

## کاربرد ایزوتوپ های پایدار اکسیژن ۱۸ و دوتریم در مطالعات هیدرولوژی آبهای سطحی

حیدر زارعی<sup>۱</sup>، علی محمد آخوندعلی<sup>۲</sup>، حسین محمدزاده<sup>۳</sup>، فریدون رادمش<sup>۴</sup>

۱- استادیار دانشکده مهندسی و علوم آب دانشگاه شهید چمران

۲- استاد دانشکده مهندسی و علوم آب دانشگاه شهید چمران

۳- استادیار گروه زمین شناسی و مرکز تحقیقات آب زیرزمینی دانشگاه فردوسی مشهد

[zareih@scu.ac.ir](mailto:zareih@scu.ac.ir)

### خلاصه

از آنجایی که بکارگیری روش های هیدرولوژیکی معمول در آب های سطحی راحت تر می باشد، دامنه کاربرد ایزوتوپ در هیدروژی آب های سطحی به گستردگی کاربرد آن در منابع آب زیرزمینی نمی باشد. اما در برخی موارد، روش های مرسوم جوابگوی نیازهای مطالعاتی نمی باشد و لذا نیاز به استفاده از ابزار خاصی می باشد. علی رغم کاربردی قدرتمند، چرا هیدرولوژیست ها کمتر به استفاده از ایزوتوپ ها می پردازند؟ محتمل ترین تفسیر، ترس از ناشناخته ها و اصطلاحات مورد استفاده در این زمینه و نیز عدم آشنایی با کاربرد آن ها می باشد. در این مقاله به بررسی نقش موثر ایزوتوپ های پایدار اکسیژن و هیدروژن در بهبود کیفیت اندازه گیری ها یا تهیه اطلاعات اضافی که به روش های مرسوم عملی نبوده است، پرداخته شده و مواردی از کاربرد این ایزوتوپ ها و همچنین نتایج حاصل از استفاده از این ایزوتوپ ها در برخی مناطق دنیا ارائه گردیده است.

کلمات کلیدی: ایزوتوپ پایدار، اکسیژن ۱۸، دوتریم، هیدرولوژی

### ۱. مقدمه

امروزه تحقیقات در زمینه ایزوتوپ های محیطی اهمیت زیادی پیدا کرده است، زیرا این عناصر پیکره اصلی سیستم های هیدرولوژیکی، زمین شناسی و بیولوژیکی را تشکیل می دهند. بطور کلی روش های ردیابی از جدیدترین پیشرفت های علمی در مطالعه منابع آب هستند و می توانند استنباط و درک بهتری از چرخه آب و در نتیجه اطمینان به موفقیت در برنامه ریزی منابع آب و رسیدن به هدف را بدهند. از تمام روش های مورد استفاده در درک فرآیندهای هیدرولوژیکی در حوضه های کوچک، به کارگیری ردیاب ها - به خصوص ردیاب های ایزوتوپی - مفیدترین روش در ارائه بینشی جدید نسبت به فرآیندهای هیدرولوژیکی می باشند. علت آن تغییر پذیر آن ها در مقیاس کوچک تا بزرگ (حوضه آبریز) می باشد. برخلاف اندازه گیری های نقطه ای درون حوضه ای، مانند مواردی از قبیل میزان بارش، سطح آب و یا ترکیب آب های زیرزمینی، ردیاب های ایزوتوپی را می توان بدون برون یابی و یا پیش فرض های اضافی در ارتباط با رفتار حوضه استفاده کرد [۱، ۲]. ایزوتوپ ها در مقیاس حوضه آبریز قابل استفاده هستند (به عنوان مثال در تمام مولفه های چرخه هیدرولوژی وجود دارند). در دهه ۱۹۶۰ روش های ایزوتوپی به عنوان ابزار مکمل روش های متداول هیدرولوژیکی برای پاسخ به سوالاتی مانند هنگامی که باران می بارد آب کجا می رود، چه مسیری را طی می کند تا به آبراهه برسد و چه مدتی در حوضه جریان دارد، معرفی شدند [۳]. چنین تخمین هایی می تواند به بهبود درک ما از فرآیندها در مقیاس حوضه آبریز کمک کند [۴].

ایزوتوپ های اکسیژن و هیدروژن به عنوان تشکیل دهنده ملکول های آب ورودی به سیستم هیدرولوژیکی و هیدروژنولوژیکی از اهمیت زیادی برخوردار می باشند [۵]. هیدروژن دارای دو ایزوتوپ پایدار پروتیم ( $^1\text{H}$ ) با یک پروتون، دوتریم ( $^2\text{H}$  یا  $\text{D}$ ) یک پروتون و یک نوترون و یک ایزوتوپ رادیواکتیو به نام تریتیم ( $^3\text{H}$  یا  $\text{T}$ ) با یک پروتون و دو نوترون می باشد. درصد ایزوتوپ های موجود در طبیعت برای هیدروژن، دوتریم و تریتیم به ترتیب ۹۹/۹۸۴، ۰/۰۱۶ و ۰/۰۰۰۰۵ درصد از کل ایزوتوپ های هیدروژن می باشد [۶، ۷]. ایزوتوپ های اکسیژن شامل اکسیژن معمولی ( $^{16}\text{O}$ )، با هشت پروتون و هشت نوترون، اکسیژن سنگین ( $^{17}\text{O}$ )، با هشت پروتون و نه نوترون و اکسیژن خیلی سنگین ( $^{18}\text{O}$ )، با هشت پروتون و ده نوترون می باشد. درصد ایزوتوپ های پایدار موجود در طبیعت برای اکسیژن ۱۶، ۱۷ و ۱۸ به ترتیب ۹۹/۷۶، ۰/۰۴ و ۰/۲۰ درصد از کل ایزوتوپ های پایدار اکسیژن می باشد [۶، ۷]. با توجه به وجود ایزوتوپ های مختلف هیدروژن و اکسیژن در ملکول های آب، ۹ مولکول آب با محتوای ایزوتوپی

مختلف در طبیعت وجود دارد که تنها غلظت سه مولکول از آن‌ها به راحتی قابل تشخیص است؛ آب سبک با ترکیب (H<sub>2</sub><sup>16</sup>O) بطور معمول و آب سنگین با دو ترکیب (HD<sup>16</sup>O) و (H<sub>2</sub><sup>18</sup>O) به صورت نادر در طبیعت یافت می‌شوند [۷، ۸].  
محتوای ایزوتوپی مواد (از جمله آب) را معمولاً با مقادیر تعریف شده دل‌تا به عنوان انحراف نسبی از میانگین استاندارد نمایش می‌دهند. دل‌تا از تقسیم میانگین استاندارد آب طبق روابط زیر بدست می‌آید [۸].

$$\delta \text{ ‰} = \frac{\alpha_{\text{sample}} - \alpha_{\text{standard}}}{\alpha_{\text{standard}}} \times 1000 \quad (1)$$

در حال حاضر میانگین استاندارد آب اقیانوس وین<sup>۱</sup> (VSMOW) به عنوان استاندارد برای محتوای ایزوتوپی آب توسط آژانس بین‌المللی انرژی اتمی اعلام شده است [۶]. آب با دوتریم و اکسیژن ۱۸ کمتر از میانگین استاندارد دارای مقدار δD و δ<sup>18</sup>O منفی و آب با دوتریم و اکسیژن ۱۸ بیش از میانگین استاندارد، دارای مقدار δD و δ<sup>18</sup>O مثبت می‌باشد. ترکیب ایزوتوپی توسط طیف‌سنجی جرمی تعیین می‌گردد و به صورت یک در هزار (۰/۱۰۰) بیان می‌گردد.

## ۲. پارامترهای تأثیرگذار در ترکیبات ایزوتوپ‌های بارش

اقیانوس‌ها به عنوان بزرگترین حجم آب بر روی زمین، دارای تغییرات بسیار اندکی در فراوانی ایزوتوپ‌های عناصرشان هستند، مقدار زیادی از این تغییرات کم نیز در ارتباط با نوسانات شوری آب می‌باشد. اما هنگامی که آب از سطح اقیانوس‌ها تبخیر و سپس به صورت بارش متراکم در آمد، تغییرات ایزوتوپی بزرگی در آن مشاهده می‌شود. این تغییرات بستگی به دمای ابر و مقدار باقی مانده از رطوبت در داخل جرم ابری دارند. دریاچه‌ها و رودخانه‌ها منعکس کننده مقادیر ورودی بارندگی هستند، اما در اغلب موارد به وسیله فرایندهای تبخیر بیشتر غنی می‌شوند، این عمل باعث می‌شود که ایزوتوپ‌های سبکتر بیشتری به حالت بخار درآیند [۹]. از آنجائی که همبستگی قوی بین دما و ایزوتوپ‌های باران وجود دارد، هر جا که تغییرات دمایی وجود داشته باشد، تغییرات δ<sup>18</sup>O و δ<sup>2</sup>H نیز بایستی دیده شود. پارامترهای دیگری که ترکیبات ایزوتوپی باران بخصوص در مراحل آغازین بارش را تحت تأثیر قرار می‌دهند، تبخیر و تبادل ایزوتوپی با رطوبت اتمسفر در خلال پایین افتادن قطرات باران از سطح ابر می‌باشند. تبخیر ارتباط نزدیکی با انحراف از رابطه δ<sup>18</sup>O - δ<sup>2</sup>H منطقه‌ای دارد. این تأثیر در اقلیم خشک کاملاً نمایان می‌شود و هنگامی که رطوبت نسبی به حد اشباع می‌رسد، ناپدید می‌شود [۱۰]. از دیگر عوامل تأثیرگذار بر ایزوتوپ‌های بارش عرض‌های جغرافیایی می‌باشد، هر چه از استوا به سمت قطب حرکت کنیم از مقادیر δ<sup>18</sup>O و δD کاسته می‌شود. هنگامی که ابرها شروع به سرد شدن می‌کنند مقدار بارندگی افزایش می‌یابد ولی از مقدار ایزوتوپ‌های سنگین (دوتریم و اکسیژن ۱۸) کاسته می‌شود. افزون بر این وقتی که قطرات باران از ابرها به سمت زمین فرو می‌افتند، به علت تبخیر و فرایندهای تبادل بین قطرات باران، غنی‌شدگی ایزوتوپی رخ می‌دهد ولی دامنه این تبدیلات در بارش‌های با مقدار زیاد بسیار محدود می‌شود. این فرایند باعث می‌شود همبستگی معنی‌داری بین مقادیر بارش و تخلیه ایزوتوپی دیده شود [۱۱]. ترکیبات ایزوتوپ‌ها در بارش همراه با تغییر اختلاف ارتفاع زمین تغییر می‌کنند. با صعود بخار آب به ارتفاعات بالاتر، تمایل برای بارش بیشتر شده و در نتیجه تهی‌شدگی ایزوتوپی افزایش می‌یابد. همچنین در ارتفاعات بالاتر دمای میعان پایین‌تر است که باعث افزایش تفکیک می‌شود و تهی‌شدگی ایزوتوپی را تشدید می‌کند [۱۲]. با حرکت توده هوا به درون خشکی‌ها، هر اندازه که باریدن باران ادامه یابد، توده هوا از ایزوتوپ‌های سنگین بیشتر تهی می‌شود. اگر باران در دمای سردتر ببارد، این تهی‌شدگی سریعتر رخ می‌دهد. اثر قاره‌ای، اثر تهی‌شدگی پیشرونده در ترکیب ایزوتوپی بخار آب در حرکت از اقیانوس به سمت قاره‌ها را تفسیر می‌کند [۱۲].

شیمیدانان در اوایل دهه ۱۹۵۰ وقتی که شروع به آنالیز نمونه‌های باران سراسر جهان کردند، این واقعت را کشف کردند که وقتی مقادیر دوتریم و اکسیژن ۱۸ اندازه‌گیری شده در نمونه‌های آب جوی با هم ترسیم شوند، در یک خط راست قرار می‌گیرند و بنام خط آب جوی جهانی<sup>۲</sup> شناخته می‌شود و معادله این خط به صورت زیر می‌باشد.

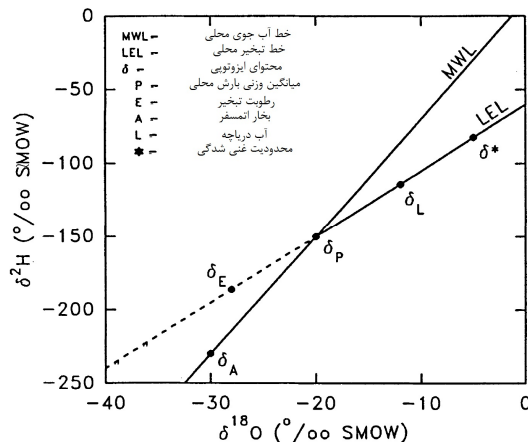
$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10\% \quad (2)$$

روش معمول تفسیر نتایج آنالیز دوتریم و اکسیژن ۱۸، ترسیم مقادیر δ<sup>18</sup>O در مقابل δD می‌باشد. با مقایسه داده‌ها با خط آب جوی می‌توان به فرایندهای اتفاق افتاده پی برد (شکل ۱). آبی که ترکیب ایزوتوپی آن روی خط جوی قرار می‌گیرد، احتمالاً از میعان بخار آب منشاء گرفته است و

<sup>1</sup> Vienna Standard Mean Ocean Water

<sup>2</sup> Global Meteoric Water Line

فرایندهای ایزوتوپی دیگر روی آن تأثیر نگذاشته‌اند. انحراف از خط آب جوی، ناشی از فرایندهای ایزوتوپی مختلفی می‌باشد. این فرایندها در اکثر موارد بطور یکسان روی رابطه بین  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta\text{D}$  اثر می‌گذارند و موقعیت نقاط به شناخت فرایند کمک می‌کند.



شکل ۱- شکل کلی ترسیم مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در مقابل  $\delta^2\text{H}$  بر گرفته از [۱۳]

استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن ۱۸ و دوتریم در مطالعات هیدرولوژیکی براساس تغییرات طبیعی در فراوانی نسبی دو ایزوتوپ سنگین آب ( $\text{H}_2^{18}\text{O}$  و  $\text{HDO}$ ) نسبت به ایزوتوپ‌های سبک معمولی ( $\text{H}_2^{16}\text{O}$ ) می‌باشد که تحت تأثیر تغییر فاز و اختلاط در چرخه هیدرولوژی اتفاق می‌افتد [۱۴، ۱۵]. در ملکول‌های آب فراوانی نسبی ایزوتوپ‌های پایدار دوتریم و اکسیژن ۱۸ قادرند در تشخیص منابع متفاوت از یکدیگر ما را یاری نمایند.

### ۳. شبکه جهانی پایش ایزوتوپی

با توجه به درک اهمیت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن در دهه ۵۰، آژانس بین‌المللی انرژی اتمی با همکاری سازمان هواشناسی جهانی<sup>۱</sup> (WMO) در سال ۱۹۶۱ شبکه جهانی ایزوتوپی بارش<sup>۲</sup> (GNIP) پایه‌گذاری نمود. داده‌های به دست آمده از این شبکه در زمینه‌های گوناگونی چون هیدرولوژی، اقیانوس‌شناسی، هیدرومتئورولوژی، تحقیقات مربوط به تغییرات اقلیمی و چرخه‌ی آب مورد استفاده قرار می‌گیرد. در سال‌های اخیر رویکرد جدیدی نسبت به پژوهش‌های ایزوتوپی به وجود آمده است که شامل ارائه یک سری داده برای تأیید داده‌های ورودی پیشین به مدل و اصلاح مدل‌های چرخش عمومی جو و مطالعه تغییرات اقلیمی می‌باشد (سایت اینترنتی GNIP)<sup>۳</sup>. در چند سال گذشته شبکه جهانی پایش ایزوتوپ رودخانه<sup>۴</sup> (GNIR) جهت جمع‌آوری داده‌های ایزوتوپ آب رودخانه به عنوان تکمیل‌کننده اطلاعات ۵۰ ساله شبکه جهانی پایش ایزوتوپ بارش توسط آژانس بین‌المللی انرژی اتمی راه‌اندازی شده است. هدف از راه‌اندازی این شبکه، درک بهتر ارتباط بین آبخوان و رودخانه، تأثیر تغییرات آب و هوایی در تولید رواناب رودخانه و تأثیر بشر در وضعیت جریان در رودخانه با استفاده از داده‌های ایزوتوپی می‌باشد. مطالعات اخیر نشان می‌دهد که تأثیر مخازن، سیستم انحراف آب و ... برای تامین آب، انرژی برق آبی و آبیاری ممکن است از تأثیرهای اقلیمی و تغییرات آب و هوایی بر رواناب رودخانه پیشی بگیرد (رفرنس داده شود). عواقب ناشی از این عوارض شامل تغییر در فرکانس و میزان جاری شدن سیل، افزایش بار رسوب، تغییر تغذیه آب‌های زیرزمینی، تخریب کیفیت آب و اکوسیستم‌های ساحلی می‌باشد و اغلب منجر به اختلافات سیاسی می‌گردد.

متأسفانه در کشور ایران با وجود داشتن وسعت جغرافیایی زیاد، دارا بودن اقلیم‌های گوناگون و وجود منشاءهای متفاوت بارش، تنها در ایستگاه تهران نمونه‌های ماهانه باران برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌ها جمع‌آوری می‌شود. لازم به ذکر است که به صورت موردی در برخی از استان‌های کشور مطالعاتی صورت گرفته است که در آن‌ها محتوای ایزوتوپی باران به صورت تک‌واحه و ماهانه اندازه‌گیری شده است.

<sup>1</sup> World Meteorological Organization

<sup>2</sup> Global Network of Isotopic Precipitation

<sup>3</sup> <http://www-naweb.iaea.org>

<sup>4</sup> Global Network of Isotopic River

به دلایل زیر ایزوتوپ های محیطی پایدار را می توان به عنوان ابزاری مفید در هیدرولوژی حوضه آبریز به کار برد.

- ✓ آب های تغذیه شده در زمان و مکان های مختلف، و یا در اثر جریان در مسیرهای مختلف، اغلب از نظر ایزوتوپی متمایز هستند.
- ✓ بر خلاف اکثر ردیابهای شیمیایی، ایزوتوپ های محیطی در واکنش با مواد حوضه نسبتاً پایدار هستند. این امر به ویژه در ایزوتوپ های اکسیژن و هیدروژن صادق است. آب های با جوی حفظ اثر انگشت متمایز خود تا زمانی که با آبی با ترکیب متفاوت مخلوط و یا در اثر واکنش با مواد معدنی و یا سایر مایعات، ایزوتوپی در آن حل شود، اثر انگشت خود را حفظ می کنند.
- ✓ بطور کلی در حوضه بوجود می آیند و ردیابهای پایدار و ایده الی هستند. به عنوان مثال دوتریم و اکسیژن ۱۸ ملکول های آب را تشکیل می دهند.
- ✓ طی فرآیندهای تبخیر، تصعید و فرآیندهای بیولوژیکی دچار تفکیک می شوند.
- ✓ املاح در آب های حوضه آبریز که از منابع جوی گرفته شده معمولاً از نظر ایزوتوپی از املاح مشتق شده از منابع زمین شناسی و بیولوژیک درون حوضه متمایز می باشند.
- ✓ هر دو چرخه بیولوژیکی املاح و واکنش های آب/سنگ معمولاً نسبت های ایزوتوپی املاح را در جهات قابل تشخیص تغییر می دهند؛ این فعل و انفعالات را اغلب می توان از ترکیبات ایزوتوپی بازسازی کرد.
- ✓ اگر آب را از منبع با محتوای ایزوتوپی مشخص (به عنوان مثال، باران با ترکیب ایزوتوپی غیر معمول) در امتداد مسیر جریان یافت، این دلیلی است برای اثبات ارتباط هیدرولوژیکی، در حالی که بر خلاف نتایج مدل و یا اندازه گیری هیدرولیکی باشد.

با توجه به تمام این موارد کاربردی قدرتمند، چرا هیدرولوژیست ها کمتر به استفاده از ایزوتوپ ها می پردازند؟ محتمل ترین تفسیر، ترس از ناشناخته ها و اصطلاحات مورد استفاده در این زمینه می باشد و امیدواریم که به آدرس و جبران این مشکلات در این مقاله پردازیم.

از آنجایی که بکارگیری روش های هیدرولوژیکی معمول در آب های سطحی راحت تر می باشد، دامنه کاربرد ایزوتوپ در هیدروژی آب های سطحی به گستردگی کاربرد آن در منابع آب زیرزمینی نمی باشد [۱۶]. اما در برخی موارد روش های مرسوم جوابگوی نیازهای مطالعاتی نمی باشد و لذا نیاز به استفاده از ابزار خاصی می باشد. در این مقاله به بررسی نقش موثر ایزوتوپ های پایدار اکسیژن و هیدروژن در بهبود کیفیت اندازه گیری ها یا تهیه اطلاعات اضافی که به روش های مرسوم عملی نبوده است، پرداخته شده و نتایج حاصل از استفاده از این ایزوتوپ ها در ایران و در برخی مناطق دنیا نیز ارائه گردیده است.

#### ۴. کاربرد ایزوتوپ های اکسیژن ۱۸ و دوتریم در هیدرولوژی

ایزوتوپ ها توزیع گسترده در آب ها و اقیانوس های کره زمین دارند و می توانند در حل مسائل و مشکلات هیدرولوژیکی کارساز باشند. نمونه هایی از موارد استفاده از ایزوتوپ های محیطی در هیدرولوژی آب های سطحی عبارتند از:

۱. اندازه گیری جریان رودخانه
۲. مطالعات نشست آب از کانال ها
۳. تخمین نرخ تغذیه آب های زیرزمینی در سطح حوضه
۴. دینامیک دریاچه
۵. تغذیه آب های زیرزمینی
۶. اثرات متقابل این آب ها با آب های سطحی
۷. تفکیک مولفه های جریان رودخانه
۸. مخازن سدها

از دیگر موارد کاربرد این ردیاب ها می توان به شناسایی مکانیسم های عهده دار تولید جریان رودخانه ای، آزمایش مدل های جریان و بیلان آب توسعه یافته توسط داده های هیدرومتری، خصوصیات مسیر جریان از زمان برخورد بارش به زمین تا تخلیه در آبراهه، تعیین واکنش های هوازدگی در طول مسیر جریان، تعیین نقش رسوب جوی در کنترل شیمی آب، شناسایی منشأ املاح در سیستم های آلوده، مطالعات برف و یخ، تعیین سهم برف در تولید رواناب، بیلان آب و برآورد رسوب در حوضه آبریز اشاره نمود [۲].

#### اندازه گیری دبی جریان رودخانه

برای اندازه گیری جریان آب در رودخانه می توان از ابزارهای اندازه گیری استفاده کرد و با داشتن پروفیل دبی را محاسبه نمود. ولی در برخی موارد که اندازه گیری به روش های مرسوم راحت نمی باشد، برای مثال، جریان های کم عمق، سرعت های کم (کمتر از ۵ سانتیمتر بر ثانیه) و سیلاب های تپه ای. همچنین پروفیل مقطع عرضی مناسب در روش های مرسوم مورد نیاز است. در ضمن روش های معمول اندازه گیری بین ۱۰ الی ۱۵ درصد خطا دارند. روش های ایزوتوپی را می توان در این موارد با دقت بالا بکار گرفت [۱۶].

#### مطالعات نشست آب از کانال ها

برخی از کانال‌های آبیاری بدون پوشش هستند و تاکنون بحث در ارتباط با اینکه نشت از آن‌ها می‌بایست به عنوان اتلاف آب در نظر گرفته شود و یا با توجه به تغذیه آب زیرزمینی باید به عنوان استفاده مفید و معقول تلقی گردد، مطرح بوده است. در مطالعه‌ای به بررسی اثر نشت از کانال بین ایالتی، در غرب نبراسکا، در هیدرولوژی و کیفیت آب آبخوان محلی با استفاده از شیمی آب و ایزوتوپ‌های محیطی پرداخته شد. چاه‌های مشاهده‌ای متعددی در داخل و اطراف منطقه تالاب کوچک مجاور کانال نصب شد، و سطح آب زیرزمینی از ژوئن ۱۹۹۲ تا ژانویه سال ۱۹۹۵ مورد بررسی قرار گرفت. با استفاده از داده‌های سطح آب، نشت از کانال برآورد شد. علاوه بر این، برای ارزیابی تغییرات کیفیت آب و تعیین میزان تغذیه ناشی از نشت کانال از چاه‌های مشاهده‌ای، کانال، و چند حلقه چاه آبیاری و چالاب‌های مجاور کانال جهت تجزیه و تحلیل ایزوتوپ‌های محیطی نمونه برداری شد. نتایج بررسی سطح آب چاه‌های مشاهده‌ای بیانگر بالا آمدگی محلی سطح آب زیرزمینی به صورت فصلی، هنگامی که کانال‌ها پر از آب بودند، می‌باشد. این بالا آمدگی باعث تغییر مسیر محلی جریان آب زیرزمینی به اکوسیستم تالاب مجاور در طول ماه‌های تابستان می‌گردد. نتایج شیمیایی و ایزوتوپی آب کانال، آب سطحی و زیرزمینی نشان داد که آب نشتی از کانال سبب تغذیه آبخوان آبرفتی و بخش‌های بالایی آبخوان زیرین شده است. نتایج این مطالعه نشان داد که پوشش کانال بین ایالتی می‌تواند سبب افت سطح آب زیرزمینی مجاور کانال و در نهایت تاثیر منفی بر آبخوان محلی بگذارد [۱۷].

### تخمین نرخ تغذیه آبهای زیرزمینی در سطح حوضه

آب‌های زیرزمینی برای سلامتی انسان و محیط زیست حیاتی می‌باشد، به دلیل افزایش جمعیت، تغییر کاربری و تغییرات آب و هوایی و انتظار می‌رود برداشت از این منابع افزایش یابد. بنابراین ضروری است جهت مدیریت صحیح آب، تخمین صحیحی از میزان تغذیه آبهای زیرزمینی در مقیاس حوضه داشته باشیم. تعیین کمیت تغذیه آبهای زیرزمینی در این مقیاس دشوار است، و چنین وضعیتی مانع استفاده پایدار از منابع آب‌های زیرزمینی می‌گردد. ایزوتوپ‌های محیطی ابزار قدرتمند برای برآورد تغذیه می‌باشند، اما به این دلیل که به طور معمول بیانگر میزان تغذیه در یک نقطه یا در یک محدوده کوچک می‌باشند، تاکنون توانایی‌های بالقوه استفاده از آنها برای تخمین تغذیه در مقیاس حوضه تحقق نیافته است. مطالعه‌ای با هدف بکارگیری ردیاب‌های ایزوتوپی محیطی برای تعیین توزیع تغذیه در داخل حوضه‌ها و برای ارتباط بین نتایج حاصله با یک ابزار سیستم اطلاعات جغرافیایی که بتواند توسط کشورهای عضو در برآورد بهتر تغذیه در مقیاس حوضه‌ای مورد استفاده قرار گیرد، در حال انجام است. این مطالعه توسط تورکر از سال ۲۰۰۹ شروع شده و تا سال ۲۰۱۲ بطول خواهد انجامید [۱۸].

### دینامیک دریاچه

همانند دیگر منابع آب، بهره‌برداری بهینه از دریاچه‌ها بستگی به درک صحیح از دینامیک آن‌ها دارد. دینامیک دریاچه شامل فرآیندهای مختلفی از جمله بیلان، اختلاط و انتقال آلودگی می‌باشد [۱۶]. بیلان آب دریاچه شامل جریان‌های سطحی و زیرسطحی و همچنین بارندگی و تبخیر می‌باشد. معمولاً تمام این پارامترها دارای نوساناتی هستند که تحت تاثیر اقلیم بوجود می‌آیند. در یک دوره زمانی مشخص، بیلان آب دریاچه قابل محاسبه است. روش‌های ایزوتوپی جهت تعیین بیلان آب وابسته به این حقیقت است که قانون بقای جرم را می‌توان برای ایزوتوپ‌های اصلی (اکسیژن و دوتریم) بکار برد. مطالعات زیادی در دینامیک دریاچه مخصوصاً در زمینه بیلان آب توسط محققین مختلف صورت گرفته است [۱۵، ۱۹، ۲۰]. در تحقیقی که توسط راسل و جانسون جهت محاسبه بیلان آب دریاچه ادوارد به کمک محاسبات ایزوتوپی صورت گرفت مشخص شد که تقریباً ۵۰ درصد آب ورودی به دریاچه تبخیر می‌گردد. نتایج حاصله با مقادیر برآورد شده به روش‌های معمول هیدرولوژیکی که تبخیر را ۵۴ درصد برآورد کرده بودند همخوانی بسیار بالایی را نشان می‌دهد [۲۱].

### تغذیه آب‌های زیرزمینی

در تحقیقی برای مطالعه تغذیه آب زیرزمینی در یک حوضه کوچک در غرب آفریقا از تغییرات محتوای ایزوتوپی استفاده شد. مقایسه بین تغییرات محتوای ایزوتوپی آب خاک و باران در سال ۱۹۸۸ الی ۱۹۸۹ برای تعیین فرایند نفوذ نشان داد که دو فرآیند سبب تغذیه آب زیرزمینی می‌گردد: ۱- نفوذ کند از طریق توده خاک که با آبی که در بخش سطحی خاک به دلیل تاثیر تبخیر دارای محتوای ایزوتوپی سنگین مخلوط می‌گردد ۲- نفوذ عمقی سریع از طریق منافذ بزرگ. همچنین نتایج نشان داد ۷۰ درصد از تغذیه در سال ۱۹۸۹ توسط نفوذ مستقیم (نفوذ عمقی سریع) صورت گرفته است [۲۲].

### اثرات متقابل آب‌های زیرزمینی با آب‌های سطحی

در صورت وجود آلودگی در منابع آب سطحی، منابع زیرزمینی کارستی موجود به دلیل اهمیت بسیار زیادی که دارند، آلوده می‌گردند. لذا، بررسی ارتباط منابع آب سطحی و زیرزمینی مخصوصاً در مناطق کارستی دارای اهمیت بسزایی است. در صورتی که در بررسی فعل و انفعالات آبهای سطحی و زیرزمینی با استفاده از روش‌های معمول هیدروشیمیایی نتوان به نتیجه رسید، به خوبی می‌توان از ایزوتوپ پایدار استفاده کرد [۲۳]. مطالعه‌ای توسط کاتز و همکاران در یکی از مناطق کارستی فلوریدای شمالی صورت گرفت. در این منطقه که منابع آب سطحی از فروچاله و از کف دریاچه با سیستم‌ها آب

زیرزمینی در ارتباط می باشد، به کمک آنالیز ایزوتوپی و هیدروشیمی، فرایندهای کنترل کننده ترکیب آب زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفت و میزان اختلاط آب سطحی با زیرزمینی در قسمت های مختلف بین ۷الی ۸۶ درصد برآورد گردید. [۲۴]

### تغییر اقلیم

نسبت های ایزوتوپ های آب ( $^2\text{H}/^1\text{H}$  و  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) رابطه معنی داری با هم دارند. این نسبت ها، اساسی ترین نیاز برای درک ایزوتوپ های آب و پس از آن داشتن تصویری از چگونگی تاثیرات تغییر اقلیم بر مقادیر ایزوتوپ های آب می باشد [۲۵]. همبستگی زیادی بین درجه حرارت هوا و نسبت ایزوتوپی بارش در سراسر جهان وجود دارد [۲۶]. بنابراین، ایزوتوپ های پایدار را می توان برای بازسازی اقلیم گذشته بکار گرفت. نمونه هایی وجود دارد که نسبت ایزوتوپی بارش به مرور زمان به علت تغییر در رژیم آب و هوایی ناشی از تغییر اقلیم تغییر یافته است [۲۷ و ۲۸].

### مخازن سدها

مسئله فرار آب و رسوبگذاری در مخازن سدها به طور پیوسته سودمندی این منابع را در معرض خطر قرار داده است و روش های مطالعاتی این مسائل را از جایگاه ویژه ای برخوردار نموده است. از این میان بکارگیری از ایزوتوپ ها در کنار نتایج بدست آمده از دیگر روش ها، می تواند در بررسی و کاهش این خطرات در مخازن سدها بسیار سودمند و موثر واقع گردد. یکی از موثرترین و کم هزینه ترین روش ها جهت پی بردن به منشأ فرار آب از مخازن سدها بررسی های ایزوتوپی به منظور شناسایی منشأ و مسیر حرکت آب می باشد. همچنین روش ایزوتوپی یک روش مفید در مراحل انتخاب محل سد، طراحی و یا ساخت آن می باشد. بطوری که جهت شناخت مسیر حرکت آب در مطالعات اولیه ساخت سدها بسیاری از کشورها مبالغ زیادی صرف حفاری و مطالعات ژئوتکنیکی می نمایند در حالی که این مسئله به راحتی از روی تحلیل های ایزوتوپی به همراه بررسی های زمین شناسی و هیدرولوژیکی قابل مطالعه و دستیابی است.

در مطالعه ای در سد سکوبوردی ونزوئلا به کمک رابطه بین محتوای دوتریم و اکسیژن ۱۸ برای آب های موجود سه گروه آب شامل آب زیرزمینی، آب رودخانه و آب مخزن شناسایی شد. نتایج نشان داد که آب نشتی از ارتفاع ۲۳۰ متری در قسمت پنجه پا سد به طور کامل از آب مخزن می باشد. نتایج این بررسی ها نشان داد که نشتی ها از این بخش از مخزن اتفاق می افتد. محمدی (۱۳۸۶) با کمک مطالعات ایزوتوپی به بررسی منشأ آب لایه های آرتزین در محدوده سد خراسان ۳ در جنوب ایران پرداخته است [۲۹]. نتایج نشان داد که پس از آبگیری، نشتی از طریق این لایه ها اتفاق نمی افتد. داموغ و زارعی (۱۳۸۸) جهت بررسی ارتباط هیدرولیکی بین مخزن سد کارون ۳ و چشمه های پایین دست سد، از ایزوتوپ های اکسیژن ۱۸ و دوتریم کمک گرفتند. در این تحقیق با نمونه برداری از چشمه ها و مخزن سد در عمق های مختلف تا عمق ۱۰۰ متری، محدوده تقریبی محل فرار آب از مخزن سد مشخص گردید [۳۰].

### تفکیک مولفه های جریان رودخانه

برای استفاده بهینه از منابع آب سطحی (رودخانه ها) نیاز به درک صحیحی از وضعیت هیدرولوژیکی سیستم رودخانه می باشد. بطور کلی آب رودخانه از سه منبع تامین می شود: ۱- جریان پایه که از نشتی آب زیرزمینی به درون کانال رودخانه منشأ می گیرد، ۲- رواناب سطحی حاصل از بارندگی و جریان های زیر سطحی کم عمق سریع و ۳- رواناب حاصل از ذوب برف. به طور کلی تغییرات فصلی در رودخانه هایی که منبع اصلی تامین آب آن ها بارندگی است، بیشتر و در رودخانه هایی که آب آن ها از آب زیرزمینی تامین می گردد، کمتر است [۳۱]. ایزوتوپ های محیطی روشی مناسب جهت تعیین مولفه های مختلف جریان در رودخانه ارائه نموده و مطالعات بسیاری در دنیا در این زمینه انجام شده است.

فریتز و همکاران (۱۹۷۶) با استفاده از تفاوت بین محتوای اکسیژن ۱۸ بارش های سنگین تابستان و آب های زیرزمینی موجود، مولفه های جریان پایه و رواناب حاصل از این بارندگی ها را در ۴ زیر حوضه متفاوت به لحاظ هیدروژئولوژیکی، تفکیک کردند. نتایج نشان داد که آب های زیرزمینی مولفه اصلی تولید رواناب در تمام زیر حوضه ها بوده و معمولاً بیش از ۵۰ درصد از رواناب را شامل می شود [۳۲]. در رابطه با قابلیت اجرا و محدودیت استفاده از ردیاب های ایزوتوپی و هیدروشیمیایی جهت تعیین سهم مشارکت منابع مختلف در تولید رواناب در مقیاس های مختلف در یک حوضه آبریز نیمه خشک در تانزانیا تحقیقی توسط بوت و همکاران (۲۰۱۰) صورت گرفت. نتایج این تحقیق سهم آب قدیمی (جریان پایه) را بین ۸۲-۷۴ درصد برآورد نمود [۳۳]. در ایران مطالعه ای در این زمینه توسط زارعی (۱۳۹۱) صورت گرفت. نتایج نشان داد که سهم مشارکت مولفه آب زیرزمینی در تولید رواناب در حوضه کارستی ابوالعباس با اقلیم خشک با توجه به توسعه کارست در این حوضه، بیشتر از سهم رواناب حاصل از بارش می باشد [۳۴].

در استفاده از هر روشی محدودیت های وجود دارد و محدودیت های استفاده از ایزوتوپ ها در مطالعات هیدرولوژی شامل موارد زیر می باشد [۳۵]: ۱- ورودی و خروجی های مختلف در چرخه هیدرولوژیکی می توانند از نظر ترکیب ایزوتوپی بسیار مشابه و یا با هم تداخل داشته باشند، ۲- ترکیب ایزوتوپی این ورودی و خروجی ها ممکن است تغییرات مکانی و زمانی قابل توجهی داشته باشند و ۳- جدایش های ایزوتوپی در زمان چرخش

آب در چرخه هیدرولوژیکی می تواند سبب نامشخص شدن ترکیبات مشخص اصلی و بروز شرایط عدم قطعیت گردد. نظر به این محدودیت ها، بهتر است روش های هیدرولوژی ایزوتوپی همراه با دیگر روش های کمی مانند مدل سازی هیدرولوژیکی مورد استفاده قرار گیرند.

## ۵. نتیجه گیری

در حال حاضر تحقیقات در زمینه ایزوتوپ های محیطی اهمیت زیادی پیدا کرده است، زیرا این عناصر پیکره اصلی سیستم های هیدرولوژیکی، زمین شناسی و بیولوژیکی را تشکیل می دهند. بطور کلی روش های ردیابی از جدیدترین پیشرفت های علمی در مطالعه منابع آب هستند و می توانند استنباط و درک بهتری از چرخه آب و در نتیجه اطمینان به موفقیت در برنامه ریزی منابع آب و رسیدن به هدف را بدهند. از آنجایی که بکارگیری روش های هیدرولوژیکی معمول در آب های سطحی راحت تر می باشد، دامنه کاربرد ایزوتوپ در هیدروژی آب های سطحی به گستردگی کاربرد آن در منابع آب زیرزمینی نمی باشد. اما در برخی موارد، روش های مرسوم جوابگوی نیازهای مطالعاتی نمی باشد و لذا نیاز به استفاده از ابزار خاصی می باشد. برخلاف، اندازه گیری های نقطه ای درون حوضه ای، مانند مواردی از قبیل مقدار بارندگی، سطح آب و یا ترکیب آبهای زیرزمینی، ردیاب های ایزوتوپی را می توان بدون برون یابی و یا پیش فرض های اضافی در ارتباط با رفتار حوضه مورد استفاده قرار داد. نتایج حاصل از استفاده از این ایزوتوپ ها در برخی مناطق دنیا بیانگر نقش موثر ایزوتوپ های پایدار اکسیژن و هیدروژن با دامنه کاربردی وسیعی در بهبود کیفیت اندازه گیری ها یا تهیه اطلاعات اضافی که به روش های مرسوم عملی نبوده است، می باشد. علی رغم اینکه در دنیا بیش از ۵۰ سال از روش های ایزوتوپی به عنوان ابزار مکمل روش های متداول هیدرولوژیکی استفاده شده است، لیکن تاکنون در ایران تحقیقات منظمی در این زمینه صورت نگرفته است و تنها در مواردی در محث آب های زیرزمینی بکار گرفته شده اند. بنابراین ضروری است با نگرشی متفاوت به این مسئله پرداخته شده و نسبت به ارائه دروسی با این عنوان در رشته های منابع آب و هیدرولوژی اقدام گردد.

## ۶. مراجع

1. Buttle, J.M., Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography*, 1994. 18(1): p. 16-41.
2. Kendall, C. and J.J. McDonnell, *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. 1998, Amsterdam :Elsevier
3. McDonnell, J.J., Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. *Hydrological Processes*, 2003. 17(9): p. 1869-1875.
4. Lyon, S.W., S.L.E. Desilets, and P.A. Troch, A tale of two isotopes: differences in hydrograph separation for a runoff event when using  $\delta D$  versus  $\delta^{18}O$ . *Hydrological Processes*, 2009. 23(14): p. 2095-2101.
5. Payne, B.R., Yurtsever, Y., *Environmental isotopes as a hydro-geological tool in Nicaragua*, in *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*. 1974, IAEA: Vienna. p. 193-201.
6. Hoefs, J., *Stable isotope geochemistry*. 5 ed. 2004, Berlin: Springer.
7. Mazor, E., *Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology*. Third ed. 2004, New York-Toronto: John Wiley & Sons. 453.
8. Rozanski, K., K. Froehlich, and W.G. Mook, *Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and applications*, Surface Water, W.G. Mook, Editor. 2001, Technical Documents in Hydrology: Paris. p. 121.
9. Ehleringer, J.R. and T.E. Cerling, *Stable Isotope*. 2002: John Wiley & Sons.
10. McDonnell, J.J., et al., Deuterium Variations in Storm Rainfall - Implications for Stream Hydrograph Separation. *Water Resources Research*, 1990. 26(3): p. 455-458.
11. Darling, W.G. and J.C. Talbot, The O & H stable isotopic composition of fresh waters in the British Isles. 1. Rainfall. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2003. 7(2): p. 163-181.
12. Clark, I.D.F., P, *Environmental Isotope in Hydrogeology*. First ed. 1997, New Yourk: Lewis Publishers.
13. Gibson, J.J. et al., Estimating Evaporation Using Stable Isotopes: Quantitative Results and Sensitivity Analysis for Two Catchments in Northern Canada. *Nordic Hydrology*, 1993. 24(2-3): p. 79-94.
14. Uhlenbrook, S., et al., Hydrograph separations in a mesoscale mountainous basin at event and seasonal timescales. *Water Resour. Res.*, 2002. 38(6): p. 1096.
15. Gibson, J.J., Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. *Journal of Hydrology*, 2002. 264(1): (p. 242-261).
16. Rao, S.M., *Practical Isotope Hydrology*. 2006, New Delhi: New Indiana Publishing Agency. 201.
17. Harvey, F.E. and S.S. Sibray, Delineating Ground Water Recharge from Leaking Irrigation Canals Using Water Chemistry and Isotopes. *Ground Water*, 2001. 39(3): p. 408-421.

18. Agency, I.A.E., Coordinated Research Activities Annual Report and Statistics for 2009, D.o.N.S.a. Applications, Editor. 2010, International Atomic Energy Agency p. 208.
19. Turner, K.W., B.B. Wolfe, and T.W.D. Edwards, Characterizing the role of hydrological processes on lake water balances in the Old Crow Flats, Yukon Territory, Canada, using water isotope tracers. *Journal of Hydrology*, 2010. 386(1-4): p. 103-117.
20. Zuber, A., On the environmental isotope method for determining the water balance components of some lakes. *Journal of Hydrology*, 1983. 61(4): p. 409-427.
21. Russell, J.M. and T.C. Johnson, The Water Balance and Stable Isotope Hydrology of Lake Edward, Uganda-Congo. *Journal of Great Lakes Research*, 2006 : (۱)۳۲ .p. 77-90.
22. Mathieu, R. and T. Bariac, An Isotopic Study (2H and 18O) of Water Movements in Clayey Soils Under a Semiarid Climate. *Water Resour. Res.*, 1996. 32(4): p. 779-789.
23. Herczeg, A.L., et al., A stable isotope investigation of groundwater-surface water interactions at Lake Tyrrell, Victoria, Australia. *Chemical Geology*, 1992. 96(1-2): p. 19-32.
24. Katz, B.G., et al., Use of Chemical and Isotopic Tracers to Characterize the Interactions Between Ground Water and Surface Water in Mantled Karst. *Ground Water*, 1997. 35(6): p. 1014-1028.
25. Darling, W.G., The isotope hydrology of quaternary climate change. *Journal of Human Evolution*, 2011. 60(4): p. 417-427.
26. Rozanski, K., L. Araguás-Araguás, and R. Gonfiantini, Relation Between Long-Term Trends of Oxygen-18 Isotope Composition of Precipitation and Climate. *Science*, 1992. 258(5084): p. 981-985.
27. Sonntag, C., et al., Paleoclimatic information from deuterium and oxygen-18 in carbon-14-dated north Saharian groundwaters, in *Isotope Hydrology*. 1978, International Atomic Energy Agency: Vienna. p. 569-580.
28. Issar, A., Fossil water under the Sinai-Negev Peninsula. *Science* 1985. 253: p. 104-110.
۲۹. محمدی، ض.، (۱۳۸۵). "روش مطالعه فرار آب از سدهای کارستی با تاکید بر منطقه زاگرس". پایان نامه دوره دکتری، بخش علوم زمین دانشگاه شیراز.
۳۰. داموغ، ن.ع.، زارعی، ح.، (۱۳۸۸). "امکان سنجی ارتباط چشمه با دبی قابل توجه در پائین دست سد کارون ۳ با مخزن سد". واحد تحقیقات سد و نیروگاه، سازمان آب و برق خوزستان.
31. Ogrinc, N., et al., Spatial and seasonal variations in  $[\delta]18O$  and  $[\delta]D$  values in the River Sava in Slovenia. *Journal of Hydrology*, 2008. 359(3-4): p. 303-312.
32. Fritz, P., et al., Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions, in *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*. 1976: Vienna. p. 111-130.
33. Bohté, R., et al., Hydrograph separation and scale dependency of natural tracers in a semi-arid catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2010. 7(1): p. 1343-1372.
۳۴. زارعی، ح.، (۱۳۹۱). "تفکیک جریان پایه از رواناب سطحی با استفاده از تکنیک های ایزوتوپی و ردیاب های هیدروشمیایی- کارستی مناطق نیمه خشک". پایان نامه دوره دکتری، دانشکده مهندسی و علوم آب دانشگاه شهید چمران اهواز.
35. Vitvar, T., P.K. Aggarwal, and J.J. McDonnell, A Review of Isotope Applications in Catchment Hydrology, in *Isotopes in the Water Cycle*, P.K. Aggarwal, J.R. Gat, and K.F.O. Froehlich, Editors. 2005, Springer Netherlands. p. 151-169.