Archive of SID

بازسازی اقلیم دیرینه با استفاده ازایزوتوپهای محیطی (^{14}C, ^{13}C, ^{2}H, ^{18}O) شاخصی در تعیین منابع آبی فسیلی

علی میرعربی[۱]، حسین محمدزاده[۲]،حمیدرضا ناصری[۳]

۱- کارشناس منابع آب، شرکت مدیریت منابع اب ایران

۲- دانشیار دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد

۳- دانشیار دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی

Alimirarab60@gmail.com

خلاصه

بررسی تغییرات آب و هوایی تعیین وجود و شدت دوره های مرطوب (پربارش) و خشک در دوران کواترنری یکی از شواهد مهم جهت شناسایی منابع آب فسیلی می باشد. قدرتمندترین ابزار برای مطالعات محیطی و تغییرات اقلیمی در عصرهای گذشته مطالعات تغییرات ایزوتوپ های محیطی (^{14}C, ^{13}C, ^{2}H, ^{18}O) می باشد. بیشترین مطالعات ایزوتوپی متوجه کربن (C^{12}/C^{13})اکسیژن (O^{16}/O^{18}) و هیدروژن(H/H^{2}) است که آثاری را در مواد آلی (گیاهان و جانوران) ، ترکیبات غیرآلی (آب،خاک،سنگها، فسیل...) و آبهای زیرزمینی بر جای میگذارند. در این مقاله سعی شده است با بررسی و ارزیابی ایزوتوپ های پایدار در سه محیط مختلف شامل آب زیرزمینی، رسوبات دریاچه ای و یخچال ها به دستیابی شرایط آب و هوایی دوران کواترنری و تعیین دوره های زمانی احتمال تشکیل آبهای فسیلی اقدام گردد. بررسی ها حاکی از آن است که استفاده از ایزوتوپهای موجود در سیستم آب زیرزمینی الگوی بارندگی و شرایط آب و هوایی گذشته را با دقت بالاتری نشان می دهد.

کلمات کلیدی: اقلیم دیرینه، ایزوتوپ محیطی، آب فسیلی، رسوبات دریاچه ای، رسوبات یخچالی

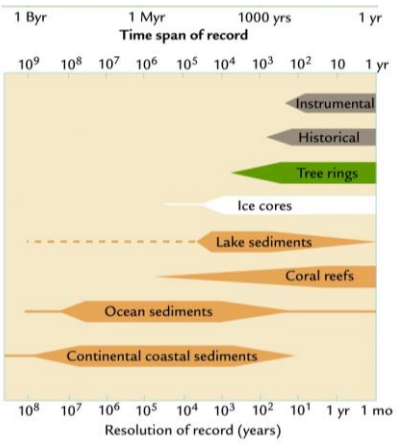
۱. مقدمه

منابع آب فسیلی، منابع آبی قدیمی یا خیلی قدیمی هستند که سنی بیش از چندین هزار سال را دارند و یک منبع آب زیرزمینی بسیار مهم تلقی می شوند. از مکانیسم های تشکیل آبهای فسیلی، محبوس شدن در بین لایه ها و منافذ سنگ ها و رسوبات می باشد که اصطلاحا به آنها آبهای فسیلی محبوس (connate water) گفته می‌شود. مهمترین روش جهت تشخیص محل‌هایی که پتانسیل وجود تشکیل را دارند، بازسازی و شناسایی دوره‌های مرطوب (پربارش) و خشک در منطقه می باشد. امکان بازسازی و شناسایی دوره های مرطوب و خشک در رسوبات آواری و کربناته و متعاقبا زون های آبدار قدیمه در گستره زمانی از طریق مطالعات اقلیم دیرینه صورت می گیرد. بطور کلی می توان گفت که تغییرات اقلیمی در زمان های مختلف زمین شناسی سبب تشکیل دوره های مرطوب و خشک شده و در نتیجه سبب تشکیل آب ژرف محبوس در رسوبات از جمله آواری و کربناته می گردد. از این رو بدلیل تاثیر پذیری مستقیم تشکیل آبهای ژرف از تغییرات اقلیمی کواترنری و ماقبل، ضرورت دارد مطالعات اقلیم دیرینه در کنار مطالعات زمین شناسی و هیدروژئولوژی به درستی انجام پذیرد. با توجه به بازه زمانی مدنظر در بازسازی شرایط اقلیمی گذشته، راه‌های مختلفی برای شناسایی و تغییرات اقلیم گذشته وجود دارد (شکل۱). برای بازسازی شرایط اقلیمی تا حداکثر هزار سال از دوایر تنه درختان استفاده کرد و با مطالعه مغزه‌های یخچالی، رسوبات دریاچه ای، ریف‌های مرجانی می‌توان تا دوره هولوسن را بازسازی اقلیمی نمود. از طریق رسوبات دریایی و اقیانوسی، بازسازی بازه‌های زمانی بسیار وسیع و نیز تغییرات ناگهانی اقلیمی قابل انجام است13]. بطور کلی بخش وسیعی از مطالعه نوسانات و تغییرات اقلیم گذشته بر پایه داده‌های نوین بدست آمده از شواهد زمین شناسی به ویژه مطالعه رسوبات کف اقیانوس ها، مطالعات ایزوتوپی، بررسی مغزه‌های یخی ، مطالعه گرده‌های گیاهان و بررسی های ژئوشیمیایی است.

www.SID.ir

Archive of SID

جهت بازسازی شرایط اقلیمی دوران کواترنری روش‌های مختلفی از جمله لس‌ها[3]، دیرینه مغناطیس[1] و ترکیبات ایزوتوپی امکان پذیر است. با توجه به تاثیرپذیری مستقیم مقادیر ترکیب ایزوتوپ‌های محیطی از شرایط اقلیمی، استفاده از ایزوتوپ‌های محیطی در بازسازی اقلیمی گذشته و تشخیص دوره‌های گرم،خشک، سرد و مرطوب یک روش بسیار دقیق محسوب می‌گردد. مطالعات ایزوتوپی فراوانی به منظور تشخیص محل‌های احتمالی وجود آب فسیلی با تعیین دوره های پربارش و خشک در دوران کواترنری انجم در سطح دنیا شده است. ابل و هولزمن (۲۰۰۰) از طریق بررسی های ایزوتوپی بر روی نرم تنان سکانس های رسوبی دوران کواترنری توانستند دوره های مرطوب و پربارش دوران کواترنری را تشخیص داده و بر این اساس، موفق به شناسایی منابع آب فسیلی در منطقه شمالغرب سودان شدند. زواری و همکاران (۲۰۰۲) به بررسی های ایزوتوپی رسوبات رودخانه ای در نه منطقه از حوضه مکناسی در مرکز تونس از جمله صحرای لبن و بن سلان پرداخته و دوره های مرطوب در دوران هولوسن را تشخیص دادند. مقیمی و همکاران (۱۳۸۹) از طریق آنالیز و مطالعه ایزوتوپ اکسیژن به بررسی دیرینه اقلیم در دریاچه دشت ارژن فارس پرداختند و سیستم هیدرولوژیکی و آب و هوایی دریاچه را در دوره کواترنری را بازسازی نمودند. این مقاله با هدف بیان نحوه استفاده از ایزوتوپ‌های محیطی (^{14}C, ^{13}C, ^{2}H, ^{18}O) در مطالعات دیرینه اقلیم در سه محیط مختلف از جمله آب زیرزمینی، رسوبات دریاچه ای و یخچال ها جهت دست یابی به اطلاعات ارزشمند اقلیمی گذشته و تعیین محل های احتمالی آبهای فسیلی محبوس ارائه می گردد.



شکل ۱) روش های مختلف بازسازی اقلیم گذشته دربازهای زمانی مختلف[12]

۲. بازسازی شرایط اقلیمی با ترکیبات ایزوتوپی آبهای زیرزمینی

ایزوتوپ‌های پایدار آب های فسیلی (^{18}O و دوتریم) قادر هستند شرایط جوی زمان تشکیل خود را نشان دهند. بنابراین این ایزوتوپ ها می‌توانند در جهت آشکارسازی سن، منشأ و شرایط تشکیل آب‌های زیرزمینی بسیار مفید واقع شوند. ترکیب ایزوتوپی کربن ۱۳ اطلاعات مفیدی مربوط به اندرکنش بین ماتریکس و آب زیرزمینی و نوع گیاهان رشد یافته در زمان تشکیل آبخوان ارائه می‌کند[13]. از منابع آب‌های زیرزمینی عمیق یا آبخوان‌های تحت فشار که تغذیه مستقیم از نزولات جوی نداشته یا بسیار کم دارند، بدلیل زمان ماندگاری زیاد می تواند جهت بازسازی شرایط اقلیمی گذشته استفاده - گردد[8]. بدین منظور، نمونه برداری ایزوتوپی بایستی از عمق‌های مختلف (در آبخوان‌های تک لایه و عمیق) و از لایه‌های آبدار مختلف (در آبخوان-های چند لایه) انجام گیرد.

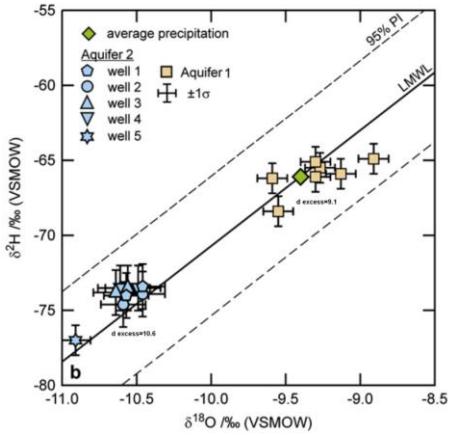
علاوه بر استفاده از مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار، جهت تکمیل اطلاعات از جمله سن مطلق آب زیرزمینی و اندرکنش بین آب سطحی و زیرزمینی از رادیو ایزوتوپ ها مثل کربن ۱۴ (با نیمه عمر ۵۷۳۰ سال) و تریتیوم (با نیمه عمر ۲.۵ سال) استفاده می‌گردد[13]. تعیین سن با کربن ۱۴ از طریق میزان کربن غیرآلی محلول (DIC) انجام می‌گردد. البته باید توجه داشت که تعیین سن مطلق از طریق کربن ۱۴ باید با دقت بالا و بر اساس مدل‌های مختلف تعیین سن مثل فونتز و گارنیر[6] تصحیح گردند. با توجه به وجود فرآیندهای مختلف شیمیایی در آب زیرزمینی، میزان اولیه DIC می‌تواند دچار تغییرات زیاد با گذشت زمان گردد. از این رو، معمولا در مطالعات سن یابی با استفاده از کربن معمولا فرض می‌شود که تغییر غلظت و ایزوتوپ کربن ۱۴ DIC از

www.SID.ir

Archive of SID

مسیر تغذیه تاتخلیه و در محیط آبخوان رخ نداده و کربن مرده نیز به سیستم اضافه نشده و کاهش کربن ۱۴ صرفا مربوط به نیمه عمر کربن می باشد. از روی مقدار کربن ۱۳ می توان به شرایط رشد و نوع گیاهان در زمان تشکیل پی برد. غنی بودن مقدار کربن ۱۳ ناشی از گیاهان C4 (C4 نشان‌دهنده شرایط آب و هوایی گرم و خشک)و تهی بودن کربن ۱۳ انعکاس دهنده منشاکربن غیرآلی (براثر وجود دی اکسید کربن از گیاهان در الگوی رشدC3- آب و هوای مرطوب)) می‌باشد.

ایزوتوپ‌های آب (^{2}Hو^{18}O) با میزان دمای سطحی هوا رابطه بسیار قوی دارند. بدین معنا که با کاهش دمای سطحی هوا در زمان تشکیل مقادیر ایزوتوپی آب کاهش می‌یابد (آب سبک می‌باشد) و با افزایش درجه حرارت آب سنگین تر تشکیل می‌گردد. با تهیه و ترسیم خط متئوریک محلی (LWML) و قرار دادن نمونه‌های منابع آب زیرزمینی بر روی آن می‌توان آبخوان‌های یک منطقه را به لحاظ شرایط تشکیل و مدت زمان ماندگاری آب در آن‌ها با هم مقایسه نمود. مثلا در شکل ۲ می‌توان دریافت که میزان تغذیه و زمان تشکیل دو آبخوان در منطقه مورد مطالعه بسیار متفاوت می‌باشد بطوری‌که ترکیب ایزوتوپی آبخوان شماره یک با متوسط ترکیب ایزوتوپی باران منطقه مشابه می‌باشد به همین دلیل می‌توان گفت که شرایط تشکیل این آبخوان شرایط آب و هوایی حال حاضر بوده است.ترکیب ایزوتوپی آبخوان شماره دو با متوسط ترکیب ایزوتوپی باران و ترکیب ایزوتوپی آبخوان شماره یک تفاوت دارد.با توجه به سبک بودن ترکیبات ایزوتوپی در آبخوان شماره دو، شرایط اقلیمی در زمان تشکیل آبخوان بسیار سردتر از عهد حاضر بوده است. از طرفی میانگین ترکیب ایزوتوپی این آبخوان کمی بالاتر از خط LWML و آبخوان شماره یک می‌باشد، یعنی مقدار دوتریم اضافه در آن کمی بیشتر از آبخوان شماره یک و بارندگی منطقه است. این بیانگر این است که میزان رطوبت کمتر در زمان تشکیل نسبت به زمان حاضر می-باشد که می‌توان گفت آبخوان شماره دو در شرایط آب و هوایی سرد وکمی خشک‌تر از عهد حاضر تشکیل شده است. با توجه به این‌که مقدار متوسط دوتریم اضافه هر دو آبخوان و باران نزدیک ۱۰‰ می‌باشد بنابراین منشا باران از اقیانوس اطلس می‌باشد. بطور کلی با بالا بودن مقدار دوتریم اضافه در هر دو آبخوان (۹.۱‰و۱۰.۶‰) می‌توان گفت که میزان رطوبت نسبی در منطقه بسیار پایین است و شرایط غیر تعادلی ایزوتوپی در محل منشا باران وجود دارد.

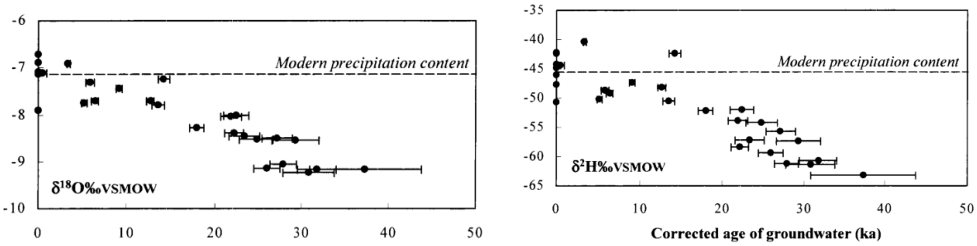


شکل۲) تغییرات مقادیر ایزوتوپی اکسیژن ۱۸و دوتریوم در دو آبخوان شماره یک (آزاد) وآبخوان شماره دو (تحت فشار)[14]

با ترسیم مقادیر ایزوتوپ پایدار بر روی بازه‌های زمانی بدست آمده از طریق سن یابی کربن ۱۴ می‌توان به اطلاعات با ارزشی از شرایط دیرینه اقلیم و مدت زمان ماندگاری آب در سیستم پی برد. با توجه به نمودار زیر می توان دریافت که ۱۵ تا ۳۵ هزار سال ترکیب ایزوتوپی آب بسیار سبک بوده است و این بیانگر وجود شرایط آب و هوایی بسیار سرد در زمان تشکیل آب بوده است.

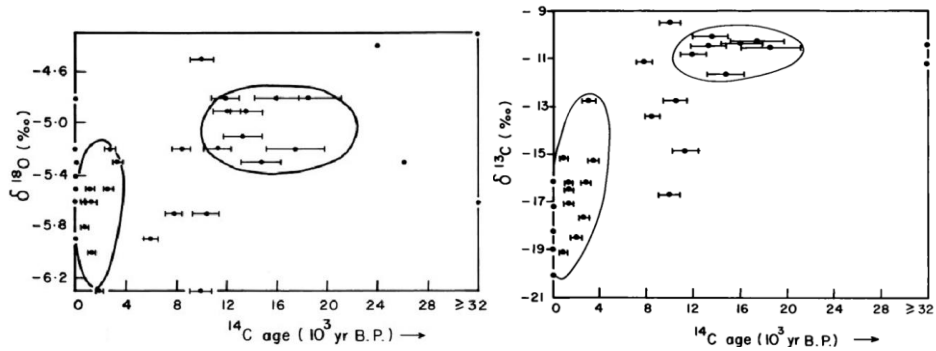
www.SID.ir

Archive of SID



شکل۳) سن‌یابی نمونه‌های ایزوتوپی از طریق کربن ١٤ و بررسی تغییرات ایزوتوپی δ18O و δ2H آن‌ها در مناطق حاره‌ای جنوب هند[7]

باید توجه داشت که رابطه ترکیب ایزوتوپی با میزان دمای سطحی هوا همیشه همبستگی ندارد. در آب و هوای حاره‌ای دمای سطحی هوا همیشه نمی‌تواند بیان کننده مقدار ایزوتوپی باران باشد. بطور مثال تغییرات فصلی $\delta^{18}O$در باران‌های هنگ کنگ از طریق شرایط حاره‌ای کنترل می‌شود و یک رابطه‌ای غیر همبستگی با دما دارد[6]. شکل ۳ مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در منابع آب زیرزمینی در مناطق حاره‌ای جنوب هند براساس تعیین سن کربن ۱۴ را نشان می‌دهد. با توجه به سبک تر بودن مقادیر ایزوتوپی در آب‌های قدیمی نسبت به آب‌های جدید، به اشتباه تفسیر می‌شود که در دوره‌های ۱۲ تا ۲۰ هزار سال پیش شرایط آب و هوایی سرد تر و مرطوب تر از آب و هوای عهد حاضر می‌باشد. اما با مطالعه و بررسی ترکیب ایزوتوپی $\delta^{13}C$ مشخص می گردد که شرایط آب و هوایی گذشته بسیار گرم و خشک بوده است نه سرد و مرطوب (شکل۴). کاهش $\delta^{13}C$ در دوره‌های عهدحاضر ناشی از رشد گیاهان C3 و افزایش pco_2 می‌باشد که در شرایط آب و هوایی مرطوب تشکیل شده است. بالا بودن مقدار $\delta^{13}C$ در حدود ۱۶ هزار سال پیش نیز در اثر رشد گیاهان نوع C_4 بوده است که در شرایط اقلیمی گرم و خشک رشد می کنند.



شکل٤) تغییرات δ13C و δ18O در آب و هوای حاره ای جنوب هند[6]

دوتریم اضافه(d) نیز یکی از پارامترهای مهم در تعیین شرایط آب و هوایی محل تشکیل باران (توده رطوبت) می‌باشد. علت ایجاد دوتریم اضافه مربوط به وجود شرایط غیر تعادلی ایزوتوپی در زمان تشکیل باران می‌باشد[7]. این شرایط غیر تعادلی باعث اختلاف بین میزان جدایش ایزوتوپی[20] اکسیژن ۱۸ و دوتریم می‌گردد. از عوامل موثر بر شرایط غیر تعادلی می توان به تبخیر، میزان رطوبت نسبی، سرعت باد، دمای سطحی در محل تشکیل توده رطوبت و همچنین تبخیر مجدد قطره باران در زمان بارندگی اشاره کرد. با محاسبه میزان دوتریم اضافه (رابطه ۱) نیز می‌توان به الگوی بارش و منبع تولید باران از زمان تشکیل آبخوان تاکنون پی برد. بطورکلی هرچه میزان رطوبت نسبی در منطقه منشا باران کمتر باشد میزان دوتریم اضافه در ریزش‌های جوی بیشتر و هر چه میزان رطوبت بیشتر باشد میزان دوتریم اضافه کمتر خواهد بود[11].

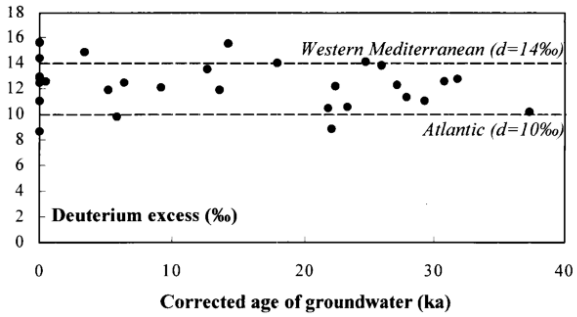
$$d\ excess = \delta D - 8\delta^{18}O$$ رابطه۱)

[20] fractionation

www.SID.ir

Archive of SID

از دوتریم اضافه می‌توان به اطلاعاتی با ارزشی از جمله محل منشا باران (توده رطوبت)، شرایط آب و هوایی (رطوبت نسبی، دما و تبخیر)، الگوی بارندگی دست پیدا نمود. بطور نمونه،بارندگی‌هاییکه از منطقه غرب مدیترانه منشا می‌گیرند میزان دوتریم اضافه آن‌ها حدود ۱۴‰ و باران‌هایی که از اقیانوس اطلس تشکیل می‌گردند دارای ۱۰‰ می‌باشند. شکل ۵ نشان می‌دهد که الگوی بارندگی و شرایط رطوبت نسبی در منطقه از ۴۰ هزار سال پیش (دوره یخچالی و میان یخچالی) تا کنون پایدار بوده و تغییری نکرده است و بارندگی‌های منطقه تحت تاثیر توده هوایی مدیترانه و اقیانوس اطلس می‌باشد.



شکل۵) تغییرات دوتریوم اضافه در طی ۴۰ هزار سال در منطقه غرب مدیترانه[7]

۳. ترکیبات ایزوتوپی در رسوبات دریاچه ای:

یکی از روش‌های برای کشف شرایط محیطی دوره‌های پیشین، بررسی رسوبات دریاچه‌ای است. از آنجائی که رسوبات دریاچه‌ای علاوه برمتابولیسم خود دریاچه ازحمل مواد رسوبی بالادست حوضه توسط رودخانه‌ها تشکیل می‌شود، بنابراین می‌تواند شرایط محیطی اطراف دریاچه را نیزنشان دهد. جهت مطالعه ایزوتوپ‌های پایدارکربن و اکسیژن کربنات‌های دریاچه‌ای ابتدا شناخت کامل فاکتورهای مؤثر بر تغییرات مقادیر و شناخت ارتباط مقادیر ایزوتوپی ضروری است[1]. در محیط‌های دریاچه‌ای عوامل مختلف می‌تواند تعیین کننده نوسانات ایزوتوپ اکسیژن رسوبات دریاچه‌ای باشد، که مهمترین این عوامل می‌توانند شامل منشأ مواد، دمای آب، دوره اقامت و مقادیر ورودی و خروجی دریاچه باشد. با بررسی‌های ایزوتوپی نیز می‌توان به بسته یا باز بودن سیستم هیدرولوژیکی دریاچه در دوران‌های مختلف پی برد[2]. در سیستم‌های هیدرولوژیکی باز ترکیب ایزوتوپ اکسیژن آب دریاچه، ترکیبات ایزوتوپی مقادیر بارش (برف و باران) دریاچه را منعکس می‌کند. 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. در بیشتر مواردمقادیر کم $\delta^{18}O$دریاچه‌ها نشان‌دهنده سیستم باز و مقادیر بالا نشان‌گر سیستم‌های بسته بوده است[4].

در مورد ایزوتوپ کربن عوامل مهم مؤثر بر مقدار$\delta^{13}C$ غیر آلی محلول آب دریاچه عموماً ایزوتوپ $\delta^{13}C$ غیر آلی محلول آب ورودی دریاچه‌ها، تبادلات CO_2 با آب دریاچه، تنفس و فتوسنتز گیاهان آبزی داخل دریاچه‌ها هستند.در محیط‌های دریاچه‌های با سیستم‌های هیدرولوژیکی بسته به ویژه در حوضه‌های غیرکارستیک مقادیر بالای$\delta^{13}C$ نشان‌دهنده درجات مختلفی از موازنه ایزوتوپ کربن۱۳ غیر آلی محلول (DIC) با CO_2 جو می‌باشد. در طی تبخیرهای شدید آب دریاچه‌ها به صورت ترجیح $^{12}CO_2$ را به اتمسفر آزاد خواهدکرد و در نتیجه$\delta^{13}C$ غیر آلی محلول(DIC) دریاچه‌ها غنی‌تر می‌شود. تحت شرایط موازنه CO_2 جو با $\delta^{13}C$آب دریاچه، آب دریاچه‌ها عموماً مقادیری بین ۱+ تا ۳+ تجربه خواهند کرد.علاوه بر فاکتورهای مؤثر بر مقادیر ایزوتوپیکربن و اکسیژن به صورت جداگانه ارتباط بین این مقادیر در سیستم‌های دریاچه‌ای اطلاعات ارزشمندی را در مورد تاریخچه هیدرولوژیکی دریاچه ارائه می‌دهد[2].

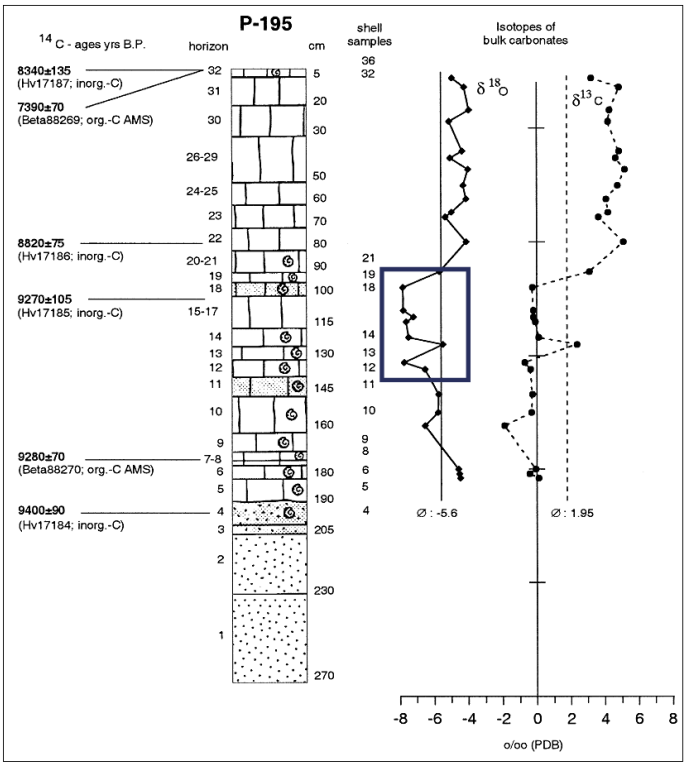
جهت مطالعات ایزوتوپی رسوبات دریاچه‌ای بترتیب مراحل مغزه‌گیری از رسوبات، تقسیم کردن مغزه با افق های مختلف ، آماده سازی نمونه‌ها (شامل شستشو، خشک کردن، الک و جدایش و شمارش فسیل‌ها مثل حلزون‌ها، استراکودها، گا ستروپودها در هر افق)، اندازه‌گیری ترکیبات$\delta13C$ و$\delta18O$ پوسته فسیل‌های موجود در هر افق، اندازه گیری ترکیبات ایزوتوپی ناپایدارکربن۱۴در بخش‌هایی از مغزه، تعیین سن سنجی کربن ۱۴ با توجه به مدل‌های مختلف سن سنجی،ترسیم استراتیگرافی مقادیر ایزوتوپی$\delta^{13}C$ و$\delta^{18}O$ و در انتها تفسیر شرایط حاکم در زمان رسوبگذاری در دریاچه می‌باشد.

www.SID.ir

Archive of SID

وجود آب و هوای گرم باعث افزایش شدت تبخیر از سطح دریاچه می‌گردد و این امر منجر به غنی‌ترشدن آب دریاچه وبه دنبال آن کربنات‌ها از ترکیب ایزوتوپی $\delta^{18}O$ غنی می‌گردند. در شرایط آب و هوایی مرطوب بدلیل تبخیر کمتر از سطح دریاچه مقادیر ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ به مراتب کمتر از دوره خشک و گرم خواهد بود. درمحیط‌های دریاچه‌ای مقادیر کربن ۱۳ عموماً درارتباط فتوسنتز ارگانیسم های دریاچه، تبادل با دی‌اکسید کربن جووآب‌های ورودی دریاچه شکل می‌گیرد. از این رو با ترسیم استراتیگرافی مقادیرایزوتوپی کربن واکسیژن می‌توان شرایط آب و هوایی گذشته حاکم بر دریاچه رو مورد بررسی قرار داد[5].

میزان ارتباط و همبستگی مقادیرایزوتوپی کربن واکسیژن در داده‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد. پایین بودن این همبستگی حاکی از این است که عوامل مشترکی برروی این مقادیر ایزوتوپی کربن واکسیژن تأثیرنداشته‌اند. درواقع دردریاچه‌های بسته، پایین بودن این همبستگی به علت تبادل مقدار کربن ۱۳ با میزان زیاد آب ورودی (تغذیه) آب‌های زیرزمینی به دریاچه و تغییر مقدار اکسیژن ۱۸ ناشی از تغییرات نسبت بارش به تبخیر می‌باشد. همبستگی بالا نشان می‌دهد که عامل مشترکی بر روی مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن تاثیر دارد که اگر مقادیر ایزوتوپی این دو عنصر بالا باشد بی‌شک عوامل مشترک تبخیر بوده که باعث غنی شدن اکسیژن ۱۸ در رسوبات و غنی شدن کربن ۱۳ در اثر تبادل با CO_2 جو می‌باشد.



شکل٦) استراتیگرافی، کربن ۱۳ و اکسیژن ۱۸ رسوبات دریاچه ای[5]

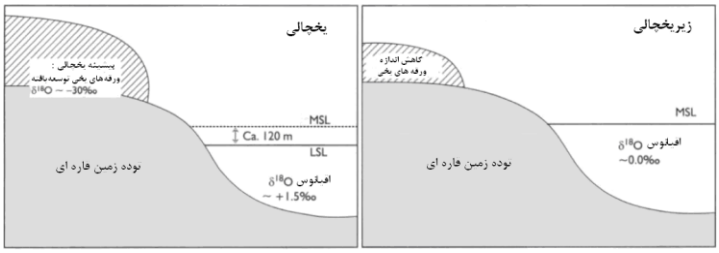
۴. بازسازی اقلیم کواترنری با ایزوتوپهای رسوبات یخچالی:

با آنالیز نمونه‌های یخچالی، در نواحی مرتفع و با عرض جغرافیایی بالا که ذوب یخ بسیار کم یا اصلاً روی نمی‌دهد، می‌توان اطلاعات ارزشمندی را مربوط به محیط های دیرینه همچون شرایط اقلیمی نوع ترکیبات جوی در گذشته به دست آورد. با استفاده از تغییرات ایزوتوپ پایدار در نواحی عمیق نمونه یخی، می‌توان الگو و دامنه تغییرات اقلیمی گذشته را بازسازی کرد. با توجه به وابستگی فرایند تفریق ایزوتوپی به دما، وجود نوسانات ایزوتوپ‌ها به طور عمده بیانگر تغییرات دما در مقیاس جهانی است. از ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و دوتریم موجود در یخ یخچال‌ها می‌توان برای بازسازی وضعیت دما

www.SID.ir

Archive of SID

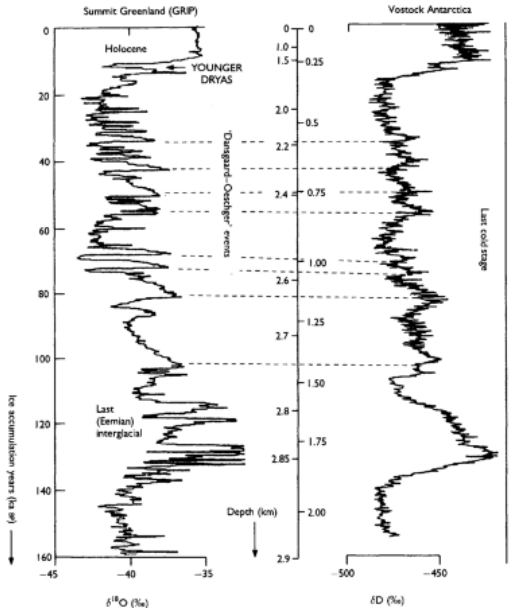
در گذشته استفاده نمود. در صورتی که تغییرات فصلی تغییرات ۱۵ درصدی در ترکیب ایزوتوپی را شامل شوند آن‌گاه می توان براحتی اندازه‌گیری‌های دقیق ایزوتوپ اکسیژن و دوتریم تغییرات فصلی را شناسایی و مورد مطالعه قرار داد[9]. ترکیبات ایزوتوپی بارندگی‌های صورت‌گرفته روی یخچال‌ها و ورقه‌های یخی بستگی‌به تاریخچه چرخه هیدرولوژیکی دارد. ترکیب ایزوتوپی بارندگی به نوعی منعکس‌کننده میزان دما در زمان وقوع بارندگی است (شکل۷) و اندازه‌گیری‌های انجام شده نشان‌دهنده وجود همبستگی بالا بین دما و میزان ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و دوتریم است.



شکل۷)تغییرات در نسبت ایزوتوپ اکسیژن سطح آب در دوره حداکثر یخچالی و دوره میان‌یخچالی [9]

در مطالعات یخچال معمولا با افزایش عمق میزان دامنه تغییرات $\delta^{18}O$ کاهش می‌یابد (بعلت پدیده پخش). اما با این حال از طریق تغییرات اکسیژن ۱۸ در مغزه‌های یخی عمیق می‌توان وقوع تغییرات چشمگیری در ۱۶۰ هزار سال را نیز شناسایی کرد.[9]

از مهمترین مناطقی که از مطالعات ایزوتوپی در یخچال جهت تعیین شرایط اقلیمی گذشته استفاده شده است گرینلند (قطب شمال) و وستوک (قطب جنوب) می‌باشد. شواهد به دست آمده از نمونه‌گیری‌های نواحی مرکزی گرینلند (شکل۸) به طور واضح بیانگر وقوع نوسانات قابل‌ملاحظه و ناگهانی، با شدت استثنایی طی ۱۱۰ هزار سال گذشته است. میزان تغییرات ایزوتوپ دوتریم متناسب با تغییرات ایزوتوپی اکسیژن می‌باشد. براساس مطالعات انجام شده پروفیل دوتریوم تهیه‌شده از نمونه یخی وستوک واقع در قطب جنوب تغییراتی مشابه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در گرینلند دارد[10].



شکل۸) تغییرات ایزوتوپ پایدار اکسیژن طی ۱۶۰ هزار سال گذشته از یخ گرینلند، و نسبت‌های دتریوم در نمونه وستوک در قطب جنوب [9]

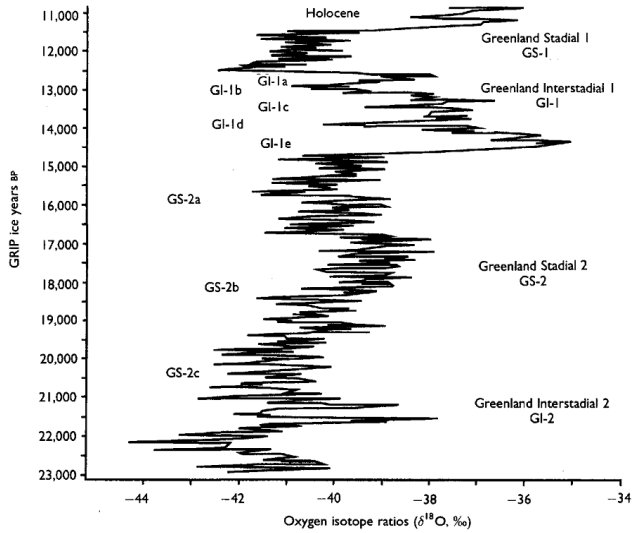
با توجه به وابستگی فرایند تفریق ایزوتوپی به دما، وجود نوسانات ایزوتوپها به طور عمده بیانگر تغییرات دما در مقیاس جهانی است. بطور کلی نمودارهای استراتیگرافی ایزوتوپی یخچال‌ها به طور کلی وضعیتی مشابه با نمودارهای استراتیگرافی ایزوتوپی نمونه‌های عمیق اقیانوسی دارند. دوره‌های ایمین و

www.SID.ir

Archive of SID

هولوسن به راحتی از اطلاعات به دست آمده، قابل شناسایی است. برآورد سری زمانی دما با استفاده از داده‌های ثبت شده از ایزوتوپ پایدار به راحتی امکان‌پذیر نیست. این مسئله به خصوص برای برآورد دما در سال‌های قدیمی‌تر به علت تغییر شکل یخچال‌ها و انتقال جریان یخ از دیگر مناطق، بیشتر اهمیت دارد. مقادیر $\delta^{18}O$ تهیه شده از نمونه‌های یخی GRIP نوسانات متعددی با فرکانس بالا مربوط به زمان‌های پس از دوره میان‌یخچالی ایمین به چشم می‌خورد. بین سال‌های ۸۰ هزار و ۲۰ هزارBP حدود ۲۰ واقعه اینترستیدیال[۲۱] ثبت شده است که از این وقایع می‌توان به تغییرات ناگهانی دما حدود ۵ تا ۸ درجه سانتی گراد پی برد. این وقایع، موسوم به دنسگارد ـ اشگر[۲۲] در طول ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ سال ادامه داشته‌اند. وقایع یادشده را می‌توان به مکانیزم‌های موسوم به بازخورد، شامل نوسانات ورقه‌های یخی یا یخچالی، تغییرات سیستم اقیانوسی یا نوسانات چرخه جوی مربوط دانست.(شکل ۹).

بین سال‌های حدوداً ۷۵ هزار تا ۱۱۶۵، تغییرات ناگهانی بین مقادیر متوسط اینترستیدیال و مقادیر پایین استیدیال در اطلاعات ثبت شده از ایزوتوپ اکسیژن به چشم می‌خورد. آنالیز طیفی سیگنال تغییرات ایزوتوپ ناشی از دما بیانگر وقوع تغییر اقلیم با دوره بازگشت‌های بسیار بالا؛ یعنی حدود ۱۵۰۰ تا ۴ هزار سال است. نوساناتی مشابه با نوسانات مشاهده‌شده در سیگنال ایزوتوپ اکسیژن نمونه یخی گرینلند در سایر مناطق نیز گزارش شده است. بنابراین می‌توان گفت سیگنال اکسیژن مربوط به نمونه گرینلند منعکس‌کننده آثار ناشی از یک واقعه تغییر اقلیم در مقیاس منطقه‌ای یا جهانی است. در دوران هولوسن میانگین مقادیر ایزوتوپی نسبتاً ثابت و دوره تغییرات حدود ۶/۳، ۱۱ و ۲۱۰ ساله است. نوسانات ۲۱ و ۱۱ساله در اطلاعات مربوط به ایزوتوپ‌های کازموجنیک[۲۳] Be^{10} و C^{14} بیانگر تغییرات تابش خورشیدی، نیز قابل رویت است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که تابش خورشیدی مهم‌ترین عامل وقوع تغییرات با دوره‌های بازگشت مذکور است. آثار مربوط به سرد شدن فوران‌های آتشفشانی نیز در سیگنال ایزوتوپ اکسیژن ثبت شده؛ اما اثر آنها بسیار ناچیز است و نمی‌توان فوران‌های آتشفشانی را از عوامل تأثیرگذار بر تغییر اقلیم برشمرد



شکل۹) استراتیگرافی اکسیین ۱۸ در لایه های یخ گرینلند بین ۱۱ تا ۲۳ هزار سال قبل با استیدیال و انیترسیدیتال های شناسایی شده[9]

۲۱ Interstadial؛ اینترستیدیال به دوره‌ای گرم‌تر در یک دوره یخچالی شدن، با شدت و مدتی کوتاه‌تر از یک دوره اینترگلاشیال گفته می‌شود.

۲۲ Dansgaard-Oeschger؛ به نوسانات شدید اقلیمی که در طول "آخرین دوره یخچالی" ۲۵ مرتبه روی داده اند اطلاق می‌شود.

۲۳ Cosmogenic isotopes؛ ایزوتوپ‌های کم‌یابی هستند که در اثر تعامل یک تشعشع کیهانی با انرژی بالا با هسته‌های یک اتم حاصل می‌شوند. اینگونه ایزوتوپ‌ها درون اجسامی چون سنگ‌ها، خاک، جو زمین و یا اجسام خارجی چون شهاب سنگ‌ها یافت می‌شوند

www.SID.ir

Archive of SID

۵. نتیجه گیری:

بازسازی شرایط اقلیمی دوران کواترنری به جهت مطالعات هواشناسی،ژئومورفولوژی، شناسایی منابع آبی جدید مورد استفاده قرار می‌گیرد. بدلیل تاثیر پذیری مستقیم مقادیر ترکیب ایزوتوپ‌های محیطی (^{14}C, ^{13}C, ^{2}H, ^{18}O) از شرایط اقلیمی، استفاده از ایزوتوپ‌های محیطی در باز سازی اقلیمی گذشته یک ابزار قدرتمند و دقیق محسوب می‌گردد. با بررسی و ارزیابی ترکیب ایزوتوپی های محیطی آب های زیرزمینی، رسوبات دریاچه ای و یخچال‌ها، می توان میان دوره‌های یخچالی(سرد و خشک)، میان یخچالی (گرم و مربوط) تا دوران کواترنری را تشخیص داد. معمولا از یخچال‌ها برای تعیین دمای محیط در زمان تشکیل و تغییرات جزئی آب و هوایی، از رسوبات دریاچه‌ای جهت تعیین سیستم هیدرولوژیکی و از آب زیرزمینی جهت تعیین شرایط آب و هوایی و الگوی بارندگی استفاده می‌گردد. بطور کلی استفاده از پروکسی آب زیرزمینی بدلیل عدم انجام مراحل آماده سازی (از جمله مغزه گیری، جدایش رسوبات و فسیل ها) و تهیه استراتیگرافی ایزوتوپی روش بسیار کم هزینه‌تر می باشد.

۶. منابع:

۱. تقوی،ل.، و طیبی،ص. (۱۳۹۲)تحلیل اقلیم دیرینه بخش شمالی تالاب گاوخونی با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، فصلنامه علمی پژوهشی اکوبیولوژی تالاب- دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، شماره ۱۶

۲. لشگری،ح.، وسادات حسینی،ز. (۱۳۹۰) تحلیل دیرینه اقلیم دریاچه دشت ارژن فارس با استفاده از آنالیز ایزوتوپ اکسیژن،نشریه پژوهشهای اقلیم شناسی،شماره هفتم و هشتم

۳. لطیف،م. (۱۳۸۲) پراکندگی، منشأ، سن و آثار دیرینه اقلیم لُسها درشمال مرکزی ایران، مجله جغرافیا و توسعه

۴. نورالهی،د. ، و لشگری،ح. (۱۳۹۱) مدل سازی دیرینه اقلیم براساس مقایسه استناد ایزوتوپی در دریاچه پریشان، جغرافیاوتوسعه، شماره۲۹

5. Abell,P., &Hoelzmann,P. (2000). Holocene palaeoclimates in northwestern Sudan: stable isotope studies on molluscs, Global and Planetary Change 26 2000 1–12ry research , No.50, 252-260
6. Balbir,S., &Dontiredy,V.(1996). Isotope fingerprintts of paleoclimates during the last 30000 years in deep confined geoundwater of southern india, Quaterna
7. Huneau,F., &Blavoux, B.(2004).plaeogeaiundwater of the valreasmiocene aquifer as archives of tehholocene transition in the western mediterrane region, IAEA-CN-80/24
8. Krishnamurthy, R.V., &DeNiro, J.M., and Pant, R. K. (1982). Isotope evidencefor Pleistocene climatic changes in Kashmir, India. Nature 298, 640–641.
9. Nesje, A. , &Dahl, S. O. 2000. Glaciers and Environmental Change. Oxford University
10. Grootes, P., &Stuiver, M. 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and with 10−3- to 105-year year time resolution. Journal of Geophysical
11. pang,H., &He, y., zhang,Z,.2004,the origin of summer monsoon rainfall at new delhi by deuterium excess, hydrology and earth system science, 8(1),115-118
12. Raymond S., 1999,Paleoclimatology Reconstructing Climates oftheQuaternary,Second Edition, Academic Press
13. Thomas, M. 1999, Principles ofPaleoclimatology, Columbia University Press
14. van Geldern ,R. &Baier ,A. &Subert ,H. 2014, Pleistocene paleo-groundwater as a pristine fresh water resource in southern Germany – evidence from stable and radiogenic isotopes,Science of the Total Environment 496 (2014) 107–115
15. Zouari, K. & Chkir, N. & Ouda, B. 2002, Paleoclimatology variations in Maknassy Basin during the holocene period using multidisciplinary approaches, IAEA-CN-

www.SID.ir