

واسنجی ضریب پریستلی- تیلور در برآورد تبخیر از سطح آزاد آب (مطالعه موردی: مخزن سد مهاباد)

آناهیتا قبادی^۱، پیمان دانش کار آراسته^{۲*}، سید مصطفی خضری^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد گروه مهندسی محیط زیست، دانشکده محیط زیست، واحد تهران غرب، دانشگاه آزاد اسلامی

۲. دانشیار گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام‌خمينی^(ه)، قزوین

۳. دانشیار دانشکده محیط زیست و انرژی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی

(تاریخ دریافت ۱۳۹۵/۱۱/۲۰؛ تاریخ تصویب ۱۳۹۶/۰۱/۲۵)

چکیده

تبخیر تعرق واقعی یکی از مؤلفه‌های مهم بیلان آب هر حوضه است که اندازه‌گیری مستقیم آن در مقیاس حوضه امکان‌پذیر نیست و ناگزیر از روش‌های غیرمستقیم برآورد می‌شود. در این زمینه، مدل فرارفت خشکی که یکی از مدل‌های پرکاربرد از روابط مکملی است، بسیار مورد توجه قرار گرفته است. در مدل فرارفت خشکی به منظور زیادکردن دقت مدل، ضریب معادله پریستلی- تیلور، به واسنجی نیاز دارد. هدف از این تحقیق، واسنجی ضریب پریستلی- تیلور در برآورد تبخیر پتانسیل با روش پنمن به منظور کاربرد آن در مدل فرارفت خشکی در حوضه دریاچه سد مهاباد است. داده‌های استفاده‌شده از ایستگاه سینوپتیک مهاباد که در فاصله اندکی از سد مهاباد قرار دارد، برای طول دوره داده‌برداری ۲۶ ساله (۱۳۶۵-۱۳۹۱) گردآوری شده است. نتایج مطالعه نشان می‌دهد این ضریب، تغییرات ماهانه در طول سال دارد و همچنین در ماه‌های گرم سال مقدار آن کاهش می‌یابد. بدین منظور بهتر است در محاسبات از مقادیر ماهانه آن استفاده شود. در منطقه مطالعه‌شده، مقدار میانگین کمینه و بیشینه این ضریب به ترتیب ۱/۰۱ و ۱/۶۸ به دست آمد. همچنین، میانگین ۲۶ ساله این ضریب برابر ۱/۲۵ محاسبه شده است.

کلیدواژگان: ضریب پریستلی- تیلور، فرضیه بوشه، مخزن سد مهاباد، مدل فرارفت خشکی، معادله پنمن.

مقدمه و مرور بر منابع

امروزه کمبود آب در جهان به مهم‌ترین و اساسی‌ترین چالش‌های بشر تبدیل شده است. از این‌رو، برای رفع این مشکل، مدیریت منابع آب و به‌ناگزیر شناخت و تغییرپذیری اجزای بیلان آب در حوضه‌ها از اساسی‌ترین راهکارهای آن به‌شمار می‌رود. در بیشتر حوضه‌های جهان، بخش عمده بیلان آب (بیشتر از دو سوم کل بارش‌ها) را تبخیر و تعرق واقعی تشکیل می‌دهد که به‌اشتباه از آن به تلفات آب در حوضه‌ها نیز یاد می‌شود [۱].

برآورد قابل اطمینان از این مؤلفه مهم بیلان آب، یکی از اقدامات کلیدی در مدیریت منابع آب است. افزون بر آن، در حوضه‌های فاقد اندازه‌گیری رواناب (آبدهی) با برآورد این مؤلفه می‌توان پتانسیل یا توان آبدهی حوضه را برآورد کرد. چه‌بسا در آینده در مناطق خشکی مانند ایران، اقدامات پرهزینه‌ای برای کاهش این مؤلفه و در نتیجه افزایش رواناب اجتناب‌ناپذیر شود [۲].

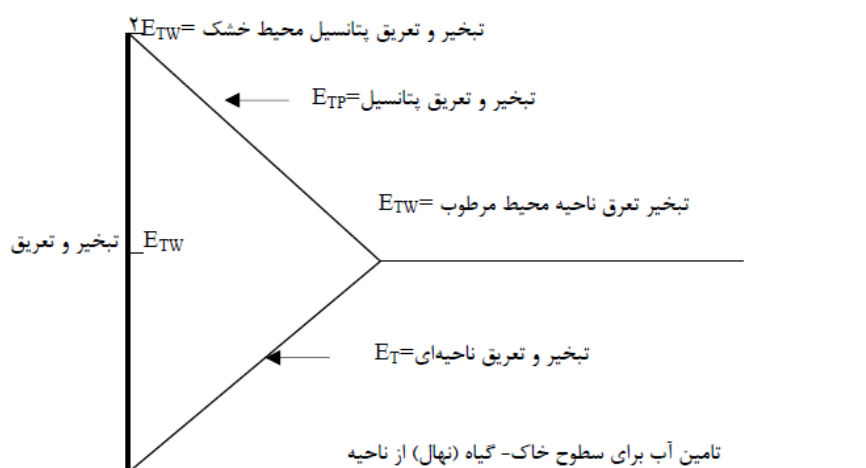
برآورد تبخیر تعرق واقعی به‌علت تغییرات زمانی و مکانی آن به عکس دیگر مؤلفه‌های بیلان آب مانند بارش یا رواناب، که مستقیم اندازه‌گیری می‌شوند، بسیار پیچیده و فقط در مقیاس‌های بسیار کوچک مانند جعبه‌های کشت قابلیت اندازه‌گیری دارد و در مقیاس حوضه‌ها امکان‌پذیر نیست و ناگزیر از روش‌های غیرمستقیم، برآورد می‌شود.

روش‌های گوناگونی برای برآورد آن تا کنون مطرح بوده است که هر یک از آنها با عدم قطعیت‌هایی مواجه هستند. کاهش این عدم قطعیت‌ها به روش و موجودیت داده‌های مؤلفه‌های بیلان آب بستگی زیادی دارد. پژوهشگران و محققان در پی دستیابی به روش‌هایی با دقت مناسب برای برآورد تبخیر تعرق واقعی در سطح حوضه هستند که فقط به داده‌های اقلیمی متکی باشند و به داشتن پارامترهای فیزیکی خاک مانند رطوبت خاک، ضریب نگهداری آب در خاک و نقطه پژمردگی گیاه نیازی نداشته باشند که اندازه‌گیری آنها در سطح حوضه بسیار پرهزینه و زمان‌بر است.

Bouchet (۱۹۶۳) نظریه‌ای با عنوان «روابط مکملی تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی» مطرح کرد که مورد توجه محققان بسیاری قرار گرفته و از آن پس روی این نظریه مدل‌های مختلفی برای برآورد تبخیر تعرق واقعی در سطح حوضه پیشنهاد شده است. نظریه بوشه بیان می‌کند که در یک حوضه آبریز (مقیاس نسبتاً بزرگ) مجموع تبخیر تعرق واقعی و تبخیر تعرق پتانسیل یک مقدار نسبتاً ثابتی بوده و برابر با دو برابر تبخیر تعرق در یک شرایط محیط کاملاً تر است که در شکل ۱ این نظریه به‌خوبی مشهود است:

$$AET + PET = 2WET \quad (1)$$

که در این رابطه، AET تبخیر تعرق واقعی، PET تبخیر تعرق پتانسیل و WET تبخیر تعرق در محیط تر در نظر گرفته شده است [۳].



شکل ۱. نمایشی نمادین از رابطه مکملی بین تبخیر و تعرق بالقوه و ناحیه‌ای با منبع ثابت انرژی تابشی [۳]

گیاهی و شرایط رطوبت خاک) و شرایط خرد اقلیمی همچون قدرت فرارفت (Advection) تغییر می‌کند [۶].

پریستلی و تیلور مقدار $1/26$ را بر اساس داده‌های محیطی بدون محدودیت آب و شرایط اشباع سطحی و در شرایط بدون فرارفت پیشنهاد داده‌اند. در تحقیقی Eichinger و همکارانش (۱۹۹۶) به توسعه بیان تحلیلی برای α_{PT} پرداختند و مقدار $1/26$ را مقدار مناسبی برای خاک بایر آبیاری شده دانستند [۷]. در پژوهش دیگری، Lhomme (۱۹۹۷) به ایجاد یک مبنای نظری برای ضریب پریستلی- تیلور از $1/26$ برای شرایط بدون فرارفت به دست آورد [۸]. بر اساس داده‌های حوضه‌ای در شمال اسپانیا، Castellvi و همکارانش (۲۰۰۱) مقدار α_{PT} را در تغییرات بزرگ فصلی و مکانی، مقادیر $1/35$ تا $1/67$ گزارش کردند، آنان با واسنجی مقادیر کمیت‌های کمبود فشار بخار و انرژی در دسترس، عملکرد بهتری را از مدل به دست آوردند [۹].

از دیگر پژوهش‌های صورت گرفته، می‌توان به تحقیق Pereira (۲۰۰۴) اشاره کرد که با توجه به تجزیه و تحلیل Monteith (۱۹۶۵) و Perrier (۱۹۷۵)، فرضیه $\alpha_{PT} = \Omega^{-1}$ را بررسی کرده است. کمیت Ω ضریب جدایش بوده و یک تابع از رفتار آیرودینامیک و مقاومت سطحی است که دلیلی بر ثابت نبودن α_{PT} است. مقدار Ω می‌تواند بین صفر و یک متغیر باشد [۱۰].

در نهایت، Arasteh و Tajrishy (۲۰۰۸) مدل پریستلی- تیلور را با استفاده از بیلان حجمی برای برآورد تبخیر از سطح آب از یک مخزن واقع در یک منطقه خشک موسوم به چاه نمیه در استان سیستان واقع در جنوب شرقی ایران واسنجی کردند. نتایج پژوهش آنان نشان می‌دهد ضریب پریستلی- تیلور به عنوان یک ثابت در طول سال میان 0.09 ± 0.47 و 0.03 ± 0.20 برای دو دوره مختلف شرایط هیدرولوژیکی از خشک و تر تغییر می‌کند. بدین معنا که α_{PT} همچنین تغییرات (میان‌ساله) فصلی دارد. تغییرات میان‌ساله این پارامتر نشان می‌دهد این ضریب از $1/56$ تا $3/16$ در برابر $0/67$ تا $1/95$ به ترتیب برای شرایط خشک و تر تغییر می‌کند [۶].

مقدار به دست آمده α_{PT} در مقیاس وسیعی از سطوح مختلف به طور خلاصه در جدول ۱ آمده است. در داخل کشور در سایر حوضه‌ها تا کنون مدل فرارفت خشکی

اولین و پرکاربردترین مدل مطرح شده براساس این نظریه، مدل فرارفت خشکی (Advection-Aridity) است که توسط Brutsaert و Stricker (۱۹۷۹) تبیین شده است و در مباحث علمی از آن به مدل AA کلاسیک (اصلی) یاد می‌شود [۴]. در مدل AA ارائه شده بر پایه قرار دادن پتانسیل تبخیر و تعرق از رابطه پنمن و پتانسیل محیط تر از رابطه پریستلی - تیلور براساس رابطه نظری بوشه بنا نهاده شده است. در مدل AA فقط با استفاده از داده‌های هواشناسی مقدار منطقه‌ای تبخیر تعرق واقعی را به دست می‌آورند.

معادله پریستلی- تیلور به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$ET_{PT} = \alpha_{PT} \left[\frac{\Delta * (Rn - G)}{\Delta + \gamma} \right] \quad (2)$$

پریستلی و تیلور مدل تجربی خود را برای تخمین تبخیر تعرق پتانسیل با استفاده از تابش خالص ارائه داده‌اند [۵]. در این مدل با استفاده از مفهوم شرایط تعادل (حالتی است که در آن هوای در تماس با سطح مرطوب، از بخار اشباع است)، بیان می‌شود که در این شرایط، فقط انرژی تابشی تعیین کننده میزان تبخیر است و عبارت آیرودینامیک در معادله ترکیبی پنمن برابر صفر شده، معادله به یک عبارت انرژی محدود می‌شود. از آنجا که فقط شرایط واقعی اتمسفر می‌تواند به حالت تعادل نزدیک شود، پریستلی و تیلور ضریبی تجربی (α_{PT}) را معرفی کردند که به عنوان نسبت تبخیر از سطحی مرطوب در زمانی که شرایط حداقل جریان افقی وجود دارد، به تبخیر تحت شرایط متعادل تعریف می‌شود. پریستلی و تیلور عددی بین $1/08$ تا $1/34$ با یک میانگین کلی $1/26$ را برای این ضریب پیشنهاد کردند. بنابراین، عملاً جزء آیرودینامیکی معادله پنمن برای سطوحی با مقاومت آیرودینامیک زیاد نظیر سطح آب، حذف و به جای آن یک مقدار ثابت در ترم مربوط به انرژی به عنوان ضریب α_{PT} جایگزین شد.

با توجه به به کارگیری مدل AA در مناطق مختلف آب و هوایی، به منظور زیاد کردن دقت این مدل و دستیابی به نتایج واقعی تر، واسنجی ضریب موجود در معادله پریستلی- تیلور اهمیت ویژه‌ای دارد. ضریب پریستلی- تیلور (α_{PT}) به شکل وسیعی بر حسب نوع و شرایط سطح (نوع پوشش

بررسی نشده و تحقیقی در این زمینه به ثبت نرسیده است. مطالعه حاضر، بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد با عنوان «کاهش پارامتری مدل فرارفت خشکی در برآورد تبخیر تعرق واقعی در سطح حوضه‌ها» است که به‌منظور دقت بیشتر این مدل، ضریب پریستلی-تیلور در حوضه مطالعه‌شده واسنجی شده است.

مواد و روش‌ها

معرفی محدوده مطالعاتی

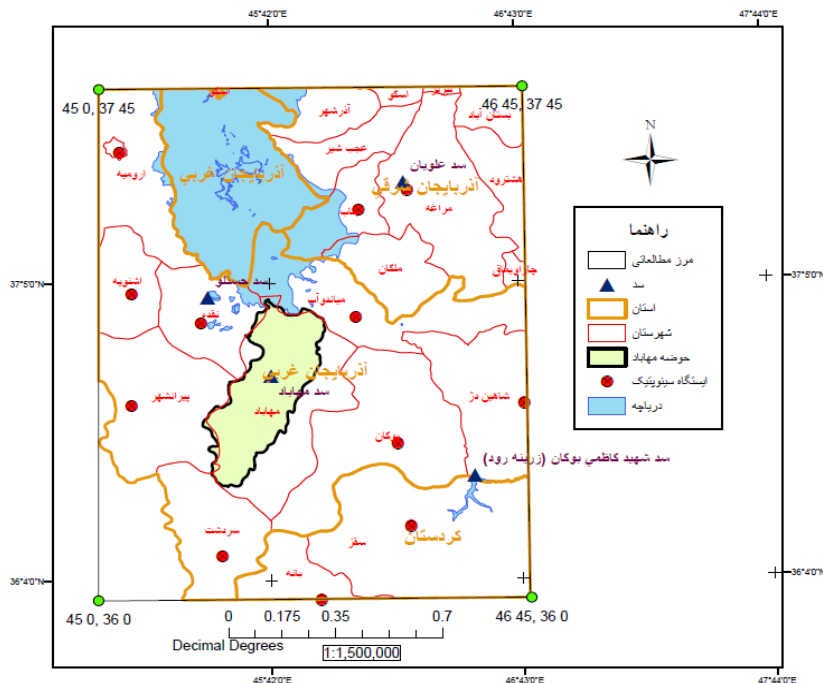
محدوده مطالعه‌شده حوضه مهابادچای از زیرحوضه‌های ورودی به دریاچه ارومیه است که کل حوضه مهاباد تا دریاچه ارومیه با مساحتی برابر ۱۵۰۶/۹ کیلومترمربع بوده و مساحت حوضه تا محل سد مهاباد ۸۰۸ کیلومترمربع و محیط آن ۲۱۹/۹ کیلومتر، واقع در شمال غربی ایران

است. این حوضه از نظر تقسیمات کشوری به استان آذربایجان غربی تعلق دارد. از شمال با میاندوآب، از جنوب با سردشت، از سمت غرب با نقده و پیرانشهر و از سمت شرق با بوکان مجاورت دارد (شکل ۲). در جدول ۲ خصوصیات کلی محدوده حوضه مهاباد ارائه شده است.

حوضه مهاباد تا سد مهاباد بین عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}22'$ تا $37^{\circ}02'$ و طول‌های جغرافیایی $45^{\circ}24'$ تا $46^{\circ}00'$ و در زون ۳۸ از سیستم مختصات UTM قرار گرفته است. سد مهاباد واقع در استان آذربایجان غربی از نوع خاکی با هسته رسی در سال ۱۳۴۶ شروع به ساخت شده و در سال ۱۳۴۹ به بهره‌برداری رسیده است. سطح مخزن سد مهاباد حدود $10/2$ کیلومترمربع در تراز سرریز $1357/4$ متر است.

جدول ۱. مقادیر اندازه‌گیری ضریب پریستلی-تیلور [۱۱ و ۱۲]

مرجع مطالعه	روزانه (۲۴ ساعت) یا در طول روز (ساعت‌های روشنایی روز)	سطح N (تعدادی از سایت‌های تجربی است)	α_{PT}
Mukammal and Neumann (1977)	روزانه	علف و چمن (خاک در ظرفیت زراعی)	۱/۲۹
Davies and Allen (1973)	روزانه	چمن چاودار آبی	۱/۲۷
Priestley and Taylor (1972)	روزانه	سطح اشباع‌شده	۱/۲۶
Priestley and Taylor (1972)	روزانه	آب روباز	۱/۲۶
McNaughton and Black (1973)	روزانه	جنگل مرطوب دوگلاس	۱/۱۸
De Bruin and Holtslag (1982)	طی روز	علف و چمن کوتاه	۱/۱۲
Barton (1979)	طی روز	سطح برهنه خاک	۱/۰۴
Flint and Childs (1991)	روزانه	احیای جنگل‌های مخلوط (آب محدود)	۰/۹۰
Fisher et al. (2005)	طی روز	کاج پین دورسا (آب محدود)	۰/۸۷
Black (1979)	روزانه	جنگل دوگلاس (غیرنازک)	۰/۸۴
Komatsu (2005)	طی روز	پهن‌برگ همیشه‌سبز نواحی گرمسیری $N = 7$	۰/۸۲
Black (1979)	روزانه	جنگل دوگلاس (نازک)	۰/۸۰
Komatsu (2005)	طی روز	پهن‌برگ همیشه‌سبز نواحی معتدل $N = 5$	۰/۷۶
Komatsu (2005)	طی روز	درخت کاج همیشه‌سبز نواحی معتدل $N = 35$	۰/۶۵
Komatsu (2005)	طی روز	مخروطیان همیشه‌سبز شمالی $N = 8$	۰/۵۵
Komatsu (2005)	طی روز	مخروطیان برگ‌ریز شمالی $N = 2$	۰/۵۳



شکل ۲. موقعیت سد مهاباد در حوضه مهاباد

جدول ۲. خصوصیات کلی حوضه مهاباد

نام محدوده مطالعاتی	مساحت دشت (کیلومتر مربع)	مساحت ارتفاعات (کیلومتر مربع)	مساحت محدوده مطالعاتی (کیلومتر مربع)	ارتفاع متوسط از سطح دریا (متر)	بارش متوسط ۴۰ ساله از ارتفاعات (میلی متر)	بارش متوسط ۴۰ ساله دشت (میلی متر)
مهاباد	۳۰۰۹	۳۰۱	۱۲۱۵	۱۶۳۳/۹	۴۹۹	۳۰۹

داده‌های استفاده شده

با توجه به نزدیکی سد مخزنی مهاباد و ایستگاه سینوپتیک آنجا می‌توان از مجموعه اطلاعات این ایستگاه و داده‌های بهره‌برداری سد و همچنین، داده‌های ایستگاه‌های مجاور مانند ارومیه، سقز، سنندج و تبریز استفاده کرد. داده‌های استفاده شده در این مطالعه شامل داده‌های عوامل اقلیمی مشاهده شده در ایستگاه‌های سینوپتیک، زاویه روزانه میل خورشیدی، عرض جغرافیایی و ضرایب آنگستروم در ایستگاه‌های یاد شده است. به علاوه، داده‌های دمای میانگین کمینه، دمای میانگین بیشینه، میانگین دمای روزانه، نم نسبی کمینه، نم نسبی بیشینه، ساعت آفتابی، سرعت باد در ۱۰ متری، ارتفاع از سطح دریا، برای طول دوره آماری ۲۶ ساله مشترک (۱۳۶۵-۱۳۹۱) جمع‌آوری و پس از

یکسان‌سازی فرمت داده‌ها و برگرداندن تقویم میلادی به سال آبی در بانک اطلاعاتی این پژوهش قرار داده شد.

روش تحقیق

بر اساس معادله ۲ سمت راست معادله پریستلی- تیلور توابعی از پارامترهای اقلیمی هستند که قابل محاسبه‌اند؛ ولی طرف سمت چپ آن تبخیر از سطح آزاد آب به‌شمار می‌رود که می‌تواند با یکی از روش‌های پنمن، تشت تبخیر، تبخیر از دریاچه به روش بیلان برآورد شود، که در این پژوهش فقط نتایج روش پنمن آن ارائه می‌شود.

مبانی نظری

الف) معادله پریستلی- تیلور

چنان که تا کنون آمده است پریستلی و تیلور (۱۹۷۲) با اصلاح معادله پنمن در شرایط نبود فرارفت و اشباع، مدلی

استفان - بولتزمن (MJ K⁻⁴ m² day⁻¹) است و باید اشاره کرد که $\frac{R_s}{R_{SO}} \leq 1$ است.

$$\sigma = 4/9 * 10^{-9} (MJ m^{-2} day^{-1}) \quad (7)$$

$$R_{SO} = (0.75 + 2 * 10^{-5} Elev) R_a \quad (8)$$

که در آن $Elev$ ارتفاع زمین (m) بیشتر از سطح دریا از ایستگاه هواشناسی سینوپتیک و R_a تابش فرازمینی (MJ m⁻² day⁻¹) که تابش خورشیدی در یک سطح افقی در بالای جو زمین تعریف می‌شود و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$R_a = \frac{1440}{\pi} G_{sc} d_r' \quad (9)$$

$$[\omega_s \sin(lat) \sin(\delta) + \cos(lat) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$$

که در آن G_{sc} ثابت خورشیدی برابر ۰/۰۸۲ (MJ m⁻² min⁻¹)، d_r' معکوس فاصله نسبی زمین تا خورشید، ω_s زاویه ساعت غروب آفتاب (rad)، lat عرض جغرافیایی (rad) (برای نیم‌کره جنوبی منفی) است و δ زاویه میل خورشیدی (rad) است.

$$d_r' = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} DoY\right) \quad (10)$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} DoY - 1/39\right) \quad (11)$$

که در آنها DoY روز از سال در تقویم میلادی بر مبنای روز اول ژانویه است، ولی در این پژوهش مقادیر روزانه زاویه میل خورشیدی از جدول‌های نجومی سایت اینترنتی Walter Sanford's استخراج و در محاسبات به کار گرفته شده است. جدول‌های زاویه میل خورشیدی ۳۶۵ روز سال بین ۲۱۰۴۳۰ تا ۲۳۰۲۶۰ در سال تغییر می‌کند [۱۴].

از آنجا که محاسبات در مقیاس زمانی سال آبی انجام گرفته است، شمار روزشمار میلادی به تقویم سال آبی برگردانده شده است.

زاویه ساعت آفتابی ω_s از معادله زیر به دست می‌آید:

$$\omega_s = \arccos[-\tan(lat) \tan(\delta)] \quad (12)$$

که در آن R_s را می‌توان از معادله آنگستروم- پرسکات به صورت زیر محاسبه کرد [۱۵]:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N}\right) R_a \quad (13)$$

در این رابطه n مدت مشاهده ساعات آفتابی و N بیشترین زمان ممکن ساعات طول روز است و a_s و b_s ثابت‌اند و a_s بخشی از تشعشعات فرازمینی است که در روزهای بدون خورشید به زمین می‌رسد ($n=0$) و $a_s + b_s$

تجربی برای تعیین تبخیر پتانسیل تنها با استفاده از جزء تابش خالص ارائه شده است و بنابراین در مدل پنمن جزء آیرودینامیکی آن حذف و به جای آن و هم‌ارزی ضریبی در جزء مربوط به انرژی لحاظ شده است [۱۵].

در معادله (۲): α ضریب پریستلی- تیلور، شار خاک به داخل زمین (G) برحسب (MJ m⁻² day⁻¹)، شیب منحنی فشار بخار اشباع (Δ) برحسب (kPa °C⁻¹)، ثابت سایکرومتری (γ) و گرمای نهان تبخیر (λ) برحسب (MJ kg⁻¹) است.

بنابراین:

$$\alpha_{PT} = \frac{ET_{PT}}{\Delta + \gamma \left(\frac{R-G}{\lambda}\right)} \quad (3)$$

برای برآورد ضریب پریستلی- تیلور از یک سو نیاز به برآورد تبخیر از سطح آزاد آب دریاچه سد مهاباد و از سوی دیگر، نیاز به محاسبه Δ ، G ، R_n ، γ و λ است. تبخیر از سطح دریاچه با استفاده از رابطه پنمن با لحاظ کردن داده‌های اقلیمی ایستگاه سینوپتیک مهاباد به علت بعد مسافت کم آن انجام پذیرفته است.

برآورد تابش خالص خورشیدی

تابش خالص روزانه در سطح تبخیر (R_n) از اختلاف تابش خالص طول موج کوتاه به سطح تبخیر (R_{ns}) و تابش خالص طول موج بلند ساطع شده از آن (R_{nl}) برحسب (MJ m⁻² day⁻¹) به دست می‌آید.

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (4)$$

تابش خالص خورشیدی موج کوتاه از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (5)$$

که در آن R_s برآورد تابش خورشیدی ورودی (MJ m⁻² day⁻¹) و α در آن آلبیدو سطح تبخیری است [۱۳].

تابش خالص طول موج خروجی بلند از رابطه زیر برآورد می‌شود:

$$R_{nl} = \sigma \left(0.34 - 0.14 \bar{v}_a^{0.5}\right) \left(\frac{(T_{max} + 273/2)^4 + (T_{min} + 273/2)^4}{2}\right) \left(\frac{1/35 R_s}{R_{SO}} - 0.35\right) \quad (6)$$

که در آن R_{SO} تابش آسمان صاف (MJ m⁻² day⁻¹)، میانگین فشار بخار واقعی روزانه (T_{min} و T_{max} ، kPa) به ترتیب بیشترین و کمترین دمای روزانه (°C) و σ ثابت

طرف راست معادله پریستلی- تیلور در سال‌های داده‌برداری و ماه‌های سال در دست است.

در منطقه مطالعه شده مقادیر تصحیح‌شده ضرایب آنگستروم- پرسکات (ایستگاه ارومیه) استفاده شده است (جدول ۳) [۱۶].

جدول ۳. ضرایب آنگستروم- پرسکات ایستگاه ارومیه

ایستگاه	فصل	a_s	b_s
ارومیه	تابستان	۰/۳۸	۰/۴۳
	زمستان	۰/۳۲	۰/۴۹

بخشی از تشعشعات فرازمینی است که در روزهای آفتابی کامل به زمین می‌رسد ($n = N$).

زمانی که مقادیر کالیبره‌شده a_s و b_s در دسترس نیست، $a_s = ۰/۲۵$ و $b_s = ۰/۵$ استفاده می‌شوند.

شایان یادآوری است که ایستگاه سینوپتیک مهاباد برای بعضی سال‌ها بدون داده ساعت آفتابی است که این کمبود با استفاده از جایگزینی داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک ارومیه، سنندج، تبریز و سقز رفع شده است. جدول ۴ دیگر روابط استفاده‌شده مدل پریستلی- تیلور را نشان می‌دهد. بنابراین،

جدول ۴. پارامترهای مدل پنمن و پریستلی- تیلور و واحد آنها

متغیرها و واحدهای معادله	
$\Delta = \frac{4098 \left[\frac{0.6108 \exp\left(\frac{17.27Ta}{Ta+237.3}\right)}{Ta+237.3} \right]}{(Ta+237.3)^2}$	شیب منحنی فشار بخار اشباع ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
$\gamma = 0.0163 \frac{P}{\lambda}$	ثابت سایکرومتری ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
$p = 1013 \left(\frac{293 - 0.0065 \text{Elev}}{293} \right)^{5.26}$	فشار اتمسفر (kPa)
$(\text{MJ kg}^{-1})\lambda = 2.45 (\text{MJ kg}^{-1})$	گرمای نهان تبخیر (20°C)
$(\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1})G = c_s d_s \left(\frac{T_1 - T_{i-1}}{\Delta t} \right)$	شار خاک به داخل زمین
$V_T^* = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27 T}{T+237.3} \right]$	فشار بخار اشباع (kPa)
$V_a^* = \frac{V_a(T_{\max}) + V_a^*(T_{\min})}{2}$	فشار بخار اشباع روزانه (kPa)
$V_a = \frac{V_a^*(T_{\min}) \frac{RH_{\max}}{100} + V_a^*(T_{\max}) \frac{RH_{\min}}{100}}{2}$	متوسط روزانه فشار بخار واقعی (kPa)

(MJ kg^{-1})، متوسط روزانه فشار بخار واقعی (v_a)، فشار بخار اشباع روزانه (V_a^*)، u_2 سرعت باد در دو متری و ثابت سایکرومتری (γ) است.

داده سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری با استفاده از معادله ۱۷ به سرعت باد در ارتفاع دو متری تبدیل شده است:

$$\frac{V_{10}}{V_2} = \left(\frac{10}{2} \right)^{1/5} \quad (17)$$

در رابطه پنمن از آنجا که تبخیر از سطح آزاد آب است، ضریب بازتاب آب (آلبیدو) برابر ۰/۰۸ پیشنهادی استفاده شده است. در نتیجه، مقدار سمت چپ معادله پریستلی- تیلور نیز با استفاده از دیگر پارامترهای معادله پنمن در جدول ۴ محاسبه شد.

(ب) معادله پنمن

پنمن، دانشمند انگلیسی، در سال ۱۹۴۸ از ترکیب روش‌های آیرودینامیک و توازن انرژی روشی را برای محاسبه تبخیر از سطح آزاد آب ارائه کرد که به معادله پنمن معروف شد [۱۷ و ۱۸].

$$ET_{pen} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{Rn}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (14)$$

$$E_a = f(u) (v_a^* - v_a) \quad (15)$$

$$f(u) = 1/313 + 1/381 u_p \quad (16)$$

که در آنها (Δ) شیب منحنی فشار بخار اشباع برحسب ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)، تابش خالص روزانه در سطح تبخیر (Rn) برحسب ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$)، گرمای نهان تبخیر (λ) برحسب

یافته‌ها

همان طور که در قسمت‌های پیشین یاد شد، هدف از این تحقیق واسنجی ضریب پریستلی-تیلور منطقه‌ای است که دستیابی به آن موجب افزایش دقت مدل فرارفت خشکی می‌شود. برای نیل به این موضوع ابتدا محاسبات پارامترهای مورد نیاز مدل پریستلی-تیلور (شیب منحنی فشار بخار اشباع، ثابت سایکرومتری، فشار اتمسفر، گرمای نهان تبخیر، فشار بخار اشباع در دما، فشار بخار اشباع روزانه، متوسط روزانه فشار بخار واقعی، شار گرمای خاک و محاسبات تابش خورشیدی) صورت گرفته است و سپس با استفاده از معادله

پنمن سطح آزاد آب، مقدار تبخیر دریاچه سد مهاباد محاسبه شد و در آخر با استفاده از محاسبات ضریب پریستلی-تیلور به صورت ماهانه برای طول دوره ۲۶ ساله داده برداری به دست آمد.

تغییرات فصلی ضریب پریستلی-تیلور

در جدول ۵ یافته‌های محاسباتی ضریب پریستلی-تیلور با روش پنمن به صورت ماهانه و سالانه ارائه شده است و افزون بر آن پارامترهای آماری میانگین، انحراف معیار، درصد ضریب تغییرات و مقادیر کمینه و بیشینه آنها نیز درج شده است.

جدول ۵. یافته‌های ضریب پریستلی-تیلور در سد مخزنی مهاباد با روش پنمن سطح آزاد آب

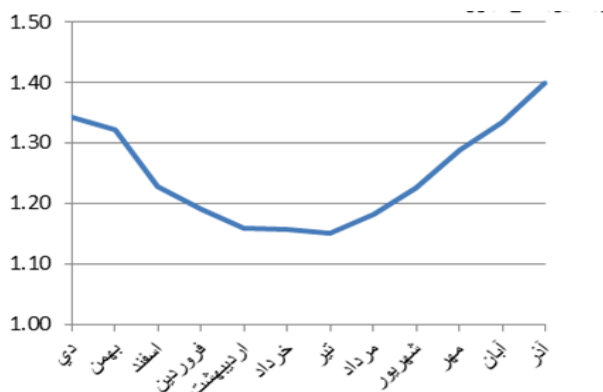
ردیف	سال	م	م	م	م	م	م	م	م	م	م	م	م	م
۱	۱۳۶۵/۱۶۶	۱/۱۴	۱/۲۶	۱/۳۸	۱/۴۲	۱/۳۰	۱/۳۳	۱/۱۶	۱/۱۱	۱/۱۱	۱/۱۰	۱/۱۳	۱/۱۴	۱/۲۱
۲	۱۳۶۶/۱۶۷	۱/۲۹	۱/۴۸	۱/۵۲	۱/۲۸	۱/۲۰	۱/۱۳	۱/۱۲	۱/۱۲	۱/۱۲	۱/۱۱	۱/۱۵	۱/۲۲	۱/۲۳
۳	۱۳۶۷/۱۶۸	۱/۳۷	۱/۴۲	۱/۴۶	۱/۲۷	۱/۱۸	۱/۰۱	۱/۰۸	۱/۱۶	۱/۱۶	۱/۱۹	۱/۱۶	۱/۲۵	۱/۲۳
۴	۱۳۶۸/۱۶۹	۱/۲۶	۱/۳۸	۱/۴۳	۱/۲۸	۱/۲۷	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۱۸	۱/۱۵	۱/۲۳	۱/۲۴
۵	۱۳۶۹/۱۷۰	۱/۲۵	۱/۲۹	۱/۳۴	۱/۲۷	۱/۲۸	۱/۱۳	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۲۰	۱/۱۵	۱/۱۴	۱/۲۳	۱/۲۲
۶	۱۳۷۰/۱۷۱	۱/۳۱	۱/۳۹	۱/۵۰	۱/۴۴	۱/۴۷	۱/۳۳	۱/۱۴	۱/۱۶	۱/۰۹	۱/۱۰	۱/۱۳	۱/۲۱	۱/۲۷
۷	۱۳۷۱/۱۷۲	۱/۲۴	۱/۲۵	۱/۱۸	۱/۲۳	۱/۲۶	۱/۱۵	۱/۱۶	۱/۱۳	۱/۱۳	۱/۱۴	۱/۱۴	۱/۱۷	۱/۱۹
۸	۱۳۷۲/۱۷۳	۱/۲۰	۱/۳۳	۱/۴۰	۱/۲۸	۱/۲۸	۱/۲۱	۱/۱۳	۱/۱۰	۱/۱۲	۱/۱۲	۱/۱۲	۱/۱۷	۱/۲۱
۹	۱۳۷۳/۱۷۴	۱/۲۷	۱/۳۹	۱/۴۲	۱/۳۶	۱/۲۵	۱/۱۸	۱/۱۶	۱/۱۴	۱/۱۳	۱/۱۳	۱/۱۳	۱/۲۲	۱/۲۴
۱۰	۱۳۷۴/۱۷۵	۱/۳۱	۱/۲۶	۱/۴۱	۱/۳۳	۱/۲۷	۱/۱۶	۱/۱۶	۱/۱۲	۱/۱۲	۱/۱۴	۱/۱۴	۱/۲۶	۱/۲۳
۱۱	۱۳۷۵/۱۷۶	۱/۲۷	۱/۲۳	۱/۳۵	۱/۳۳	۱/۲۶	۱/۱۷	۱/۱۴	۱/۱۲	۱/۱۳	۱/۱۳	۱/۱۳	۱/۲۲	۱/۲۱
۱۲	۱۳۷۶/۱۷۷	۱/۲۸	۱/۴۲	۱/۵۶	۱/۳۵	۱/۳۲	۱/۱۹	۱/۱۴	۱/۱۱	۱/۱۱	۱/۱۱	۱/۱۲	۱/۲۰	۱/۲۵
۱۳	۱۳۷۷/۱۷۸	۱/۳۲	۱/۳۴	۱/۳۳	۱/۲۴	۱/۳۴	۱/۲۸	۱/۲۰	۱/۱۸	۱/۱۶	۱/۱۸	۱/۱۶	۱/۲۲	۱/۲۵
۱۴	۱۳۷۸/۱۷۹	۱/۲۳	۱/۲۲	۱/۳۰	۱/۳۷	۱/۳۶	۱/۲۴	۱/۲۰	۱/۲۰	۱/۲۰	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۲۳	۱/۲۴
۱۵	۱۳۷۹/۱۸۰	۱/۳۳	۱/۴۱	۱/۵۱	۱/۳۳	۱/۳۴	۱/۲۲	۱/۲۱	۱/۲۲	۱/۲۲	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۲۵	۱/۲۸
۱۶	۱۳۸۰/۱۸۱	۱/۳۲	۱/۳۴	۱/۲۸	۱/۳۱	۱/۳۴	۱/۳۱	۱/۲۷	۱/۱۶	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۲۵	۱/۲۶
۱۷	۱۳۸۱/۱۸۲	۱/۳۴	۱/۳۴	۱/۳۲	۱/۳۲	۱/۳۵	۱/۲۴	۱/۱۹	۱/۱۳	۱/۱۱	۱/۱۱	۱/۱۱	۱/۲۱	۱/۲۴
۱۸	۱۳۸۲/۱۸۳	۱/۲۹	۱/۲۹	۱/۲۷	۱/۳۵	۱/۴۱	۱/۳۲	۱/۲۴	۱/۱۵	۱/۱۳	۱/۱۳	۱/۱۳	۱/۲۲	۱/۲۵
۱۹	۱۳۸۳/۱۸۴	۱/۳۲	۱/۳۲	۱/۴۳	۱/۳۱	۱/۲۵	۱/۲۳	۱/۲۱	۱/۱۴	۱/۱۴	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۲۲	۱/۲۴
۲۰	۱۳۸۴/۱۸۵	۱/۲۶	۱/۳۰	۱/۳۱	۱/۲۹	۱/۳۲	۱/۳۲	۱/۲۴	۱/۱۸	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۲۴	۱/۲۵
۲۱	۱۳۸۵/۱۸۶	۱/۳۱	۱/۴۹	۱/۴۵	۱/۳۲	۱/۲۳	۱/۱۸	۱/۲۱	۱/۱۳	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۲۳	۱/۲۶
۲۲	۱۳۸۶/۱۸۷	۱/۲۷	۱/۲۵	۱/۴۶	۱/۲۸	۱/۱۶	۱/۱۹	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۲۴	۱/۲۴	۱/۲۴	۱/۲۹	۱/۲۶
۲۳	۱۳۸۷/۱۸۸	۱/۲۹	۱/۳۱	۱/۴۰	۱/۴۲	۱/۵۰	۱/۴۴	۱/۲۹	۱/۲۱	۱/۱۸	۱/۱۸	۱/۱۸	۱/۲۵	۱/۳۱
۲۴	۱۳۸۸/۱۸۹	۱/۳۷	۱/۴۷	۱/۶۸	۱/۳۳	۱/۵۶	۱/۳۹	۱/۲۵	۱/۱۷	۱/۱۷	۱/۱۸	۱/۱۸	۱/۲۳	۱/۳۷
۲۵	۱۳۸۹/۱۹۰	۱/۳۵	۱/۲۹	۱/۲۸	۱/۲۹	۱/۳۶	۱/۲۹	۱/۲۷	۱/۲۰	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۲۴	۱/۲۶
۲۶	۱۳۹۰/۱۹۱	۱/۲۸	۱/۲۶	۱/۴۰	۱/۵۱	۱/۴۹	۱/۳۵	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۲۵	۱/۲۹
	میانگین	۱/۲۸	۱/۳۳	۱/۳۹	۱/۳۴	۱/۳۱	۱/۲۲	۱/۱۹	۱/۱۶	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۲۲	۱/۲۵
	کمینه	۱/۱۴	۱/۲۲	۱/۱۸	۱/۱۶	۱/۰۸	۱/۰۱	۱/۰۸	۱/۰۹	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۱۴	۱/۱۹
	بیشینه	۱/۳۷	۱/۴۹	۱/۶۸	۱/۵۶	۱/۴۴	۱/۳۹	۱/۳۰	۱/۲۴	۱/۲۴	۱/۲۴	۱/۲۴	۱/۲۹	۱/۴۰
	انحراف معیار	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴
	ضریب تغییرات	۴/۰۲	۵/۱۸۶	۷/۱۶۲	۷/۱۶۰	۷/۱۶۰	۷/۱۵۳	۴/۷۱	۴/۰۵	۲/۹۱	۲/۶۴	۲/۶۴	۲/۴۰	۲/۹۸

می‌کند و برای درک بهتر این موضوع شکل ۴ را ارائه دادند. آنان در توضیح شکل ۴ بیان می‌کنند مقدار α_{PT} با افزایش دما کاهش یافته به طوری که در محدوده صفر تا 30°C به ترتیب مقادیر $1/64$ تا $1/20$ ضریب پریستلی- تیلور را در بر می‌گیرد. همان طور که مشاهده می‌شود با افزایش دما این ضریب کاهش می‌یابد. در نتیجه، روند تغییرات α_{PT} در شکل ۳ کاملاً با تحقیقات جهانی همخوانی دارد و دارای روندی منطقی است [۱۹].

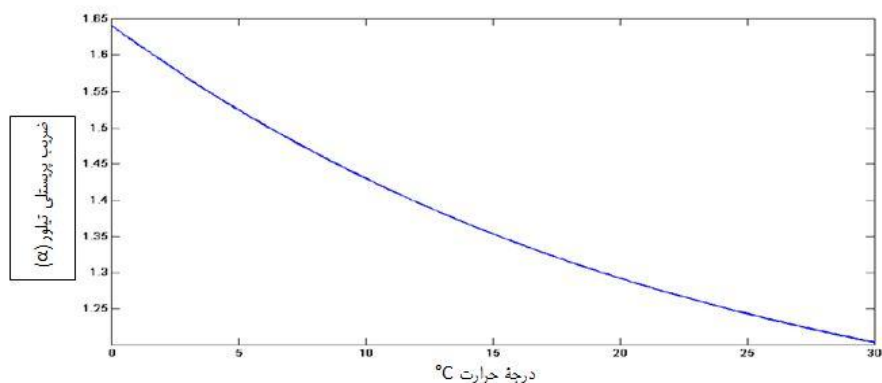
در شکل‌های ۵-۸ میانگین روند تغییرات هر فصل از سال ضریب پریستلی- تیلور به صورت جداگانه برای دوره داده‌برداری ۲۶ ساله ارائه شده است. همان طور که در شکل‌های ۷ و ۸ مشاهده می‌شود، مقادیر ضریب در این فصول نوساناتی دارد. با توجه به اینکه ضرایب یادشده تغییرات ماهانه کمی دارند، به هر حال در فصول سال باید به جای مقدار میانگین سالانه، از مقادیر میانگین ماهانه استفاده کرد.

همان طور که مشاهده می‌شود، درصد ضریب تغییرات و انحراف معیار نتایج به دست آمده اندک بوده و تغییرات ماهانه α_{PT} در کمترین مقدار از $1/01$ در اسفندماه سال آبی (۱۳۶۷-۱۳۶۸) و حالت بیشینه آن $1/68$ در آذرماه سال آبی (۱۳۸۸-۱۳۸۹) است. همچنان که شمار زیادی از مقالات [۶، ۱۷، ۱۸ و ۱۹] بیان کرده‌اند، ضریب پریستلی- تیلور تغییرات فصلی و ماهانه دارد. به منظور مقایسه این یافته‌ها با نتایج به دست آمده در دیگر کشورها شکل ۳ میانگین ماهانه ضریب با آغاز از ماه دی (ژانویه) تهیه و شکل‌های ۵-۸ به صورت میانگین فصلی ارائه شده‌اند. چنان که در این شکل‌ها دیده می‌شود، عموماً این قانونمندی را دارند که در ماه‌های گرم سال، مقدار α_{PT} کاهش و در ماه‌های سرد سال این ضریب افزایش داشته است.

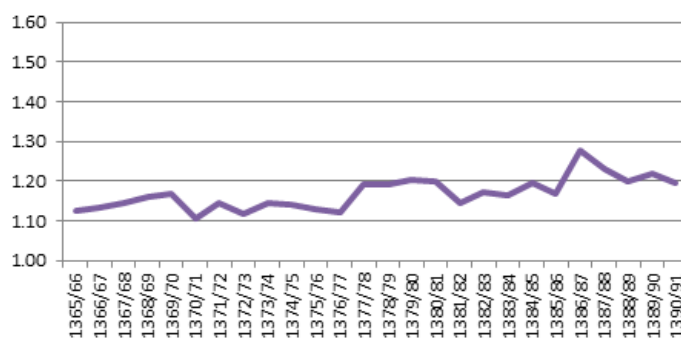
Szilagy و همکارانش (۲۰۱۴) طی تحقیقی با به‌کارگیری تحلیل دوباره داده‌های ERA-Interim جهانی به این نتیجه رسیدند که ضریب پریستلی- تیلور با دما تغییر



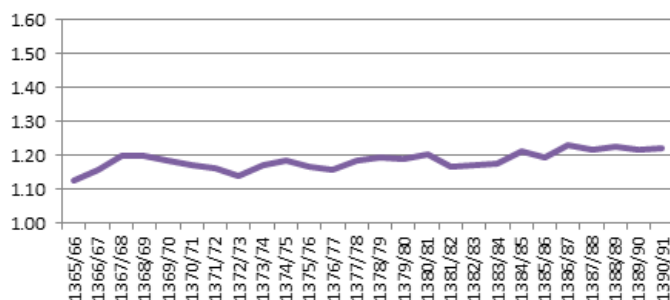
شکل ۳. میانگین ماهانه ضریب پریستلی- تیلور در محدوده سد مهاباد



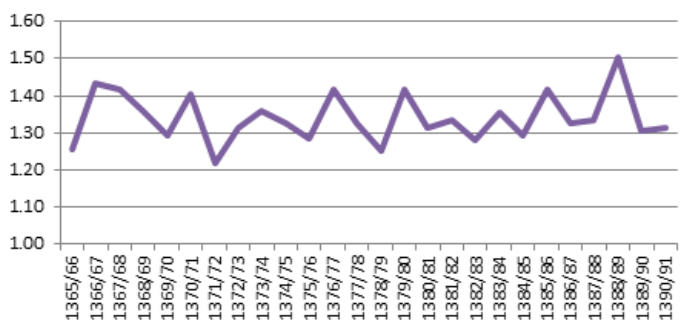
شکل ۴. تغییرات ضریب پریستلی- تیلور با دما در محدوده دما کاربرد صفر تا 30°C [۱۹]



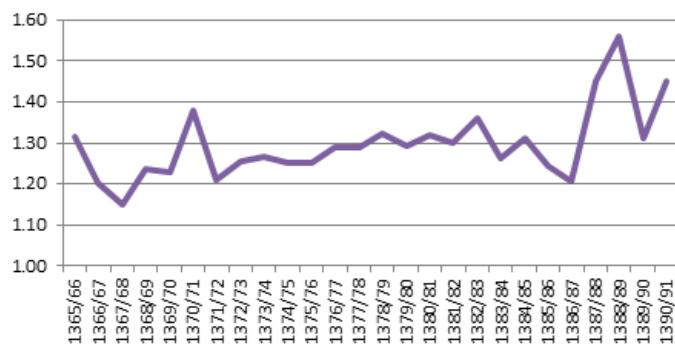
شکل ۵. میانگین ضریب پریستلی- تیلور در فصل بهار



شکل ۶. میانگین ضریب پریستلی- تیلور در فصل تابستان



شکل ۷. میانگین ضریب پریستلی- تیلور در فصل پاییز



شکل ۸. میانگین ضریب پریستلی- تیلور در فصل زمستان

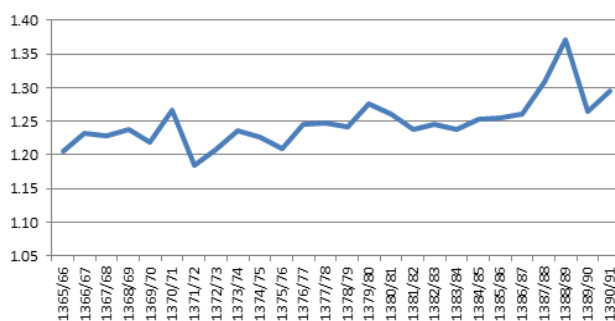
مقدار بیشینه آن $1/40$ در طول ۲۶ سال داده‌برداری است. همچنین، شکل ۱۰ میانگین سالانه تغییرات ضریب پریستلی- تیلور را نشان می‌دهد که در سال‌های اخیر احتمالاً به علت آثار اقلیمی این ضریب سالانه روندی افزایشی نشان داده است و برای توجیه آن بر اساس فرضیه بوشه می‌توان با احتیاط نتیجه‌گیری کرد که به علت افزایش دما، پتانسیل تبخیر افزایش یافته و در نتیجه تبخیر تعرق واقعی کاهش یافته است که این مسئله در شکل ۱۰ به خوبی دیده می‌شود. باید توجه کرد که مورد اخیر تا کنون در سطح مقالات علمی (۲۰۱۶) دیده نشده است و به مطالعات بیشتری در این زمینه نیاز است و از این رو با قید احتیاط ارائه داده می‌شود.

تغییرات سالانه ضریب پریستلی- تیلور

با توجه به محاسبات صورت گرفته ضریب پریستلی- تیلور به صورت میانگین سالانه برای طول دوره مطالعه شده مقدار $1/25$ است. نزدیک بودن این عدد به مقدار پیشنهاد شده توسط پریستلی و تیلور ($1/26$) برای مناطق با شرایط یادشده آنها با توجه به نزدیک بودن ایستگاه سینوپتیک مهاباد به دریاچه سد مهاباد و وجود خود دریاچه سد مهاباد و موقعیت اطراف دریاچه با کشاورزی وسیع مناطق اطراف، نشان از یک منطقه مرطوب دارد که با کمترین فرارفت (شکل ۹) کاملاً منطقی است و با مقادیر جهانی نیز مطابقت دارد. با توجه به جدول ۵ میانگین مقدار کمینه $26 \alpha_{PT}$ ، $1/19$ و میانگین



شکل ۹. دریاچه سد مهاباد



شکل ۱۰. میانگین سالانه ضریب پریستلی- تیلور

نقاط و حوضه‌ها این شرایط برقرار نیست. با توجه به دقت زیاد برآورد تبخیر از سطح آزاد آب با روش پنمن از یک سو برای مخزن سد مهاباد طی یک دوره داده‌برداری ۲۶ ساله (۱۳۶۵ تا ۱۳۹۱) و همچنین یافته‌های مقالات متعددی در این زمینه [۶، ۱۷، ۱۸ و ۱۹] در سطح جهان از سوی دیگر، نشان داده شده است که ضریب پریستلی- تیلور مقدار ثابتی نیست و تغییرات فصلی دارد. با توجه به

بحث و نتیجه‌گیری

برآورد ضریب پریستلی- تیلور با توجه به تغییرپذیری آن بر حسب شرایط اقلیمی، پوشش سطحی و موجودیت آب به‌منظور کاربرد آن در مدل فرارفت خشکی و افزایش برآورد این مدل اهمیت ویژه‌ای دارد. ضریب سالانه پریستلی- تیلور در یک شرایط محیطی بدون محدودیت آب و فاقد فرارفت حدود $1/26$ است که به تبع در همه

- [5]. Priestley CHB, Taylor RJ. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*. 1972; 100(2): 81-92.
- [6]. Arasteh PD, Tajrishy M. Calibrating Priestley Taylor model to estimate open water evaporation under regional advection using volume balance method case study Chahnimeh reservoir Iran. *Journal of Applied Sciences*. 2008; 8(22): 4097-4104.
- [7]. Eichinger WE, Parlange MB, Strickler H. On the concept of equilibrium evaporation and the value of the Priestley Taylor coefficient. *Water Resources Research*. 1996; 32(1): 161-164.
- [8]. Lhomme JP. A theoretical basis for the Priestley Taylor coefficient. *Boundary Layer Meteorology*. 1997; 82(2): 179-191.
- [9]. Castellvi F, Stockle CO, Perez PJ, Ibanez M. Comparison of methods for applying the Priestley Taylor equation at a regional scale. *Hydrological Process*. 2001; 15(9): 1609-1620.
- [10]. Pereira AR. The Priestley Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference crop evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2004; 125(3-4): 305-313.
- [11]. Fisher JB, De Biase TA, Qi Y, Mu M, Goldstein AH. Evapotranspiration models compared on a Sierra Nevada forest ecosystem. *Environmental Modeling Software*. 2005; 20(6): 783-796.
- [12]. Komatsu H. Forest categorization according to dry canopy evaporation rates in the growing season: comparison of the Priestley Taylor coefficient values from various observation sites. *Hydrological Processes*. 2005; 19(19): 3873-3896.
- [13]. Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M. Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. *Irrigation and Drainage FAO56*. Rome. FAO. 1998.
- [14]. www.wsanford.com/~wsanford/exo/sundials/DEC_Sun.html
- [15]. Ulgen K, Hepbasli A. Solar radiation models Part 1: a review. *Energy Sources*. 2004; 26(5): 507-520.
- [16]. Kamali GH, Moradi I. Solar radiation: fundamental and applications in agriculture and renewable energy. *Atmospheric & Meteorological Research Center (ASMERC) Tehran*. 2004 [Persian].

تغییرپذیری فصلی این ضریب، ضروری است در برآوردهای مدل فرارفت خشکی به جای مقدار سالانه از مقادیر فصلی استفاده شود.

از دیگر یافته‌های مرتبط با ضریب پریستلی-تیلور، وابستگی آن با دما است به طوری که با کاهش دما، این ضریب افزایش می‌یابد و به عکس در ماه‌های گرم تابستان کاهش می‌یابد. از این رو، ضرورت استفاده از مقادیر ماهانه ضریب پریستلی-تیلور به منظور افزایش دقت مدل فرارفت خشکی ضروری به نظر می‌رسد. در تحقیق حاضر، مقادیر ضریب پریستلی-تیلور و تغییرات زمانی آن طی سال به خوبی با یافته‌های جهانی از جمله مقدار میانگین سالانه ۱/۲۵، تغییرات فصلی (و ماهانه) و همبستگی آن با دما کاملاً مطابقت دارد و این امر ناشی از شرایط محیطی مشابه یعنی موجودیت آب دریاچه سد مهاباد، همچنین در فاصله بیشتری دریاچه ارومیه و مناطق کشاورزی و آبیاری شده است. از آنجا که در تحقیق حاضر از تابع باد و پروفیل لگاریتمی مطابق با روابط ۱۶ و ۱۷ که در مدل اصلی پنمن به کار رفته، استفاده شده است و ضرورتاً این توابع در هر منطقه از جمله در محدوده مطالعه شده صدق نمی‌کنند لازم است در محدوده مخزن سد مهاباد از طریق نصب ادوات مربوطه این روابط اعتبارسنجی شود و در صورت مغایرت، روابط جدید به دست آمده در مدل سازی به کار گرفته شود.

منابع

- [1]. Valizadeh Kamran Kh, Jahanbakhsh S, Zahedi M, Rezaee Banafsheh M. Actual evapotranspiration and its relation to land use analysis in GIS case study Meshkinshar city. *Journal of Geographic Space*. 2012; 37: 39-54 [Persian].
- [2]. Poormohamadi S, Dastourani MT, Cheraghi SAM, Mokhtari MH, Rahimian MH. Evaluation and estimation of water balance components in dry areas by using remote sensing and GIS (Case Study: Yazd Manshad watershed). *Journal of Water and Wastewater*. 2011; 22(3): 99-108.
- [3]. Bouchet RJ. Evapotranspiration Reelle et Potentielle Signification Climatique. *International Association of Hydrological Sciences*. 1963; 62: 134-142.
- [4]. Brutsaert W, Stricker H. An advection aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*. 1979; 15(2): 443-449.

- [17]. Penman HL. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London Series A – Mathematical and Physical Sciences. 1948; 193: 193- 120.
- [18]. Valiantzas J. Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data. Journal of Hydrology. 2006; 331(3-4): 690-702.
- [19]. Szilagyi J, Parlange MB, Katul GG. Assessment of the Priestley-Taylor parameter value from ERA-Interim global reanalysis data. Journal of Hydrology and Environment Research. 2014; 2(1): 1-7.
- [20]. Vourlitis GL, Hayashi M, De Nogueira SJ, Caseiro FT, Campelo JH. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso Brazil. Water Resources Research. 2002; 38(6): 30-1-30-11.
- [21]. De Bruin HAR, Keijman JQ. The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large shallow lake in the Netherlands. Journal of Applied Meteorology. 1979; 18(7): 898-903.