



Estimation of water lost by evaporation from shallow groundwater resources and Kashan Playa using isotopic data (^2H and ^{18}O)

Mohammad Mirzavand^{1*} | Seyyed Javad Sadatinejad¹ | Hoda Ghasemieh² | Rahim Bagheri³

1. School of Energy Engineering and Sustainable Resources, College of Interdisciplinary Science and Technology, University of Tehran, MMirzavand@ut.ac.ir

2. Department of Nature engineering, Faculty of Natural Resources and Geoscience, University of Kashan

3. Hydrogeology and Environmental Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

Article History

Received January 04, 2024

Revised February 01, 2024

Accepted March 08, 2024

Abstract

Estimating the amount of evaporation from water resources is one of the important and key factors in calculating the water balance and managing water resources in each region. In order to calculate the average evaporation from water resources in Kashan plain and to check the amount of enrichment, the information of stable isotopes of water molecules was used. In this study, 42 water samples were collected from groundwater, Playa Lake and Serajeh salt pan in order to analyze the hydrogeochemical and isotopic characteristics. The amount of ^{18}O isotopic enrichment factor was determined based on $\Delta\epsilon^{18}\text{O}_{\text{v-bl}}=7.1\%$ and the amount of deuterium based on $\Delta\epsilon^2\text{H}_{\text{v-bl}}=6.25\%$. According to the results, the overall enrichment value due to evaporation, under the specified conditions and an average annual temperature of 30°C , was determined to be -16.4% and -82.25% for oxygen-18 and deuterium, respectively. Additionally, based on the Rayleigh distillation, the amount of water losses due to evaporation was calculated based on the differences between the initial sample and the ^{18}O value of the Playa using the simplified Rayleigh equation. Since the remaining water fraction was found to be 0.40, hence the water loss rate in the northeastern part of the aquifer was estimated to be 60 percent.

Keywords

Evaporation, Groundwater, Isotope, Rayleigh equation, Gonfiantini



برآورد هدررفت منابع آب زیرزمینی کم عمق و پلایای کاشان در اثر تبخیر با استفاده از داده‌های ایزوتوپی (^2H و ^{18}O)

محمد میرزاوند^{۱*} | اسید جواد ساداتی نژاد^۱ | الهدی قاسمیه^۲ | رحیم باقری^۳

۱. گروه علوم و فناوری های محیطی، دانشکده مهندسی انرژی و منابع پایدار، دانشکده‌گان علوم و فناوری های میان رشته‌ای،

دانشگاه تهران MMirzavand@ut.ac.ir

۲. گروه علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه کاشان

۳. گروه زمین شناسی محیطی و هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

تاریخ‌های مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۰/۱۴

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۱۱/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۱۸

چکیده

بهره برداری زیاد از آب‌های زیرزمینی و همچنین رخداد تبخیر در شمال شرق دشت کاشان به دلیل عمق کم آب زیرزمینی و همچنین، از سطح دریاچه پلایایی و کفه نمکی سراج، باعث کاهش ذخیره و کیفیت آب باقی مانده در این دشت شده است. برآورد مقدار تبخیر از منابع آبی، یکی از فاکتورهای مهم و کلیدی در محاسبه بیلان آبی و مدیریت منابع آب در هر منطقه به شمار می‌رود. به منظور محاسبه میانگین تبخیر از منابع آب در دشت کاشان و بررسی مقدار غنی‌شدگی، از اطلاعات ایزوتوپ‌های سنگین مولکول آب (^{18}O و ^2H) استفاده شد. در این مطالعه، ۴۲ نمونه از منابع آب زیرزمینی، دریاچه پلایایی و کفه نمکی سراج برداشت و مورد آنالیز هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی قرار گرفت. مقدار فاکتور غنی‌شدگی جنبشی در نتیجه تبخیر با توجه به $\Delta\epsilon^{18}\text{O}_{\text{v-bl}}=7.1\%$ و $\Delta\epsilon^2\text{H}_{\text{v-bl}}=6.25\%$ و دمای متوسط سالانه ۳۰ درجه سانتی‌گراد، برابر ۱۶/۴- و ۸۲/۲۵- پرمیل به ترتیب برای اکسیژن-۱۸ و دوتریوم به دست آمد. مقدار تلفات آب در نتیجه تبخیر براساس مقادیر اکسیژن-۱۸، براساس اختلاف بین نمونه اولیه و مقدار اکسیژن-۱۸ دریاچه پلایایی با استفاده از معادله پدیده ریلی محاسبه شد. از آنجاکه کسر آب باقی مانده برابر ۰/۴۰ به دست آمده است، بنابراین مقدار تلفات منابع آب در شمال شرق آبخوان ۶۰ درصد برآورد شده است.

کلیدواژگان

تبخیر، آب زیرزمینی، ایزوتوب، معادله ریلی، گونفیاتینی

۱. مقدمه

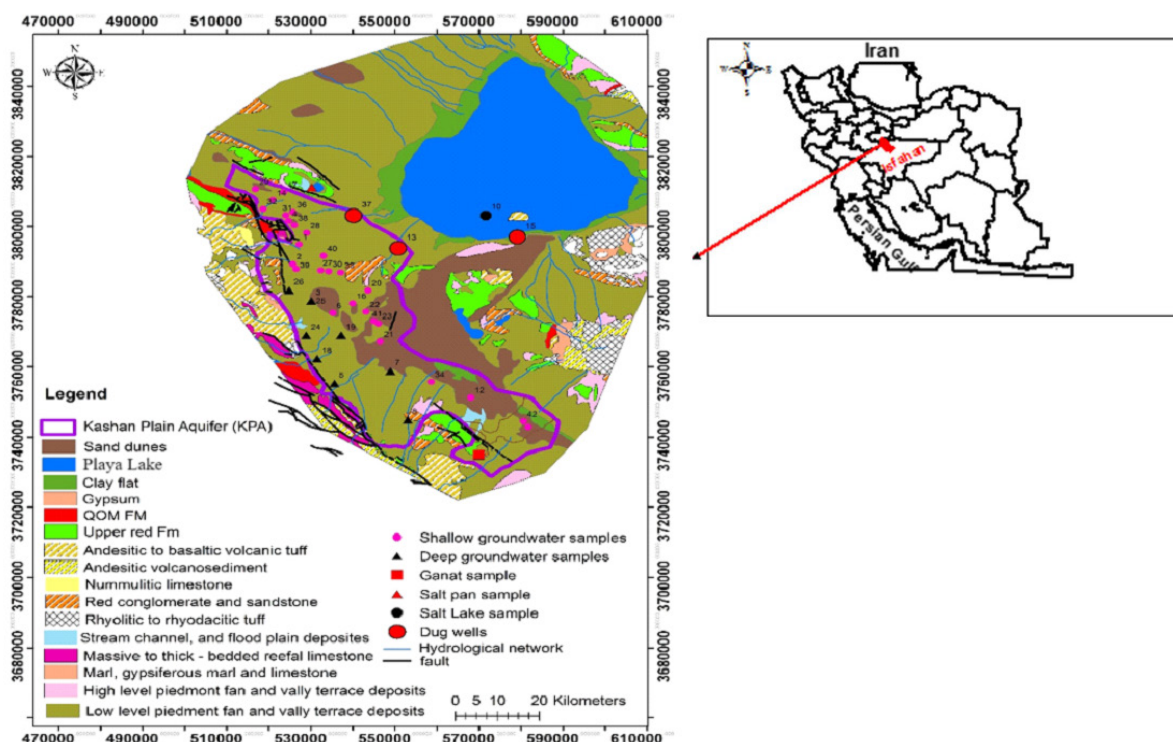
برآورد مقدار تبخیر از منابع آب زیرزمینی، یکی از فاکتورهای مهم و کلیدی در محاسبه بیلان آبی و مدیریت منابع آب زیرزمینی در هر منطقه به شمار می‌رود. روش‌های مختلفی برای برآورد مقدار اثرگذاری تبخیر بر منابع آبی ارائه شده که تفاوت عمده این روش‌ها در تعداد پارامترهای استفاده شده است. در دهه‌های اخیر، چندین روش برای اندازه‌گیری و تخمین تبخیر از آب‌های زیرزمینی برای طیف وسیعی از مقیاس‌های مکانی توسعه داده شده است. لایسیمترها با اندازه‌ها و شکل‌های مختلف [۱ و ۲]، ابزاری کارآمد و قابل اعتماد برای محاسبه مقدار تبخیر هستند [۳]. با این حال، این روش منجر به تغییر در شرایط خاک می‌شود و شرایط مرزی را ایجاد می‌کند که می‌تواند نتایج مشاهده شده را مخدوش کند مگر اینکه از یک توده خاک به اندازه کافی بزرگ و دست‌نخورده استفاده شود. روش نسبت بوون ۱، بر اساس بیلان انرژی سطح زمین، توسط چندین محقق اجرا شده است [۴ و ۵]. با وجود اینکه این روش این قابلیت را دارد که به طور مؤثری تحت شرایط مختلف مقدار تبخیر را محاسبه کند، با این وجود، به فرضیات نظری و ساده‌سازی‌های خاصی نیاز دارد و معادله بیلان انرژی را مجبور می‌کند بسته شود. تایلر و همکاران (۱۹۹۷)، بروترگه و کرافورد (۲۰۰۳)، و آسولین و همکاران (۲۰۰۸) تبخیر را در مناطق مختلف با استفاده از تکنیک همبستگی ادی اندازه‌گیری کرده‌اند [۶]. در این روش و در شرایط جریان ایده‌آل، جریان گرمای نهان (یا تبخیر) مستقیم با همبستگی نوسانات سرعت عمودی باد با تغییرات دما و چگالی بخار آب اندازه‌گیری می‌شود. اجرای این رویکرد عموماً مستلزم هزینه‌های سرمایه‌گذاری و نگهداری بالایی است. برخی از جایگزین‌های اندازه‌گیری که مستقیم قابل انجام هستند، تجزیه و تحلیل تصاویر ماهواره‌ای یا سیستم‌های سنجش از دور هستند. این روش‌ها بر اساس تفسیر علائمی هستند که در جو و سطح زمین برای تخمین مقدار تبخیر در سطح منطقه ظاهر می‌شوند. کیت و دراجرز (۲۰۰۰) روش‌های مختلف تجزیه و تحلیل تصویر از راه دور را مقایسه کردند [۹]. یکی از معایب اصلی این روش‌ها این است که اطلاعات میدانی برای کالیبره کردن و تفسیر صحیح اطلاعات ثبت شده از راه دور مورد نیاز است. همچنین، این روش‌ها هزینه بالایی در اجرا دارند [۳]. در بسیاری از موارد این روش‌ها نه اندازه‌گیری دقیقی از نرخ تبخیر با دقت مناسب را امکان‌پذیر می‌کنند و نه تخمین روزانه را تسهیل می‌کنند [۶]. بنابراین همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، عمده این روش‌ها، روش‌های پرهزینه و زمان‌بری هستند که برخی نیز دقت کافی را ندارند.

لذا در سال‌های اخیر روش‌های نوین و دقیقی برای برآورد مقدار تلفات آب در نتیجه تبخیر ارائه شده است. یکی از این روش‌های نوین، استفاده از داده‌های ایزوتوپی اکسیژن-۱۸ و دوتریوم است [۱۰]. اگرچه سیگنال‌های دوتریوم و اکسیژن-۱۸ بارش به طور کلی به داخل آب‌های زیرزمینی منتقل می‌شوند، ولی مقدار این ایزوتوپ‌ها می‌تواند در نتیجه تبخیر که باعث غنی‌شدگی ایزوتوپ‌ها در آب باقی‌مانده می‌شود، تغییر پیدا کند [۱۱]. این فرایند می‌تواند طی بارش و یا طی فرایند نفوذ رواناب به داخل آب‌های زیرزمینی صورت پذیرد. رودخانه‌ها و دریاچه‌ها نیز می‌توانند چنین شواهدی از تبخیر و غنی‌شدگی ایزوتوپی را نشان دهند و یا وارد آب‌های زیرزمینی کنند [۱۰]. همچنین، در ناحیه غیر اشباع آبخوان در صورتی که عمق رسیدن به سطح ایستابی کمتر از ۵ متر باشد، تبخیر و در نتیجه، غنی‌شدگی ایزوتوپی می‌تواند صورت پذیرد [۱۲]. اثر ایزوتوپی تبخیر از دست دادن ترجیحی اکسیژن-۱۶ و پروتونیوم در بخار آب است ($\epsilon^{18}O_{\text{vapor-water}}$ برابر ۱۰٪- است) [۱۱]. با این وجود، تبخیر در شرایط رطوبت پایین، تفکیک غیرتعادلی و جنبشی، باعث شکنش ایزوتوپی بیشتر نیز می‌شود. با توجه به اینکه این اثرات جنبشی نسبتاً

برای اکسیژن-۱۸ بزرگ‌تر هستند، نتیجه این اثرات، انحراف این منابع آبی از خط آب جوی محلی است [۱۳]. اثرات تبخیر جنبشی به علت تفاوت در سرعت سه گونه ایزوتوپ مولکول آب است ($H_2^{16}O$ (جرم ۱۸)، $HD^{16}O$ (جرم ۱۹)، و $H_2^{18}O$ (جرم ۲۰)) [۱۱]. با ادامه تبخیر آب، از دست رفتن اکسیژن-۱۶ و پروتونیم باعث غنی‌شدگی آب باقی مانده از اکسیژن-۱۸ و دوتریوم می‌شود [۱۴]. غنی‌شدگی ناشی از تبخیر برای مقادیر اکسیژن-۱۸ بیشتر از مقادیر دوتریوم است، به همین دلیل آب‌های تبخیر شده روی نمودار خط آب جوی محلی در نمودار اکسیژن-۱۸ دوتریوم در سمت پایین نمودار قرار می‌گیرند و خط تبخیر معمولاً با شیب کمتر از ۶ را نشان می‌دهند [۱۱]. در صورتی که تبخیر جزئی باشد، در نتیجه اثر خیلی جزئی در آب باقی مانده مشاهده خواهد شد. اگر تلفات آب بیش از چند درصد باشد، نتیجه این تلفات تغییر مثبت در مقادیر اکسیژن-۱۸ و دوتریوم آب باقی مانده روی خط آب جوی محلی خواهد بود [۱۵ و ۱۶]. اثر تبخیر بر ترکیب ایزوتوپی منابع آب زیرزمینی معمولاً طی جریان آب در چشم‌اندازهای خشک در دریاچه‌ها و سایر منابع آب سطحی، قبل از تغذیه آبخوان اتفاق می‌افتد و در صورتی که منابع آب زیرزمینی دریاچه را تغذیه کنند، این اثر تشدید خواهد شد. همچنین این اثر تبخیر را در بارش‌های سبک که در ستون هوای گرم ریزش صورت می‌گیرد و توسط دنسگارد (۱۹۶۴) به عنوان «اثر مقدار» بیان شده است، دیده می‌شود [۱۷]. مهم‌ترین منبع آب مصرفی در دشت کاشان، آب‌های زیرزمینی هستند [۱۸] که با توجه به شیب هیدرولیکی که وجود دارد، به داخل دریاچه پلایایی کاشان و کفه نمکی سراج‌تخلیه می‌شوند [۱۲]. به دلیل بالا بودن تبخیر پتانسیل در این منطقه (حدود ۲۸۰۰ میلی‌متر در سال)، این منابع آبی به شدت در معرض تبخیر قرار دارند. با توجه به اینکه تاکنون مطالعه‌ای در ارتباط با اثر تبخیر بر هدررفت منابع آب از دریاچه پلایایی، کفه نمکی و آب‌های زیرزمینی کم عمق در این منطقه انجام نشده است، در این پژوهش برای نخستین بار در ایران، اقدام به برآورد هدررفت منابع آبی از سطح دریاچه پلایایی، کفه نمکی و آب‌های زیرزمینی کم عمق با استفاده از روش‌های ایزوتوپی (دوتریوم و اکسیژن-۱۸) شده است.

۲. منطقه مورد مطالعه

آبخوان دشت کاشان (طول جغرافیایی: ۵۱ درجه و ۳۲ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۳ دقیقه شرقی، عرض جغرافیایی: ۳۳ درجه و ۲۷ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۱۳ دقیقه شمالی) در شمال استان اصفهان، با مساحت ۲۴۰۳ کیلومتر مربع (شکل ۱) واقع شده است [۱۸]. لایه زیرین آبخوان از رسوبات تبخیری مارن میوسن و سازند قرمز بالایی تشکیل شده که توسط رسوبات آبرفتی و بادی پوشیده شده و آبخوانی با عمق متوسط ۳۵۰ متر که مخلوطی از سیلت ریز، سیلت درشت، خاک رس و ماسه است تشکیل داده است. آبخوان دشت کاشان در شمال شرق کم عمق (عمق سطح ایستابی حدود ۳ متر) و در بخش غربی و جنوب غربی، دارای عمق متوسط ۳۰۰ متر (سطح ایستابی حدود ۱۶۰ متر) است. به دلیل پمپاژ بیش از حد چاه‌های بهره‌برداری و تغذیه کم در اقلیم خشک این منطقه (بارش برابر ۱۳۱ میلی‌متر در سال و تبخیر پتانسیل حدود ۲۸۰۰ میلی‌متر در سال)، این دشت در فهرست دشت‌های ممنوعه بحرانی ایران قرار گرفته است. همچنین، به دلیل بهره‌برداری زیاد از آب‌های زیرزمینی در دشت کاشان، فرونشست زمین به مقدار ۳/۵ سانتی‌متر در سال رخ می‌دهد [۱۹]. علاوه بر این، به دلیل عمق کم منابع آب زیرزمینی در شمال شرق دشت و همچنین از سطح دریاچه پلایایی و کفه نمکی سراج‌تخلیه در شمال شرق آبخوان، تبخیر بر هدررفت این منابع آب اثرگذار است.



شکل ۱. نقشه زمین شناسی، مرز آبخوان، پلایای نمکی، شبکه هیدرولوژیکی، گسل ها و موقعیت نقاط نمونه برداری

۳. مواد و روش ها

۳/۱. نمونه برداری و آنالیز نمونه ها

در این تحقیق، ۴۲ نمونه آب از قنات ها، چاه های عمیق و کم عمق (چاه های بهره برداری و مشاهداتی)، چاهک های حفر شده، دریاچه پلایایی کاشان و از کفه نمکی سراج (شکل ۱ و جدول ۱) جمع آوری شدند. قبل از نمونه برداری، بطری ها با آب مقطر شسته و نمونه های آب (آنیون ها، کاتیون ها، ^{18}O و 2H) به صورت جداگانه در بطری های PVC با حجم ۲۵۰ میلی لیتری جمع آوری شدند. مقادیر هدایت الکتریکی، دما و pH در محل اندازه گیری شدند. نمونه های کاتیونی پس از نمونه برداری با استفاده از فیلتر Millipore با اندازه منافذ ۰/۴۵ میکرومتر صاف و با استفاده از HCl خالص به pH > ۲ رسانده شدند. نمونه ها در دمای ۴ درجه سانتی گراد نگهداری و به دانشکده علوم زمین و محیط زیست دانشگاه اتاوا در کانادا منتقل شدند. آنیون ها، کاتیون ها و عناصر ردیابی با استفاده از IC و ICP-MS اندازه گیری شدند. علاوه بر این، CO_3^{2-} و HCO_3^- با استفاده از تیتراسیون دیجیتالی با استفاده از اسید سولفوریک ۰/۱۶ نرمال و نشانگرهای پودری فنولفتالین و Bromocresol Green- Methyl Red اندازه گیری شدند (جدول ۱). مقدار خطای آنالیز آنیون ها و کاتیون ها بر اساس رابطه ۱ در محدوده قابل قبول $\pm 5\%$ درصد محاسبه شد [۱۱].

$$CBE = (\%) = \frac{\sum cat - \sum an}{\sum cat + \sum an} \times 100 \quad (1)$$

مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}O$ و δ^2H نمونه های انتخاب شده در آزمایشگاه ایزوتوپ پایدار جان ویزر در دانشگاه اتاوا در کانادا اندازه گیری شدند. قبل از انجام آنالیز نمونه ها، آماده سازی نمونه ها بر اساس روش استاندارد [۱۱] صورت گرفت و

آنالیز نمونه‌ها با استفاده از دستگاه Gasbench+DeltaPlusXP انجام شد. در این پژوهش، نتایج ایزوتوپی نسبت به استاندارد VSMOW و با دقت درصد $\pm 0/2$ گزارش شده است. در نهایت، از روابط ۲ و ۳ برای تصحیح اثر شوری بر مقادیر ایزوتوپی، استفاده شد [۲۰، ۲۱].

$$\delta^{18}O_{corrected} = \left(\frac{1/11m_{MgCl_2} + 0/47m_{CaCl_2} - 0/16m_{KCl}}{1000} \right) \times (\delta^{18}O_{meas} + 1000) + \delta^{18}O_{meas} \quad (2)$$

$$\delta^2H_{corrected} = \left(\frac{-0/4m_{NaCl} - 5/1m_{MgCl_2} - 6/1m_{CaCl_2} - 2/4m_{KCl}}{1000} \right) \times (\delta^2H_{meas} + 1000) + \delta^2H_{meas} \quad (3)$$

در این معادلات، مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}O$ و δ^2H بر حسب پرمیل و سایر پارامترها بر حسب مولالیتته است.

جدول ۱. پارامترهای فیزیکی-شیمیایی، غلظت عناصر اصلی (mg/L) و داده‌های ایزوتوپی (پرمیل) در نمونه‌های مورد بررسی در دشت کاشان

شماره نمونه	δ^2H	$\delta^{18}O$	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+	Na^+	Ec ($\mu S/cm$)	pH	عمق کف آبخوان (متر)	عمق نمونه برداری (متر)
W1	-۵۱/۰۱	-۷/۹۹	۷۷۰	۱۳	۴۰۴۷	۸۶	۷۲۳	۱۰	۱۷۷۵	۱۳۰۰۰	۷/۱۶	۲۵۰	۲۵
W2	-۵۲/۴۴	-۷/۵۹	۸۴۸	۳۰	۴۴۷۳	۱۳۷	۸۸۱	۱۱	۲۴۰۸	۴۳۳۰	۷/۱۲	۲۵۰	۲۵
W3	-	-	۱۵۱۲	۱۵	۱۷۷۵	۱۴۰	۸۴۶	۱۳	۷۲۹	۲۱۰۰	۷/۰۴	۳۰۰	۱۲۰
W4	-	-	۱۷۰۲	۷/۹۳	۲۵۵۶	۱۰۰	۵۲۳	۱۱	۱۵۲۳	۴۲۵۰	۷/۱	۲۵۰	۲۵
W5	-	-	۵۷۶	۶۰۰	۲۸۷	۱۰۰	۱۷۹	۱۰	۲۰۲	۱۷۸۳	۷/۳۶	۴۰۰	۱۵۰
W6	-	-	۱۲۴۹	۲۵	۶۰۷	۵۳	۲۵۵	۱۵	۵۵۹	۳۳۸۰	۷/۵۵	۲۷۰	۱۰۰
W7	-	-	۶۱۹	۸/۷۸	۱۱۸۰	۱۰۷	۲۸۱	۶	۵۳۰	۳۶۳۰	۷/۷۲	۳۰۰	۱۵۰
W8	-۵۴/۷۳	-۸/۳۰	۷۲۶	۷۲۰	۱۷۷	۸۴	۱۶۷	۴	۳۶۸	۲۲۱۰	۷/۸۷	۴۰۰	۹۰
W9	-	-	۴۳۲	۶۶۰	۷۱	۶۵	۸۴	۲	۲۵۰	۱۴۶۲	۷/۸۵	۲۰۰	۳۸
W10 (Playa)	۲۲/۶۷	۶/۴۸	۷۶۵۷	۴/۰۲	۱۸۵۰۳۳	۱۵۵۶	۶۶۹	۱۸۹	۸۳۵۹۷	۲۱۲۰۰۰	۶/۹۹	۵۰	۰/۵
W11	-	-	۱۵۷۳	۱۷	۱۰۳۴	۵۶	۲۲۳	۴	۱۰۴۱	۴۴۲۰	۸/۱۱	۲۰۰	۰/۵
W12	-	-	۷۸۸	۱۲	۱۱۷۲	۹۳۷۶	۲۰۴	۶	۷۶۸	۴۰۰۰	۷/۴۴	۲۵۰	۵۰
W13	-۳۰/۱۱	۰/۳۹	۸۹۰	۱/۴۶	۸۷۹۳۵	۲۷۸۴	۱۰۷۱	۱۷۰	۳۵۴۷۲	۱۵۰۲۰۰	۶/۸۸	۲۰۰	۰/۵
W14	-	-	۱۸۱۳	۴/۲۷	۲۶۸۹	۵۲	۳۴۱	۷	۱۸۹۰	۱۰۱۰۰	۷/۳۸	۲۵۰	۱۰۰
W15	-	-	۱۴۴۰	۱۳	۱۳۰۰	۸۴	۲۰۷	۶۶	۹۸۴	۶۶۲۰	۷/۶۸	۲۰۰	۱/۵
W16	-	-	۱۱۵۵	۱۹	۱۰۵۳	۱۴۶	۳۵۰	۲۲	۸۶۳	۵۱۵۰	۷/۶۸	۲۵۰	۸۰
W17	-۵۷/۰۹	-۸/۲۹	۱۱۲۹	۳/۱۷	۲۰۲۶	۷۵	۶۲۵	۶	۱۰۴۲	۷۵۰۰	۷/۲۵	۲۵۰	۲۵
W18	-	-	۶۰۰	۹۰۰	۳۹۰	۷۴	۲۲۸	۱۴	۳۷۱	۲۳۰۰	۷/۵۸	۴۰۰	۳۰۰
W19	-	-	۳۲۸	۸۴۰	۳۵۵	۴۰	۱۱۹	۱۰	۴۱۳	۱۸۷۲	۸	۳۵۰	۲۰۰

۳۰	۲۲۰	۷/۴۱	۱۳۵۱۰	۲۳۸۳	۲۸	۸۴۹	۳۶۵	۴۵۹۲	۱۶	۲۰۳۵	-۷/۶۸	-۵۵/۳۷	۷۲۰
۶۰	۲۲۰	۷/۳۶	۱۳۲۹۰	۱۴۰۰	۱۹	۱۰۸۱	۳۷۶	۴۸۱۰	۶/۴۶	۷۷۳	-۸/۲۸	-۵۶/۵۹	۷۲۱
۸۰	۲۲۰	۷/۳۳	۱۱۷۲۰	۲۰۴۶	۱۹	۸۸۵	۲۹۸	۳۵۱۰	۱۵	۲۲۴۷	-	-	۷۲۲
۸۰	۲۲۰	۷/۵۷	۱۴۲۵۰	۲۸۱۲	۳۶	۸۵۴	۳۰۱	۵۲۵۹	۱۴	۱۴۷۷	-	-	۷۲۳
۱۷۰	۴۰۰	۷/۴۳	۳۲۹۰	۴۶۵	۹	۳۲۷	۱۰۰	۷۲۰	۲۳	۱۰۷۱	-	-	۷۲۴
۱۲۰	۳۰۰	۷/۴۸	۲۲۷۰	۴۸۲	۸	۱۷۳	۵۹	۳۷۷	۲۱	۵۶۳	-	-	۷۲۵
۱۵۰	۳۵۰	۷/۳۵	۳۹۳۰	۸۴۲	۶	۴۴۰	۸۴	۱۷۳۹	۱۰	۴۹۴	-	-	۷۲۶
۲۵	۲۱۵	۵/۱۶	۲۷۲۰۰	۱۹۴۱	۳۰	۸۶۷	۸۳۷	۱۱۲۴۴	۱	۹۹۴۵	-	-	۷۲۷
۱۸	۲۵۰	۷/۴۳	۱۴۴۷۰	۲۸۹۷	۲۵	۱۵۶۹	۶۴	۵۶۸۰	۶/۳۴	۱۳۹۰	-۴/۴۸	-۱۶/۵۲	۷۲۸
۵۰	۲۵۰	۷/۵۸	۶۵۶۰	۱۰۳۰	۶	۴۸۲	۱۰۷	۱۴۷۴	۶/۲۲	۱۸۴۱	-۷/۶۹	-۵۵/۱۸	۷۲۹
۸۰	۲۵۰	۷/۷۸	۱۶۱۹	۵۳۸	۱۱	۹۱	۹۱	۷۴۵	۱۵	۵۲۸	-	-	۷۳۰
۴۰	۲۴۰	۷/۱۹	۱۰۴۲۰	۱۹۴۴	۹	۵۳۳	۷۹	۲۸۶۷	۱۰	۱۲۲۰	-۶/۸۹	-۵۵/۶۸	۷۳۱
۱۴۰	۲۵۰	۷/۹۹	۱۹۲۳	۷۶۵	۱	۹۹	۸۳	۸۱۶	۱۹	۵۹۴	-	-	۷۳۲
۱۵	۲۲۰	۷/۶۶	۲۷۳۰	۷۹۶	۱۵	۲۰۴	۱۱	۹۹۴	۲۳	۹۷۸	-	-	۷۳۳
۵۲	۲۵۰	۷/۵۲	۶۳۵۰	۱۱۱۴	۱۲	۳۵۸	۸۹	۱۶۸۰	۸/۵۴	۹۵۴	-	-	۷۳۴
۰/۵	۲۵	۶/۱۸	۲۰۰۰۰۰	۶۰۵۵۳	۱۹۸	۳۲۹۴۹	۵۴۶۳	۱۹۷۳۰۹	۰/۰۱	۱۵۱	۴/۰۴	-۲۴/۳۷	۷۳۵ (Saltpan)
۱۴	۲۲۰	۶/۹۵	۶۷۲۰	۱۱۵۹	۸	۶۵۶	۳۴	۲۷۳۳	۲/۴۴	۵/۳۰	-	-	۷۳۶
۰/۵	۲۰۰	۵/۷۶	۲۰۴۰۰۰	۷۴۲۲۳	۸۶۷	۹۶۲	۲۵۷۴	۲۰۴۸۰۰	۱/۷۱	۱۰۰۸۰	۴/۲۹	-۴/۴۵	۷۳۷
۱۵	۲۲۰	۷/۱۹	۱۲۲۸۰	۲۲۰۰	۱۴	۱۳۷	۱۲	۳۶۲۷	۴/۸۸	۱۶۲۵	-	-	۷۳۸
۲۳	۲۵۰	۴/۵۷	۳۷۴۰۰	۸۲۸۴	۹۲	۱۳۶۹	۴۷۳	۱۳۷۱۰	۰/۵	۲۹۷۶	-	-	۷۳۹
۱۴	۲۲۰	۴/۱۷	۲۸۸۰۰	۳۶۸۶	۱۳۰	۲۸۴۸	۸۸۹	۱۱۹۹۹	۱/۰۵	۱۱۱۰	-۷/۰۵	-۵۲/۷۸	۷۴۰
۸۰	۲۲۰	۶/۹	۱۴۰۲۰	۱۸۱۸	۲۷	۱۲۶۱	۴۹۵	۶۰۰۹	۱۶	۱۱۶۹	-	-	۷۴۱
۶۰	۲۰۰	۷/۳۷	۷۶۶۰	۲۲۲۶	۱۸	۴۲۷	۳۲۷	۲۲۹۱	۱۳	۱۳۸۵	-۸/۳۸	-۵۵/۵۲	۷۴۲

۲.۳. روش کار

از آنجاکه تبخیر از منابع آب شمال شرق آبخوان کاشان (خروجی آبخوان)، دریاچه پلایایی و کفه نمکی سراجیه صورت می‌گیرد، تعیین اثر تبخیر بر مقدار شور شدن این منابع آب بسیار مهم است. تبخیر آب باعث غنی‌شدگی در روند هر دو ایزوتوپ اکسیژن-۱۸ و دوتریوم در منابع آب سطحی و زیرزمینی بر اساس تقطیر ریلا می‌شود [۱۱]. این غنی‌شدگی در نمودار اکسیژن-۱۸ و دوتریوم آب تبخیر شده، یک روند مثبت ایجاد می‌کند که در نتیجه از خط آب جوی انحراف پیدا می‌کند و باعث غنی‌شدگی بیشتر اکسیژن-۱۸ می‌شود [۱۱]. دلیل این انحراف را می‌توان در فاکتورهای جدایش جنبشی اکسیژن-۱۸ و رابطه تجربی فاکتور غنی‌شدگی جنبشی یافت که توسط گونفیانتینی (۱۹۸۶) ارائه شده است [۲۲]. فاکتور غنی‌شدگی جنبشی آب و بخار ($\Delta\epsilon_{water-vapor}$) بر اساس رطوبت منطقه که

برای تعیین جدایش ایزوتوپی بین آب و بخار طی تبخیر غیرتعادلی از آب‌های سطحی تعیین می‌شود به صورت زیر محاسبه می‌شود (روابط ۴ و ۵).

$$\Delta \varepsilon^{18}\text{O}_{\text{water-vapor}} = 14 / 5(1-h) \quad (4)$$

$$\varepsilon D_{\text{water-vapor}} = 12 / 5(1-h) \quad (5)$$

با اضافه شدن این فاکتورهای غنی‌شدگی جنبشی به فاکتورهای غنی‌شدگی تعادلی، روابط کلی زیر حاصل می‌شود (روابط ۶ و ۷):

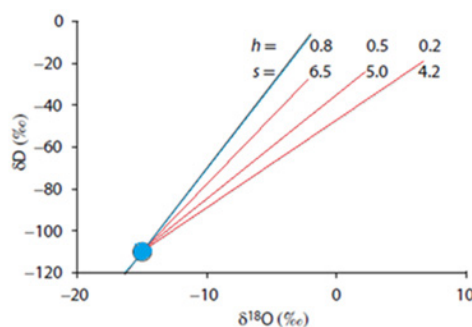
$$\delta^{18}\text{O}_{\text{water}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{vapor}} = \varepsilon^{18}\text{O}_{\text{water-vapor}} + \Delta \varepsilon^{18}\text{O}_{\text{water-vapor}} \quad (6)$$

$$\delta D_{\text{water}} - \delta D_{\text{vapor}} = \varepsilon D_{\text{water-vapor}} + \Delta \varepsilon D_{\text{water-vapor}} \quad (7)$$

بر اساس این دو معادله (۶ و ۷)، غنی‌شدگی اکسیژن -۱۸ بیشتر از دوتریوم است که باعث انحراف نمونه‌ها از خط آب جوی در طول خط تبخیر با شیب کمتر می‌شود. تأثیر رطوبت (h) به گونه‌ای است که در شرایط خشک‌تر، شیب روند تبخیر، کمتر است. این فرایند را می‌توان در نسبت غنی‌شدگی محاسبه شده ترکیب $D / ^{18}\text{O}$ برای مقادیر متفاوت رطوبت در جدول ۲ و شکل ۲ مشاهده کرد [۱۱].

جدول ۲. فاکتورهای غنی‌سازی تبخیری برای $\Delta \varepsilon^{18}\text{O}$ و $\Delta \varepsilon D$ برای رطوبت‌های متفاوت، بر اساس روابط ارائه شده [۲۲].

رطوبت	۱	۰/۸	۰/۵	۰/۲
$\Delta \varepsilon D_{\text{water-vapor}}$	۰	۳	۶	۱۰
$\Delta \varepsilon^{18}\text{O}_{\text{water-vapor}}$	۰	۲/۸	۷/۱	۱۱/۴
$\varepsilon D + \Delta \varepsilon D$	۷۶	۷۹	۸۲	۸۵
$\varepsilon^{18}\text{O} + \Delta \varepsilon^{18}\text{O}$	۹/۳	۱۲/۹	۱۶/۴	۱۹/۲
$\varepsilon D + \Delta \varepsilon D / \varepsilon^{18}\text{O} + \Delta \varepsilon^{18}\text{O}$	۸/۲	۶/۵	۵	۴/۲



شکل ۲. خطوط تبخیر در رطوبت‌های مختلف. شیب خط بر اساس نسبت $(\varepsilon D + \Delta \varepsilon D) / (\varepsilon^{18}\text{O} + \Delta \varepsilon^{18}\text{O})$ که با کاهش رطوبت، کاهش می‌یابد [۱۱]

در این پژوهش، به منظور محاسبه متوسط تلفات تبخیر، از شیب تبخیر منطقه ای استفاده شده است. این شیب، تابعی از رطوبت، دما، سرعت باد و غیره است. همچنین به منظور بررسی مقدار اثر تبخیر بر غنی شدگی ایزوتوپی نمونه های برداشت شده، از آب زیرزمینی که تحت تأثیر تبخیر ثانویه قرار نگرفته است (W8) و نمونه برداشت شده از دریاچه پلایایی (W10) به عنوان آب سطحی که تحت تأثیر تبخیر قرار دارد، از رابطه ۸ استفاده شد [۱۱].

$$^{18}O_{\text{surface water}} - \Delta^{18}O_{\text{groundwater}} = \Delta\epsilon^{18}O_{\text{total}} \cdot \ln f \quad (۸)$$

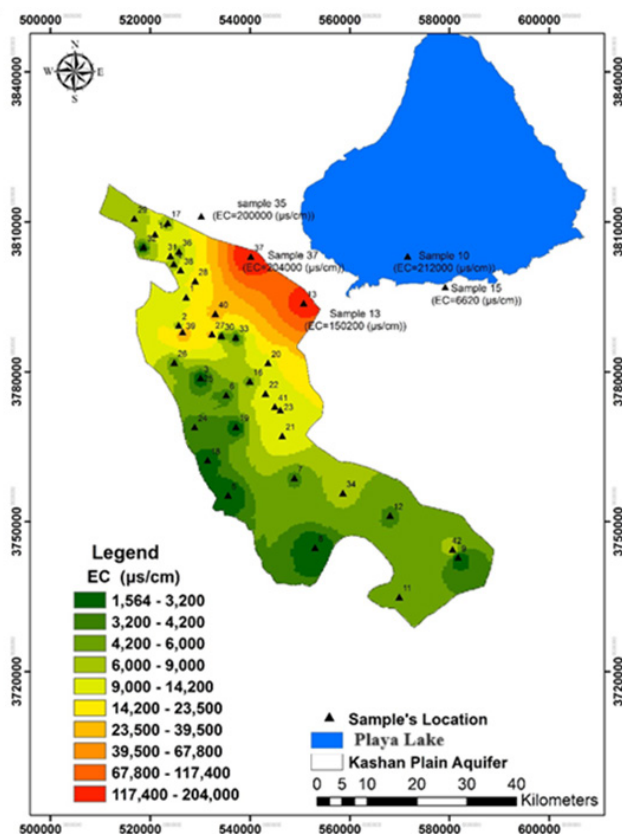
که در این رابطه f ، کسر آب باقی مانده، $\Delta^{18}O_{\text{groundwater}}$ ، تغییرات اکسیژن-۱۸ آب زیرزمینی، $^{18}O_{\text{surface water}}$ تغییرات اکسیژن-۱۸ آب سطحی و $\Delta\epsilon^{18}O_{\text{total}}$ ، تغییرات غنی شدگی کلی آب از ایزوتوپ اکسیژن-۱۸ است.

۴. نتایج و بحث

نتایج هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی نمونه های آب زیرزمینی، دریاچه پلایایی و کفه نمکی سراج در دشت کاشان، در جدول ۲ ارائه شده است.

۱.۴. خصوصیات کلی هیدروژئوشیمیایی منابع آب مورد بررسی

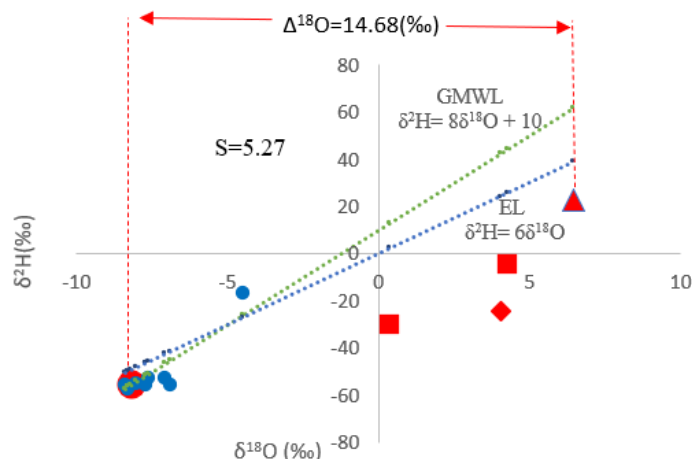
بر اساس نتایج به دست آمده (جدول ۲) هدایت الکتریکی نمونه های مورد بررسی از $1462 \mu\text{S/cm}$ تا 212 هزار با مقدار متوسط $25826 \mu\text{S/cm}$ متغیر است. بر اساس نتایج به دست آمده (شکل ۳)، مقدار شوری در جهت جریان آب زیرزمینی از جنوب غربی به شمال شرقی افزایش می یابد. همچنین، pH نمونه های مورد بررسی بین $3/41$ تا $8/11$ و مقدار متوسط $7/12$ متغیر است. بر اساس نتایج به دست آمده، Cl^- و SO_4^{2-} آنیون های اصلی و Ca^{2+} و Na^+ کاتیون های اصلی در منابع آب مورد بررسی هستند. غلظت های Ca^{2+} ، Na^+ و Cl^- به ترتیب از 84 تا 33873 ، 202 تا 83597 و 71 تا 204800 میلی گرم در لیتر متغیر است. مقدار SO_4^{2-} در منطقه مورد مطالعه بین $5/3$ تا 10080 میلی گرم در لیتر است. میانگین غلظت HCO_3^- برابر $13/14$ میلی گرم در لیتر به دست آمد. با توجه به اینکه در این پژوهش از نتایج هیدروژئوشیمیایی تنها برای اصلاح اثر نمک بر مقادیر ایزوتوپی به دست آمده از روش Gasbench+DeltaPlusXP استفاده شده است، لذا تحلیلی در ارتباط با هیدروژئوشیمی نمونه های برداشت شده در این پژوهش ارائه نمی شود.



شکل ۳. نقشه هدایت الکتریکی منابع آب مورد بررسی در دشت کاشان

۲.۴. غنی‌شدگی ایزوتوپی و میانگین تلفات منابع آب بر اثر تبخیر

به طور کلی، ترکیب ایزوتوپی مولکول‌های آب به منشأ تأمین‌کننده آب، فاصله از منشأ و فرایند تبخیر بستگی دارد [۱۱]. نتایج آنالیز ایزوتوپی ^{18}O و ^2H در این تحقیق (جدول ۱) نشان داد میانگین مقدار ^2H در نمونه‌های آب زیرزمینی، دریاچه پلایایی و کفه نمکی سراج به ترتیب برابر $۴۶/۳۵$ ، $۲۲/۶۸$ و $۲۴/۳۷$ - پرمیل و میانگین مقدار ^{18}O ، $۵/۱۸$ ، $۶/۴۸$ و $۴/۰۴$ است. بنابراین، با حرکت از جنوب غرب و غرب به شمال شرق آبخوان (شکل ۱)، ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^2H غنی‌تر شده و در دریاچه پلایایی و کفه نمکی، غنی‌شدگی بیشتری اتفاق افتاده است؛ به طوری که کمترین مقدار ^{18}O در نمونه W42 ($۸/۳۸$ - پرمیل) در جنوب آبخوان و بیشترین غنی‌شدگی در دریاچه پلایایی ($۶/۴۸$ - پرمیل) مشاهده می‌شود. بیشترین تهی‌شدگی در مقدار ^2H در شمال آبخوان (W17) ($۵۷/۰۹$ - درصد) و بیشترین غنی‌شدگی مربوط به دریاچه پلایایی ($۲۲/۶۸$ - پرمیل) است. دلیل این غنی‌شدگی در شورابه‌های شمال شرق آبخوان و همچنین کفه نمکی و دریاچه پلایایی باید به دلیل اثر تبخیر بر آب‌های این منطقه باشد که با شکنش ایزوتوپی، ایزوتوپ‌های سنگین‌تر آب باقی مانده، غنی‌تر شده‌اند. فاصله گرفتن داده‌های ایزوتوپی دریاچه پلایایی، کفه نمکی و شورابه‌های شمال شرق آبخوان از خط آب جوی جهانی، حاکی از اثر تبخیر بر این منابع آب است (شکل ۴).



شکل ۴. نمودار تغییرات ایزوتوپی $\delta^{18}O$ در برابر δ^2H در نمونه‌های آب زیرزمینی (دایره‌های آبی رنگ)، آب زیرزمینی (Initial Water) (دایره قرمز رنگ)، دریاچه پلایایی (Final Water) (مثلث قرمز رنگ)، چاهک‌های حفر شده در شمال شرق آبخوان کاشان (مربع قرمز رنگ) و کفه نمکی سراج (لوزی قرمز رنگ)

بر اساس نتایج به دست آمده (شکل ۵)، دریاچه پلایایی و کفه نمکی سراج و چاهک‌های حفر شده در شمال شرق آبخوان نسبت به سایر بخش‌های آبخوان با تبخیر بیشتر و در نتیجه، تلفات آب بیشتر مواجه هستند. همان طور که مشاهده می‌شود، شیب خط بین دوتریوم و اکسیژن -۱۸ نمونه آب زیرزمینی (W8) به عنوان نمونه اولیه که تحت تأثیر تبخیر قرار نگرفته است و نمونه برداشت شده از دریاچه پلایایی (W10) که تحت تأثیر تبخیر قرار دارد، برابر $5/27$ است (شکل ۴). همچنین مقدار فاکتور غنی‌شدگی جنبشی اکسیژن -۱۸ بر اساس معادله گنیفانتینی با توجه به $\Delta\epsilon^{18}O_{v-bl} = 7/1\text{‰}$ و $\Delta\epsilon^2H_{v-bl} = 25/6\text{‰}$ ، تعیین شد. بنابراین، مقدار غنی‌شدگی کلی ($\epsilon_{total} = \epsilon_{v,l} + \Delta\epsilon_{v-bl}$) در نتیجه تبخیر، تحت شرایط یاد شده و دمای متوسط سالانه 30°C درجه سانتی‌گراد، برابر $16/4 -$ پرمیل برای اکسیژن -۱۸ و $82/25 -$ پرمیل برای دوتریوم به دست آمد. بر اساس تقطیر ریلی، مقدار تلفات آب در نتیجه تبخیر بر اساس مقادیر اکسیژن -۱۸، بر اساس اختلاف بین نمونه اولیه (نمونه آب شیرین آبخوان) و مقدار اکسیژن -۱۸ دریاچه پلایایی و کفه نمکی با استفاده از معادله ساده شده ریلی محاسبه شد (رابطه ۸). از آنجا که کسر آب باقی مانده برابر 40% به دست آمده، بنابراین مقدار تلفات منابع آب در دریاچه پلایایی، کفه نمکی و شورابه‌های شمال شرق آبخوان بین 55 تا 65% و به طور متوسط 60% درصد برآورد شده است. بنابراین تنها 40% درصد از منابع آبی که از بخش‌های عمیق آبخوان بر اساس شیب هیدرولیکی به شمال شرق آبخوان و در نهایت، از آبخوان وارد دریاچه پلایایی و کفه نمکی می‌شوند، باقی می‌مانند و 60% درصد دیگر تبخیر می‌شوند.

۵. نتیجه‌گیری

استفاده از فناوری‌های ایزوتوپی یکی از ابزارهای کارآمد در مطالعه فرایندهای مختلف در چرخه هیدرولوژی محسوب می‌شود. در این پژوهش از ایزوتوپ‌های پایدار و سنگین مولکول آب ($\delta^{18}O$ و δ^2H) جهت بررسی غنی‌شدگی ایزوتوپی و همچنین برآورد متوسط تلفات منابع آب در شمال شرق دشت کاشان در نتیجه اثر تبخیر استفاده شد. نتایج آنالیز ایزوتوپی 2H و ^{18}O نشان داد با حرکت از جنوب غرب و غرب به شمال شرق آبخوان، ایزوتوپ‌های 2H و ^{18}O غنی‌تر شده و در دریاچه پلایایی و کفه نمکی، غنی‌شدگی بیشتری اتفاق افتاده است. دلیل این غنی‌شدگی در شورابه‌های شمال شرق آبخوان و همچنین کفه نمکی و دریاچه پلایایی باید به دلیل اثر تبخیر بر آب‌های این منطقه باشد که با شکنش ایزوتوپی، ایزوتوپ‌های سنگین‌تر آب باقی مانده، غنی‌تر شده‌اند.

همچنین با توجه به نتایج به دست آمده، در نتیجه اثر تبخیر بر منابع آب این منطقه، به طور متوسط ۶۰ درصد منابع آب زیرزمینی که عمقی کمتر از ۵ متر دارند و همچنین ۶۰ درصد منابع آب وارد شده به دریاچه پلایایی و کفه نمکی سراج در نتیجه اثر تبخیر، هدر می‌رود.

منابع

- [1] Aboukhaled A, Alfaro A, Smith M. Lysimeters. FAO Irrigation and Drainage Paper 1982;39.
- [2] Boast C, Robertson T. A “micro-lysimeter” method for determining evaporation from bare soil: description and laboratory evaluation. *Soil Sci Soc Am J* 1982;46:689–96.
- [3] Rana G, Katerji N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under mediterranean climate: A review. *Eur J Agron* 2000;13:125–53.
- [4] Dugas W, Fritschen D, Gay L, Held A, Matthias A, Peicosky D, et al. Bowen ratio, eddy correlation and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat. *Agri For Met* 1991;56:1–10.
- [5] Todd R, Evett S, Howell T. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agric For Met* 2000;103:335–48.
- [6] Tyler S, Kranz S, Parlange M, Albertson J, Katul G, Cochran G, et al. Estimation of groundwater evaporation and salt flux from Owens Lake, California, USA. *J Hydrol (Amst)* 1997;200:110–35.
- [7] Brotzge J, Crawford K. Examination of the surface energy budget: a comparison of eddy correlation and Bowen ratio measurement systems. *J Hydromet* 2003;4:160–78.
- [8] Assouline S, Tyler S, Tanny J, Cohen S, Bou-Zeid E, Parlange M, et al. Evaporation from three water bodies of different sizes and climates: Measurements and scaling analysis. *Adv Water Resour* 2008;31:160–72.
- [9] Kite G, Droogers P. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *J Hydrol (Amst)* 2000;310:3–18.
- [10] Mirzavand M. Determine the Origin and Mechanism of Groundwater Salination in Kashan Plain using Isotopic and Hydro-geochemical Methods. 2018.
- [11] Clark ID. *Groundwater Geochemistry and Isotopes*. Taylor & Francis Group; 2015.
- [12] Mirzavand M, Ghasemieh H, Sadatinejad SJ, Bagheri R. Delineating the Source and Mechanism of Groundwater Salinization in Crucial Declining Aquifer Using Multi- Chemo- Isotopes Approaches. *J Hydrol (Amst)* 2020;586. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124877>.
- [13] Sadatinejad SJ, Mirzavand M. *Saline groundwater (Hydrogeochemistry and Isotopes)*. Tehran: Neuclear Science & Technology Research Institute Press; 2023.
- [14] Clark ID, Fritz P. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press; 1997.
- [15] Mirzavand M, Ghazban F. Isotopic and hydrochemical evidence for the source and mechanism of groundwater salinization in Kashan Plain aquifer in Iran. *Environmental Science and Pollution Research* 2022;29. <https://doi.org/10.1007/s11356-021-17457-8>.
- [16] Mirzavand M, Walter J. Delineating the mechanisms controlling groundwater salinization using chemo-isotopic data and meta-heuristic clustering algorithms (case study: Saguenay-Lac-Saint-Jean region in the Canadian Shield, Quebec, Canada). *Environmental Science and Pollution Research* 2024. <https://doi.org/10.1007/s11356-024-33922-6>.
- [17] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 1964;16:436–68. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>.
- [18] Mirzavand M, Ghazavi R. A Stochastic Modelling Technique for Groundwater Level Forecasting in an Arid Environment Using Time Series Methods. *Water Resources Management* 2015;29:1315–28. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0875-9>.
- [19] Ghazifard A, Moslehi A, Safaei H, Roostaei M. Effects of groundwater withdrawal on land subsidence in Kashan Plain, Iran. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 2016;75:1157–68. <https://doi.org/10.1007/s10064-016-0885-3>.
- [20] Sofer Z, Gat JR. The isotope composition of evaporating brines: Effect of the isotopic activity ratio in saline solutions. *Earth Planet Sci Lett* 1975;26:179–86. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90085-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90085-0).
- [21] Benetti M, Sveinbjörnsdóttir AE, Ólafsdóttir R, Leng MJ, Arrowsmith C, Debondt K, et al. Inter-comparison of salt effect correction for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ measurements in seawater by CRDS and IRMS

using the gas-H₂O equilibration method. *Mar Chem* 2017;194:114–23. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2017.05.010>.

- [22] Gonfiantini R. Environmental isotopes in lake studies. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. The Terrestrial Environment*. vol. 2. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands; 1986.