



برآورد نرخ تبخیر از سطح دریاچه ارومیه در زمان حداکثر تراز آب

سید فرید فاضل مجتهدی^{*}، سروش سراوانی^۲، احسان جلیوند^۳، سمیه سیما^۴، مسعود تجریشی^۵

۱ و ۲- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی عمران، مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف

۳- دانشجوی دکتری مهندسی عمران-گرایش آب، مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف

۴- پژوهشگر پسادکتری، مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف

۵- استاد دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف

Farid_fazel_m@yahoo.com

خلاصه

دریاچه ارومیه یکی از دریاچه های شور جهان می باشد که نزدیک به ۱۰ درصد از مساحت حوزه آبریز ارومیه را تشکیل داده و از حدود سه دهه پیش به موازات افزایش حجم بهره برداری از منابع آب حوضه، تراز آب در آن به میزان قابل توجهی کاهش یافته است. برآورد نرخ تبخیر از سطح دریاچه ارومیه به عنوان تنها ترم تلفات آب از این پهنه آب شور از اهمیت بالایی در محاسبات بیلان و مدیریت منابع آب حوضه برخوردار است. در این مطالعه، سال ۱۹۹۵ میلادی که مصادف با زمان حداکثر تراز آب دریاچه می باشد به عنوان مبنا برای تعیین نرخ تبخیر مدنظر قرار گرفته است. روش بیلان انرژی دقیق ترین روش جهت برآورد مقدار تبخیر می باشد که نیاز به داده های ورودی زیاد، استفاده از آن را با محدودیتهایی همراه کرده است. بر اساس نتایج مطالعات پیشین در خصوص روشهای برآورد تبخیر از دریاچه ارومیه، روش تجربی دویرین-کژمن با داده های ورودی کمتر نزدیک ترین نتایج را نسبت به روش بیلان انرژی ارائه می دهد. از این رو در این مطالعه برای برآورد نرخ تبخیر ماهانه از سطح دریاچه در سال ۱۹۹۵ از این رابطه با ترکیبی از داده های ورودی سنجش از دور و اندازه گیری های زمینی و همچنین اعمال اثر شوری استفاده گردیده است. بررسی تغییرات ماهانه نرخ تبخیر نشان می دهد که حداکثر و حداقل میزان تبخیر از سطح دریاچه به ترتیب معادل ۲۱۷ و ۱۴ میلیمتر می باشد که طی ماه های آگوست و ژانویه رخ داده است. همچنین میزان ارتفاع کل تبخیر از سطح دریاچه در سال ۱۹۹۵ معادل ۱۳۸۸ میلی متر بدست آمده است.

کلمات کلیدی: تبخیر، دریاچه ارومیه، دویرین-کژمن، شوری، سنجش از دور

۱. مقدمه

برآورد نرخ تبخیر از سطح دریاچه ارومیه به عنوان تنها ترم تلفات آب از این پهنه آب شور از اهمیت بالایی در محاسبات بیلان و مدیریت منابع آب حوضه برخوردار است. به همین جهت برای محاسبه تبخیر دریاچه در یک دوره طولانی، استفاده از روشی که هم از دقت کافی برخوردار باشد و هم هزینه محاسباتی کمی را به دنبال داشته باشد اهمیت زیادی پیدا می کند. به طور کلی روش های مورد استفاده در برآورد تبخیر از سطح آب را می توان به چهار دسته تقسیم نمود: (۱) اندازه گیری با تشتک تبخیر^۱، (۲) بیلان آب^۲، (۳) بیلان انرژی^۳ و (۴) انتقال جرم^۴ (Gianniu et al., 2007). در ادامه هر یک از این روش ها به اختصار توضیح داده می شوند.

روش اندازه گیری با تشتک تبخیر به منظور برآورد ارتفاع تبخیر بیش از یک قرن است که کاربرد دارد در این روش مقدار تبخیر به طور مستقیم و با اندازه گیری تغییرات عمق و حجم آب در تشتک صورت می گیرد. بطور معمول از دو نوع تشتک برای این منظور استفاده می شود که عبارتند از تشتک کلاس الف و تشتک کاسه ای که در ایران عموماً از نوع اول استفاده می شود. بین ارتفاع تبخیر اندازه گیری شده با تشتک تبخیر و تبخیر واقعی از دریاچه تفاوتی وجود دارد که با اعمال ضریب اصلاح می شود.

¹ Evaporation pans

² Water Balance

³ Energy Balance

⁴ Mass transfer



روش بیلان آب بر اساس قانون بقای جرم یا پیوستگی بنا شده است. این روش یک روش ساده برای محاسبه تبخیر برای دوره‌های ماهانه و سالانه است که بر اساس میزان جریان ورودی، خروجی و مقدار تراوش از بستر، حجم تبخیر شده در آن محاسبه می‌شود. نتایج بدست آمده از این روش معمولاً به دلیل وجود عدم قطعیت در برآورد ترم تراوش با خطا همراه می‌باشد (Harbeck et al., 1954).

روش بیلان انرژی بر اساس قانون بقای انرژی بنیان نهاده شده است. در این روش با برآورد مجموع جبری انرژیهای ورودی، خروجی و تغییرات ذخیره آن در آب دریاچه مقدار تبخیر از سطح محاسبه شده که از نقطه نظر فیزیکی دقیق‌ترین روش برآورد تبخیر به حساب می‌آید. با این حال با توجه به هزینه ابزاری نسبتاً بالای این روش از نظر پردازش داده‌های سنجش از دور و حجم عملیات میدانی معمولاً از آن در کالیبراسیون روشها و مدل‌های دیگر استفاده می‌شود (Anderson et al., 2004).

یکی دیگر از روشهای برآورد تبخیر روش انتقال جرم است که محاسبه تبخیر در آن بر مبنای اختلاط پیوسته و غیر پیوسته جرم یا بخار آب در لایه مرزی می‌باشد. تقریباً تمام معادلات انتقال جرم از یک قاعده مشترک استفاده می‌کنند که آن متناسب بودن مقدار تبخیر با اختلاف فشار بخار و سرعت باد می‌باشد (Harbeck et al., 1954).

طبق تحقیقات بسیاری از محققین، روش بیلان انرژی به عنوان مناسبترین روش برای محاسبه تبخیر از سطوح آبی معرفی شده و در بسیاری از مراجع به عنوان روش مرجع برای مقایسه روش‌های مختلف به کار گرفته می‌شود (Assoulin et al., 1993). تحقیقات Winter و همکاران در سال ۱۹۸۱ نشان داد؛ در صورتیکه نتایج روش بیلان انرژی به صورت فصلی میانگین‌گیری شوند در محدوده ۱۰ درصد مقادیر واقعی و اگر به صورت ماهانه میانگین‌گیری شوند در محدوده ۱۵ درصد مقادیر واقعی قرار می‌گیرند. Winter و همکاران در سال ۱۹۹۵، تعدادی از روش‌ها را برای برآورد تبخیر از سطح دریاچه ویلیامز^۱ در اقلیم حاره ای شمال ایالت مینسوتا^۲ به کار بردند. ایشان نتایج برآورد تبخیر ماهانه از یازده معادله را با روش بیلان انرژی به عنوان روش مبنا در طول یک دوره پنج ساله مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که روش اصلاح شده دوبرین - کژمن^۳، پرستلی تیلور^۴ و یک معادله اصلاح شده پنمن^۵ بهترین تطبیق را با نتایج حاصل از روش بیلان انرژی دارد. اندازه‌گیری تبخیر به عنوان بخشی از مطالعات دراز مدت فرآیندهای هیدرولوژیکی و اکولوژیکی در دریاچه کوچک میرو^۶ واقع در نواحی جنوبی نیو همشایر^۷ در ایالت متحده انجام گرفت (Winter et al., 1985). بر اساس مطالعات Rosenberry و همکاران در سال ۲۰۰۷، برآورد تبخیر از دریاچه میرو با ۱۵ روش مختلف را انجام دادند و نتایج را مقایسه نمودند که بر این اساس نسبت به روش مبنای بیلان انرژی و نسبت باونز (BREB)، نتایج حاصل از روش‌های پنمن، پرستلی تیلور و دوبرین کژمن در محدوده ۲۰ درصد نتایج روش BREB واقع شدند. همچنین آنها نتیجه‌گیری کردند که روش‌های تجربی که تنها به اندازه‌گیری دمای هوا یا دما و تابش خورشیدی نیاز دارند، روش‌های مقرون به صرفه‌ای برای برآورد تبخیر از سطح دریاچه‌های کوچک هستند. Elsawwaf و همکاران در سال ۲۰۱۰، نرخ تبخیر روزانه از دریاچه ناصر در مصر را با استفاده از شش روش معمول بر مبنای داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی شناور روی سطح دریاچه محاسبه نموده و نتایج حاصل را با روش BREB مورد مقایسه قرار دادند. نتایج نشان داد که در مقیاس روزانه روش پنمن و در مقیاس ماهانه روش‌های پرستلی-تیلور و دوبرین-کیجمن بهترین تطبیق را با بیلان انرژی دارند.

برای برآورد نرخ تبخیر از دریاچه ارومیه نیز چندین مطالعه بر پایه روشهای تجربی انجام شده است. از جمله احمدزاده و همکاران در سال ۲۰۰۸ با اعمال یک ضریب تجربی بر حسب غلظت مواد جامد محلول در آب در روابط Meyer و Harbeck به دو رابطه جدید برای محاسبه تبخیر آب شور از تشتک تبخیر رسیدند. جهانیانی نیز در سال ۱۳۹۱، نتایج حاصل از ۲۳ روش تجربی محاسبه تبخیر با اصلاح اثر شوری را با نتایج حاصل از روش بیلان انرژی از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ مقایسه کرده و به این نتیجه رسید که روش‌های پرستلی تیلور و دوبرین-کیجمن دارای اختلاف‌های کم با روش بیلان انرژی می‌باشند و مقادیر مدل‌سازی با این روش‌ها روند مشابهی با مقادیر به دست آمده از روش استاندارد دارند.

بنابراین با توجه به مطالعات انجام شده برای برآورد تبخیر از دریاچه‌های مختلف بر اساس روشهای تجربی روشهای پرستلی تیلور و دوبرین-کیجمن بهترین تطبیق را با نتایج روش بیلان انرژی دارند که با لحاظ کردن معیار تعداد داده‌های ورودی و سهولت محاسبه روش دوبرین - کژمن به عنوان مناسبترین روش انتخاب شده است. همچنین در اکثر مطالعات فوق‌الذکر داده‌های هواشناسی و داده‌های زمینی به عنوان ورودی برای روابط تجربی

¹ Williams

² Minnesota

³ DeBruin - Keijman

⁴ Priestly- Taylor

⁵ Penman

⁶ Mirror

⁷ New Hampshire



مورد استفاده قرار گرفتند که به دلیل نقطه ایی بودن با خطا همراه می‌باشد. در این مقاله، تبخیر آب از سطح دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵ میلادی با استفاده از رابطه دوبرین-کژمن و بهره‌گیری از تصاویر ماهواره ای و داده‌های زمینی محاسبه شده است.

۲. روش انجام کار

معادله دوبرین-کژمن مبنای محاسبه تبخیر در این تحقیق انتخاب شد که ارتفاع تبخیر در آن مطابق رابطه (۱) محاسبه می‌شود. در این قسمت ابتدا به معرفی ترمهای این رابطه و سپس روش محاسبه هر ترم می‌پردازیم.

$$E = \left(\frac{\Delta}{0.63\gamma + 0.85\Delta} \right) \times \left(\frac{Q_n - Q_x}{L + \rho_w} \right) \times 86.4 \quad (1)$$

در این معادله E : تبخیر (mmd^{-1})، γ : ضریب سایکرومتریک که به دما و فشار اتمسفریک بستگی دارد (Pa^0C^{-1})، Q_n : تشعشع خالص (Wm^{-2})، Q_x : تغییر در ذخیره گرمایی دریاچه (Wm^{-2})، L : گرمای نهان تبخیر ($MJKg^{-1}$)، ρ_w : چگالی آب ($\frac{Kg}{m^3}$)، Δ : شیب منحنی فشار بخار اشباع - دما در دمای هوا (kPa^0C^{-1}) است. در ادامه روش محاسبه هر یک از ترمهای رابطه (۱) ارائه می‌شود.

۱-۲ - **فشار اتمسفریک (P)**: برای بدست آوردن این پارامتر از داده‌های هواشناسی استفاده شد. به این ترتیب که ابتدا برای ماه‌ها و روزهای مختلف سال مقدار فشار اتمسفریک مشخص شد و از طرفی دیگر با توجه به مشخص بودن تراز تمام ایستگاه‌ها برای بازه‌های زمانی مورد نیاز (مثلا بازه‌های ده روزه برای محاسبه تبخیر سال ۱۹۹۵ دریاچه ارومیه) روابطی خطی بین تراز ایستگاه‌ها و مقدار فشار اتمسفریک بدست آمد. سپس با داشتن مقدار تراز آب دریاچه در بازه‌های زمانی یاد شده، مقدار فشار اتمسفریک براساس تراز آب دریاچه و رابطه خطی بدست آمده، محاسبه شد. جدول (۱) ایستگاه‌های مورد استفاده برای محاسبه مقدار فشار اتمسفریک دریاچه ارومیه را نشان می‌دهد.

جدول ۱- ایستگاه‌های استفاده شده برای محاسبه مقدار فشار اتمسفریک دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵

ایستگاه‌ها							استان
ماکو	جلفا	خوی	سردشت	تکاب	ارومیه	مهاباد	آذربایجان غربی
			مراغه	اهر	سراب	تبریز	آذربایجان شرقی

۲-۲ - **چگالی آب (ρ_w)**: برای سال ۱۹۹۵، با توجه به پیوسته نبودن اندازه‌گیری چگالی آب دریاچه از دی ماه سال ۱۳۷۳ تا دی ماه ۱۳۷۴ و ثبت غلظت املاح اصلی آب به صورت موردی در چند ایستگاه ساحلی توسط سازمان آب منطقه ای ارومیه، بر اساس مطالعه حسین پور، مقدار متوسط چگالی برای کل سال ۱۹۹۵ که برابر ۱۱۴۴ کیلوگرم بر متر مکعب برآورد شده بود، استفاده گردید (حسین پور، ۱۳۹۱).

۳-۲ - **دمای سطح آب (T_s)**: مقادیر متوسط دمای سطح آب دریاچه در سال‌های ۱۹۹۵ بر اساس داده‌های حاصل از محصولات دمای سطح سنجنده NOAA-AVHRR استخراج شد، مشخصات داده‌های دریافتی از این سنجنده در جدول (۲) نشان داده شده است.

جدول ۲- مشخصات تصویر دریافتی از سنجنده NOAA-AVHRR برای استخراج داده‌های دمای سطح آب

قدرت تفکیک مکانی	قدرت تفکیک زمانی	قدرت تفکیک مکانی	سنجنده	ماهواره	الگوریتم محاسبه
۱/۱ کیلومتر	لحظه ای روزانه	۱/۱ کیلومتر	AVHRR	NOAA	MCSST ¹

۴-۲ - **دمای هوا (T_a)**: به منظور برآورد دمای هوای مجاور دریاچه در سال ۱۹۹۵، با استفاده از داده‌های موردی دمای سطح آب و دمای هوای اندازه‌گیری شده توسط سازمان آب منطقه‌ای ارومیه طی سال‌های ۱۳۷۵ تا ۱۳۸۶، رابطه (۲) توسعه داده شد.

¹ Multi-Channel Sea Surface Temperature



$$T_s = 0.99T_a + 2.0353 \quad (R^2=0.95) \quad (2)$$

که در آن T_a دمای هوا (درجه سانتی‌گراد) و T_s دمای سطح آب (درجه سانتی‌گراد) می‌باشد. سپس با استفاده از این رابطه و داده‌های دمای سطح، متوسط دمای هوای مجاور (T_a) دریاچه طی ماههای مورد محاسبه بدست آمد.
 L (گرمای نهان تبخیر) به صورت تابعی از دمای آب بر حسب ($^{\circ}C$) از معادله زیر قابل محاسبه است.

$$L = 2.5 - 0.0024 T_s \quad (3)$$

۲-۵- شیب منحنی فشار بخار اشباع - دما در دمای هوا (Δ):

$$\Delta = \frac{C_w * E_s}{(T_a + 237.3)^2} \quad (4)$$

در رابطه فوق C_w معرف ظرفیت گرمایی ویژه آب می‌باشد. همچنین E_s فشار بخار اشباع (kPa) می‌باشد که این پارامتر خود وابسته به دمای هوا (T_a) می‌باشد و به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$E_s = 0.611 * \exp\left(\frac{17.27 * T_a}{T_a + 237.3}\right) \quad (5)$$

۲-۶- ضریب سایکرومتریک (γ): این پارامتر که به دما و فشار اتمسفریک بستگی دارد، فشار جزئی آب را به دمای هوا مربوط می‌سازد و بر اساس رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\gamma = 0.665 \times \frac{P}{1000} \quad (6)$$

مقدار پارامتر ظرفیت گرمایی ویژه آب برای دریاچه ارومیه معادل ظرفیت گرمایی ویژه آب بحرالمیت برابر 3030 ژول بر کیلوگرم کلونین در نظر گرفته شد (Lensky, 2005).

۳. نتایج

در این بخش ابتدا تغییرات ترمهای تاثیر گذار در محاسبه تبخیر بر مبنای روش دو برین - کژمن در ماههای مختلف سال آورده و تحلیل می‌شود و سپس مقدار تبخیر از سطح دریاچه در هر ماه و تغییرات آن در طول سال ۱۹۹۵ ارائه می‌گردد.

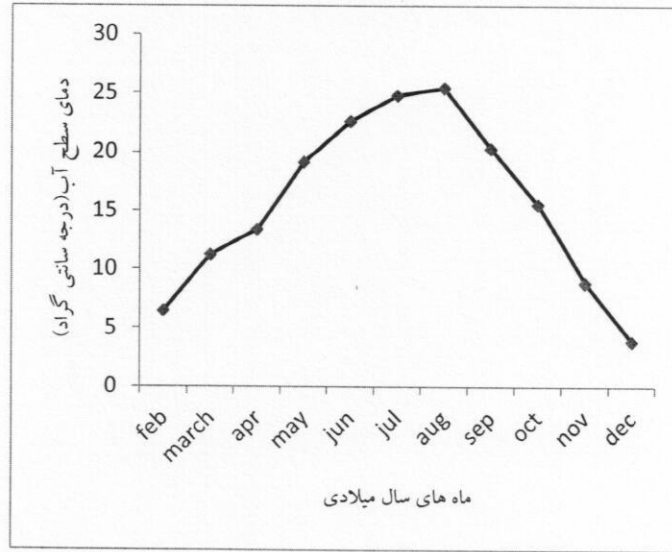
۳-۱- متغیرهای پایه مورد نیاز در محاسبات تبخیر دریاچه

یکی از موثرترین پارامترها در محاسبه تبخیر از سطح آب، دمای سطح بوده که به صورت غیر مستقیم در محاسبه همه ترم‌های رابطه دو برین - کژمن وارد شده است. بر اساس داده‌های استخراج شده از سنجنده NOAA-AVHRR در سال ۱۹۹۵ و میانگین گیری آنها روی سطح دریاچه، تغییرات دمای سطح در ماههای مختلف رسم شده است. همانطور که در شکل (۱) نشان داده شده است، تغییرات دمای سطح در طول سال به صورت زنگوله ایی شکل می‌باشد که محدوده تغییرات دمای سطح بین ۵ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد که بیشترین مقدار آن در فصل تابستان و ماه آگوست رخ داده است.

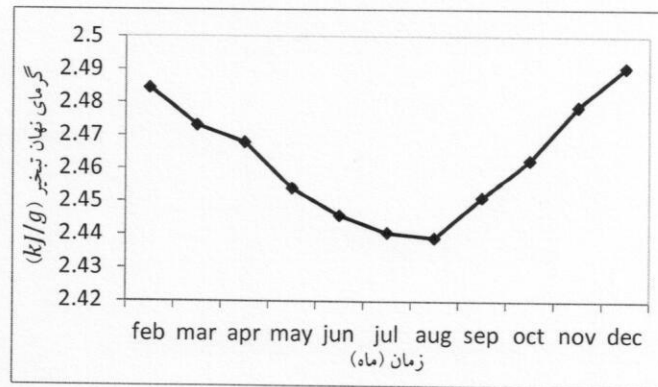
پارامتر تاثیر گذار دیگر، گرمای نهان تبخیر بوده و بطور کلی آنتالپی تبخیر (گرمای نهان تبخیر) با افزایش دما کاهش می‌یابد و در دمایی به نام دمای بحرانی به صفر می‌رسد زیرا بالای این دما، فاز مایع و بخار دیگر وجود ندارد و چون با افزایش دما نیروهای بین ذره‌ای کاهش می‌یابد پس با میزان انرژی کمتری آب تبخیر می‌گردد و در ادامه تغییرات آن در طول ۱۱ ماه سال ۱۹۹۵ میلادی در شکل (۲) نشان داده شده است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، با توجه به وجود رابطه عکس بین گرمای نهان تبخیر و دمای سطح، مقدار این پارامتر در ماه آگوست به حداقل مقدار خود می‌رسد. تغییرات سری زمانی تشعشع خالص امواج خورشیدی در طول ۱۱ ماه سال ۱۹۹۵ میلادی در شکل (۳) نشان داده شده است. تشعشع خالص به پارامترهای مختلفی وابسته است، ولی موثرترین پارامتر در محاسبه مقدار آن دمای سطح می‌باشد. بنابراین، نحوه تغییرات تشعشع خالص مشابه تغییرات دمای سطح دریاچه می‌باشد.



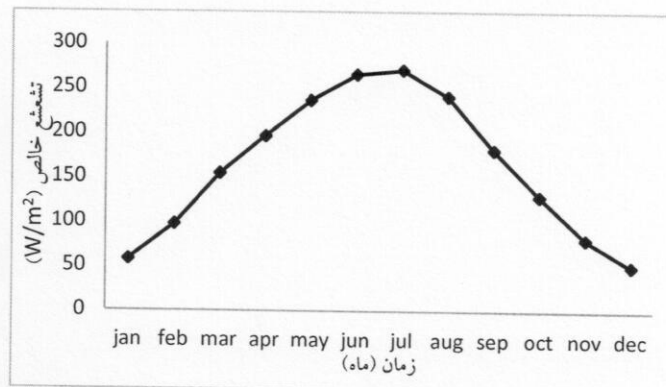
دهمین کنگره بین‌المللی مهندسی عمران، دانشکده مهندسی عمران، تبریز
۱۷ تا ۱۹ اردیبهشت ۱۳۹۴



شکل ۱- تغییرات زمانی دمای سطح آب دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵



شکل ۲- تغییرات زمانی گرمای نهان تبخیر دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵



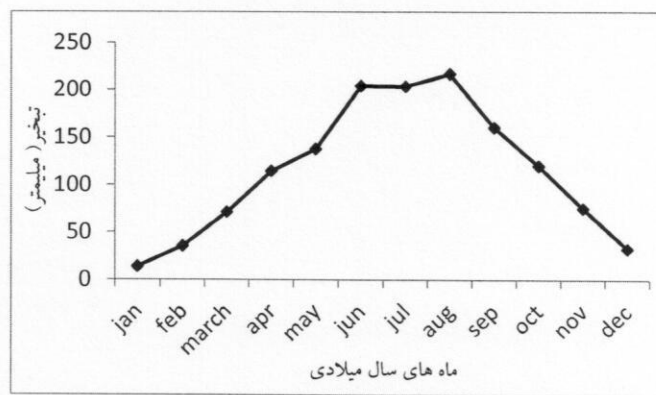
شکل ۳- تغییرات زمانی تشدید خالص خورشیدی دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵



۳-۲- ارتفاع تبخیر دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵

در نهایت نحوه تغییرات تبخیر ماهیانه سال ۱۹۹۵ در شکل (۴) ارائه گردیده است. همانطور که مشاهده می‌شود حداکثر میزان تبخیر دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵ در ماه آگوست رخ داده است. تاثیر گذارترین پارامتر بر شکل کلی منحنی، پارامتر دمای سطح می‌باشد و شکل کلی منحنی تبخیر از تغییرات این پارامتر تبعیت می‌کند، دلیل این موضوع تاثیر مستقیم یا با واسطه‌ی دمای سطح بر سایر پارامترهای دخیل در محاسبه تبخیر از دریاچه (مانند دمای هوا یا مقدار تشعشع خالص) می‌باشد. همچنین تغییرات زمانی پارامترهای ضریب سایکرومتریک، گرمای نهان تبخیر آب عکس تغییرات زمانی میزان تبخیر آب از سطح دریاچه بوده که با شکل (۴) و رابطه دوربرین-کژمن مطابقت دارد.

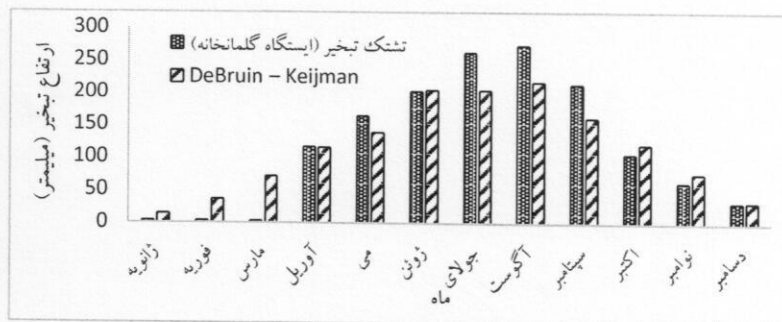
ارتفاع کل تبخیر در سال ۱۹۹۵ برابر ۱۳۸۸ میلیمتر بدست آمد که حداکثر مقدار آن در فصل تابستان و در ماه آگوست (مرداد و شهریور سال ۱۳۷۴) و برابر ۲۱۷ میلیمتر و حداقل مقدار آن در فصل زمستان و ماه ژانویه (دی و بهمن سال ۱۳۷۳) و برابر ۱۳/۷ میلیمتر برآورد شده است. همچنین مطابق شکل (۴) مقدار حداکثر تبخیر در ماههای گرم سال تقریباً ثابت باقی مانده است.



شکل ۴- تغییرات زمانی میزان تبخیر دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵

۳-۳- مقایسه نتایج با اندازه‌گیری‌های تشتک تبخیر

نتایج اندازه‌گیری‌های ارتفاع تبخیر در تشتک تبخیر آب شور ایستگاه گلخانه در حاشیه دریاچه، برای ماههای مختلف سال ۱۹۹۵ در کنار نتایج تبخیر محاسبه شده از رابطه دوربرین-کژمن در شکل (۵) و جدول (۳) نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود مقدار تبخیر اندازه‌گیری شده با تشتک در ماههای گرم سال ۱۹۹۵ بیشتر و در ماههای سرد سال کمتر از مقادیر بدست آمده در روش دوربرین-کژمن می‌باشد که دلیل آن تفاوت در ذخیره گرمایی آب تشتک و دریاچه می‌باشد، به این ترتیب که دمای آب تشتک با مقدار کمتری از انرژی بالا رفته و به آستانه تبخیر می‌رسد و با از دست دادن انرژی کمتری کاهش یافته و به آستانه یخ زدن می‌رسد، بنابراین در فصول گرم با افزایش نرخ تبخیر و در فصول سرد با کاهش این نرخ و یخ‌زدگی (با بعضا نبود اطلاعات به دلیل خالی کردن آب تشتک) مواجه می‌شویم. ضرایب اصلاحی جهت تبدیل ارتفاع تبخیر ماهانه از تشتک به تبخیر واقعی از دریاچه در جدول (۳) آورده شده است. نهایتاً مطابق نتایج این مقاله ضریب اصلاحی سالیانه برابر ۰/۹۶ بدست آمد. این مقدار در صورت استفاده از تشتک آب شیرین برابر ۰/۸۲ خواهد شد که با ضرایب اصلاحی ارائه شده برای دریاچه ارومیه مطابقت دارد.



شکل ۵- مقایسه ارتفاع تبخیر بدست آمده از تشتک تبخیر و روش دوربرین-کژمن در ماههای مختلف سال ۱۹۹۵



جدول ۳- مقایسه ارتفاع تبخیر ماهانه بدست آمده از تشتک تبخیر و روش دوبرین - کژمن در سال ۱۹۹۵

پارامتر	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن
ارتفاع تبخیر ماهانه با استفاده از روش دوبرین - کژمن (mm)	۱۳/۷	۳۵/۶	۷۱/۳	۱۱۴/۹	۱۳۷/۹	۲۰۴/۴
ارتفاع تبخیر ماهانه (داده های تشتک ایستگاه گلخانه) (mm)	۳	۳	۲/۹	۱۱۵/۸	۱۶۴/۲	۲۰۲/۳
ضریب اصلاحی تبدیل تبخیر از تشتک به تبخیر از دریاچه	--	--	--	۰/۹۹	۰/۸۳	۱/۰۰
پارامتر	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
ارتفاع تبخیر ماهانه با استفاده از روش دوبرین - کژمن (mm)	۲۰۳/۷	۲۱۷	۱۶۰/۷	۱۲۰/۱	۷۵/۵	۳۲/۹
ارتفاع تبخیر ماهانه (داده های تشتک ایستگاه گلخانه) (mm)	۲۶۱/۹	۲۷۲/۷	۲۱۳/۳	۱۰۵/۸	۶۱/۹	۳۲/۴
ضریب اصلاحی تبدیل تبخیر از تشتک به تبخیر از دریاچه	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۷۵	۱/۱۳	۱/۲۱	۱/۰۱

۳-۴- مقایسه نتایج با مطالعات ITC

سازمان بین‌المللی علوم اطلاعات زمینی هلند (ITC) با توسعه مدل SEBAL روی حوضه آبریز ارومیه میزان تبخیر و تعرق کل حوضه را برای سال ۱۹۹۵ محاسبه کرده است. ITC میزان تبخیر را برای محدوده دریاچه ۸۲۶ میلیمتر گزارش کرده است. مقایسه بین نتایج مطالعه ITC در سال ۱۹۹۵ و نتایج این مطالعه، نشان می‌دهد که مقادیر تبخیر سالانه در این مطالعه تقریباً پنجاه درصد بیشتر از برآورد ITC بدست آمده است. دلیل این اختلاف تفاوت در روش محاسبه تبخیر می‌باشد. ITC با تعمیم الگوریتمی که برای محاسبه تبخیر و تعرق حوضه توسعه داده شده به محاسبه تبخیر از محیط آبی دریاچه پرداخته و شوری آب را نیز در محاسبات خود لحاظ نکرده است. این در حالیست که روش تجربی دوبرین-کژمن برای محاسبه تبخیر در محیط‌های آبی توسعه داده شده و شوری آب نیز در آن لحاظ شده است که هر دوی این موارد منجر به بالا رفتن دقت محاسبات تبخیر با این روش می‌شود (Yekom Consulting Engineers, 2002).

۴. نتیجه‌گیری

- به‌طور خلاصه می‌توان به نتایج زیر در محاسبه تبخیر از دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵ اشاره کرد:
- ۱- در تبخیر محاسبه شده، مشاهده می‌شود که میزان تبخیر با تغییرات دمای سطح (T_s) تغییرات مشابهی دارند؛ هر چند دمای سطح به‌طور مستقیم در محاسبات میزان تبخیر وارد نمی‌شود ولی بر روی اکثر پارامترهایی که در محاسبه مقدار تبخیر دخالت دارند (مانند پارامترهای گرمای نهان تبخیر، دلتا و تشعشع خالص) تاثیر گذار می‌باشد. از این رو دمای سطح متغیر بسیار مهمی در برآورد تبخیر می‌باشد.
 - ۲- نمودار میزان تغییرات تبخیر نشان دهنده تغییرات بصورت یک نرخ صعودی است که نهایتاً در ماه آگوست که زمان پایان فصل گرما است به حداکثر مقدار خود یعنی ۲۱۷ میلی‌متر در ماه می‌رسد. پس از آن و همزمان با آغاز فصول سرد سال، میزان تبخیر از سطح دریاچه با یک نرخ نزولی در انتهای بازه زمانی به میزان ۱۴ میلی‌متر در ماه ژانویه می‌رسد.
 - ۳- براساس نتایج این مطالعه میزان تبخیر در سال ۱۹۹۵ برابر ۱۳۸۸ میلی‌متر می‌باشد، مقایسه بین نتایج مطالعه ITC در سال ۱۹۹۵ و نتایج این مقاله نشان می‌دهد که مقادیر تبخیر سالانه تقریباً پنجاه درصد بیشتر از برآورد ITC بوده که دلیل آن استفاده ITC از الگوریتم‌های توسعه داده شده برای خاک و پوشش گیاهی که منجر به دست کم برآورد کردن نرخ تبخیر از پهنه‌های آبی می‌شود، می‌باشد.



- ۴- مقایسه بین مقادیر تشکک تبخیر بر اساس ایستگاه گلخانه‌آبشور و نتایج این مطالعه در سال ۱۹۹۵ نشان می‌دهد که مقادیر تبخیر بدست آمده از تشکک در فصول گرم بیشتر و در فصول سرد کمتر است که با توجه به حجم زیاد آب دریاچه در مقایسه با تشکک قابل توجهی می‌باشد. اما در مقیاس سالانه ارتفاع تبخیر از دریاچه بر اساس نتایج بدست آمده اختلاف کمتر از ۴ درصد با اندازه گیری های تشکک تبخیر دارد.
- ۵- میزان ضریب اصلاحی تشکک برای ماه‌های مختلف سال ۱۹۹۵ اعدادی بیشتر و کمتر از یک است و تعبیر اینگونه است که در بعضی از ماه‌ها میزان تبخیر از سطح دریاچه نسبت به تشکک کمتر بوده و در بقیه ماه‌ها بیشتر بوده است، ولی در نهایت میزان کل تبخیر برای هر دو برای سال ۱۹۹۵ عددی نزدیک به هم و حدود ۱۴۰۰ میلی‌متر بوده است.

۵- فهرست منابع

- جهانبانی، س. (۱۳۹۱). "مقایسه روشهای تجربی تبخیر از سطح دریاچه های شور با استفاده از معادله بیلان انرژی"، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه صنعتی شریف، دانشکده مهندسی عمران
- سیمیا، س. (۱۳۹۲). "تحلیل دینامیکی/ مکانی تغییرات تبخیر و نمک در دریاچه های شور/ مطالعه موردی دریاچه ارومیه". پایان نامه دکتری، دانشگاه صنعتی شریف، دانشکده مهندسی عمران
- حسین پور، ا. (۱۳۹۱). "شیمی فیزیک دریاچه ارومیه محاسبه پارامترهای شیمی فیزیکی از شورابه ی دریاچه ارومیه". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه، دانشکده شیمی.
- Ahmadzadeh Kokya, Bahman ., Ahmadzadeh Kokya, Taher.(2008). Proposing a formula for evaporation measurement from salt water resources. Hydrological Processes, No. 22, pp. 2005/2012
- Allen , R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & smith, M. (1998).Crop Evapotranspiration:Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage paper No. 56.
- Anderson, E. R. (1952). Energy budget studies in water loss investigations: Lake Hefner Studies. US Geological Survey Circular, No 229, pp. 71/119.
- Assouline, S ., & Mahrer , Y. (1993). Eddy correlation system measurement and energy budget estimates. Water Resources Research, No. 29, Vol. 4, pp. 901/910.
- Basso, E.(2000). Alteration of the water balance of lakes. Lake and Reservoirs, No.5, pp. 5/9
- . Hunt , J. I . (1959). Evaporation of lake Ontario. Journal of Hydraulics Division, ASCE, No. 85, pp. 13/33.
- Dalton, M.S ., Aulenbach , B.T., Torak, L.J.(2004). Ground/water and surface/water flow and estimated water budget for Lake Seminole, northwestern Georgia and northwestern Florida. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004/5073, 49 pages.
- Elsawwaf,M ., Willems,M ., Feyen, J. (2010). Assessment of the sensitivity and prediction uncertainty of evaporation models applied to Nasser Lake, Egypt. Journal of Hydrology, No. 395, pp. 10/22.
- Gianniou, S. K., Antonopoulos V. Z.(2007) . Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. Journal of Hydrology, No. 345, 2007, pp. 212/223.
- Harbeck,G.E.,Kohler,M.A.,Koberg,G.E.,and others.(1954).`Water loss investigations,Vol.1,Lake Hefner studies',US Geological Survey Paper 269,(US Government Printing office),Washington, D.C.
- Lensky, N. G., Dvorkin, Y., Lyakhovsky, V. (2005). Water, salt, and energy balances of the Dead Sea. Water Resources Research, VOL. 41, W12418, doi:10.1029/2005WR004084.



دهمین کنگره بین‌المللی مهندسی عمران، دانشکده مهندسی عمران، تبریز
۱۳۹۴ اردیبهشت ۱۷ تا ۱۵



Rosenberry, D. O ., Winter, T. C ., Buso, D. C ., Likens, G. E. (2007) . Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, No. 340, pp. 149/166.

Singh, Xu .(1997). Sensitivity of mass transfer/based evaporation equations to errors in daily and monthly input data. *Hydrological processes*, Vol. 11 , pp. 1465/1473.

Winter, T. C. (1981). Uncertainties in estimating the water balance of lakes. *Water Resour. Bull.* 17:82–115.

Winter, T. C. (1985). Mirror Lake and its watershed, p. 40–53. In G. E. Likens [ed.], *An ecosystem approach to aquatic ecology: Mirror Lake and its environment*. Springer.

Winter, T. C ., Rosenberry, D. O. (1995) .Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United states. *Water Resources Research*, Vol. 31, NO. 4, Pages 983-993, April 1995

Winter, Thomas C. et al.(2003). Evaporation determined by the energy/budget method for Mirror Lake, New Hampshire. *Limnology and Oceanography*, No. 48, Vol. 3, pp. 995/1009.

Yekom consulting engeeners (2002). Management Plan for the Lake Urmia Ecosystem. 4 Volumes.