.74	-2.53	۶۵-۷۰	LK-26
6.24	-2.76	۶۰-۶۵	LK-27
6.61	-3.34	۵۵-۶۰	LK-28
6.01	1.30	۴۰-۴۵	LK-30
5.99	1.22	۴۰-۴۵	LK-30 dup
5.73	1.08	۳۰-۳۵	LK-31
3.70	0.18	۱۵-۲۰	LK-32
4.91	0.82	۵-۱۰	LK-33

مأخذ: نگارندگان

$$\delta_{\text{sample}} (\%) = [(R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}) / (R_{\text{standard}})] \times 1000$$

به صورتی که R نسبت انباشتگی C^{13}/C^{12} یا O^{18}/O^{17} را در نمونه‌های رسوبی و استانداردهای مرجع ایزوتوپی را نشان می‌دهد. در این گزارش هر دو نتیجه آنالیز ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن برحسب استاندارد $^{1}vpdb$ گزارش شده‌اند. همچنین فرمول‌های زیر جهت تبدیل این استانداردها به استاندارد $^{2}vsmow$ پیشنهاد شده است.

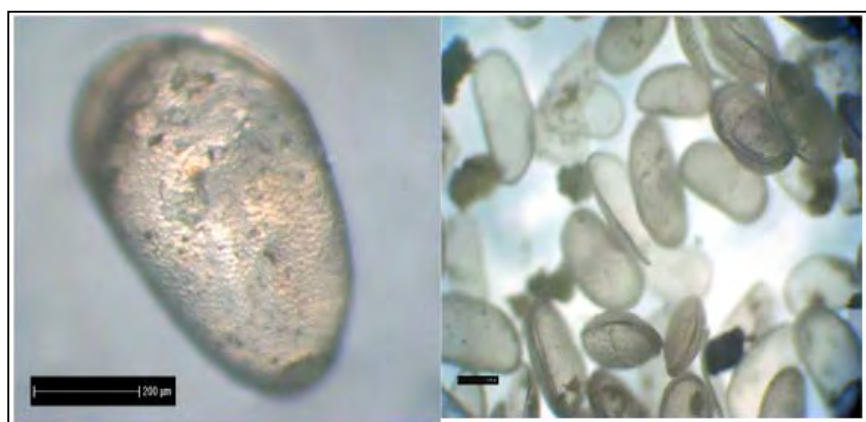
$$VPDB-VSMOW \ d^{18}O_{vsmow} = 1.0309d^{18}O_{vpdb} + 30.92$$

$$VSMOW-VPDB \ d^{18}O_{vpdb} = 0.97001d^{18}O_{vsmow} - 29.99$$

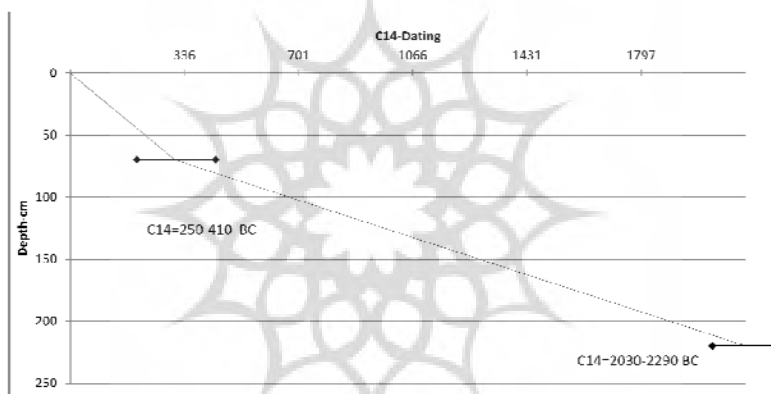
ث- سن‌سنجی

بر اساس دو نمونه‌ی سن‌سنجی قبلی از دریاچه‌ی پربشان در عمق‌های ۷۰ و ۲۲۰ cm توسط جونز^۳ مدل زیر عمق- سن^۴ شکل (۴) جهت شناسایی زمانی پدیده‌ها تولید شد. بر اساس این مدل داده‌های این مطالعه تاریخچه تقریباً ۱۸۰۰ ساله‌ای را ارائه می‌دهند. با توجه به تعداد کم نقاط سن‌سنجی شده در این مطالعه و همچنین کالیبره نشدن این سن‌سنجی نمی‌توان از این داده‌ها به عنوان مدرکی دقیق در تعیین سن وقایع استفاده نمود. اما با این حال ما از این داده‌ها جهت مشخص کردن حدود احتمالی زون‌ها استفاده کرده‌ایم. به این صورت محدوده‌ی زمانی زون‌ها بر اساس نمودار زیر تهیه گشته‌اند.

- 1-Pee Dee Belemnite
- 2-Standard mean ocean water
- 3-Jones, unpublished data
- 4-Depth- age



شکل ۳: تصاویر نمونه‌های ستراکودهای جدا شده از رسوبات دریاچه‌ی پریشان
 مأخذ: نگارندگان



شکل ۴: مدل Depth-age دریاچه‌ی پریشان. این مدل بر اساس دو سن‌سنجی در اعماق ۷۰ و ۲۲۰ cm رسم شده است
 مأخذ: نگارندگان

نتایج

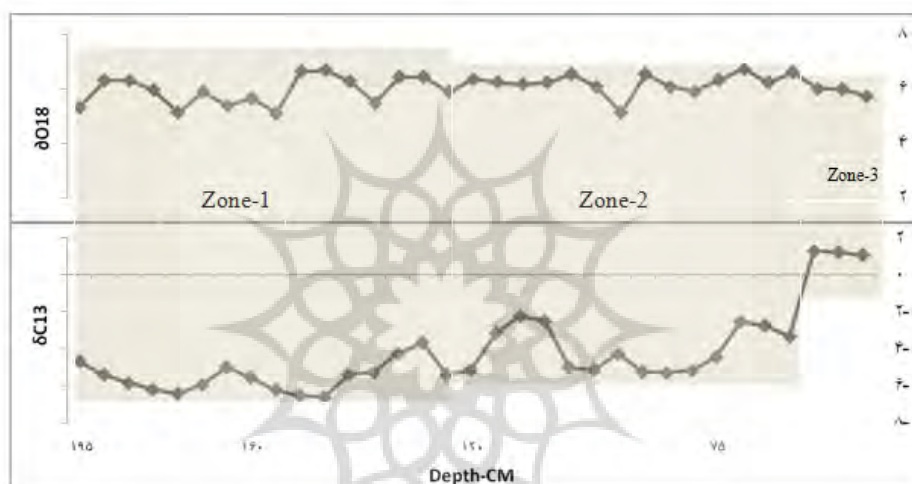
مقادیر $\delta^{18}O_{carb}$ و $\delta^{13}C_{carb}$

نتایج نهایی آنالیز ایزوتوپی کربنات‌های دریاچه‌ی پریشان در جدول (۲) آورده شده است. مقادیر $\delta^{18}O_{carb}$ کربنات‌ها در مغزه دریاچه پریشان بین ۵/۱ تا ۶/۷ (n=۳۱) متغیر هستند (جدول ۲) تغییرات این مقادیر کم بوده و کمتر از ۲ است. میانگین این مقادیر ۵/۹۲ است که این مقدار در مقایسه با اسناد ایزوتوپی دریاچه‌های زیروار و میرآباد بالاتر است. انحراف استاندارد مقادیر ۰/۶۳ است که این مقدار کم نشان‌دهنده‌ی پراکنش داده‌ها حول میانگین و یکدست

بودن داده‌هاست. مقادیر $\delta^{13}C_{carb}$ نسبت به $\delta^{18}O_{carb}$ تغییرات بیشتری را نشان می‌دهند (جدول-۲) میانگین این مقادیر ۴- است که این با توجه به بسته بودن دریاچه غیرقابل انتظار نیست. حداقل این مقادیر ۶/۶۱- و حداکثر این مقادیر ۱/۳۰ است (n=۳۱) و همچنین دامنه‌ی تغییرات مقادیر کربن نزدیک به ۷ رسیده و انحراف استاندارد این داده‌ها ۲/۳۵ است. با توجه به ارتباط مقادیر $\delta^{18}O_{carb}$ با $\delta^{13}C_{carb}$ می‌توان سه زون را جهت مطالعه‌ی شرایط هیدرولوژیکی منطقه مشخص (شکل ۵) پایین‌ترین مقادیر در زون یک قرار دارند این زون بین ۱۲۵ تا ۱۹۵ cm قرار گرفته است.

مقادیر در این دوره ۳/۹۳- است. همچنین همبستگی مقادیر بین $\delta^{13}C_{carb}$ و $\delta^{18}O_{carb}$ ۰/۲ رسیده است. بالاترین مقادیر $\delta^{13}C$ در طی این دوره مشاهده شده است میانگین این مقادیر (۱/۲) است. تنها در این زون مقادیر کربن به بالای صفر رسیده است. همبستگی بین $\delta^{13}C_{carb}$ و $\delta^{18}O_{carb}$ در این بیشتر از زون‌های قبلی است و به ۰/۹۵ رسیده است.

در این زون مقادیر نزدیک به ۶- است و یک روند افزایشی در این زون قابل مشاهده است و مقادیر دامنه تغییرات کمتری را نشان می‌دهند. مشخصه اصلی این زون داشتن کمترین مقادیر $\delta^{13}C_{carb}$ و پایین‌ترین همبستگی (۰/۱۴) بین $\delta^{13}C_{carb}$ و $\delta^{18}O_{carb}$ است. مقادیر $\delta^{13}C$ کربن در طی زون دوم مقادیر بالاتری را نسبت به دوره‌ی قبل دارا هستند میانگین



شکل ۵: نمودار مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن پوسته استراکودهای دریاچه پریشان در اعماق مختلف. سه زون ایزوتوپی در این سند مشخص شده است.

مأخذ: نگارندگان

تجزیه و تحلیل

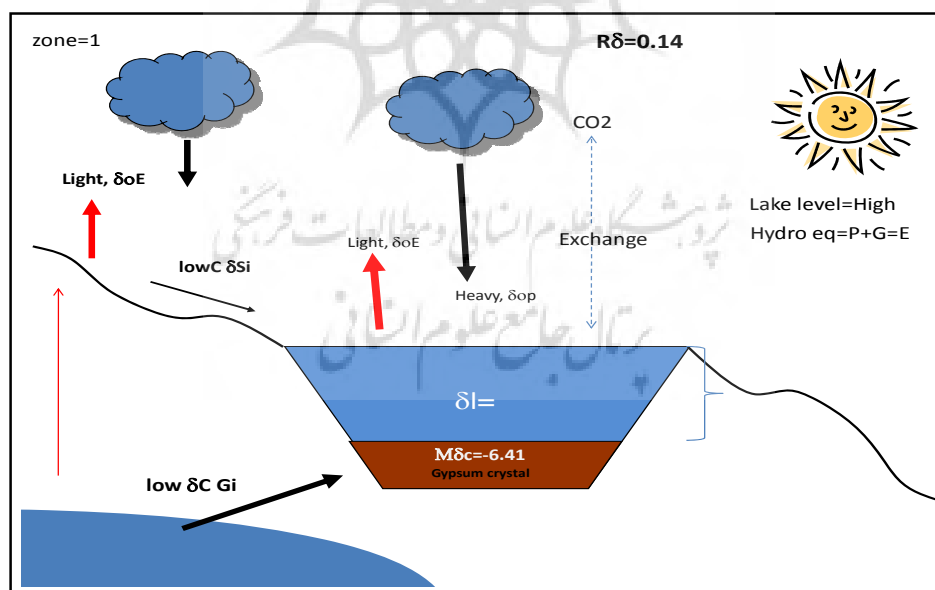
الف- زون یک (۹۰۰ تا ۱۸۰۰ سال قبل)

$H_2^{18}O$ شده است. پایین‌تر بودن مقادیر $\delta^{18}O_{carb}$ در طی این زون نسبت به زون بعدی نشان‌دهنده‌ی این است که تبخیر به صورت نسبی مقادیر کمتری از $H_2^{16}O_{lake\ water}$ را برداشت نموده است. به این صورت به احتمال زیاد دریاچه‌ی پریشان در این دوره شرایط مرطوب‌تری را تجربه کرده است. در محیط‌های دریاچه‌ای مقادیر $\delta^{13}C_{carb}$ عموماً در ارتباط با فتوسنتز ارگانسیم‌های دریاچه، تبادل با CO_2 جو و آب‌های ورودی دریاچه شکل می‌گیرد. همانطور که گفته شد در مورد مقادیر ایزوتوپ کربن در مناطق

عموماً مقادیر ایزوتوپ اکسیژن آب باران سبک‌تر از آب‌های ایستا و ثابت است در واقع توده‌های هوا طی سیکل بارشی، در هر دوی بخار آب و بارش سبک‌تر می‌شوند. هنگام تبخیر آب از سطح دریاچه‌ی پریشان بخار آب از H و O^{16} غنی می‌شود چرا که $H_2^{16}O$ نسبت به HDO و $H_2^{18}O$ فشار بخار آب بالاتری دارد (Hoefs, 2004). به این صورت افزایش تبخیر باعث غنی‌تر شدن آب دریاچه و به دنبال آن کربنات‌ها از

می‌تواند نشان‌دهنده‌ی تغذیه‌ی بیشتر آب زیرزمینی به دریاچه باشد. به نظر می‌رسد که در این دوره منابع ورودی اصلی دریاچه از آب باران (P) و زیرزمینی (G) و خروجی دریاچه تبخیر (E) بوده است. همانند شرایط حال حاضر رواناب‌های سطحی تأثیر کمتری در آب دریاچه داشته‌اند. به این صورت معادله‌ی هیدرولوژی دریاچه‌ی پریشان در این دوره صرف‌نظر از ورودی‌های سطحی و چشمه‌های اطراف که اطلاعات کافی در مورد تغییرات احتمالی آبدهی آنها در دسترس نیست به صورت $P+G=E$ بوده است. کاهش تبخیر، افزایش آبدهی زیرزمینی و بازتر بودن سیستم دریاچه در این دوره حاکی از بالاتر بودن سطح آب دریاچه نسبت به حال حاضر است. به این صورت مدل هیدرولوژیکی ارائه شده برای دریاچه‌ی پریشان در این دوره به صورت زیر است (شکل ۶).

کارستیک در بیشتر مواقع پایین‌بودن مقادیر $\delta C^{13} carb$ به علت تغذیه آب زیرزمینی به دریاچه است چرا که در بیشتر مواقع فتوسنتز و تبادل با جو مقادیر بالاتر از صفر و بالاتر تجربه می‌شوند. همبستگی پایین مقادیر بین $\delta C^{13} carb$ و $\delta O^{18} carb$ نشان‌دهنده‌ی این است که دریاچه در این دوره شرایط بازتری را تجربه کرده است. درواقع به‌طور غیرعادی درمورد دریاچه‌های بسته، پایین بودن این همبستگی به‌علت تغذیه‌ی زیاد آب‌های زیرزمینی بوده است. پایین بودن این همبستگی حاکی از این است که عوامل مشترکی بر روی این مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن تأثیر نداشته‌اند. به نظر می‌رسد که در این دوره مقادیر $\delta C^{13} carb$ در تبادل با آب‌های زیرزمینی و مقادیر $\delta O^{18} carb$ در نتیجه تغییرات نسبت بارش به تبخیر (P:E) شکل گرفته‌اند. وجود کریستال‌های ژپس فقط در این زون نیز



شکل ۶: مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تبخیر ($\delta C Si$) مقادیر ایزوتوپ کربن آب‌های سطحی ($\delta C Gi$)

مقادیر ایزوتوپ کربن آب‌های زیرزمینی ($\delta O p$) مقادیر ایزوتوپ آب باران

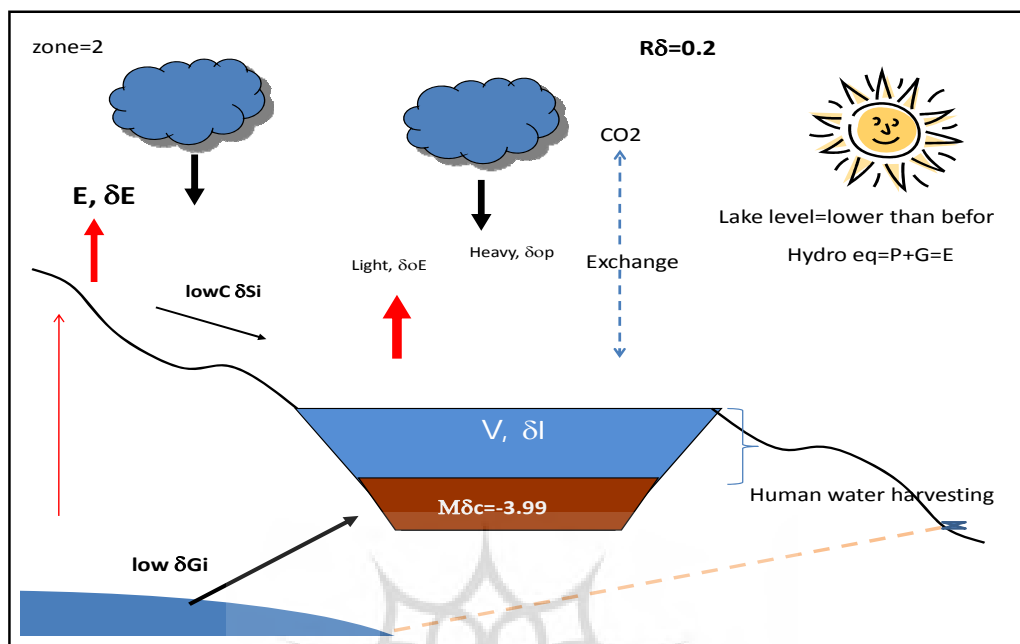
مأخذ: نگارندگان

آب دریاچه در نتیجه‌ی از دست رفتن بیشتر O^{17} نتیجه‌ی افزایش تبخیر باشد. همبستگی کم بین $\delta C^{13} carb$ و $\delta O^{18} carb$ در این زون نیز هم مانند زون قبلی حاکی از شرایط بازتر دارد. شواهد نشان می‌دهد که در این زون نیز تخلیه‌ی آب‌های زیرزمینی نقش مهمی در تأمین آب دریاچه داشته است. افزایش همبستگی و افزایش مقادیر ایزوتوپی دریاچه در این دوره نشان‌دهنده‌ی این است که در کل دریاچه نسبت به دوره‌ی قبلی مقادیر آب کمتری هم از طریق بارش و هم از طریق آب‌های زیرزمینی دریافت کرده است. به این صورت سطح دریاچه در این دوره می‌توانسته نسبت به دوره‌ی قبلی خود پایین‌تر بوده باشد. در مورد آب‌های زیرزمینی کاهش تخلیه این آب‌ها در هماهنگی کامل با عناصر جوی نیست چرا که افزایش میانگین $\delta C^{13} carb$ شدیدتر از افزایش $\delta O^{18} carb$ اتفاق افتاده است که این می‌تواند هم به دلیل تأثیر آب زیرزمینی در مقادیر $\delta O^{18} carb$ و یا به علت تخلیه مصنوعی از سفره‌های آب زیرزمینی به صورت قنات در محیط‌های اطراف دریاچه باشد. به این صورت هم مانند دوره‌ی قبلی معادله‌ی هیدرولوژی دریاچه را می‌توان به صورت $P+G=E$ نوشت با این تفاوت که بالانس هیدرولوژیکی دریاچه نسبت به دوره‌ی قبل منفی‌تر شده است. بر این اساس مدل هیدرولوژیکی دریاچه در این دوره به شرح زیر است (شکل ۷).

در مدل بالا $\delta O E$ بیانگر مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تبخیر است. این مقادیر هم بر روی زمین و هم بر روی دریاچه می‌بایست حاوی مقادیر بیشتر O^{16} باشند و در نتیجه سبکتر از آب دریاچه هستند. افزایش تبخیر در این زون منجر به غنی شدن آب دریاچه از O^{18} شده است. $\delta C Si$ بیانگر مقادیر ایزوتوپ کربن آب‌های سطحی هستند که معمولاً نسبت به آب دریاچه پایین‌تر هستند. در این دوره که یک دوره‌ی مرطوب بوده است، افزایش بارش می‌توانسته منجر به افزایش رواناب‌های سطحی شود. افزایش رواناب‌های سطحی با تخلیه‌ی بیشتر مقادیر C^{13} می‌توانسته عامل مؤثری در پایین بودن مقادیر ایزوتوپ کربن در این زون باشد. $\delta C Gi$ نشانگر مقادیر ایزوتوپ کربن آب‌های زیرزمینی منطقه است. به علت پایین بودن مقادیر C^{13} آب‌های زیرزمین در منطقه، افزایش تخلیه‌ی آب‌های زیرزمینی عامل مهمی در پایین آوردن میانگین مقادیر ایزوتوپ آب دریاچه و به دنبال آن $M \delta c$ بوده است.

ب - زون دوم (۲۰۰ تا ۹۰۰ سال قبل)

مقادیر $\delta C^{13} carb$ نسبت به زون قبل بالاتر هستند. افزایش این مقادیر به احتمال زیاد به علت کاهش نسبی تغذیه آب‌های زیرزمینی در منطقه بوده است. بالاتر بودن نسبی مقادیر $\delta O^{18} carb$ در این زون حاکی از وجود شرایطی خشک‌تر است. در واقع افزایش نسبی میانگین این مقادیر می‌توانسته به علت غنی‌تر شدن



شکل ۷: مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تبخیر (δC_{Si}) مقادیر ایزوتوپ کربن آبهای سطحی (δC_{Gi})

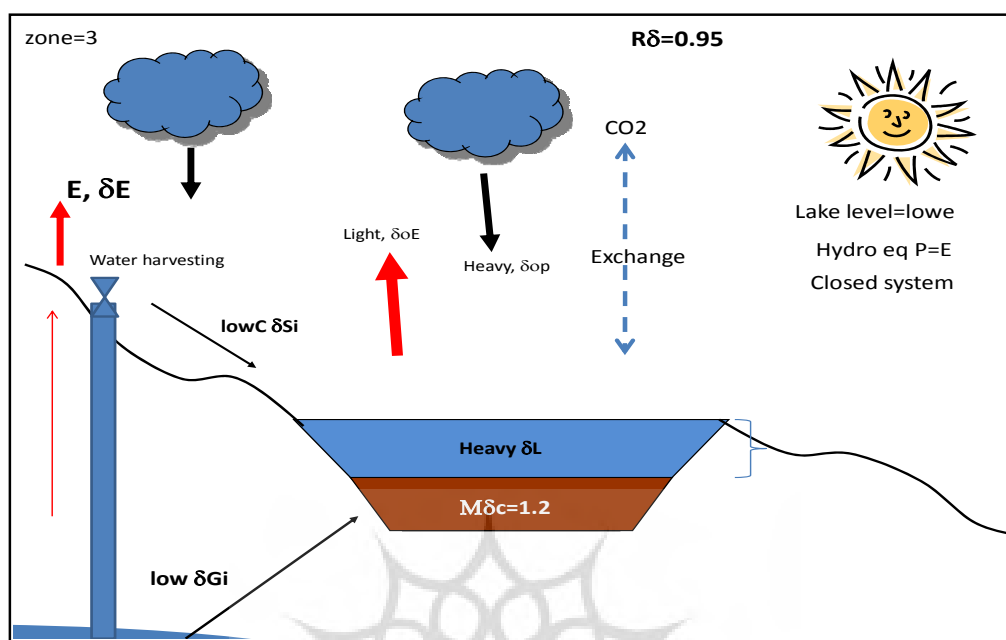
مقادیر ایزوتوپ کربن آبهای زیرزمینی (δO_p) مقادیر ایزوتوپ آب باران

مأخذ: نگارندگان

۸- زون سوم: نزدیک به قرن اخیر

بیشترین تغییرات مشاهده شده در مقادیر $\delta C^{13} carb$ متعلق به این زون است. در واقع شروع این زون با یک شیفت شدید و ناگهانی مقادیر $\delta C^{13} carb$ به بالای صفر مشخص می‌شود. این افزایش و همچنین حداکثر همبستگی مشاهده شده بین $\delta C^{13} carb$ و $\delta O^{18} carb$ نشان‌دهنده‌ی شرایط زیر است: ۱- افزایش مقادیر ایزوتوپ کربن حاکی از کاهش شدید تغذیه‌ی آبهای زیرزمینی دریاچه‌ی پریشان با شروع این دوره است ۲- همبستگی بالای مقادیر $\delta C^{13} carb$ و $\delta O^{18} carb$ حاکی از شرایط کاملاً بسته‌ی دریاچه‌ی پریشان است. به این صورت این همبستگی نشان می‌دهد که سیستم عملگرای مشترکی بر روی این مقادیر مؤثر واقع شده است که با توجه به بالا بودن مقادیر $\delta C^{13} carb$ تا نزدیکی ۱٪ این سیستم می‌تواند تبخیر باشد به شکلی که کاهش آبهای زیرزمینی باعث شده است که در

طی فرایند تبخیر مقادیر ایزوتوپ کربن آب دریاچه در تعادل با CO_2 جو مقادیر بالاتری را تجربه کرده باشند. ۳- تغییرات شدید مقادیر $\delta C^{13} carb$ در هماهنگی با تغییرات جوی در منطقه رخ نداده است. به این صورت به نظر می‌رسد که عوامل انسانی به صورت استحصال آبهای زیرزمینی به شکل چاه و قنات تأثیر مهم‌تری در پایین‌تر رفتن سطح آبهای زیرزمینی و کاهش آبدهی آنها داشته باشد ۴- به نظر می‌رسد که معادله‌ی هیدرولوژی دریاچه در این دوره به شکل $P=E$ باشد به این صورت که در این دوره تخلیه‌ی آبهای زیرزمینی به صورت چشمه و سفره‌های زیرزمینی تأثیر بسیار کمی در تأمین آب دریاچه داشته باشند. همبستگی بالای تغییرات سطح دریاچه با نسبت $P=E$ (0.85) در حال حاضر حاکی از نقش مهم بارش و تبخیر در بالانس هیدرولوژی دریاچه‌ی پریشان است.



شکل ۸: مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تبخیر ($\delta C S_i$) مقادیر ایزوتوپ کربن آبهای سطحی ($\delta C G_i$) مقادیر ایزوتوپ کربن آبهای زیرزمینی ($\delta O p$) مقادیر ایزوتوپ آب باران جو

مأخذ: نگارندگان

نتیجه

که معمولاً آبهای زیرزمینی حساسیت کمتری را به تغییرات اقلیمی نسبت به آبهای سطحی نشان می‌دهند. با توجه به شدت کاهش تغذیه‌ی آبهای زیرزمینی در منطقه به نظر می‌رسد که نقش عوامل انسانی در این تغییرات مهم‌تر باشد.

شواهد باستان‌شناسی در حاشیه‌ی دریاچه حاکی از این است که سکونت و استفاده از آبخوان‌های زیرزمینی به صورت قنات در اطراف دریاچه سابقه‌ی طولانی دارد. بر طبق آمار موجود، از سال ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۰ در شهرستان کازرون ۳۶۲۹ حلقه چاه حفر شده است (سازمان مدیریت منابع آب، ۱۳۸۹). پراکنش این چاه‌ها حاکی از این است که تعداد قابل توجهی از این چاه‌ها در حاشیه‌ی دریاچه‌ی پریشان حفر شده است. به این صورت عامل تشدیدکننده‌ی تغییرات آبهای زیرزمینی عامل آن‌تروپوژنیک است. شیفت ناگهانی و شدید مقادیر $\delta C^{13} carb$ در زون سوم نشان‌دهنده‌ی کاهش شدید

افزایش تدریجی مقادیر $\delta O^{18} carb$ در طی دوره مطالعاتی دریاچه‌ی پریشان حاکی از یک روند خشکی ضعیف در منطقه است. در بخش پایانی دوره‌ی مطالعاتی برابر با زون سوم مقادیر ایزوتوپ کربن تغییرات $\delta O^{18} carb$ بیشتر نشان‌دهنده‌ی تأثیر عوامل انسانی است تا فاکتورهای محیطی در سر تا سر دوره‌ی مطالعاتی، تغییرات شدیدی در مقادیر ورودی و خروجی دریاچه مشاهده نمی‌شود.

برخلاف این، مقادیر $\delta C^{13} carb$ در طی دوره‌ی مطالعاتی، تغییرات شدیدتری را نشان می‌دهد. بررسی نتایج ایزوتوپ کربن نشان می‌دهد که تغییرات اصلی مقادیر $\delta C^{13} carb$ دریاچه‌ی پریشان در نتیجه تغییرات تغذیه آبهای زیرزمینی دریاچه رخ داده است. تغییرات تغذیه آبهای زیرزمینی در منطقه هماهنگی غیر عادی را با روند خشکسالی منطقه نشان می‌دهد چرا

منابع

۱- آقانباتی، سیدعلی (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران، وزارت صنایع و معادن. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدن کشور.

۲- سازمان مدیریت منابع آب (۱۳۸۹).

۳- شهرابی، مصطفی (۱۳۷۳). زمین‌شناسی ایران (دریاها و دریاچه‌ها)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

۴- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۸۲). شناسایی رژیم‌های بارشی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۵۲.

- 5- Andrews, J.E., Riding, R., Dennis, P.E. (1997). The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 129.
- 6- Eastwood J., Warran, Melanie J., Leng, Neil Robert and Basil Davis (2007). Holocene climate change in the eastern Mediterranean region; a comparison of stable isotope and pollen data from Lake Göllüdere, southwest Turkey, *Journal of Quaternary Science* 22(4).
- 7- Editorial (2008). Lake system; sedimentary archives of climate change and tectonics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259.
- 8- Fan, Majie. David L. Dettman, Chunhui Song, Xiaomin Fang, Carmala N. Garzione (2007). Climatic variation in the Linxia basin, NE Tibetan Plateau, from 13.1 to 4.3 Ma: The stable isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247.
- 9- Gates, David Murray (1993). Climate change and its biological consequences. Sunderland, Mass; Sinauer Associates 551. 6973.G259C.

تغذیه‌های زیرزمینی در حوالی قرن اخیر است. به نظر می‌رسد که این دوره همراه با اضافه شدن سیستم چاه و برداشت بیشتر آب‌های زیرزمینی باشد. بعد از این دوره با توجه به همبستگی بالای مقادیر $\delta^{13}C_{carb}$ و $\delta^{18}O_{carb}$ دریاچه تقریباً شرایط کاملاً بسته‌ای را تجربه کرده است و مقادیر اصلی ورودی دریاچه از بارش و تبخیر نشأت گرفته است. در این دوره تبخیر شدید سطحی آب دریاچه کنترل‌کننده هر دوی مقادیر $\delta^{13}C_{carb}$ و $\delta^{18}O_{carb}$ بوده است این باعث شده که مقادیر $\delta^{13}C_{carb}$ در این دوره در تبادل با CO_2 جو قرار گیرند.

تشکر و قدردانی

باتشکر فراوان از دکتر مارک ابوت از گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیتزبورگ جهت کمک در مراحل آزمایشگاهی و آماده‌سازی نمونه‌ها، دکتر سعید علی‌رضایی از گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی جهت هماهنگی با دانشگاه اتاوا و آنالیز ایزوتوپی نمونه‌ها، دکتر متیو جونز از گروه جغرافیای دانشگاه ناتینگهام و هاجر عسکری از دانشگاه آزاد واحد علوم تحقیقات جهت در اختیار گذاشتن اطلاعات مفید در مورد دریاچه، دکتر قاسم عزیزی جهت در اختیار گذاشتن دستگاه کورر و کارکنان پژوهشکده ابن‌سینا دانشگاه شهید بهشتی جهت کمک در عکس‌برداری از نمونه‌های میکروفسیل.

- 16- Stable Isotopes and mineral resource investigation and palaeoclimateic interpretation.
- 17- Talbot, M. R (1990). A review of the palaeohydrologocol interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lucustraine carbonates. chemical geology; Isotope geoscience section, volume 80, issue 4,1.
- 18- Tanner, H. Lawrence (2010). Chapter 4 continental carbonates as indicatores of palaeoclimate. Developing in sedimentology, volume 62.
- 19- Wang, R.L, S.C. Scarpitta, S.C. Zhang, M.P. Zheng (2002). Later Pleistocene/Holocene climate conditions of Qinghai^Xizhang Plateau (Tibet) based on carbon and oxygen stable isotopes of Zabuye Lake sediments. Earth and Planetary Science Letters 203.
- 20- Xu.Hai, Li Ai, Liangcheng Tan, Zhisheng An (2006). Stable isotopes in bulk carbonates and organic matter in recent sediments of Lake Qinghai and their climatic implications, Journal Chemical Geology. volume 235.
- 10- Griffiths, H (1998). Stable Isotopes; integration of biological, ecological and geochemical processes. oxford; Bios Scientific Publishers, 551.9 G855S.
- 11- Hoefs, Jochen (2004). Stable isotopes Geochimistry. Berlin; Springer. 551.9H693S
- 12- Jones, Matthew. Palaeoclimatic research within the Mamasani Archaeological Project. unpublished data
- 13- L.V. Benson, J.W. Burdett, M. Kashgarian, S.P. Lund,F.M. Philips, R.O. Rye (1996). Climatic and hydrological oscillationsin the Ownes Lake Basin, and adjacent Sierra Nevada,California, Science 274 746-749.
- 14- Leng.J .Melanie, and Jim D.Marshal (2004). Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives.Quaternary Science Reviews 23.
- 15- Li.H.c and Ku T.L(1997). δO^{18} - δC^{13} covariance as a palaeohydrogical indicator for closed-basin lakes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, volume 133, issues 1-2.