

Reference Evapotranspiration Dynamics Under the Shadow of Atmospheric Dryness: A Multidimensional Assessment of Empirical Methods in a Semi-Arid Region

Khalil Ghorbani^{1*} , Hanieh Mesri², Laleh Rezaei Ghaleh³,
Meysam SalariJazi⁴, Mohammad Nouri⁵

¹ (Corresponding Author) Professor, Department of Water Engineering, Faculty of Water and Soil Engineering, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources. Gorgan, Iran. Email: ghorbani.khalil@gau.ac.ir

² Ph.D. Candidate in Irrigation and Drainage, Department of Water Engineering, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University. Sari, Iran, Email: Haniehmesri1992@gmail.com

³ Postdoctoral Researcher, Department of Water Engineering, Faculty of Water and Soil Engineering, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources. Gorgan, Iran, Email: Rezaei_l@ymail.com

⁴ Associate Professor, Department of Water Engineering, Faculty of Water and Soil Engineering, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources. Gorgan, Iran. Email: Meysam.salarijazi@gau.ac.ir

⁵ Assistant Professor, Department of Water Engineering, Faculty of Water and Soil Engineering, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources. Gorgan, Iran, Email: dr.m.nouri@gau.ac.ir

Article Info

Article type:
Research Full Paper

Article history:

Received: 2026-08-25

Revised: : 2026-09-06

Accepted: 2026-10-01

Keywords:

Reference
evapotranspiration
FAO-56 Penman-Monteith
Climate change
Mann-Kendall test
Pettitt change-point.

ABSTRACT

Accurate estimation of reference evapotranspiration (ET_0) is essential for effective water resources management, particularly under changing climatic conditions. This study evaluates the performance of 14 empirical methods for estimating ET_0 against the standard FAO Penman-Monteith (PM-FAO56) method and investigates their temporal variations at the Hashemabad synoptic station in Golestan Province, Iran. For this purpose, descriptive statistics, distribution analysis, Pearson's correlation coefficient, and time-series analyses based on the Mann-Kendall, Sen's slope, and Pettitt tests were employed. The results showed that the ABT method performed well in terms of the similarity of its estimated mean and distribution characteristics to those of PM-FAO56. The ROM method exhibited the highest temporal correlation with PM-FAO56 ($r = 0.848$), whereas PAP showed relatively good agreement and error characteristics, with a higher Lin's concordance correlation coefficient (LinCCC = 0.702), low bias (-14.64 mm), and the lowest RMSE (105.05 mm). In contrast, BC substantially overestimated, while MAK considerably underestimated. Trend analysis showed that all ET_0 series increased significantly at the 5% significance level, with the highest Sen's slope for PM-FAO56 (11.7 mm year⁻¹). The Pettitt test also identified significant change points for most methods in 1997, 1999, and 2011. The co-occurrence of these changes with increases in temperature, solar radiation, and wind speed, along with a decrease in mean relative humidity, indicates substantial changes in the climatic conditions associated with evaporative demand at the study station. These findings highlight the importance of a multi-criteria evaluation of ET_0 estimation methods; however, the generalization of the results to other regions requires independent temporal and spatial validation.

Cite this article: Ghorbani, Kh., Mesri, H., Rezaei Ghaleh, L., SalariJazi, M., Nouri, M. (2026). Reference Evapotranspiration Dynamics Under the Shadow of Atmospheric Dryness: A Multidimensional Assessment of Empirical Methods in a Semi-Arid Region. Journal of the Climate Change research, 7 (27), 25-43.



پویایی‌شناسی تبخیر-تعرق مرجع در سایه خشکی جوی: ارزیابی چندبعدی روش‌های تجربی در یک منطقه نیمه‌خشک

خلیل قربانی^{۱*}، هانیه مصری^۲، لاله رضائی قلعه^۳، میثم سالاری جزی^۴، محمد نوری^۵

^۱ (نویسنده مسئول) استاد گروه مهندسی آب، دانشکده مهندسی آب و خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، گرگان، ایران،

رایانامه: ghorbani.khalil@gau.ac.ir

^۲ دانشجوی دکتری آبیاری و زهکشی، گروه مهندسی آب، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری، ایران

رایانامه: Haniehmesri1992@gmail.com

^۳ پژوهشگر پسادکتری، دانشکده مهندسی آب و خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، گرگان، ایران، رایانامه: Rezaei_l1@ymail.com

^۴ دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده مهندسی آب و خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، گرگان، ایران،

رایانامه: Meysam.salarijazi@gau.ac.ir

^۵ استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده مهندسی آب و خاک، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، گرگان، ایران، رایانامه: dr.m.nouri@gau.ac.ir

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله کامل علمی تاریخ دریافت: ۱۴۰۵/۶/۳ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۵/۶/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۷/۹ واژه‌های کلیدی: تبخیر-تعرق مرجع فائوپنمن-مونتیث تغییر اقلیم آزمون من-کندال نقطه تغییر پتیت	برآورد دقیق تبخیر-تعرق مرجع (ET_0) برای مدیریت منابع آب، به‌ویژه در شرایط تغییرپذیری اقلیم، اهمیت زیادی دارد. هدف این پژوهش، ارزیابی عملکرد ۱۴ روش تجربی برآورد ET_0 در مقایسه با روش استاندارد فائوپنمن-مونتیث (PM-FAO56) و بررسی تغییرات زمانی آن‌ها در ایستگاه سینوپتیک هاشم‌آباد، استان گلستان، بود. برای این منظور، آمار توصیفی، تحلیل توزیع، ضریب همبستگی پیرسون و تحلیل سری زمانی با استفاده از آزمون‌های من-کندال، شیب سن و پتیت به‌کار گرفته شد. نتایج نشان داد روش ABT از نظر نزدیکی میانگین برآوردی و ویژگی‌های توزیعی به PM-FAO56 عملکرد مطلوبی داشت. روش ROM بالاترین همبستگی زمانی را با PM-FAO56 نشان داد ($r=0.848$)، درحالی‌که PAP با ضریب توافق لین بالاتر ($LinCCC=0.702$)، Bias پایین ($-14/64$ میلی‌متر) و کمترین RMSE ($105/05$ میلی‌متر)، توافق و خطای مناسبی داشت. در مقابل، BC بیش‌برآورد قابل‌توجه و MAK کم‌برآورد چشمگیری نشان دادند. تحلیل روند نشان داد تمامی سری‌های ET_0 در سطح ۵ درصد روند افزایشی معنی‌دار دارند و بیشترین شیب سن مربوط به PM-FAO56 با $11/7$ میلی‌متر در سال بود. آزمون پتیت نیز برای اغلب روش‌ها نقاط تغییر معنی‌داری را در سال‌های ۱۳۷۶، ۱۳۷۸ و ۱۳۹۰ شناسایی کرد. هم‌زمانی این تغییرات با افزایش دما، تابش خورشیدی و سرعت باد و کاهش رطوبت نسبی میانگین، بیانگر تغییرات قابل‌توجه در شرایط اقلیمی مرتبط با تقاضای تبخیری در ایستگاه مورد مطالعه است. یافته‌ها بر ضرورت ارزیابی چندمعیاره روش‌های ET_0 تأکید دارند؛ با این حال، تعمیم نتایج به سایر مناطق نیازمند اعتبارسنجی مستقل زمانی و مکانی است.

استناد: قربانی، خلیل؛ مصری، هانیه؛ رضائی قلعه، لاله؛ سالاری جزی، میثم؛ نوری، محمد (۱۴۰۵). پویایی‌شناسی تبخیر-تعرق مرجع در سایه خشکی جوی: ارزیابی چندبعدی روش‌های تجربی در یک منطقه نیمه‌خشک. نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی، ۷ (۲۷)، ۴۳-۲۵.

مقدمه

تبخیر-تعرق مرجع^۱ یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های چرخه هیدرولوژیک و پارامتری بنیادین در مدیریت منابع آب، طراحی و بهره‌برداری از سامانه‌های آبیاری، برنامه‌ریزی تولیدات کشاورزی، مدیریت خشکسالی و ارزیابی اثرات تغییر اقلیم به شمار می‌رود (Allen et al., 1998). برآورد دقیق ET_0 علاوه بر تعیین نیاز آبی گیاهان و محاسبه ضرایب گیاهی (Kc)، نقش مهمی در تحلیل تغییرات اقلیمی، ارزیابی خشکی جوی^۲ و بررسی تغییرات تقاضای تبخیری جو ایفا می‌کند (Milly et al., 2005). طی دهه‌های اخیر، هم‌زمان با افزایش دمای جهانی، تغییر الگوی بارش و تشدید نوسانات اقلیمی، بسیاری از مناطق جهان، به‌ویژه نواحی خشک و نیمه‌خشک، افزایش یا تغییرپذیری بیشتری در مقادیر ET_0 تجربه کرده‌اند که این امر اهمیت برآورد دقیق و انتخاب روش مناسب محاسبه ET_0 را بیش از گذشته آشکار ساخته است (Arias et al., 2021).

برای برآورد ET_0 تاکنون روش‌های متعددی توسعه یافته‌اند که از نظر مبانی نظری، تعداد پارامترهای ورودی و پیچیدگی محاسباتی تفاوت قابل توجهی دارند. این روش‌ها را می‌توان به چهار گروه اصلی شامل روش‌های ترکیبی^۳، روش‌های مبتنی بر تابش^۴، روش‌های مبتنی بر دما^۵ و روش‌های مبتنی بر تشت تبخیر^۶ تقسیم‌بندی کرد. در میان این روش‌ها، معادله پنمن-مونث فائو^۷ -۵۶ که هم‌زمان مؤلفه‌های انرژی و انتقال آیرودینامیکی را در نظر می‌گیرد، به دلیل مبانی فیزیکی قوی و اعتبارسنجی گسترده با داده‌های لایسمتری، به‌عنوان استاندارد جهانی برآورد ET_0 توسط سازمان خواربار و کشاورزی ملل متحد^۸ معرفی شده است (Allen et al., 1998). با این حال، نیاز این روش به مجموعه‌ای کامل از داده‌های

هواشناسی شامل دمای بیشینه و کمینه، رطوبت نسبی، سرعت باد و تابش خورشیدی، کاربرد آن را در بسیاری از مناطق دارای محدودیت داده با دشواری مواجه کرده است. از این‌رو، استفاده از معادلات تجربی ساده‌تر که بتوانند با حداقل داده‌های هواشناسی، برآوردی قابل قبول از ET_0 ارائه دهند، همچنان یکی از مهم‌ترین موضوعات پژوهشی در هیدرولوژی و مدیریت منابع آب محسوب می‌شود (Allen, 2002; Pereira et al., 2015).

مطالعات متعدد نشان داده‌اند که عملکرد معادلات تجربی به شدت وابسته به شرایط اقلیمی، ویژگی‌های منطقه، کیفیت داده‌های هواشناسی و مقیاس زمانی است. به‌طور معمول، در مناطق مرطوب، روش‌های مبتنی بر تابش عملکرد مطلوب‌تری دارند، در حالی که در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک، با افزایش سهم مؤلفه آیرودینامیکی در فرآیند تبخیر-تعرق، روش‌های ترکیبی یا معادلاتی که اثر کمبود رطوبت و انتقال جرم را بهتر لحاظ می‌کنند، از دقت بیشتری برخوردار هستند (Allen et al., 1998; Pereira et al., 2015). از این‌رو، هیچ روش تجربی را نمی‌توان بدون انجام اعتبارسنجی منطقه‌ای به‌عنوان جایگزین مناسب روش مرجع در تمامی شرایط اقلیمی معرفی کرد.

در سال‌های اخیر، مقایسه و ارزیابی جامع معادلات تجربی همچنان یکی از محورهای اصلی پژوهش‌های مرتبط با برآورد ET_0 بوده است. توشکوا و همکاران (۲۰۲۵) با ارزیابی بیش از ۲۰ مدل تجربی در اقلیم اروپای مرکزی نشان دادند که کارایی معادلات مختلف به‌طور مستقیم تحت تأثیر شرایط اقلیمی و نوع داده‌های ورودی قرار دارد و مدل‌های ترکیبی و مبتنی بر تابش در اغلب ایستگاه‌ها عملکرد بهتری نسبت به مدل‌های صرفاً دمامحور ارائه می‌کنند. همچنین علوی و همکاران (۲۰۲۵) با مقایسه معادلات تجربی و مدل‌های هوشمند از جمله شبکه‌های عصبی مصنوعی و ماشین بردار پشتیبان نشان دادند که اگرچه مدل‌های یادگیری ماشین معمولاً دقت بیشتری دارند، اما معادلات تجربی به دلیل سادگی، شفافیت مفهومی

^۱ Reference Evapotranspiration^۲ Atmospheric Aridity^۳ Combination Methods^۴ Radiation-based Methods^۵ Temperature-based Methods^۶ Pan Evaporation-based Methods^۷ FAO-56 Penman-Monteith^۸ FAO

و نیاز کمتر به داده، همچنان ابزارهایی کاربردی و اقتصادی، به‌ویژه در مناطق داده‌فقر، محسوب می‌شوند. در همین راستا، اوزونلار (۲۰۲۴) نشان داد که کالیبراسیون منطقه‌ای برخی معادلات ساده تجربی می‌تواند دقت آن‌ها را تا حد قابل قبولی افزایش دهد و استفاده از آن‌ها را در مدیریت منابع آب کشاورزی امکان‌پذیر سازد. با وجود مطالعات فراوان، بیشتر پژوهش‌های پیشین عملکرد روش‌های مختلف را تنها بر اساس شاخص‌های آماری متداول نظیر RMSE، ME، MAE، ضریب تعیین (R^2) و ضریب همبستگی ارزیابی کرده‌اند؛ در حالی که این معیارها عمدتاً بر دقت مقداری تمرکز دارند و اطلاعات محدودی درباره شباهت توزیع داده‌ها، رفتار زمانی، روندهای بلندمدت و توانایی روش‌ها در تشخیص تغییرات اقلیمی ارائه می‌کنند (Willmott et al., 2012). علاوه بر این، در بسیاری از مطالعات، تحلیل روند و تشخیص نقاط تغییر ساختاری سری‌های زمانی ET_0 مستقل از ارزیابی عملکرد معادلات تجربی انجام شده است و ارتباط میان تغییرات پارامترهای هواشناسی و رفتار زمانی روش‌های مختلف کمتر مورد بررسی قرار گرفته است.

در سال‌های اخیر، آزمون‌های ناپارامتری نظیر من-کندال^۱، برآوردگر شیب سن^۲ و آزمون پتیت^۳ به ابزارهای استاندارد برای شناسایی روندها، برآورد شدت تغییرات و تعیین نقاط جهش اقلیمی در سری‌های زمانی هیدرولوژیک تبدیل شده‌اند (Pettitt, 1979; Yue et al., 2002). با این وجود، کاربرد هم‌زمان این آزمون‌ها برای مقایسه رفتار زمانی روش‌های مختلف برآورد ET_0 ، ارزیابی توانایی آن‌ها در تشخیص تغییرات اقلیمی و تفسیر تغییرات مشاهده‌شده بر اساس پارامترهای هواشناسی، هنوز به‌ندرت در مطالعات منطقه‌ای گزارش شده است.

منطقه مورد مطالعه این پژوهش، واقع در یکی از اقلیم‌های نیمه‌خشک ایران، طی دهه‌های اخیر با چالش‌هایی نظیر کاهش منابع آب، افزایش نیاز آبی

بخش کشاورزی و تغییرات محسوس در متغیرهای اقلیمی مواجه بوده است. با وجود اهمیت این منطقه در تولیدات کشاورزی، تاکنون ارزیابی جامعی از عملکرد هم‌زمان معادلات مختلف برآورد ET_0 از جنبه‌های مقداری، توزیعی و زمانی، همراه با تحلیل روند، شدت تغییرات و نقاط جهش اقلیمی، انجام نشده است. از این‌رو، مطالعه حاضر با هدف ارائه یک ارزیابی چندبعدی از عملکرد ۱۴ روش تجربی برآورد ET_0 در مقایسه با روش استاندارد PM-FAO56 در ایستگاه سینوپتیک هاشم‌آباد انجام شد. در این راستا، عملکرد روش‌ها از جنبه‌های مختلف شامل مقدار مرکزی و آمار توصیفی، ویژگی‌های توزیع، همبستگی و میزان توافق با روش مرجع و همچنین رفتار زمانی سری‌های ET_0 بررسی شد. افزون بر ارزیابی عملکرد روش‌ها، روند، شدت تغییرات و نقاط تغییر ساختاری در سری‌های ET_0 و متغیرهای هواشناسی مرتبط نیز مورد بررسی قرار گرفت تا تغییرات زمانی تقاضای تبخیری در منطقه بهتر تبیین شود. در نهایت، با مقایسه هم‌زمان شاخص‌های مختلف، روش‌هایی که می‌توانند جایگزین مناسب‌تری برای PM-FAO56 تحت شرایط اقلیمی منطقه باشند، شناسایی شدند. این رویکرد امکان ارزیابی عملکرد روش‌ها را فراتر از یک شاخص آماری منفرد فراهم کرده و درک جامع‌تری از تفاوت آن‌ها در بازنمایی مقدار، توزیع، توافق و رفتار زمانی ET_0 ارائه می‌دهد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و داده‌های هواشناسی:

ایستگاه سینوپتیک هاشم‌آباد گرگان واقع در استان گلستان از نظر موقعیت جغرافیایی در ۳۷ درجه و ۴۲ دقیقه عرض شمالی و ۵۴ درجه و ۴۵ دقیقه طول شرقی از نصف النهار گرینویچ قرار گرفته است. بر اساس طبقه‌بندی اقلیمی دمارتن^۴، این ایستگاه در محدوده اقلیم نیمه‌خشک قرار می‌گیرد (Keskiner et al., 2026). همچنین میانگین بارش‌های سالانه ۵۰۶/۶۱ میلی‌متر در سال، میانگین دمای سالانه

^۱ Mann-Kendall

^۲ Sen's Slope

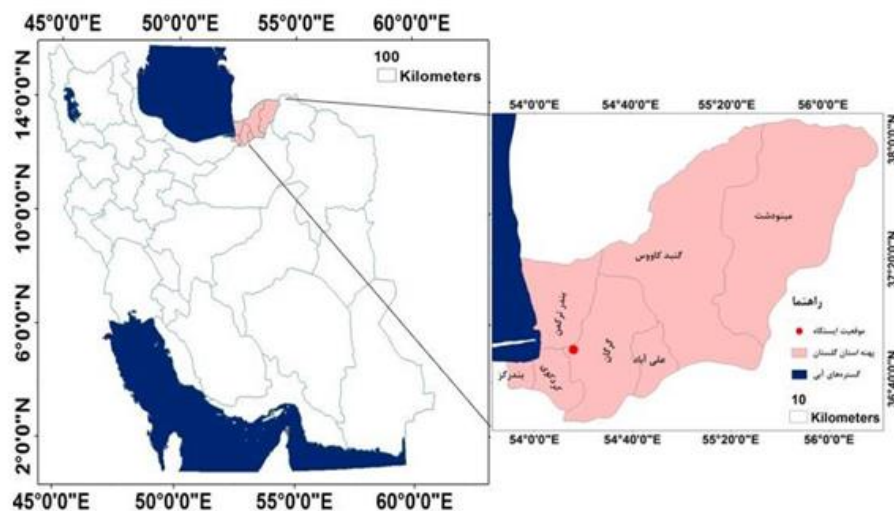
^۳ Pettitt

^۴ De Martonne

۱۸/۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (جدول ۱ و شکل ۱). (۱۳۷۰) استفاده شد. برای انجام این پژوهش از دوره آماری (۱۴۰۴-

جدول ۱- مشخصات منطقه مطالعاتی

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	میانگین بارش‌های سالانه (mm/year)	میانگین دمای ماکزیمم سالانه (°C)	میانگین دمای مینیمم سالانه (°C)	نوع اقلیم
هاشم آباد گرگان	54.45	37.42	506.6	23.4	12.8	نیمه خشک



شکل ۱- منطقه مطالعاتی (برارخانپور و همکاران، ۱۴۰۰)

با ارتفاع ۰/۱۲ متر، مقاومت سطحی γ_0 s/m و آلبدو (۰/۲۳) به صورت زیر بیان می‌شود (Allen et al., 1998):

رابطه (۱)

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{90}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

که در آن، تبخیر-تعرق مرجع (mm day^{-1})، Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)، R_n تابش خالص سطح زمین ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)، G شار گرمایی خاک ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)، γ ثابت روان‌سنجی (kPa)، T دمای میانگین هوا ($^\circ\text{C}$)، u_2 سرعت باد در ارتفاع ۲ متری (m s^{-1}) و $e_s - e_a$ اختلاف فشار بخار اشباع و فشار بخار واقعی هوا (kPa) می‌باشد.

روش‌های تجربی برآورد ET_0 : در این پژوهش، ۱۴ روش تجربی از چهار دسته اصلی برای مقایسه با PM-FAO56 انتخاب شدند:

داده‌های هواشناسی روزانه مورد نیاز شامل دمای بیشینه و کمینه^۱ هوا، رطوبت نسبی بیشینه و کمینه^۲، سرعت باد در ارتفاع ۲ متری^۳، ساعت آفتابی^۴ و بارندگی^۵ از ایستگاه سینوپتیک منطقه برای یک دوره آماری بلندمدت جمع‌آوری و پس از کنترل کیفیت، برای محاسبات استفاده شدند. داده‌های تشت تبخیر کلاس A نیز برای مقایسه با روش‌های دیگر در دسترس بود.

روش مرجع فائو پنمن-مانتیت: روش فائو پنمن-مانتیت^۶ به عنوان استاندارد مرجع برای برآورد ET_0 در این پژوهش استفاده شد. این روش بر اساس معادله ترکیبی پنمن-مانتیت و تعریف پوشش مرجع (چمن

^۱ Tmax, Tmin

^۲ RHmax, RHmin

^۳ U2m

^۴ Rs

^۵ p

^۶ PM-FAO56

جدول ۲- معادلات و پارامترهای ورودی روش‌های تجربی برآورد تبخیر-تعرق مرجع

گروه	شماره رابطه	روش	اختصار	معادله	ورودی‌های موردنیاز
تابش	۲	Makkink (1957)	MAK	$ET_0 = 0.61 \times (\Delta/(\Delta+\gamma)) \times (R_s/\lambda) - 0.12$	R_s, Δ, γ
تابش	۳	Priestley-Taylor (1972)	PT	$ET_0 = 1.26 \times (\Delta/(\Delta+\gamma)) \times ((R_n-G)/\lambda)$	R_n, G, Δ, γ
تابش	۴	Abtew (1996)	ABT	$ET_0 = 0.53 \times (R_s/\lambda)$	R_s
تابش	۵	Turc (1961)	TUR	$ET_0 = 0.013 \times (T/(T+15)) \times (23.8856R_s + 50)$	T, R_s, RH
تابش	۶	Ravazzani et al. (2012)	RAV	$ET_0 = 0.408 \times 0.0023 \times R_a \times (T_{mean} + 17.8) \times (T_{max} - T_{min})^{0.5} \times (0.817 + 0.00022Z)$	$R_a, T_{max}, T_{min}, T_{mean}, Z$
دمایی	۷	Blaney-Criddle (1950)	BC	$ET_0 = p \times (0.46T + 8)$	T, p
دمایی	۸	Oudin (2005)	ODU	$ET_0 = (R_a/\lambda) \times ((T + 5)/100)$	R_a, T
دمایی	۹	Romanenko (1961)	ROM	$ET_0 = 0.0018 \times (25 + T)^2 \times (100 - RH)$	T, RH
دمایی	۱۰	Jensen-Haise (1963)	JH	$ET_0 = (0.0252T + 0.078) \times R_s$	T, R_s
دمایی	۱۱	McGuinness-Bordne (1972)	MB	$ET_0 = R_a \times (T + 5)/68$	R_a, T
دمایی	۱۲	Papadakis (1966)	PAP	$ET_0 = 0.5625 \times (e_s - e_a)$	e_s, e_a
ساده شده	۱۳	Trajkovic (2007)	TRAJ	$ET_0 = 0.408 \times 0.0023 \times R_a \times (T_{mean} + 17.8) \times (T_{max} - T_{min})^{0.424}$	$R_a, T_{max}, T_{min}, T_{mean}$
ساده شده	۱۴	Berti et al. (1991)	BER	$ET_0 = 0.408 \times 0.00193 \times R_a \times (T_{mean} + 17.8) \times (T_{max} - T_{min})^{0.517}$	$R_a, T_{max}, T_{min}, T_{mean}$
تشت تبخیر	۱۵	Class A Pan	PAN	$ET_0 = E_{pan} \text{ (without } K_p)$	E_{pan}

ggpubr و modifiedmk، Kendall، trend، corplot استفاده شد.

آمار توصیفی و تحلیل توزیع: به منظور بررسی ویژگی‌های آماری داده‌های حاصل از روش‌های مختلف برآورد تبخیر-تعرق مرجع، شاخص‌های آمار توصیفی شامل حداقل و حداکثر مقدار، میانگین^۱، میانه^۲، انحراف معیار^۳، ضریب تغییرات^۴، چولگی^۵ و کشیدگی^۶، ریشه میانگین مربعات خطا^۷ و اریبی^۸ به ترتیب با استفاده از روابط ۱۶ تا ۲۲ محاسبه شدند. روابط مورد استفاده در جدول ۳ ارائه شده است.

روش‌های تحلیل آماری: به منظور ارزیابی عملکرد روش‌های تجربی برآورد تبخیر-تعرق مرجع، مقایسه نتایج حاصل از این روش‌ها با روش استاندارد فائو پنمن-مانتیت، بررسی ویژگی‌های آماری داده‌ها و تحلیل رفتار زمانی سری‌های ET_0 ، مجموعه‌ای از روش‌های آماری توصیفی و استنباطی مورد استفاده قرار گرفت. این تحلیل‌ها شامل آمار توصیفی، تحلیل توزیع داده‌ها، تحلیل همبستگی، ارزیابی عملکرد روش‌ها، تحلیل روند و آزمون تشخیص نقطه تغییر بود. انتخاب این روش‌ها با هدف بررسی جامع دقت، قابلیت اعتماد، تغییرپذیری و رفتار زمانی روش‌های تجربی انجام شد.

کلیه پردازش‌های آماری و ترسیم نمودارها در محیط نرم‌افزار (R نسخه ۴،۴،۲) انجام شد. برای مدیریت داده‌ها، انجام تحلیل‌های آماری و تولید نمودارها از بسته‌های ggrydges، ggplot2، tidyverse.

¹ Mean² Median³ SD⁴ CV⁵ Skewness⁶ Kurtosis⁷ Root Mean Square Error⁸ Bias

جدول ۳. روابط محاسبه شاخص‌های آمار توصیفی و توزیع داده‌های ET₀

شماره رابطه	شاخص آماری	نماد	رابطه محاسبه
۱۶	میانگین	Mean	$Mean = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i$
۱۷	انحراف معیار	SD	$SD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}}$
۱۸	ضریب تغییرات	CV	$CV(\%) = \frac{SD}{Mean} \times 100$
۱۹	چولگی	Sk	$Skewness = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^n \left(\frac{X_i - \bar{X}}{SD} \right)^3$
۲۰	کشیدگی	Ku	$Kurtosis = \frac{n(n+1)}{(n-1)(n-2)(n-3)} \sum_{i=1}^n \left(\frac{X_i - \bar{X}}{SD} \right)^4 - \frac{3(n-1)^2}{(n-2)(n-3)}$
۲۱	ریشه میانگین مربعات خطا	RMSE	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2}$
۲۲	اریبی	Bias	$Bias = \sum_{i=1}^n (E_i - O_i)$

برای مقایسه بصری توزیع داده‌ها و ارزیابی پراکندگی، میانه، دامنه بین چارکی^۱ و داده‌های پرت، از نمودارهای جعبه‌ای^۲ استفاده شد. همچنین، به‌منظور مقایسه شکل توزیع و چگالی احتمالی داده‌ها بین روش‌های مختلف، نمودارهای ریج‌لاین^۳ بر پایه برآورد چگالی هسته‌ای^۴ ترسیم شدند.

تحلیل تصویری توزیع داده‌ها

به‌منظور بررسی بصری رفتار روش‌های مختلف، از نمودار جعبه‌ای استفاده شد. این نمودار یکی از پرکاربردترین ابزارهای آماری برای مقایسه توزیع داده‌ها است و اطلاعات مهمی نظیر: میانه داده‌ها، چارک اول (Q1)، چارک سوم (Q3)، دامنه بین چارکی، حداقل و حداکثر مقادیر و همچنین داده‌های پرت^۵ را به‌صورت هم‌زمان شکل ۲ نمایش می‌دهد.

در این مطالعه، نمودارهای جعبه‌ای برای مقایسه پراکندگی مقادیر ET₀ حاصل از تمامی روش‌های تجربی با روش فائو پنمن-مانتیش ترسیم شدند تا تفاوت در دامنه تغییرات، وجود داده‌های پرت و میزان نوسانات هر روش مشخص شود. علاوه بر نمودار جعبه‌ای، برای بررسی دقیق‌تر شکل توزیع داده‌ها از نمودارهای ریج‌لاین استفاده شد. این نمودار بر پایه برآورد چگالی هسته‌ای تهیه شده و توزیع احتمال هر روش را به‌صورت منحنی‌های روی هم قرار گرفته نمایش می‌دهد. مزیت اصلی نمودار ریج‌لاین نسبت به هیستوگرام، نمایش هم‌زمان توزیع چندین روش در یک نمودار و امکان مقایسه مستقیم شکل توزیع، چندقله‌ای بودن، چولگی و میزان هم‌پوشانی توزیع‌ها است. این ویژگی باعث می‌شود تفاوت رفتار آماری روش‌های مختلف به‌صورت واضح قابل مشاهده باشد.

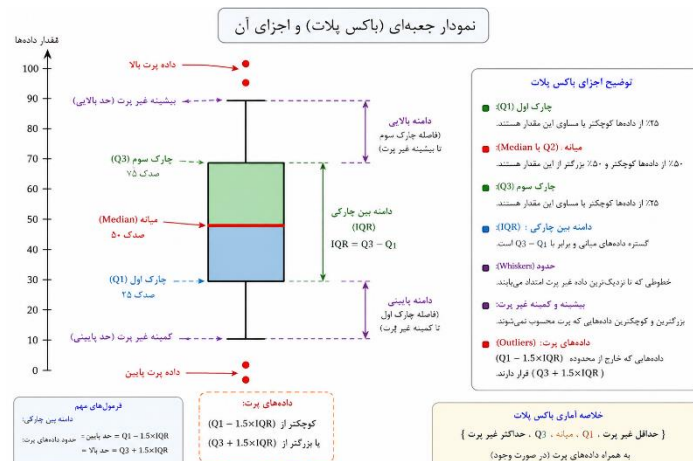
¹ Interquartile Range; IQR

² Boxplot

³ Ridgeline Plot

⁴ Kernel Density Estimation

⁵ Outliers



شکل ۲- نمودار جعبه ای (باکس پلات) و اجزای آن

مقادیر مرجع حاصل از روش FAO Penman-Monteith، از ضریب توافق (Lin's Concordance Coefficient; CCC) استفاده شد (Lawrence and Lin., 1989). برخلاف ضریب همبستگی پیرسون که عمدتاً میزان و جهت رابطه خطی بین دو متغیر را نشان می‌دهد، CCC علاوه بر همبستگی، میزان انطباق مقادیر دو سری را نیز در نظر می‌گیرد و نسبت به اختلاف در میانگین و پراکندگی آن‌ها حساس است.

ضریب توافق Lin به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$Lin's CCC = \frac{2cov(x,y)}{Var(x) + Var(y) + (\bar{X} - \bar{Y})^2} \quad (24)$$

که در آن، $Lin's CCC$ ضریب توافق، $cov(x,y)$ کواریانس بین مقادیر دو متغیر X و Y ، $Var(x)$ و $Var(y)$ واریانس دو متغیر، $\bar{X}$ و $\bar{Y}$ میانگین آن‌ها هستند. مقدار CCC در بازه ۱- تا ۱ قرار دارد؛ مقدار ۱ بیانگر توافق کامل بین دو مجموعه داده است. وجود جمله $(\bar{X} - \bar{Y})^2$ در مخرج نشان می‌دهد که اختلاف میانگین دو مجموعه داده می‌تواند حتی در صورت وجود همبستگی بالا، مقدار CCC را کاهش دهد. از این رو، CCC برای بررسی میزان توافق بین مقادیر برآورده شده و مقادیر مرجع، در کنار ضریب همبستگی پیرسون، شاخص مناسبی محسوب می‌شود (Bloomfield et al., 2021).

در این مطالعه، مقدار CCC برای هر یک از روش‌های تجربی ET_0 در مقایسه با مقادیر ET_0 حاصل

تحلیل همبستگی: به منظور بررسی میزان همخوانی تغییرات زمانی تبخیر-تغرق مرجع حاصل از روش‌های تجربی با روش مرجع فائو پنمن-مانتیت، از ضریب همبستگی پیرسون^۱ استفاده شد. این ضریب، شدت و جهت رابطه خطی بین دو متغیر را در بازه ۱- تا ۱+ بیان می‌کند؛ به طوری که مقادیر ۱+، ۱- و ۰ به ترتیب نشان‌دهنده همبستگی مثبت کامل، همبستگی منفی کامل و نبود رابطه خطی هستند. ضریب همبستگی پیرسون طبق رابطه (۲۳) محاسبه می‌شود:

$$r = \frac{1}{\sqrt{[\sum(X_i - \bar{X})^2 + \sum(Y_i - \bar{Y})^2]}} \sum (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}) \quad (23)$$

که در آن:

X_i مقدار ET_0 حاصل از روش تجربی، Y_i مقدار ET_0 حاصل از روش فائو پنمن-مانتیت، $\bar{X}$ میانگین مقادیر روش تجربی و n تعداد مشاهدات می‌باشد.

همچنین، برای نمایش گرافیکی روابط بین روش‌های مختلف، ماتریس ضرایب همبستگی به صورت نقشه حرارتی^۲ ترسیم شد. در این نمودار، شدت و رنگ هر سلول بیانگر میزان و جهت همبستگی بین دو روش بوده و امکان شناسایی سریع روش‌های دارای رفتار مشابه و میزان انطباق آن‌ها با روش مرجع فائو پنمن-مانتیت را فراهم می‌کند.

ضریب توافق Lin: برای ارزیابی میزان توافق بین مقادیر ET_0 برآورده شده توسط روش‌های تجربی و

^۱ Pearson Correlation Coefficient

^۲ Heatmap

آمد. معنی‌داری روند در سطوح ۵ و ۱ درصد به‌ترتیب بر اساس ($P < 0.05$) و ($P < 0.01$) ارزیابی شد. معادلات مورد استفاده به شرح زیر می‌باشد:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_j - X_i) \quad \text{رابطه ۲۵}$$

$$\text{sgn}(X_j - X_i) = \begin{cases} 1, & X_j - X_i > 0 \\ 0, & X_j - X_i = 0 \\ -1, & X_j - X_i < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه ۲۶}$$

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه ۲۷}$$

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^g t_i(t_i-1)(i)}{18} \quad \text{رابطه ۲۸}$$

$$\tau = \frac{S}{n(n-1)/2} \quad \text{رابطه ۲۹}$$

برآوردگر شیب سن: پس از تشخیص وجود روند با استفاده از آزمون من-کندال، شدت و نرخ تغییرات زمانی با استفاده از برآوردگر شیب سن محاسبه شد. این روش یک برآوردگر ناپارامتری مقاوم در برابر داده‌های پرت است و به‌طور گسترده برای تعیین نرخ تغییرات سری‌های زمانی هیدرولوژیکی و اقلیمی به کار می‌رود.

شیب بین هر دو مشاهده از رابطه (۳۰) محاسبه

$$Q_i = \frac{X_j - X_i}{j - i}, \quad j > i \quad (30) \quad \text{شد: رابطه (۳۰)}$$

که در آن:

(X_i) مقدار مشاهده در زمان (i) و (X_j) مقدار مشاهده در زمان (j) می‌باشد.

برآوردگر شیب سن به‌صورت میانه تمامی مقادیر (Q_i) محاسبه شد:

رابطه (۳۱)

$$Q = \text{Madian}(Q_i), \quad i = 1, 2, \dots, N$$

از روش FAO Penman-Monteith محاسبه شد. همچنین، به‌منظور تفسیر دقیق‌تر تفاوت میان همبستگی و توافق، اختلاف بین ضریب همبستگی پیرسون و CCC نیز محاسبه گردید. علاوه بر این، Bias و RMSE برای بررسی جهت و میزان خطای برآورد مورد استفاده قرار گرفتند.

تحلیل روند و جهش سری زمانی: به‌منظور بررسی تغییرات بلندمدت تبخیر-تعرق مرجع برآوردشده توسط روش فائو پنمن-مانتیت و روش‌های تجربی منتخب، همچنین تحلیل روند پارامترهای هواشناسی مؤثر بر تبخیر-تعرق، از آزمون‌های ناپارامتری من-کندال^۱، برآوردگر شیب سن^۲ و آزمون پتیت^۳ استفاده شد. این آزمون‌ها به دلیل عدم نیاز به فرض نرمال بودن داده‌ها، مقاومت در برابر داده‌های پرت و مناسب بودن برای سری‌های زمانی اقلیمی و هیدرولوژیکی، از رایج‌ترین روش‌های تحلیل روند در مطالعات منابع آب و تغییر اقلیم محسوب می‌شوند (Mann, 1945; Sen, 1968; Pettitt, 1979).

آزمون من-کندال: به‌منظور بررسی وجود روند یکنواخت^۴ در سری زمانی تبخیر-تعرق مرجع و متغیرهای هواشناسی، از آزمون ناپارامتری من-کندال استفاده شد. این آزمون به دلیل عدم نیاز به فرض نرمال بودن داده‌ها و مقاومت در برابر داده‌های پرت، یکی از متداول‌ترین روش‌های تحلیل روند در مطالعات هیدرولوژی و اقلیم‌شناسی است. در این آزمون، فرض صفر (H_0) بیانگر عدم وجود روند و فرض مقابل (H_1) بیانگر وجود روند افزایشی یا کاهشی معنی‌دار در سری زمانی است.

آماره (S) و تابع علامت مطابق روابط (۲۵) و (۲۶) محاسبه شدند. برای $(n > 10)$ ، آماره (S) به آماره استاندارد (Z) تبدیل و واریانس آن با در نظر گرفتن داده‌های مساوی (Tie) مطابق روابط (۲۷) و (۲۸) محاسبه شد. همچنین، به‌منظور تعیین جهت و شدت روند، ضریب کندال (τ) مطابق رابطه (۱۲) به دست

^۱ Mann-Kendall

^۲ Sen's Slope Estimator

^۳ Pettitt Test

^۴ Monotonic Trend

نتایج و بحث

آماره‌های توصیفی و ارزیابی کمی برآورد تبخیر-تعرق: جدول (۶) آماره‌های توصیفی برآورد تبخیر-تعرق مرجع (ET_0) را برای ۱۵ روش مختلف در دوره آماری مورد مطالعه نشان می‌دهد. روش فائو پنمن-مانتیت به عنوان استاندارد مرجع، میانگین سالانه‌ای معادل ۱۱۶۹ میلی‌متر با ضریب تغییرات (CV) برابر با ۱۴٫۹٪ را نشان می‌دهد که بیانگر نوسانات بین‌سالانه قابل توجه در تقاضای تبخیری منطقه است. مقایسه میانگین مقادیر برآورد شده تبخیر-تعرق مرجع توسط روش‌های تجربی با روش مرجع فائو پنمن-مانتیت، سه الگوی رفتاری متمایز را نشان می‌دهد. نخست، گروهی از روش‌ها دارای بیش‌برآوردی سیستماتیک هستند. در این میان، روش بلانی-کریدل^۲ با میانگین ۱۶۹۶ میلی‌متر (حدود ۴۵٪ بیش‌برآورد)، بیشترین انحراف مثبت را نشان می‌دهد. این امر ناشی از ساختار تجربی این روش است که عمدتاً بر پایه دما و فتوپریود توسعه یافته و اثرات محدودکننده رطوبت و آیرودینامیک را به‌طور کامل لحاظ نمی‌کند. پس از آن، روش‌های ROM (۱۳۶۳ میلی‌متر)، JH (۱۳۴۶ میلی‌متر)، MB (۱۲۷۳ میلی‌متر) و PAP (۱۱۸۴ میلی‌متر) در گروه بیش‌برآوردکنندگان قرار می‌گیرند.

در مقابل برخی روش‌ها کم‌برآوردی سیستماتیک نسبت به روش فائو پنمن-مانتیت نشان دادند. روش ماکینک^۳ با میانگین ۸۹۰ میلی‌متر (حدود ۲۴٪ کم‌برآورد) و راواسانی^۴ با ۱۰۱۵ میلی‌متر، کمترین مقادیر را برآورد کرده‌اند. این سوگیری منفی^۵ در روش‌هایی که بخش آیرودینامیک معادله را ساده‌سازی یا حذف کرده‌اند، در شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک که انتقال توده هوا نقش پررنگی دارد، کاملاً قابل انتظار است. سایر روش‌های این گروه شامل TUR، PT، TRAJ، BER و OUD هستند.

که در آن، (Q) بیانگر شیب سن و نرخ تغییرات زمانی متغیر مورد مطالعه است. مقادیر مثبت (Q) نشان‌دهنده روند افزایشی و مقادیر منفی آن بیانگر روند کاهشی هستند. همچنین، هرچه مقدار مطلق (Q) بزرگ‌تر باشد، شدت روند بیشتر خواهد بود.

آزمون پتیت: به منظور شناسایی تغییرات ناگهانی یا جهش ساختاری^۱ در سری زمانی ET_0 و پارامترهای هواشناسی، از آزمون ناپارامتری پتیت استفاده شد. این آزمون بر پایه رتبه‌بندی داده‌ها بوده و بدون نیاز به فرض توزیع آماری خاص، زمان وقوع تغییر معنی‌دار در میانگین سری زمانی را تعیین می‌کند. سال متناظر با بیشترین مقدار مطلق آماره ($U_{t,n}$) به‌عنوان نقطه تغییر در نظر گرفته شد. همچنین، در صورتی که سطح معنی‌داری کوچکتر از 0.05 باشد، نقطه تغییر در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنی‌دار تلقی شد. روابط مورد استفاده در آزمون پتیت به شرح زیر می‌باشد:

$$U_{t,n} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^n \text{sgn}(X_i - X_j) \quad \text{رابطه ۳۲}$$

$$K = \max_{1 \leq t \leq n} |U_{t,n}| \quad \text{رابطه ۳۳}$$

$$p \approx 2 \exp\left(\frac{-6K^2}{n^3 + n^2}\right) \quad \text{رابطه ۳۴}$$

معیار تفسیر نتایج: در این پژوهش، ابتدا وجود یا عدم وجود روند با استفاده از آزمون من-کندال بررسی شد. سپس شدت روند با استفاده از برآوردگر شیب سن تعیین گردید. در نهایت، آزمون پتیت برای شناسایی سال وقوع تغییر ساختاری در سری زمانی به کار گرفته شد. استفاده هم‌زمان از این سه آزمون امکان ارزیابی جامع رفتار زمانی ET_0 ، تعیین نرخ تغییرات و شناسایی جهش‌های اقلیمی را فراهم می‌کند و به درک بهتر اثرات تغییرات اقلیمی بر تبخیر-تعرق مرجع کمک می‌کند.

² Blaney-Criddle³ Makkink⁴ Ravazzani⁵ Negative Bias¹ Change Point

در نهایت، از نظر تطابق مقدار مرکزی با روش مرجع، روش ABT با میانگین ۱۱۸۸ میلی‌متر، کمترین اختلاف را از نظر مقدار مرکزی با فائو پنمن-مانتیت دارد. مقادیر حاصل از تشت تبخیر کلاس A (با میانگین ۱۳۳۳ میلی‌متر) به‌طور ذاتی بیانگر تبخیر از سطح آزاد آب است. مقایسه مستقیم داده‌های خام Pan با فائو پنمن-مانتیت از نظر فیزیکی فاقد اعتبار است. مقادیر خام تشت حدود ۱۴ درصد بیشتر از فائو پنمن-مانتیت است که دقیقاً با انتظار فیزیکی مطابقت دارد. مطابق دستورالعمل فائو-۵۶، تبدیل این مقادیر به ET_0 مستلزم اعمال ضریب تشت (K_p) است که با در نظر گرفتن رطوبت نسبی و سرعت باد، این ناهمخوانی را برطرف می‌سازد.

از منظر پراکندگی و توزیع داده‌ها، ضریب تغییرات (CV) نشان می‌دهد که روش‌های فائو پنمن-مانتیت (۱۴,۹٪) و ROM (۱۱,۴٪) بیشترین حساسیت و تغییرپذیری بین سالانه را دارند. در مقابل، روش‌هایی مانند BC ($CV=2.2\%$)، OUD ($CV=3.3\%$) و ABT ($CV=3.7\%$) ضریب تغییرات بسیار پایینی دارند؛ این پایداری مصنوعی نشان می‌دهد که این روش‌ها فاقد حساسیت لازم برای ردیابی نوسانات واقعی اقلیمی هستند. همچنین، مقادیر چولگی نزدیک به صفر و کشیدگی منفی برای تمامی روش‌ها، بیانگر توزیعی نسبتاً متقارن و مسطح است که عدم وجود مقادیر پرت شدید را تأیید می‌کند.

جدول ۴- آماره‌های توصیفی روش‌های مختلف تبخیر تغرق

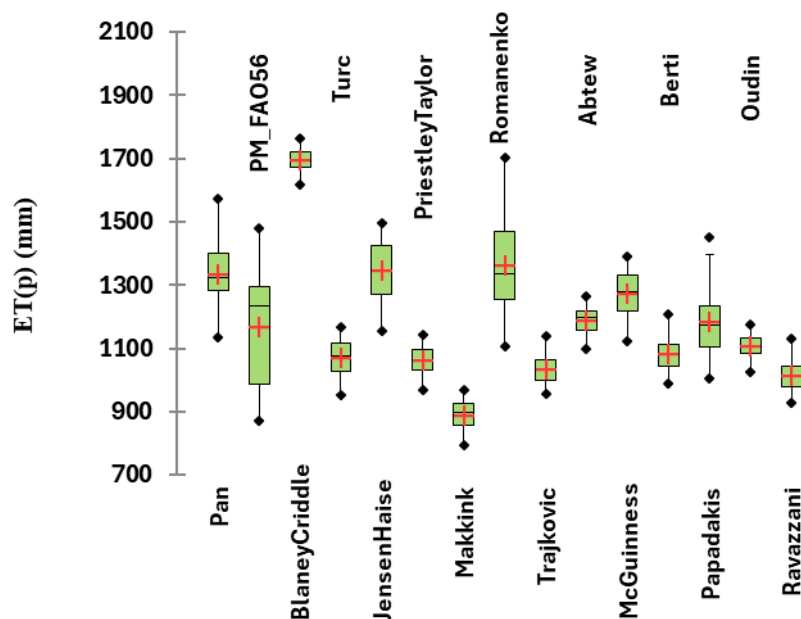
روش	حداقل	حداکثر	میانگین	انحراف معیار	ضریب تغییرات	چولگی	کشیدگی
PAN	1136	1573	1333	97.6	7.3	-0.20	0.17
PM-FAO56	873	1479	1169	174.4	14.9	-0.24	-1.30
BC	1616	1762	1696	37.4	2.2	-0.18	-0.66
TUR	953	1167	1072	55.3	5.2	-0.27	-0.81
JH	1155	1496	1346	93.1	6.9	-0.25	-0.85
PT	968	1145	1061	43.0	4.1	-0.33	-0.56
MAK	794	968	890	45.7	5.1	-0.31	-0.84
ROM	1107	1702	1363	154.8	11.4	0.21	-0.66
TRAJ	955	1139	1033	46.7	4.5	0.37	-0.40
ABT	1098	1265	1188	44.0	3.7	-0.35	-0.81
MB	1124	1391	1273	71.8	5.6	-0.29	-0.85
BER	990	1208	1082	55.1	5.1	0.44	-0.32
PAP	1006	1450	1184	109.9	9.3	0.62	-0.09
OUD	1026	1175	1108	36.3	3.3	-0.21	-0.61
RAV	930	1130	1015	50.6	5.0	0.43	-0.33

تحلیل توزیع فراوانی و مقایسه بصری رفتار روش‌ها: برای درک عمیق‌تر از رفتار روش‌ها فراتر از میانگین‌های ساده، از نمودارهای جعبه‌ای (شکل ۲) و ریج‌لاین (شکل ۳) استفاده شد. این نمودارها نه تنها مرکزیت داده‌ها، بلکه دامنه تغییرات، چارک‌ها و شکل توزیع فراوانی را به‌صورت بصری آشکار می‌سازند. تحلیل هم‌زمان شکل‌های (۳) و (۴) نشان می‌دهد که انطباق روش‌ها با فائو پنمن-مانتیت را می‌توان در چهار دسته اصلی طبقه‌بندی کرد:

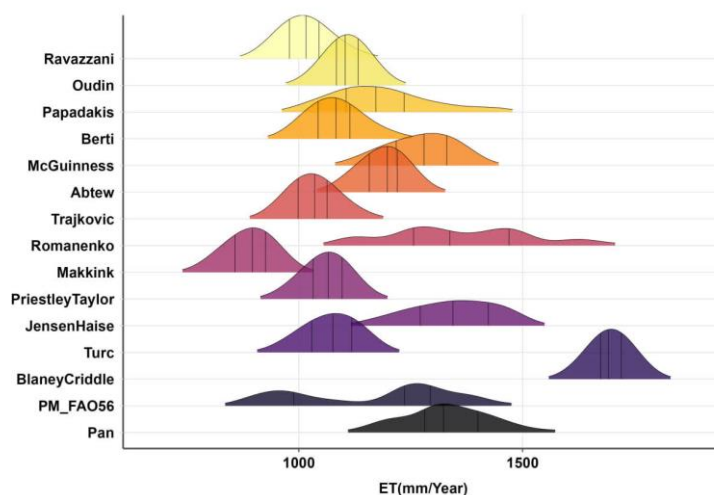
در گروه اول، روش‌های ABT و PT از نظر مقدار میانه و جهت چولگی، شباهت بیشتری با PM-FAO56 نشان دادند؛ با این حال، دامنه تغییرات و میزان پراکندگی آن‌ها به‌طور محسوسی کمتر از روش مرجع بود. در گروه دوم (بیش‌برآورد با پراکندگی متغیر)، روش‌های BC، ROM و PAP در سمت راست نمودارها قرار گرفته‌اند. اگرچه PAP از نظر میانگین به فائو پنمن-مانتیت نزدیک است، اما نمودار ریج‌لاین نشان می‌دهد که این روش دارای دمی طولانی به

قابل توجه میانه MAK با میانه فائو پنمن-مانتیت نشان‌دهنده سوگیری منفی شدید این روش در منطقه مورد مطالعه است و در نهایت در گروه چهارم (توزیع‌های چندقله‌ای)، توزیع روش ROM در نمودار ریج‌لاین رفتاری چندقله‌ای نشان می‌دهد که بیانگر حساسیت شدید و غیرخطی این روش به نوسانات پارامترهای ورودی در سال‌های مختلف است.

سمت مقادیر بسیار بالا و تغییرپذیری زیاد است. BC نیز اگرچه پراکندگی کمی دارد (جعبه فشرده)، اما کل توزیع آن در مقادیری بسیار بالاتر (۱۶۰۰ تا ۱۸۰۰ میلی‌متر) متمرکز شده است. گروه سوم (کم‌برآورد سیستماتیک)، روش‌های MAK، RAV، TUR، TRAJ و BER به‌طور واضح در سمت چپ نمودار جعبه‌ای قرار گرفته‌اند. فاصله



شکل ۳- نمودار جعبه‌ای مقایسه روش‌های مختلف تبخیر-تعرق



شکل ۴- نمودار ریج‌لاین

برتر نیست. برای مثال، روش PAP میانگینی نزدیک به ABT دارد، اما واریانس و دامنه تغییرات آن با فائو

جمع‌بندی بخش توزیع: تحلیل بصری و آماری ثابت می‌کند که نزدیکی میانگین لزوماً به معنای عملکرد

ET₀ بوده و به معنای انطباق مناسب مقادیر برآوردشده با روش مرجع نیست.

در مقابل، روش Papadakis رفتار متفاوتی نشان داد. مقدار R برابر با ۰/۷۴۵ و Lin's CCC برابر با ۰/۷۰۲ بود و اختلاف بین دو شاخص تنها ۰/۰۴۳ به دست آمد. علاوه بر این، Bias برابر با منفی mm ۱۴/۶۴ و RMSE برابر با mm ۱۰۵/۰۶ بود. نزدیکی R و CCC، همراه با Bias نسبتاً کوچک، نشان می‌دهد که Papadakis علاوه بر دنبال کردن تغییرات زمانی ET₀، مقادیر نزدیک‌تری به روش FAO Penman-Monteith تولید کرده است. این یافته نشان می‌دهد که ارزیابی عملکرد روش‌ها تنها بر اساس همبستگی می‌تواند تصویر ناقصی از میزان انطباق آن‌ها با روش مرجع ارائه دهد.

روش Romanenko نیز با وجود داشتن بیشترین همبستگی در میان روش‌های مورد بررسی (R=۰/۸۴۸)، Lin's CCC برابر با ۰/۴۸۶ داشت. همچنین، Bias مثبت mm ۱۸۴/۷۱ نشان داد که این روش تمایل به بیش‌برآورد ET₀ دارد. بنابراین، در مورد Romanenko نیز همبستگی بالا بیشتر نشان‌دهنده توانایی روش در بازتولید تغییرات زمانی ET₀ است و نمی‌توان آن را به‌تنهایی معادل توافق بالا با مقادیر مرجع در نظر گرفت.

در روش Makkink نیز اختلاف نسبتاً زیادی بین R و Lin's CCC مشاهده شد. مقدار R برابر با ۰/۵۴۵ بود و Bias منفی mm ۳۱۵/۷۹ و RMSE برابر با mm ۳۴۳/۲۲ نشان داد که این روش در مقایسه با FAO Penman-Monteith تمایل قابل توجهی به کم‌برآورد ET₀ دارد. روش‌های Trajkovic و Ravazzani نیز اختلاف قابل توجهی بین R و CCC نشان دادند و همراهی این اختلاف با Bias و RMSE نسبتاً بالا، بیانگر انطباق ضعیف‌تر مقادیر برآوردشده با روش مرجع است.

از سوی دیگر، روش Abtew با وجود همبستگی متوسط، از نظر مقدار میانگین نزدیک‌ترین نتایج را به FAO Penman-Monteith ارائه داد. این موضوع نیز

پنمن-مانتیت همخوانی ندارد. بنابراین، روش‌های ABT و PT از نظر تطابق توزیعی و کمی، کاندیداهای اصلی برای جایگزینی روش مرجع معرفی می‌شوند. با این حال، برای بررسی اینکه آیا این روش‌ها در الگوی تغییرات زمانی نیز با فائو پنمن-مانتیت همگام هستند یا خیر، نیاز به تحلیل همبستگی است.

تحلیل همبستگی و پویایی تغییرات زمانی: نتایج مقایسه روش‌های تجربی با ET₀ محاسبه‌شده با روش FAO Penman-Monteith نشان داد که روش‌ها از نظر همبستگی، میزان توافق و خطای برآورد تفاوت قابل توجهی با یکدیگر دارند. مقدار ضریب همبستگی پیرسون (R) بین ۰/۳۹۶ تا ۰/۸۴۸ به دست آمد. (جدول ۵ و شکل ۵).

بیشترین همبستگی مربوط به روش (R=۰/۸۴۸) Romanenko بود و پس از آن روش‌های (R=۰/۷۴۵) Papadakis، (R=۰/۷۵۶) Blaney-Criddle، (R=۰/۷۷۰) Oudin، (R=۰/۷۳۵) Trajkovic و (R=۰/۷۲۴) Berti قرار گرفتند. در مقابل، روش Pan کمترین همبستگی را با روش FAO Penman-Monteith نشان داد (R=۰/۳۹۶).

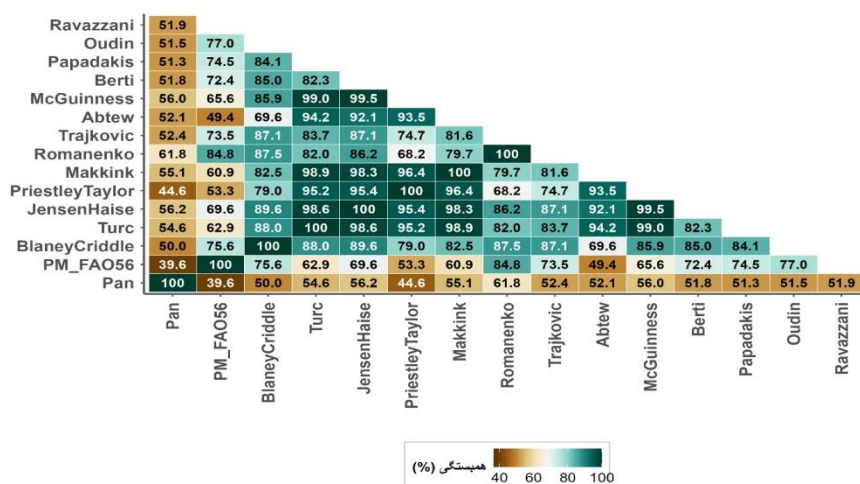
با این حال، مقایسه ضریب همبستگی با Lin's CCC نشان داد که همبستگی بالا لزوماً به معنای توافق خوب یا دقت بالای برآورد نیست. ضریب همبستگی تنها میزان هم‌جهتی تغییرات دو متغیر را نشان می‌دهد، در حالی که Lin's CCC علاوه بر همبستگی، میزان انطباق مقادیر برآوردشده با مقادیر مرجع را نیز در نظر می‌گیرد. این موضوع به‌ویژه در روش Blaney-Criddle به وضوح مشاهده شد. اگرچه این روش همبستگی نسبتاً بالایی با FAO Penman-Monteith داشت (R=۰/۷۵۶)، مقدار Lin's CCC برابر با mm ۰/۳۲ بود. همچنین، Bias برابر با mm ۴۸۹/۵۳ و RMSE برابر با mm ۵۰۶/۸۹ به دست آمد که نشان‌دهنده فاصله قابل توجه مقادیر برآوردشده از مقادیر مرجع و تمایل این روش به بیش‌برآورد ET₀ است. بنابراین، همبستگی بالای Blaney-Criddle عمده‌تأ بیانگر توانایی آن در دنبال کردن تغییرات زمانی

روش تبیین کرد؛ زیرا تشت تبخیر کلاس A تبخیر از سطح آزاد آب را اندازه‌گیری می‌کند، در حالی که ET_0 مرجع بیانگر تبخیر-تعرق از یک سطح مرجع پوشیده از چمن است. بنابراین، پاسخ تشت به عوامل اقلیمی، از جمله رطوبت و سرعت باد، الزاماً با پاسخ سطح مرجع یکسان نیست. از این رو، استفاده از داده‌های خام تشت برای برآورد ET_0 بدون اعمال ضریب تصحیح مناسب مانند K_p می‌تواند منجر به اختلاف قابل توجه با ET_0 مرجع شود.

یک پارادوکس ظاهری میان همبستگی و توافق را نشان می‌دهد؛ به این معنا که روشی ممکن است تغییرات زمانی ET_0 را به خوبی دنبال کند، اما به دلیل وجود سوگیری سیستماتیک، مقادیر آن با مقادیر مرجع فاصله داشته باشد. بنابراین، ارزیابی عملکرد روش‌های تجربی باید هم‌زمان بر اساس همبستگی، میزان توافق و خطای برآورد انجام شود. در سوی دیگر، روش Pan کمترین همبستگی را با $FAO Penman-Monteith$ نشان داد ($R=0/396$). این اختلاف را می‌توان از نظر تفاوت در مبنای فیزیکی دو

جدول ۵- ارزیابی دقت، اریبی، همبستگی و توافق روش‌های مختلف برآورد تبخیر-تعرق نسبت به روش $FAO Penman-Monteith$

روش	ضریب همبستگی (R)	شاخص توافق LinCCC	R-linCCC	Bias	RMSE
BC	0.755	0.031	0.724	489.52	506.88
TUR	0.628	0.226	0.402	-131.16	184.81
JH	0.696	0.344	0.352	151.45	189.66
PT	0.533	0.143	0.389	-146.83	201.88
MAK	0.609	0.064	0.544	-315.78	343.21
ROM	0.848	0.48	0.362	184.71	202.60
TRAJ	0.734	0.192	0.542	-174.77	215.04
ABT	0.494	0.239	0.254	-18.80	141.45
MB	0.656	0.397	0.258	73.36	143.30
BER	0.724	0.296	0.427	-125.17	174.45
PAP	0.744	0.702	0.042	-14.64	105.05
ODU	0.770	0.23	0.539	-99.56	165.02
RAV	0.726	0.18	0.541	-192.77	229.00
PAN	0.396	0.25	0.143	117.59	188.37



شکل ۵- نقشه حرارتی درصد همبستگی بین روش‌های مختلف تبخیر-تعرق

تحلیل روند، جهش و پویایی سری‌های زمانی: به منظور بررسی پویایی زمانی تبخیر-تعرق و ارتباط آن با تغییرات اقلیمی، از آزمون‌های ناپارامتری من-کندال، برآوردگر شیب سن و آزمون نقطه تغییر پتیت استفاده شد. نتایج این آزمون‌ها برای روش‌های ET_0 در جدول (۷) و برای پارامترهای هواشناسی در جدول (۸) ارائه شده است.

روند و جهش در تبخیر-تعرق مرجع: نتایج نشان داد که تقریباً تمامی روش‌های برآورد ET_0 دارای روند افزایشی معنی‌دار در سطح ۵٪ بودند. تنها روش Pan با مقدار $p=0.015$ ، اگرچه در سطح ۵٪ معنی‌دار بود، در سطح ۱٪ معنی‌داری نداشت. شدت روند افزایشی در روش‌های مختلف یکسان نبود. بیشترین شیب Sen مربوط به روش FAO Penman-Monteith (PM-FAO56) با مقدار $11/7 \text{ mm year}^{-1}$ بود و پس از آن روش ROM (Romanenko) با شیب $10/1 \text{ mm year}^{-1}$ قرار گرفت (جدول ۶). در مقابل، روش Pan کمترین شدت روند افزایشی را با شیب Sen برابر 3 mm year^{-1} نشان داد و تنها روشی بود که

آزمون Pettitt وقوع جهش ساختاری را برای آن تأیید نکرد (سال ۱۳۸۸، $P=0/479$) این تفاوت نشان می‌دهد که شدت روند افزایشی و زمان وقوع تغییرات ساختاری در ET_0 در روش‌های مختلف یکسان نیست. نتایج آزمون Pettitt همچنین نشان داد که در بیشتر روش‌های برآورد ET_0 ، یک تغییر ساختاری معنی‌دار در سری زمانی رخ داده است. زمان وقوع این تغییر در برخی روش‌ها به سال ۱۳۷۶ محدود می‌شد، از جمله Jensen-Haise، Turc، Blaney-Criddle، Abtew، Romanenko، Makkink، Priestley-Taylor، McGuinness و Oudin، در حالی که در روش PM-FAO56 سال ۱۳۷۸ و در روش‌های Trajkovic، Berti، Papadakis و Ravazzani سال ۱۳۹۰ به عنوان زمان تغییر ساختاری شناسایی شد (جدول ۶). در مقابل، آزمون Pettitt برای روش Pan تغییر ساختاری معنی‌داری را تأیید نکرد ($p=0.479$) این نتایج نشان می‌دهد که اگرچه روند کلی افزایش ET_0 در تمامی روش‌ها مشاهده شد، زمان وقوع تغییرات ساختاری بسته به روش برآورد متفاوت بود.

جدول ۶: نتایج آزمون‌های روند من-کندال، شیب سن و نقطه تغییر پتیت برای سری‌های زمانی روش‌های برآورد تبخیر-تعرق

Series\Test	Mann_Kendall		نتیجه آزمون	Sen's slope	Pettitt			نتیجه آزمون
	Kendall's tau	p-value			K	t	p-value (Two-tailed)	
Pan	0.19	0.015	روند افزایشی	3.0	108	1388	0.479	فاقد جهش
PM_FAO56	0.65	<0.0001	روند افزایشی	11.7	414	1378	< 0.0001	جهش افزایشی
BlaneyCriddle	0.55	<0.0001	روند افزایشی	2.4	362	1376	< 0.0001	جهش افزایشی
Turc	0.48	<0.0001	روند افزایشی	3.1	328	1376	0.000	جهش افزایشی
JensenHaise	0.52	<0.0001	روند افزایشی	5.5	340	1376	< 0.0001	جهش افزایشی
PriestleyTaylor	0.38	<0.0001	روند افزایشی	1.9	304	1376	0.001	جهش افزایشی
Makkink	0.48	<0.0001	روند افزایشی	2.4	324	1376	0.000	جهش افزایشی
Romanenko	0.67	<0.0001	روند افزایشی	10.1	380	1376	< 0.0001	جهش افزایشی
Trajkovic	0.56	<0.0001	روند افزایشی	2.9	364	1390	< 0.0001	جهش افزایشی
Abtew	0.41	<0.0001	روند افزایشی	2.1	290	1376	0.001	جهش افزایشی
McGuinness	0.50	<0.0001	روند افزایشی	4.0	330	1376	< 0.0001	جهش افزایشی
Berti	0.56	<0.0001	روند افزایشی	3.4	370	1390	< 0.0001	جهش افزایشی
Papadakis	0.58	<0.0001	روند افزایشی	6.7	366	1390	< 0.0001	جهش افزایشی
Oudin	0.56	<0.0001	روند افزایشی	2.3	356	1376	< 0.0001	جهش افزایشی
Ravazzani	0.56	<0.0001	روند افزایشی	3.1	368	1390	< 0.0001	جهش افزایشی

پیشران‌های اقلیمی تغییرات ET_0 : برای درک علل افزایش ET_0 ، روند پارامترهای هواشناسی بررسی شد (جدول ۷). نتایج نشان داد که: هر سه شاخص دمای بیشینه، کمینه و میانگین دارای روند افزایشی معنی‌دار بوده و همگی در سال ۱۳۷۶ دچار جهش افزایشی شده‌اند. این گرمایش موجب افزایش فشار بخار اشباع و در نتیجه افزایش کسری فشار بخار (VPD) بین سطح گیاه و اتمسفر شده است. رطوبت نسبی میانگین روند کاهشی معنی‌داری داشته و در سال ۱۳۷۶ دچار جهش کاهشی شده

است. کاهش رطوبت، گرادیان فشار بخار را افزایش داده و انتقال جرم بخار آب را تسریع می‌کند. تابش خورشیدی (R_s) و تابش خالص (R_n) در سال ۱۳۷۶ و سرعت باد (U_{2m}) در سال ۱۳۷۹ دچار جهش افزایشی شده‌اند. افزایش تابش، انرژی لازم برای تبخیر را تامین کرده و افزایش سرعت باد با کاهش مقاومت آیرودینامیکی، هوای مرطوب مجاور سطح را با هوای خشک جایگزین می‌کند. بارندگی (P) نه روند معنی‌داری نشان داد و نه جهش ساختاری را تجربه کرد.

جدول ۷- نتایج آزمون‌های آماری ناپارامتری برای پارامترهای هواشناسی موثر بر تبخیر-تعرق

Mann_Kendall				Sen's slope	Pettitt			
Series\Tese t	Kendall's tau	p-value	نتیجه آزمون		K	t	p-value (Two-tailed)	نتیجه آزمون
P	-0.20	0.06	بدون روند	-2.50	207	1391	0.07	بدون جهش
Tmax	0.58	0.00	روند افزایشی	0.07	346	1376	0.00	جهش افزایشی
Tmin	0.38	0.00	روند افزایشی	0.03	326	1376	0.00	جهش افزایشی
Tmean	0.52	0.00	روند افزایشی	0.05	340	1376	0.00	جهش افزایشی
RHmax	-0.33	0.04	روند کاهشی	-0.08	292	1376	0.00	جهش کاهشی
RHmin	-0.38	0.06	بدون روند	-0.19	246	1396	0.01	جهش کاهشی
RHmean	-0.58	0.00	روند کاهشی	-0.14	348	1376	< 0.0001	جهش کاهشی
U2m	0.38	0.03	روند افزایشی	0.04	419	1379	< 0.0001	جهش افزایشی
Rs	0.41	0.00	روند افزایشی	0.03	292	1376	0.00	جهش افزایشی
Rn	0.29	0.00	روند افزایشی	0.01	256	1376	0.01	جهش افزایشی

تحلیل سری‌های زمانی نشان داد که ET_0 در دوره مورد مطالعه روند افزایشی معنی‌داری داشته و برای اغلب روش‌ها نقاط تغییر معنی‌داری نیز شناسایی شد. این نقاط تغییر در سال‌های ۱۳۷۶، ۱۳۷۸ و ۱۳۹۰، بسته به روش برآورد، رخ داده‌اند. همچنین، افزایش معنی‌دار دما، تابش خورشیدی و سرعت باد و کاهش رطوبت نسبی میانگین در همین دوره مشاهده شد.

هم‌زمانی این تغییرات با روند افزایشی ET_0 بیانگر تغییرات قابل توجه در شرایط اقلیمی مرتبط با تقاضای تبخیری در ایستگاه مورد مطالعه است. **بحث جامع و رتبه‌بندی نهایی روش‌ها:** تلفیق نتایج حاصل از سه رویکرد شامل آمار توصیفی، تحلیل توزیع و بررسی همبستگی نشان می‌دهد که ارزیابی عملکرد

نتیجه‌گیری

این پژوهش با هدف مقایسه جامع ۱۵ روش برآورد تبخیر-تعرق مرجع با روش استاندارد PM-FAO56 و بررسی پویایی زمانی آن‌ها در پاسخ به تغییرات اقلیمی انجام شد. نتایج کلیدی این مطالعه عبارت‌اند از:

این مطالعه عملکرد ۱۵ روش تجربی برآورد تبخیر-تعرق مرجع را در مقایسه با روش PM-FAO56 در ایستگاه هاشم‌آباد بررسی کرد. نتایج نشان داد که روش‌ها از نظر مقدار برآورد، همبستگی، توافق و خطا تفاوت قابل توجهی دارند. در میان آن‌ها، ABT از نظر میانگین به PM-FAO56 نزدیک‌تر بود، در حالی که PAP بر اساس مجموعه شاخص‌های ارزیابی، توافق و خطای مناسب‌تری نشان داد. همچنین، نتایج نشان داد که همبستگی بالا به‌تنهایی نمی‌تواند بیانگر توافق مناسب باشد و ارزیابی هم‌زمان شاخص‌های همبستگی، توافق و خطا ضروری است.

تحلیل روند نشان داد که تمامی سری‌های ET_0 روند افزایشی معنی‌داری در سطح ۵ درصد داشته‌اند و آزمون Pettitt نیز برای بیشتر روش‌ها نقاط تغییر معنی‌داری را شناسایی کرد. بیشترین شیب افزایشی مربوط به PM-FAO56 و پس از آن ROM بود. هم‌زمانی افزایش ET_0 با افزایش دما، تابش و سرعت باد و کاهش رطوبت نسبی میانگین، نشان‌دهنده تغییرات قابل توجه در تقاضای تبخیری طی دوره مورد مطالعه است؛ با این حال، تعیین روابط علیّی میان متغیرهای اقلیمی و ET_0 نیازمند تحلیل‌های تکمیلی است. در مجموع، یافته‌ها نشان می‌دهند که انتخاب یک روش برآورد ET_0 نمی‌تواند صرفاً بر اساس یک معیار آماری انجام شود و باید با توجه هم‌زمان به مقدار برآورد، توافق، خطا و رفتار زمانی روش صورت گیرد. با توجه به تک‌ایستگاهی بودن مطالعه و ارزیابی درون‌نمونه‌ای، تعمیم این یافته‌ها به سایر مناطق نیازمند اعتبارسنجی مستقل زمانی و مکانی و بررسی در ایستگاه‌های بیشتر است.

روش‌های تجربی برآورد تبخیر-تعرق مرجع باید بر اساس مجموعه‌ای از معیارهای مکمل انجام شود و اتکا به یک شاخص منفرد نمی‌تواند به طور کامل بیانگر عملکرد روش‌ها باشد. بر این اساس، روش ABT از نظر نزدیکی میانگین برآوردی به روش مرجع و شباهت نسبی ویژگی‌های توزیعی، عملکرد مطلوبی نشان داد. روش ROM با بالاترین ضریب همبستگی با PM-FAO56، توانایی مناسبی در بازنمایی تغییرات زمانی ET_0 داشت؛ با این حال، مقدار بالاتر Bias و تفاوت آن در شاخص توافق نشان می‌دهد که همبستگی بالا لزوماً به معنای توافق بالا با روش مرجع نیست. در مقابل، روش PAP با برخورداری از RMSE و Bias پایین و مقدار نسبتاً بالای ضریب توافق لین، عملکرد متعادل‌تری از نظر مقدار برآورد و توافق با PM-FAO56 نشان داد. همچنین، روش BC به دلیل بیش‌برآورد قابل توجه و روش MAK به دلیل کم‌برآورد چشمگیر، بیشترین اختلاف را با روش مرجع نشان دادند.

از منظر تغییرات زمانی، تمامی سری‌های ET_0 روند افزایشی معنی‌داری را در دوره مورد مطالعه نشان دادند. نتایج آزمون Pettitt نیز وجود نقاط تغییر معنی‌دار را برای اغلب روش‌ها آشکار کرد؛ این نقاط تغییر، بسته به روش برآورد، در سال‌های ۱۳۷۶، ۱۳۷۸ و ۱۳۹۰ شناسایی شدند. هم‌زمانی این تغییرات با افزایش معنی‌دار دما، تابش خورشیدی و سرعت باد و کاهش رطوبت نسبی میانگین، بیانگر تغییرات قابل توجه در شرایط اقلیمی مرتبط با تقاضای تبخیری در ایستگاه سینوپتیک هاشم‌آباد است. با این حال، این هم‌زمانی به‌تنهایی برای تعیین سهم هر یک از متغیرهای اقلیمی یا استنباط رابطه علیّی کافی نیست و بررسی این روابط به تحلیل‌های تکمیلی نیاز دارد. همچنین، با توجه به تک‌ایستگاهی بودن مطالعه و ارزیابی درون‌نمونه‌ای، تعمیم عملکرد روش‌ها به سایر مناطق یا دوره‌های اقلیمی نیازمند اعتبارسنجی مستقل زمانی و مکانی است.

منابع

1. Abtew, W. (1996). Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in South Florida. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 32(3), 465-473.
2. Allawi, M.F., Abdulhameed, U.H., Sahab, M.F., & Sulaiman, S.O. (2025). Estimation of Evaporation Rate Using Advanced Methods. *An-Najah University Journal for Research-A (Natural Sciences)*, 9999(9999), None-None.
3. Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
4. Arias, P., Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R., Krinner, G., Marotzke, J., & Zickfeld, K. (2021).
5. Berti, A., & Busetto, M. (1991). Stima dell'evapotraspirazione potenziale con metodi semplificati. *Genio Rurale*, 54, 29-37.
6. Blaney, H. F., & Criddle, W. D. (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. *USDA-SCS Technical Paper No. 96*.
7. Climate Change 2021: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; technical summary.
8. Doorenbos, J., & Pruitt, W. O. (1977). Guidelines for predicting crop water requirements.
9. Droogers, P., & Allen, R. G. (2002). Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and drainage systems*, 16(1), 33-45.
10. Feng, Y., Peng, Y., Cui, N., & Tong, L. (2017). Modeling reference evapotranspiration using extreme learning machine and generalized regression neural network only with temperature data. *Theoretical and Applied Climatology*, 129(1-2), 717-726.
11. Gocic, M., & Trajkovic, S. (2013). Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change*, 100, 172-182.
12. Jensen, M. E., & Haise, H. R. (1963). Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 89(4), 15-41.
13. Kendall, M. G. (1975). *Rank correlation methods* (4th ed.). London: Charles Griffin.
14. Makink, G. F. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineers*, 11, 277-288.
15. Mann, H. B. (1945). Non-parametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3), 245-259.
16. McGuinness, J. L., & Bordne, E. F. (1972). A comparison of lysimeter-derived actual evapotranspiration with five computed methods. *USDA-ARS Technical Bulletin 1452*.
17. Milly, P. C. D., Dunne, K. A., & Vecchia, A. V. (2005). Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438(7066), 347-350.
18. Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., & Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of hydrology*, 303(1-4), 290-306.
19. Papadakis, J. (1966). *Climate as a factor in agricultural planning*. FAO Soils Bulletin 17. Rome: FAO.
20. Pereira, L. S., Allen, R. G., Smith, M., & Raes, D. (2015). Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future. *Agricultural water management*, 147, 4-20.
21. Pettitt, A. N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 28(2), 126-135.
22. Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81-92.
23. Romanenko, V. A. (1961). *Computation of evaporation and moisture regime of the soil in the absence of observations on soil moisture*. Leningrad: Gidrometeoizdat.

24. Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379-1389.
25. Sentelhas, P. C., Gillespie, T. J., & Santos, E. A. (2010). Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural water management*, 97(5), 635-644.
26. Toušková, J., Falatkova, K., & Šípek, V. (2025). Estimating Potential and Reference Evapotranspiration in the Central European Region: The Challenge of Model Selection. *Water Resources Management*, 39(11), 5911-5927.
27. Trajkovic, S. (2005). Temperature-based approaches for estimating reference evapotranspiration. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 131(4), 316-323.
28. Turc, L. (1961). Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. *Annales Agronomiques*, 12, 13-49.
29. Uzunlar, A. (2024). Novel Approaches for the Empirical Assessment of Evapotranspiration over the Mediterranean Region. *Water*, 16(3), 507.
30. Willmott, C. J., Robeson, S. M., & Matsuura, K. (2012). A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, 32(13), 2088-2094.
31. Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., & Cavadias, G. (2002). The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes*, 16(9), 1807-1829.
32. Keskiner, A. D., Simsek, O., & Gocer, M. S. (2026). Application of Different Mapping Techniques for Precipitation and Temperature-Based Meteorological Drought Methods in the Black Sea Region of Türkiye: AD Keskiner et al. *Pure and Applied Geophysics*, 1-24.
33. Bloomfield, J. P., Gong, M., Marchant, B. P., Coxon, G., and Addor, N.: How is Baseflow Index (BFI) impacted by water resource management practices?, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25, 5355–5379, <https://doi.org/10.5194/hess-25-5355-2021>, 2021.
34. Lawrence, I., & Lin, K. (1989). A concordance correlation coefficient to evaluate reproducibility. *Biometrics*, 255-268.
35. Bararkhanpour, S., Ghorbani, K., Salarijazi, M., & Rezaeighale, L. (2021). Analysis of Trend of Evaporation Changes and Determining the Role of Factors Affecting it Using Quantile Regression and Bayesian Quantile regression (Case Study: Hashem-Abad Station, Gorgan). *Journal of Climate Research*, 1400(46), 73-88.