

بررسی اثرات تغییر اقلیم بر تبخیرتعرق روزانه در مدل‌های با ساختار ریاضی متفاوت

در اقلیم‌های مختلف ایران

فهیمه خادم‌پور، حسین خزیمه‌نژاد^{۱*} و مهدی امیرآبادی‌زاده

دانشجوی دکتری گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه بیرجند.

fahimekhadempour@birjand.ac.ir

دانشیار گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه بیرجند.

Hkhozeymeh@birjand.ac.ir

استادیار گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه بیرجند.

mamirabadizadeh@birjand.ac.ir

چکیده

تغییر اقلیم از طریق تغییر در الگوی دما، بارش و سایر متغیرهای آب و هوایی بر همه فرآیندهای هیدرولوژیک تأثیرگذار است. یکی از مهم‌ترین تبعات تغییر آب و هوا، تأثیر آن بر مصرف آب کشاورزی می‌باشد که می‌تواند مدیریت منابع آب را با چالش‌های جدی روبرو سازد. هدف از این پژوهش، بررسی اثرات تغییر اقلیم بر تبخیرتعرق روزانه در مدل‌های با ساختار ریاضی متفاوت در اقلیم‌های مختلف ایران است. برای این منظور از مدل گردش عمومی جو HadCM3 و با استفاده از مولد آب و هوای LARS-WG 5.5 پارامترهای کمینه دما، بیشینه دما، بارش و ساعات آفتابی در مقیاس روزانه برای دوره ۲۰۳۶-۲۰۱۷ بر مبنای سناریوهای A1B، A2 و B1 شبیه‌سازی شد. نتایج به دست آمده حاکی از افزایش دما و کاهش بارندگی و همچنین افزایش تبخیرتعرق مرجع در اقلیم‌های مختلف بود. در بخش دیگری از این پژوهش، با مقایسه بین معادلات تجربی این نتیجه حاصل شد که روش هارگریوز با مقدار R^2 مناسب، NS نسبتاً خوب و مقدار RMSE و MAE کمتر نسبت به سایر روش‌ها، می‌تواند جایگزین مناسبی برای روش پنمن-مونتیت-فائو در مقیاس روزانه باشد. به طور مثال، ایستگاه بیرجند دارای $R^2 = 0.59$ ، $NS = 0.53$ ، $RMSE = 6/84$ و $MAE = 6/01$ می‌باشد. در نهایت، روش‌های هارگریوز سامانی و مک‌کینگ کمترین دقت را در برآورد تبخیرتعرق مرجع داشتند. بنابراین، می‌توان روش هارگریوز را به عنوان بهترین روش جایگزین برای برآورد تبخیرتعرق مرجع در مقیاس روزانه انتخاب نمود.

واژه‌های کلیدی: پنمن-مونتیت-فائو، معادلات تجربی، مدل گردش عمومی جو، LARS-WG

^۱- آدرس نویسنده مسئول: گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه بیرجند، بیرجند.

*- دریافت: خرداد ۱۳۹۷ و پذیرش: ۱۳۹۸/۲/۱۱

مقدمه

و آینده به کار می‌رود (بابائیان و همکاران، ۱۳۸۸). در دهه-های اخیر در زمینه مدل‌سازی اقلیمی مطالعات بسیار وسیعی در سطح منطقه‌ای و جهانی صورت پذیرفته که در ادامه به تعدادی از آن‌ها اشاره می‌شود.

ضرغامی و همکاران (۲۰۱۱) به بررسی اثرات تغییرات اقلیمی بر رواناب در استان آذربایجان شرقی با استفاده از مدل $HadCM3^8$ و روش ریزمقیاس‌نمایی آماری ANN^9 و $LARS-WG$ تحت سه سناریوی انتشار پرداختند. نتایج حاکی از کاهش بارش و رواناب و افزایش دما و تغییر آب و هوای این استان از نیمه‌خشک به خشک می‌باشد. جعفرزاده و همکاران (۲۰۱۲) اثر تغییر اقلیم بر الگوی بارش در استان خراسان جنوبی را مورد بررسی قرار دادند. در این پژوهش با استفاده از داده‌های ریزمقیاس‌شده مدل گردش عمومی جو $HadCM3$ تحت سناریوی $A1B$ ، به ارزیابی پیامدهای تغییر اقلیم بر الگوی بارش در سه دهه آتی استان خراسان جنوبی پرداخته شد. نتایج نشان داد به طور قابل محسوسی بارش در استان روند نزولی خواهد داشت. لونگ لی^{۱۰} و چنگ هانگ^{۱۱} (۲۰۱۴) در شمال تایوان به بررسی نیاز آبی آبیاری در زمان حال (۲۰۱۱-۲۰۰۴) و آینده (۲۰۶۵-۲۰۴۶) پرداختند. نتایج نشان می‌دهد که تغییرات آب و هوایی منجر به افزایش در بارش و درجه حرارت می‌شود. موندو مولینا^{۱۲} (۲۰۱۵) به بررسی تغییر آب و هوایی بر تبخیر تعرق در مکزیک پرداخت. نتایج نشان می‌دهد که آسیب‌پذیرترین منطقه از لحاظ افزایش ET_0 در مقایسه با سایر نقاط، شمال مکزیک می‌باشد. ثانی‌خانی و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب حوضه آبریز آجی‌چای در استان آذربایجان شرقی با استفاده از مدل ریزمقیاس‌نمایی $LARS-WG$ و مدل برنامه‌ریزی بیان ژن پرداختند. نتایج به‌دست آمده حاکی از کاهش قابل توجه میزان رواناب در حوضه بود. هم‌چنین، لکزائیان‌پور و

برهم‌خوردن تعادل سیستم اقلیمی ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای بر اهمیت بررسی اثر تغییر اقلیم بر روی پارامترهای هیدرولوژیکی همچون میزان تبخیر تعرق می‌افزاید. تبخیر تعرق یکی از مهم‌ترین پارامترهایی است که دانستن آن جهت برآورد آب مصرفی گیاه و طراحی سیستم‌های آبیاری ضروری است. در سال ۱۹۹۰ از سوی کمیسیون بین‌المللی آبیاری و زهکشی^۱ (ICID) و سازمان خوار و بار جهانی^۲ (FAO) روش پنمن-مونتیت-فائو^۳ به عنوان روش استاندارد محاسبه ET_0 پیشنهاد شده است. روش پنمن-مونتیت، نیازمند داده‌های تابش، دما، رطوبت و سرعت باد بوده و با درجه اعتماد نسبتاً قابل قبولی در دامنه وسیعی از مناطق و اقلیم‌ها برآوردی از تبخیر تعرق گیاه مرجع ارائه می‌کند (آلن و همکاران، ۱۹۹۸). پیدایش مدل‌های گردش عمومی^۴ (GCM) و منطقه‌ای^۵ (RCM) این امکان را به وجود آورده است تا پژوهشگران بتوانند وضع هوا و اقلیم را در مقیاس-های زمانی بلند مدت بررسی نمایند، به طوری که استفاده از این مدل‌ها به عنوان معتبرترین ابزار برای مطالعات تغییر اقلیم می‌باشند. از طرفی دیگر خروجی این مدل‌ها دارای دقت مکانی و زمانی کافی برای مطالعات تأثیر تغییر اقلیم بر سیستم‌های هیدرولوژیکی نمی‌باشد، لذا استفاده از روش‌های ریزمقیاس‌نمایی مناسب می‌تواند نتایج حاصل از مطالعات تغییر اقلیم را معتبرتر سازد. از جمله مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی می‌توان به مدل $LARS-WG^7$ اشاره نمود. این مدل یکی از مشهورترین الگوهای مولد داده‌های تصادفی وضع هوا است که برای ایجاد سناریوهای اقلیم روزانه در یک ایستگاه خاص برای تولید مقادیر بارش، دما، ساعات آفتابی، تبخیر تعرق پتانسیل تحت شرایط اقلیم پایه

⁸ Hadley Center Coupled Model- Version 3

⁹ Artificial Neural Network

¹⁰ Long Lee

¹¹ Cheng Huang

¹² Mundo-Molina

¹ International Commission on Irrigation and Drainage

² FAO World

³ FAO Penman-Monteith

⁴ Allen et al.

⁵ General Circulation Models

⁶ Regional Circulation Models

⁷ Long Ashton Research Station-Weather Generator

LARS-WG 5.5 جهت ریزمقیاس نمودن داده‌های گردش عمومی تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 استفاده گردید. همچنین، ET_0 محاسبه شده از روش پنمن-مونتیث-فائو با سایر معادلات تجربی مقایسه شد. در نهایت بهترین مدل با استفاده از شاخص‌های آماری انتخاب گردید.

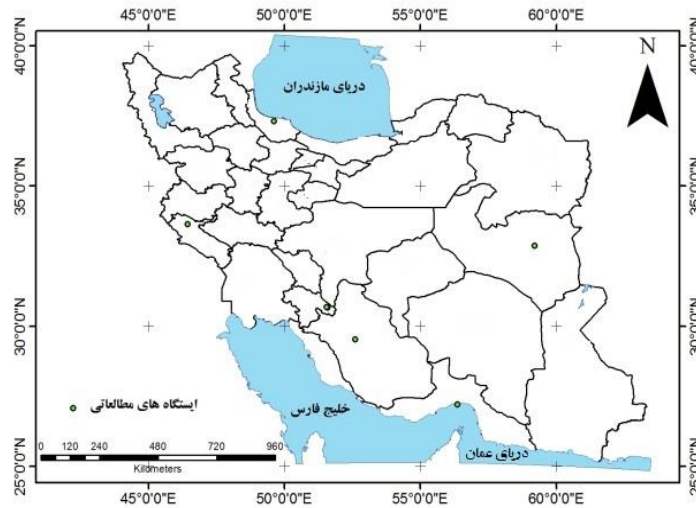
مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و داده‌ها

ایران با متوسط بارش سالانه ۲۴۱ میلی‌متر در عرض جغرافیایی خشک و نیمه‌خشک کره زمین و بین دو نصف النهار ۴۴° و ۶۴° شرقی و دو مدار ۲۵° و ۴۰° شمالی واقع شده است. حدود ۹۴/۸ درصد از سطح آن، در زمره مناطق خشک و نیمه‌خشک با ریزش‌های جوی کم و تبخیرتعرق زیاد قرار دارد. ایستگاه‌های هواشناسی در این پژوهش براساس تنوع اقلیمی انتخاب شدند. بدین ترتیب ایستگاه‌های مطالعاتی در سیستم طبقه‌بندی دومارتن به اقلیم فراخشک، خشک، نیمه‌خشک، مدیترانه‌ای، مرطوب و بسیار مرطوب (الف) تقسیم شد. در این پژوهش، شش ایستگاه مختلف از شش اقلیم مختلف شامل ایستگاه بندرعباس، بیرجند، شیراز، ایلام، یاسوج و رشت در نظر گرفته شده است. دوره آماری ایستگاه‌های مطالعاتی طی ۲۰ سال مشترک (۲۰۱۶-۱۹۹۷) انتخاب گردید و از داده‌های روزانه کمینه دما، بیشینه دما، بارش، ساعات آفتابی و تبخیرتعرق مرجع استفاده شد. یک بانک اطلاعاتی مجزا مشتمل بر تعداد ۷۳۰۵ داده از هر متغیر هواشناسی برای هر شش ایستگاه مطالعاتی در نظر گرفته شده است. همچنین، تغییرات متغیرهای هواشناسی در دوره آینده (۲۰۳۶-۲۰۱۷) نسبت به دوره مشاهداتی مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور از نرم‌افزار LARS-WG تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 و مدل HadCM3 جهت ریزمقیاس نمایی استفاده شد. مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های مطالعاتی و اقلیم آن‌ها

همکاران (۱۳۹۴) به ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر پارامترهای بارش و دما در حوضه نازلوچای ارومیه با استفاده از مدل ریزمقیاس نمایی آماری SDSM پرداختند. نتایج نشان داد که با در نظر گرفتن دو سناریوی A2 و B2 برای دوره آماری ۲۰۹۹-۲۰۰۰ در آینده، افزایش بارش‌های نامنظم و افزایش دما پیش‌بینی شده است. خادم‌پور و همکاران (۱۳۹۵) به بررسی تأثیر گرمایش جهانی بر جزء تابش معادله ترکیبی در برآورد تبخیرتعرق ایستگاه کرمان پرداختند. نتایج نشان داد که میزان تبخیرتعرق یک روند افزایشی داشته است و این افزایش در سناریوی A2 بیشتر از دو سناریوی A1B و B1 می‌باشد. شهیدی و همکاران (۱۳۹۶) روند تغییرات کمترین دما، بیشترین دما و بارندگی به‌همراه تحلیل عدم قطعیت خروجی مدل‌های گردش عمومی را برای استان خراسان جنوبی مورد بررسی قرار دادند. به‌منظور بررسی آثار تغییر اقلیم، از خروجی ۱۵ مدل گردش عمومی تحت سه سناریوی A1B، A2 و B1 استفاده شد. به‌منظور ریزمقیاس‌نمایی داده‌ها از مدل LARS-WG استفاده شد. نتایج تحلیل عدم قطعیت نشان داد منابع عدم قطعیت شایان توجهی در شبیه‌سازی مؤلفه‌های هواشناسی وجود دارد. همچنین با تحلیل این عدم قطعیت‌ها در خصوص بارندگی می‌توان گفت که با گذر زمان، شدت تغییرات بارندگی افزایش می‌یابد. این نتیجه در خصوص کمترین و بیشترین دما نیز صادق است. همچنین، ثانی‌خانی و همکاران (۲۰۱۸) به بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر رواناب در حوضه دریاچه ارومیه پرداختند. نتایج نشان داد که با استفاده از سناریوهای مختلف انتشار (A1B، A2 و B1) روند افزایش بارندگی و روند کاهش دما در طول دوره‌های آینده پیش‌بینی شده است. در این مطالعه هدف اصلی، بررسی اثرات تغییر اقلیم بر تبخیرتعرق مرجع روزانه در اقلیم‌های فراخشک، خشک، نیمه‌خشک، مدیترانه‌ای، مرطوب و بسیار مرطوب (الف) در گستره ایران می‌باشد. در این راستا ابتدا ET_0 از روش پنمن-مونتیث-فائو محاسبه شد. سپس از مدل

در جدول (۱) ارائه شده است. هم‌چنین شکل (۱) موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه را در سطح کشور نشان می‌دهد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مطالعاتی

متغیرهای رابطه (۱) توسط آلن و همکاران در سال ۱۹۹۸ محاسبه شد. از سوی دیگر، بر اساس تعریف رطوبت نسبی، کمبود فشار بخار اشباع ($e_s - e_a$) می‌تواند به صورت رابطه (۴) نوشته شود (علیزاده، ۱۳۸۸).

$$RH = \left(\frac{e_a}{e_s} \right) \times 100 \quad (2)$$

$$e_a = \left(\frac{RH e_s}{100} \right) \quad (3)$$

$$e_s - e_a = e_s \left(1 - \frac{RH}{100} \right) \quad (4)$$

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 e_s \left(1 - \frac{RH}{100} \right)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (5)$$

که در آن:

ET_o تبخیر تعرق مرجع چمن (mmd^{-1})، T میانگین دمای روزانه هوا در ارتفاع دو متری از سطح زمین ($^{\circ}\text{C}$) و RH رطوبت نسبی بر حسب درصد می‌باشد. در این پژوهش، جهت محاسبه ET_o از رابطه (۵) استفاده گردید.

محاسبه تبخیر تعرق مرجع به روش پنمن - مونتیث - فائو

جهت برآورد ET_o روزانه از مدل ترکیبی پنمن -

مونتیث استاندارد ارائه شده توسط FAO-56 استفاده شده

است (آلن و همکاران، ۱۹۹۸).

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (1)$$

که در آن:

ET_o تبخیر تعرق مرجع چمن (mmd^{-1})، R_n میزان تابش

خالص بر سطح چمن ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)، G چگالی شار

حرارتی خاک ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)، T میانگین دمای روزانه هوا

در ارتفاع دو متری از سطح زمین ($^{\circ}\text{C}$)، u_2 میانگین روزانه

سرعت باد در ارتفاع دو متری از سطح زمین (ms^{-1})، e_s

میانگین فشار بخار اشباع در ارتفاع دو متری (kPa) که برای

گام زمانی روزانه، متوسط آن در دمای حداکثر و حداقل هوا

محاسبه می‌شود، e_a میانگین فشار بخار واقعی هوا در ارتفاع

دو متری (kPa)، Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع در دمای

هوا ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$) و γ ثابت سایکرومتری ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$) می-

باشد.

جدول ۱- مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های مطالعاتی و اقلیم آن‌ها در سیستم دومارتین

نام ایستگاه	دوره آماری	طول جغرافیایی (شرقی)	عرض جغرافیایی (شمالی)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	نوع اقلیم
بندرعباس	۱۹۹۷-۲۰۱۶	۵۶°۲۳'	۲۷°۱۳'	۹/۸	فراخشک
بیرجند	۱۹۹۷-۲۰۱۶	۵۹°۱۲'	۳۲°۵۲'	۱۴۹۱/۰	خشک
ایلام	۱۹۹۷-۲۰۱۶	۴۶°۲۶'	۳۳°۳۸'	۱۳۳۷/۰	مدیترانه‌ای
رشت	۱۹۹۷-۲۰۱۶	۴۹°۳۷'	۳۷°۱۹'	-۸/۶	بسیار مرطوب (الف)
شیراز	۱۹۹۷-۲۰۱۶	۵۲°۳۶'	۲۹°۳۲'	۱۴۸۴/۰	نیمه‌خشک
یاسوج	۱۹۹۷-۲۰۱۶	۵۱°۳۳'	۳۰°۴۱'	۱۸۱۶/۳	مرطوب

مدل ریزمقیاس نمایی LARS-WG

امروزه استفاده از انواع مدل‌های ریزمقیاس نمایی آماری مانند SDSM و LARS-WG برای مدل‌سازی رفتار اقلیم در نقاط مختلف جهان معمول است (اشرف و همکاران، ۱۳۹۰). از مهم‌ترین نقاط قوت مدل‌های ریزمقیاس‌کننده آماری، ارزان بودن، سرعت بالا و امکان استفاده از آن‌ها بدون نیاز به ابررایانه‌ها و یا رایانه‌های بسیار سریع می‌باشد (مشکواتی و همکاران، ۱۳۸۹). از جمله مدل‌هایی که از روش‌های آماری برای ریزمقیاس نمایی بهره می‌برند مدل LARS-WG است. این مدل یکی از مشهورترین مدل‌های مولد داده‌های تصادفی وضع هوا است که برای تولید مقادیر بارش، تابش، درجه حرارت‌های بیشینه و کمینه روزانه در یک ایستگاه تحت شرایط اقلیم پایه و آینده به کار می‌رود (بابائیان و همکاران، ۱۳۸۸). نسخه اولیه LARS-WG توسط راسکو^۱ و همکاران در سال ۱۹۹۰ به عنوان بخشی از پروژه ارزیابی ریسک کشاورزی در بوداپست مجارستان ابداع شد و سپس توسط

سمنوف و بارو^۲ ارتقاء یافت (مشکواتی و همکاران، ۱۳۸۹). هدف اصلی از اجرای این روش، غلبه بر محدودیت‌های روش زنجیره مارکف در وقوع بارش بود. مدل LARS-WG برای مدل‌سازی متغیرهای هواشناسی توزیع‌های آماری پیچیده‌ای را به کار می‌برد. مبنای این مدل برای مدل‌سازی طول دوره‌های خشک و تر، بارش روزانه و سری-های تابش، توزیع نیمه تجربی می‌باشد (بابائیان و همکاران، ۱۳۸۸). این مدل برای مدل‌سازی بارش و احتمال وقوع آن از روش توزیع نیمه تجربی و زنجیره مارکف استفاده می‌کند. مدل‌سازی تابش بر اساس توزیع‌های نیمه تجربی و مدل‌سازی دما با استفاده از سری فوریه انجام می‌گیرد (سمنوف و بارو، ۲۰۰۲). مدل LARS-WG توانایی مدل‌سازی دوره‌های گذشته و آینده را دارد و برای هر گونه مدل‌سازی نیازمند یک سناریوی اقلیمی ویژه می‌باشد. همچنین از این مدل می‌توان برای مدل‌سازی داده‌های گمشده و خلأهای آماری بهره برد. هم‌چنین مقادیر میانگین عوامل اقلیمی مذکور برای دوره مطالعاتی در جدول (۲) ارائه شده است.

جدول ۲- متوسط متغیرهای اقلیمی ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	دوره آماری	کمینه دما (°C)	بیشینه دما (°C)	بارش (mm)	ساعات آفتابی (h)	تبخیر تعرق مرجع (mmd ⁻¹)
بندرعباس	۲۰۱۶-۱۹۹۷	۲۲/۲۸	۳۲/۱۸	۰/۲۹	۸/۶۱	۴/۱۹
بیرجند	۲۰۱۶-۱۹۹۷	۸/۹۷	۲۴/۸۵	۰/۱۸	۳/۸۱	۴/۱۹
ایلام	۲۰۱۶-۱۹۹۷	۱۱/۱۳	۲۳/۰۲	۰/۳۸	۳/۵۶	۳/۸۶
رشت	۲۰۱۶-۱۹۹۷	۱۲/۵۱	۲۰/۸۴	۳/۳۹	۴/۷۹	۱/۹۱
شیراز	۲۰۱۶-۱۹۹۷	۱۱/۱۹	۲۶/۴۳	۰/۲۲	۳/۵۷	۴/۲۴
یاسوج	۲۰۱۶-۱۹۹۷	۷/۹۹	۲۲/۹۰	۰/۴۱	۳/۶۵	۳/۴۴

¹ Rasco et al.
² Semonov & Barrow

معادلات برآورد تبخیر تعرق مرجع

با توجه به اینکه در این پژوهش داده‌های روزانه مورد بررسی قرار گرفته است بنابراین از بین معادلات تجربی موجود برای محاسبه ET_0 معادلاتی انتخاب شد که

برای مقیاس روزانه مناسب باشند و قبلاً توسط سایر پژوهشگران مورد استفاده واقع شده باشند به عبارت دیگر رایج باشند. بر این اساس هشت معادله تجربی انتخاب شد که نام و روابط ریاضی آن‌ها در جدول (۳) آورده شده است.

جدول ۳- روابط ریاضی و علائم اختصاری معادلات منتخب برای برآورد ET_0

روابط ریاضی برای ET_0	مرجع	روش
$0.61 \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) R_s / \lambda - 0.12$	مک‌کینگ (۱۹۵۷)	مک‌کینگ (M)
$\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} 0.408 (R_n - G)$	پریستلی تیلور (۱۹۷۲)	پریستلی تیلور (PT)
$a + b [P (0.46 T_{mean} + 8.13)]$	دورنیوس - پروت (۱۹۷۵)	فانو بلانی کریدل (FBC)
$0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)$ $\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)$	آلن و همکاران (۱۹۹۸)	پنمن - مونتیش - فانو (FPM56)
$0.0023 R_a (T_{mean} + 17.8) \sqrt{T_{max} - T_{min}}$	آلن و همکاران (۱۹۹۸)	هارگریوز (H)
$0.0135 k_t R_a (T_{mean} + 17.8) \sqrt{T_{max} - T_{min}}$ $k_t = 0.00185 (T_{max} - T_{min})^2 - 0.0433 (T_{max} - T_{min}) + 0.4023$	آلن و همکاران (۱۹۹۸)	هارگریوز - سامانی (HS)
$-0.611 + 0.149 R_s + 0.079 T_{mean}$	آلکاید و همکاران (۲۰۰۶)	ایرماک - R_s
$0.489 + 0.289 R_n + 0.023 T_{mean}$	آلکاید و همکاران (۲۰۰۶)	ایرماک - R_n

با توجه به جدول ۳، a و b ضرایب اقلیمی می‌باشند که به N ، n ، RH_{min} و u_2 بستگی دارند (علیزاده، ۱۳۸۵). P درصد ساعات روشنایی برای یک روز در ماه مورد نظر در مقایسه با ساعات روشنایی روز در طول یک سال (علیزاده، ۱۳۸۵)، α ضریب تجربی بدون بعد و معادل $1/26$ ، T_{min} و T_{max} بیشینه و کمینه دمای روزانه هوا ($^{\circ}C$)، R_a تابش فرازمینی ($M. J. m^{-2}. day^{-1}$)، R_s تابش موج کوتاه ($M. J. m^{-2}. day^{-1}$)، λ گرمای نهان تبخیر با مقدار $2/54 M. J. Kg^{-1}$ می‌باشد.

در این پژوهش، ابتدا تبخیر تعرق مرجع روزانه در طی ۲۰ سال آمار موجود برای هر شش ایستگاه با استفاده از رابطه (۵) محاسبه و سپس مقادیر ET_0 هر یک از روزهای سال مشخص گردید. پیش‌بینی داده‌های کمینه و بیشینه دما، بارش و ساعات آفتابی برای دوره آینده (۲۰۳۶-۲۰۱۷) تحت سناریوهای اقلیمی مدل HadCM3 صورت

گرفت. سپس، مطلوب‌ترین سناریو (سناریوی A2) برای همه ایستگاه‌های مطالعاتی به جزء ایستگاه شیراز (سناریوی A1B) که عملکرد مناسب‌تر و دقیق‌تری نسبت به دو سناریوی دیگر داشته‌اند، انتخاب شد. منظور از داده‌های ورودی، داده‌های خروجی از مدل ریزمقیاس نمایی است که در واقع برای آینده می‌باشد و به عنوان ورودی به رابطه (۵) معرفی شدند و تبخیر تعرق آینده برای ایستگاه‌های مطالعاتی شبیه‌سازی شد. ET_0 محاسبه شده برای آینده با سایر ET_0 های محاسبه شده از معادلات تجربی مقایسه شد. همچنین، شاخص‌های آماری برای هر یک از این معادلات به دست آمد. در نهایت، بهترین مدل تجربی با استفاده از شاخص‌های آماری انتخاب شد.

ارزیابی عملکرد مدل

جهت آزمون اعتبار معادلات تجربی، به ارزیابی عملکرد آن پرداخته شد. برای ارزیابی عملکرد این مدل از آماره‌های ریشه متوسط خطای مربعات^۱ (RMSE)، متوسط قدر مطلق خطا^۲ (MAE)، معیار ناش-ساتکلیف^۳ (NS) و ضریب تبیین^۴ (R^2) مطابق رابطه (۶) تا (۹) استفاده شد.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{N}} \quad (6)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |X_i - Y_i|}{N} \quad (7)$$

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (8)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (9)$$

که در آن:

N تعداد کل داده‌ها، X_i داده‌های شبیه‌سازی شده، Y_i داده‌های مشاهده‌ای، i گام‌های زمانی و \bar{X} و \bar{Y} میانگین داده‌های X و Y می‌باشد.

نتایج و بحث

نتایج بررسی‌ها در اقلیم فراخشک (بندرعباس) نشان می‌دهد که بارش‌های بهاره^۵ (MAM) و پاییزه^۶ (SON) در دوره آبی نسبت به دوره پایه کاهش خواهد یافت. بیشترین کاهش بارندگی در این ایستگاه در ماه‌های ژوئیه (۱۰ تیر تا ۱۰ مرداد) و آگوست (۱۱ مرداد تا ۹ شهریور) با مقدار ۰/۰۱ میلی‌متر می‌باشد. همچنین، بیشترین

افزایش آن مربوط به ماه ژانویه (۱۱ دی تا ۱۱ بهمن) با مقدار ۱/۷۲ میلی‌متر خواهد بود. بارندگی مربوط به دوره پایه نشان می‌دهد که بیشینه بارندگی‌ها در ماه‌های فصل زمستان اتفاق می‌افتد. مقایسه سناریوها نیز نشان می‌دهد که افزایش دما در اغلب ماه‌ها در سناریوی A2 بیشتر از دو سناریوی دیگر بوده است. لذا، پیش‌بینی می‌شود که در هر سه سناریوی اقلیمی مورد استفاده در ماه‌های گرم افزایش دما اتفاق خواهد افتاد. نتایج بررسی‌های مربوط به ET_0 نشان می‌دهد که ET_0 به تدریج افزایش پیدا می‌کند. این افزایش در ماه‌های گرم سال بیشتر از ماه‌های سرد سال خواهد بود. به طوری که بیشترین افزایش ET_0 در ایستگاه بندرعباس در ماه می (۱۱ اردیبهشت تا ۱۰ خرداد) با مقدار ۸/۸۷ میلی‌متر در روز بوده است؛ بنابراین با مقایسه سناریوها مشخص گردید که در اغلب ماه‌ها افزایش ET_0 در ایستگاه بندرعباس در سناریوی A2 بیشتر از A1B و سناریوی A1B بیشتر از B1 می‌باشد. همچنین، دوره تر در اقلیم فراخشک از ماه‌های اکتبر (۹ مهر تا ۱۰ آبان) تا مارس (۱۰ اسفند تا ۱۰ فروردین) و دوره خشک آن از ماه‌های می (۱۱ اردیبهشت تا ۱۰ خرداد) تا سپتامبر (۱۰ شهریور تا ۸ مهر) بوده است. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که در اقلیم خشک (بیرجند)، بارش‌های بهاره و پاییزه نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. بیشترین کاهش بارندگی مربوط به ماه‌های فصل تابستان (ژوئن، ژوئیه و آگوست) با مقدار ۰/۰۱ میلی‌متر خواهد بود. افزایش دما در اغلب ماه‌ها در سناریوی A2 بیشتر از دو سناریوی دیگر می‌باشد. بیشترین افزایش ET_0 در ماه ژوئیه با مقدار ۹/۹۸ میلی‌متر در روز رخ داده است؛ بنابراین مقایسه سناریوها نشان داد که سناریوی A2 بیشتر از دو سناریوی دیگر رخ داده است. در اقلیم خشک، دوره تر در ماه‌های نوامبر (۱۱ آبان تا ۹ آذر) تا آوریل (۱۱ فروردین تا ۱۰ اردیبهشت) و دوره خشک از ماه‌های می تا اکتبر می‌باشد. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که در اقلیم نیمه‌خشک (شیراز)، بارش‌های بهاره و پاییزه

⁴ coefficient of determination

⁵ March, April and May

⁶ September, October and November

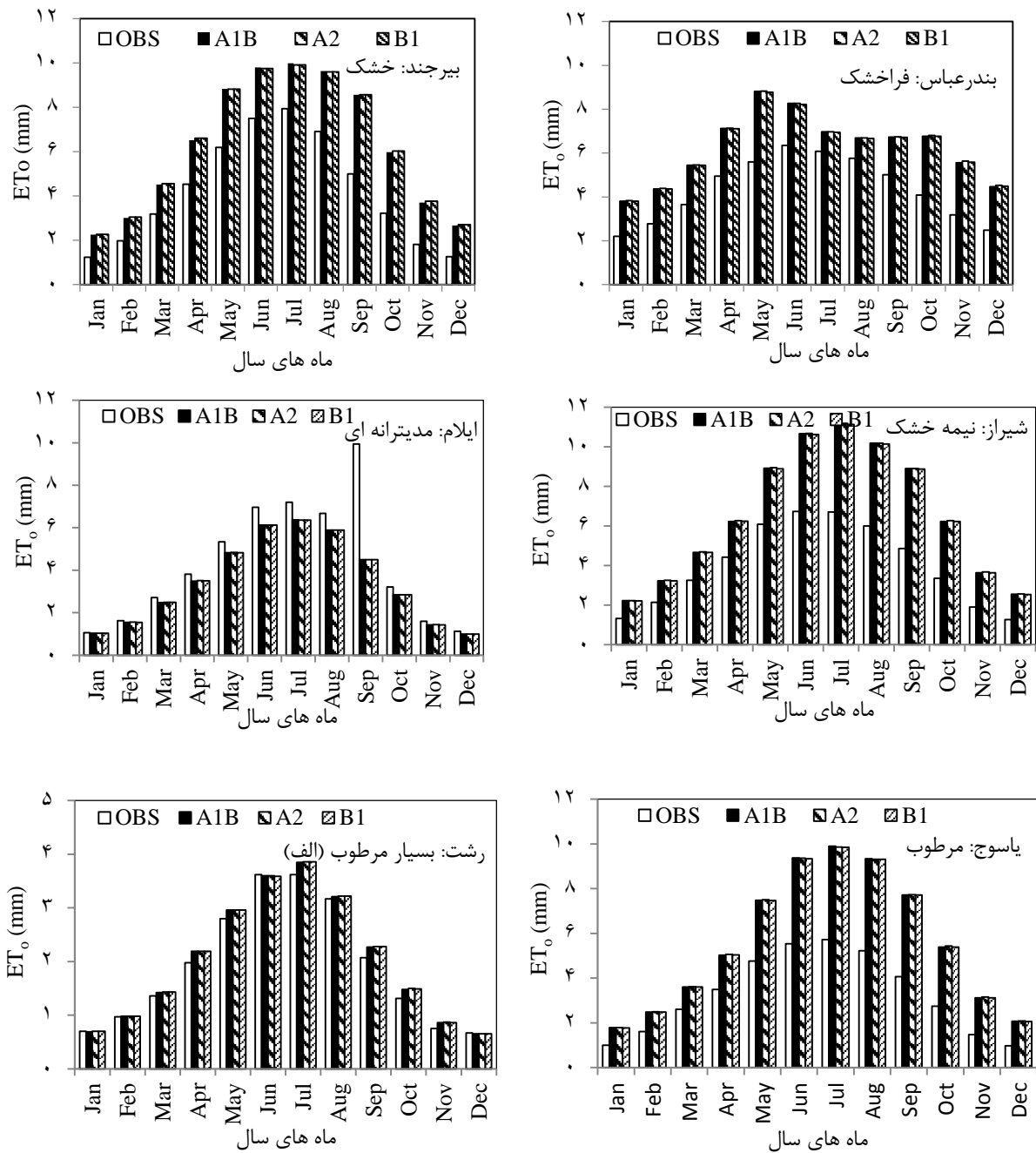
¹ Root Mean Squared Error

² Mean Absolute Error

³ Nash- Sutcliffe

که در اغلب ماه‌ها افزایش ET_0 در سناریوی A2 بیشتر از سناریوی A1B و سناریوی A1B بیشتر از B1 می‌باشد. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد در اقلیم بسیار مرطوب (الف) (رشت)، دوره تر در این اقلیم از ماه‌های سپتامبر تا فوریه (۱۲ بهمن تا نه اسفند) و از ماه‌های می تا آگوست دوره خشک سال می‌باشد. مقایسه سناریوها در اغلب ماه‌ها، افزایش دما در سناریوی B1 بیشتر از A2 و در سناریوی A2 بیشتر از A1B می‌باشد. بارش‌های بهاره و پاییزه نسبت به دوره پایه کاهش می‌یابد. بیشترین کاهش بارندگی در ماه می با مقدار $0/77$ میلی‌متر و بیشترین افزایش آن مربوط به ماه اکتبر به میزان $6/17$ میلی‌متر بوده است. در اغلب ماه‌ها افزایش ET_0 در سناریوی A2 بیشتر از A1B و در سناریوی A1B بیشتر از B1 می‌باشد. با مقایسه نتایج سناریوهای مختلف، مشاهده می‌شود که تغییرات دمای کمینه و بیشینه در تمامی ماه‌ها افزایش دما را نشان می‌دهد. همچنین شیب افزایش دما به تدریج بیشتر می‌شود و افزایش دما بین سال-های پیش‌بینی شده بیشتر از افزایش دما بین دوره پایه می-باشد. به طور کلی، نتایج معیارهای ارزیابی برای هر شش ایستگاه در جدول (۴) نمایش داده شده است. نتایج جدول (۴)، نشان می‌دهد که مقادیر دمای کمینه و بیشینه بیشترین همبستگی را داشته و مقادیر مربوط به بارش کمترین میزان همبستگی را داراست. بالا بودن R^2 و پایین بودن مقادیر خطا نشان می‌دهد که مدل LARS-WG توانایی مدل‌سازی دوره‌های گذشته و آینده در ایستگاه‌های مطالعاتی برای داده‌های مورد نظر را دارا می‌باشد و می‌توان از آن در برآورد این متغیرها در دوره‌های آینده بهره برد. نمودار تبخیر تعرق ماهانه مشاهداتی و محاسباتی برای اقلیم‌های مختلف در دوره آتی در شکل (۲) ارائه شده است.

نسبت به دوره پایه کاهش می‌یابد. بیشترین کاهش بارندگی در ماه‌های فصل تابستان اتفاق می‌افتد. افزایش دما در اغلب ماه‌ها نشان می‌دهد که سناریوی A1B ($39/22$) درجه سانتیگراد) بیشتر از دو سناریوی دیگر می‌باشد. همچنین بیشترین افزایش ET_0 در ماه ژوئیه در سناریوی A1B ($11/19$ میلی‌متر در روز) اتفاق می‌افتد. در اقلیم نیمه‌خشک، دوره تر از ماه‌های اکتبر تا می و دوره خشک از ماه‌های ژوئن تا سپتامبر می‌باشد. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که در اقلیم مدیترانه‌ای (ایلام)، بارش‌های بهاره نسبت به دوره پایه افزایش یافته ولی بارش‌های پاییزه کاهش یافته است. بیشترین کاهش بارندگی در ماه‌های فصل تابستان (صفر) و بیشترین افزایش بارندگی در ماه دسامبر ($3/62$ میلی‌متر) رخ می‌دهد. همچنین افزایش دما در اغلب ماه‌ها در سناریوی A2 بیشتر از سناریوی A1B و در سناریوی A1B بیشتر از سناریوی B1 بوده است. بیشترین افزایش ET_0 در ماه‌های ژوئن و ژوئیه در سناریوی A2 ($6/37$ میلی‌متر در روز) رخ داده است. دوره تر در اقلیم مدیترانه‌ای از ماه‌های اکتبر تا آوریل و دوره خشک آن از ماه‌های ژوئن (۱۱ خرداد تا ۹ تیر) تا آگوست می‌باشد. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که در اقلیم مرطوب (یاسوج)، بیشترین کاهش بارندگی در ماه‌های فصل تابستان بوده و بیشترین افزایش بارندگی در ماه ژانویه ($7/77$ میلی‌متر در سناریوهای A2 و A1B) اتفاق می‌افتد. بارش‌های بهاره نسبت به دوره پایه افزایش و نسبت به دوره پایه کاهش خواهد یافت. در این اقلیم، از ماه‌های دسامبر تا مارس دوره تر و از ماه‌های می تا اکتبر دوره خشک سال می‌باشد. بیشترین افزایش ET_0 در ایستگاه یاسوج در ماه ژوئیه ($10/47$ میلی‌متر در روز در سناریوی A1B) رخ می‌دهد. همچنین مقایسه سناریوها نشان می‌دهد



شکل ۲- نمودار مقایسه تبخیر تعرق ماهانه مشاهداتی و محاسباتی برای اقلیم‌های مختلف در دوره (۲۰۱۷-۲۰۳۶)

جدول ۴- سنجه‌های آماری خطای پیش‌بینی متغیرهای اقلیمی کمینه دما (T_{min})، بیشینه دما (T_{max})، بارش (p) و ساعات آفتابی (n) در دوره (۲۰۳۶-۲۰۱۷) در ایستگاه‌های مطالعاتی

نام ایستگاه	متغیر	RMSE (mmd ⁻¹)			MAE			R ²			NS		
		B1	A2	A1B	B1	A2	A1B	B1	A2	A1B	B1	A2	A1B
بندرعباس	T_{min} (°C)	۰/۴۷	۰/۵۲	۰/۴۳	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۲۲	۰/۹۹۸۲	۰/۹۹۸۳	۰/۹۹۷۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹
	T_{max} (°C)	۰/۳۰	۰/۳۷	۰/۲۸	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۹۹۸۷	۰/۹۹۸۸	۰/۹۹۸۴	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
	p(mm)	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۹۲۲۹	۰/۹۴۱۷	۰/۹۴۰۱	۰/۹۱	۰/۹۳	۱/۰۰
	n(hr)	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۹۶۴۴	۰/۹۶۷۶	۰/۹۷۰۴	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۸۵
بیرجند	T_{min} (°C)	۰/۴۵	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۹۹۸۲	۰/۹۹۸۱	۰/۹۹۸۱	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
	T_{max} (°C)	۰/۴۷	۰/۵۳	۰/۴۴	۰/۱۹	۰/۲۸	۰/۲۲	۰/۹۹۸۲	۰/۹۹۸۲	۰/۹۹۸۲	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
	p(mm)	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۹۶۴۵	۰/۹۷۵۱	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۶
	n(hr)	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۹۹۲۳	۰/۹۹۳۳	۰/۹۹۴۱	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹
شیراز	T_{min} (°C)	۰/۴۵	۰/۵۲	۰/۴۲	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۲۰	۰/۹۹۸۳	۰/۹۹۸۴	۰/۹۹۸۵	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۰
	T_{max} (°C)	۰/۵	۰/۵۴	۰/۴۸	۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۹۹۸۲	۰/۹۹۸۴	۰/۹۹۸۴	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
	p(mm)	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۹۲۷۸	۰/۹۵۶۵	۰/۹۴۵۵	۰/۹۲	۰/۹۶	۰/۹۴
	n(hr)	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۹۸۶۹	۰/۹۸۸۹	۰/۹۹۰۱	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹
ایلام	T_{min} (°C)	۰/۵۲	۰/۵۹	۰/۵۴	۰/۲۹	۰/۳۵	۰/۲۷	۰/۹۹۸۸	۰/۹۹۸۷	۰/۹۹۸۹	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۰
	T_{max} (°C)	۱/۲۶	۰/۵۷	۰/۵۳	۰/۲۹	۰/۳۳	۱/۵۹	۰/۹۹۸۹	۰/۹۹۸۹	۰/۹۹۹۱	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۹۸
	p(mm)	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۹۳۶۷	۰/۹۴۶۲	۰/۹۲۸۵	۰/۹۲	۰/۹۴	۰/۹۳
	n(hr)	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۹۹۰۶	۰/۹۸۸۶	۰/۹۹۰۷	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹
یاسوج	T_{min} (°C)	۰/۴۷	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۲۰	۰/۲۸	۰/۲۲	۰/۹۹۷۹	۰/۹۹۷۸	۰/۹۹۷۹	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۰
	T_{max} (°C)	۰/۵۰	۰/۵۵	۰/۴۷	۰/۲۲	۰/۳۰	۰/۲۵	۰/۹۹۸۸	۰/۹۹۸۷	۰/۹۹۸۸	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
	p(mm)	۰/۵۷	۰/۵۹	۰/۵۳	۰/۲۸	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۹۶۸۵	۰/۹۶۹۹	۰/۹۷۰۹	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۴
	n(hr)	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۹۸۵۸	۰/۹۸۵۷	۰/۹۸۶۸	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۸
رشت	T_{min} (°C)	۰/۴۷	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۹۹۸	۰/۹۹۸۵	۰/۹۹۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰
	T_{max} (°C)	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۶۰	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۹۹۷۳	۰/۹۹۷۷	۰/۹۹۷۲	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹
	p(mm)	۰/۳۷	۰/۴۷	۰/۴۴	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۹۴۰۲	۰/۹۴۷۹	۰/۹۵۶۴	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۵
	n(hr)	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۹۸۷۱	۰/۹۸۷۵	۰/۹۸۷	۰/۹۸	۰/۹۸	۱/۰۰

R^2 مناسب، NS نسبتاً خوب و مقدار RMSE و MAE کمتر نسبت به سایر روش‌ها، می‌تواند جایگزین مناسبی برای روش پنمن- مونتیت- فائو در مقیاس روزانه باشد. همچنین، روش‌های هارگریوز سامانی و مک‌کینگ کمترین دقت را در برآورد تبخیر تعرق مرجع داشته‌اند؛ بنابراین، می‌توان روش هارگریوز را به عنوان بهترین روش جایگزین برای برآورد تبخیر تعرق مرجع در مقیاس روزانه انتخاب نمود.

در پژوهش حاضر، از شاخص‌های آماری به منظور مقایسه کمی نتایج حاصل از مدل‌های مختلف تبخیر تعرق مرجع استفاده گردید. مقادیر شاخص‌های آماری برای هر یک از روش‌ها در مقیاس زمانی روزانه در جدول (۵) نمایش داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که روش هارگریوز در مقایسه با سایر روش‌ها همبستگی بیشتری با روش پنمن- مونتیت- فائو دارد. همچنین، روش هارگریوز تبخیر تعرق مرجع را در همه ایستگاه‌های مطالعاتی با دقت بیشتری برآورد می‌کند؛ بنابراین روش هارگریوز با مقدار

جدول ۵- مقدار شاخص‌های آماری حاصله از مقادیر برآوردی تبخیر تعرق مرجع از مدل‌های مختلف در دوره آینده (۲۰۳۶-۲۰۱۷)

NS	RMSE (mmd ⁻¹)	MAE	R ²	رتبه	روش محاسبه	سناریوی مطلوب	نام ایستگاه
۰/۲۹	۱/۸۵	۰/۹۸	۰/۳۲۰۹	۷	M	A2	بندرعباس
۰/۲۴	۱/۹۲	۱/۰۰	۰/۳۵۲۴	۳	PT		
۰/۷۴	۲/۹۰	۲/۱۷	۰/۳۵۰۰	۵	FBC		
۰/۷۵	۶/۵۱	۶/۰۴	۰/۴۱۲۹	۱	H		
۰/۶۶	۶/۶۴	۶/۱۱	۰/۳۷۹۸	۲	HS		
۰/۳۷	۱/۸۸	۰/۹۸	۰/۳۳۰۲	۶	ایرماک-R _s		
۰/۳۸	۱/۸۶	۰/۸۵	۰/۳۵۰۷	۴	ایرماک-R _n		
۰/۴۷	۲/۱۶	۱/۵۰	۰/۵۲۸۳	۶	M	A2	بیرجند
۰/۵۲	۲/۰۵	۰/۹۵	۰/۵۶۷۸	۴	PT		
۰/۴۶	۳/۵۸	۲/۵۹	۰/۵۶۸۱	۳	FBC		
۰/۵۳	۶/۸۴	۶/۰۱	۰/۵۸۷۶	۱	H		
۰/۴۳	۱۱/۰۲	۸/۶۷	۰/۳۶۷۳	۷	HS		
۰/۴۶	۲/۱۷	۱/۱۱	۰/۵۷۱۲	۲	ایرماک-R _s		
۰/۴۸	۲/۱۳	۱/۰۵	۰/۵۶۲۱	۵	ایرماک-R _n		
۰/۳۷	۲/۵۰	۱/۵۵	۰/۴۱۸۲	۶	M	A1B	شیراز
۰/۳۵	۲/۵۳	۱/۹۷	۰/۴۶۵۴	۵	PT		
۰/۵۵	۳/۵۳	۲/۳۰	۰/۴۸۶۲	۲	FBC		
۰/۶۴	۷/۶۵	۶/۷۰	۰/۵۰۰۷	۱	H		
۰/۳۰	۱۰/۷۲	۸/۷۶	۰/۴۰۹۱	۷	HS		
۰/۴۸	۲/۴۷	۱/۱۴	۰/۴۸۰۹	۳	ایرماک-R _s		
۰/۴۰	۲/۴۷	۱/۱۱	۰/۴۷۶۳	۴	ایرماک-R _n		
ادامه جدول ۵							
NS	RMSE (mmd ⁻¹)	MAE	R ²	رتبه	روش محاسبه	سناریوی مطلوب	نام ایستگاه
۰/۴۷	۱/۹۴	۱/۴۰	۰/۵۷۱۷	۷	M	A2	ایلام
۰/۶۲	۱/۶۴	۰/۷۳	۰/۶۴۵۹	۴	PT		
۰/۵۸	۳/۱۵	۲/۲۱	۰/۶۵۴۵	۲	FBC		
۰/۵۲	۶/۲۹	۵/۳۸	۰/۶۷۲۱	۱	H		
۰/۴۲	۶/۴۶	۵/۲۹	۰/۶۰۲۰	۶	HS		
۰/۴۸	۱/۷۳	۳/۰۱	۰/۶۴۸۰	۳	ایرماک-R _s		
۰/۵۸	۱/۷۳	۰/۸۸	۰/۶۳۲۵	۵	ایرماک-R _n		
۰/۳۴	۲/۲۸	۱/۶۷	۰/۴۳۹۳	۷	M	A2	یاسوج
۰/۲۴	۲/۴۵	۲/۰۵	۰/۴۸۳۲	۵	PT		
۰/۶۲	۲/۹۷	۱/۸۶	۰/۵۰۶۰	۲	FBC		
۰/۷۹	۷/۳۰	۶/۲۷	۰/۵۱۷۲	۱	H		
۰/۴۷	۱۰/۸۱	۸/۵۹	۰/۴۴۳۴	۶	HS		
۰/۴۵	۲/۰۷	۰/۹۳	۰/۵۰۱۹	۳	ایرماک-R _s		
۰/۴۵	۲/۰۷	۰/۹۷	۰/۴۹۷۴	۴	ایرماک-R _n		
۰/۲۷	۱/۵۲	۱/۰۸	۰/۴۰۰۹	۷	M	A1B	رشت
۰/۱۵	۱/۹۲	۱/۵۲	۰/۴۷۷۰	۵	PT		
۰/۲۷	۱/۵۳	۰/۹۰	۰/۴۸۹۳	۴	FBC		
۰/۵۵	۵/۶۰	۴/۷۵	۰/۵۷۲۰	۱	H		
۰/۵۴	۵/۹۵	۵/۱۴	۰/۴۷۳۲	۶	HS		
۰/۴۹	۱/۲۷	۰/۷۶	۰/۵۰۲۱	۲	ایرماک-R _s		
۰/۴۶	۱/۳۲	۰/۹۰	۰/۴۹۹۸	۳	ایرماک-R _n		

با توجه به نتایج به دست آمده، می‌توان استنباط کرد که روند کلی تبخیر تعرق مرجع در دوره ۲۰۳۶-۲۰۱۷ مشابه روند تبخیر تعرق در دوره پایه می‌باشد؛ بنابراین، افزایش ET_0 در دوره آتی به دلیل افزایش دما در ماه‌های تابستان (ژوئن، ژوئیه و آگوست) خواهد بود. به طور کلی، مقدار پیک تبخیر تعرق مرجع در افق ۲۰۳۶ در مقایسه با دوره پایه یک روند افزایشی داشته است که این افزایش حاکی از اثرات نامحسوس تغییر اقلیم در منطقه و تأثیر آن بر روی منابع آب می‌باشد. در مقایسه با نتایج پژوهشگران دیگر، قمرنیا و همکاران (۱۳۹۱) به ارزیابی و واسنجی مدل‌های تبخیر تعرق گیاه مرجع با توجه به اثر دوره محاسباتی برای اقلیم نیمه‌خشک سرد پرداختند. نتایج نشان داد که مدل پنمن اصلاح شده در تمامی دوره‌های محاسباتی، مقدار ET_0 را با دقت بالاتری پیش‌بینی می‌کند. هم‌چنین، روش هارگریوز می‌تواند جایگزین مناسبی برای روش پنمن اصلاح شده برای محاسبه ET_0 باشد. سنتلز و همکاران^۱ (۲۰۱۰) در ایالت اونتاریو در کانادا، روش‌های مختلف را مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که با توجه به میزان اطلاعات هواشناسی موجود، روش‌های پرستلی تیلور و هارگریوز می‌توانند جایگزین مناسبی برای روش پنمن-مونیتش باشند. یعقوب‌زاده و همکاران (۱۳۹۵) به بررسی اثر تغییر اقلیم بر روند تغییرات تبخیر تعرق در طی دوره رشد گیاهان مزارع آبی و دیم با استفاده از مدل‌های AOGCM پرداختند. نتایج حاکی از افزایش تبخیر تعرق در دوره آتی نسبت به دوره پایه بوده است. هم‌چنین، فرهادی بانسوله و همکاران (۱۳۹۶) تغییرات تبخیر تعرق پتانسیل ذرت و جو در استان کرمانشاه در شرایط تغییر اقلیم را مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که تبخیر تعرق پتانسیل بر روی ذرت و جو در هر سه ایستگاه در استان کرمانشاه افزایش یافته است. هم‌چنین، دما در ایستگاه‌های مطالعاتی افزایش یافت. در پژوهش حاضر نیز، نتایج نشان می‌دهد که روش هارگریوز در مقایسه با سایر روش‌ها همبستگی بیشتری با روش پنمن-مونیتش-

فائو دارد. هم‌چنین، روش هارگریوز تبخیر تعرق مرجع را در همه ایستگاه‌های مطالعاتی با دقت بیشتری برآورد می‌کند؛ بنابراین روش هارگریوز با مقدار R^2 مناسب، NS نسبتاً خوب و مقدار RMSE و MAE کمتر نسبت به سایر روش‌ها، می‌تواند جایگزین مناسبی برای روش پنمن-مونیتش- فائو در مقیاس روزانه باشد؛ بنابراین، می‌توان روش هارگریوز را به عنوان بهترین روش جایگزین برای برآورد تبخیر تعرق مرجع در مقیاس روزانه انتخاب نمود.

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر، اثرات تغییر اقلیم بر تبخیر تعرق مرجع در شش اقلیم مختلف در گستره ایران در دوره آتی ۲۰۳۶-۲۰۱۷ مورد بررسی قرار گرفت. جهت ریزمقیاس‌نمایی متغیرهای هواشناسی از مدل آماری LARS-WG 5.5 همراه با مدل گردش عمومی جو HadCM3 تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 استفاده شد. با توجه به نتایج به دست آمده، مقدار تبخیر تعرق مرجع در هر شش اقلیم مختلف در مقایسه با دوره پایه افزایش یافت و بیشترین افزایش آن در ماه‌های تابستان بود که این افزایش به دلیل افزایش دما بوده است. هم‌چنین، مقدار دما افزایش و مقدار بارش کاهش یافت. به طور کلی، مقدار پیک تبخیر تعرق مرجع در افق ۲۰۳۶ در مقایسه با دوره پایه یک روند افزایشی داشته است که این افزایش حاکی از اثرات نامحسوس تغییر اقلیم در منطقه و تأثیر آن بر روی منابع آب می‌باشد. در بخش دیگری از این پژوهش، با مقایسه بین معادلات تجربی این نتیجه حاصل شد که روش هارگریوز با مقدار R^2 بالا، NS نسبتاً خوب و مقدار RMSE و MAE کمتر نسبت به سایر روش‌ها، می‌تواند جایگزین مناسبی برای روش پنمن-مونیتش- فائو در مقیاس روزانه باشد. در نهایت، روش‌های هارگریوز سامانی و مک‌کینگ کمترین دقت را در برآورد تبخیر تعرق مرجع داشته‌اند؛ بنابراین، می‌توان روش هارگریوز را به

عنوان بهترین روش جایگزین برای برآورد تبخیرتعرق
مرجع در مقیاس روزانه انتخاب نمود.

فهرست منابع

۱. اشرف، ب.، موسوی بایگی، م.، کمالی، غ. ع.، داوری، ک. ۱۳۹۰. پیش‌بینی تغییرات فصلی پارامترهای اقلیمی در ۲۰ سال آتی با استفاده از ریزمقیاس نمایی آماری داده‌های مدل HadCM3 (مطالعه موردی: استان خراسان رضوی). نشریه آب و خاک، ۲۵(۴): ۹۴۰-۹۵۲.
۲. بابائیان، ا.، نجفی نیک، ز.، زابل عباسی، ف.، حبیبی نوخندان، م.، ادب، ح.، ملبوسی، ش. ۱۳۸۸. ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره ۲۰۳۹-۲۰۱۰ میلادی با استفاده از ریزمقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECHO-G. فصلنامه جغرافیا و توسعه، ۱۶(۱): ۱۳۵-۱۵۲.
۳. ثانی‌خانی، ه.، دین‌پژوه، ی.، پوریوسف، س.، زمانزاد قویدل، س.، صولتی، ب. ۱۳۹۲. بررسی اثرات تغییر اقلیم بر رواناب حوضه‌های آبریز (مطالعه موردی: حوضه آبریز آجی‌چای در استان آذربایجان شرقی). نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۲۷(۶): ۱۲۳۴-۱۲۲۵.
۴. خادم‌پور، ف.، بختیاری، ب.، گلستانی، س. ۱۳۹۵. بررسی تأثیر گرمایش جهانی بر جزء تابش معادله ترکیبی در برآورد تبخیرتعرق (مطالعه موردی: ایستگاه کرمان). دومین کنگره بین‌المللی زمین، فضا و انرژی پاک. ۱۸ اسفندماه، تهران، ایران.
۵. شهیدی، ع.، تاجبخش، س. م.؛ خاشعی سیوکی، ع.؛ خزیمه‌نژاد، ح.؛ جعفرزاده؛ ا. ۱۳۹۶. تحلیل عدم قطعیت تغییرات متغیرهای اقلیمی بارش و دما تحت تأثیر تغییر اقلیم (مطالعه موردی: استان خراسان جنوبی). اکوهیدرولوژی، ۴(۴): ۹۴۳-۹۵۳.
۶. علیزاده، ا. ۱۳۸۸. اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی (شرکت به‌نشر)، ۹۴۶ص.
۷. فرهادی بانسوله، ب.، اسدی، آ.، حافظ‌پرست، م. ۱۳۹۶. تغییرات تبخیرتعرق پتانسیل ذرت و جو در استان کرمانشاه در شرایط تغییر اقلیم. نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۲۴(۳).
۸. قمرنیا، ه.، رضوانی، و.، فتحی، پ. ۱۳۹۱. ارزیابی و واسنجی مدل‌های تبخیرتعرق گیاه مرجع با توجه به اثر دوره محاسباتی برای اقلیم نیمه‌خشک سرد. مدیریت آب و آبیاری، ۲(۲): ۳۷-۲۵.
۹. لکزائیان‌پور، غ. م.، محمدرضاپور، ا.، مال میر، م. ۱۳۹۴. ارزیابی آثار تغییر اقلیم بر میزان رواناب رودخانه نازلوچای در حوضه آبریز دریاچه ارومیه. نشریه جغرافیا و توسعه، ۲۲: ۱۹۸-۱۸۳.
۱۰. مشکواتی، ا. ح.، کردجزی، م.، و بابائیان، ا. ۱۳۸۹. بررسی و ارزیابی مدل لارس در شبیه‌سازی داده‌های هواشناسی استان گلستان در دوره ۲۰۰۷-۱۹۹۳ میلادی. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۶(۱۹): ۸۱-۹۶.
۱۱. یعقوب‌زاده، م.، احمدی، م.، برومندنسب، س.، حقایقی‌مقدم، ا. ۱۳۹۵. اثر تغییر اقلیم بر روند تبخیرتعرق در طی دوره رشد گیاهان مزارع آبی و دیم با استفاده از مدل‌های AOGCM. نشریه پژوهش آب در کشاورزی، ۳۰(۴).
12. Alkaeed, O., Flores, C., Jinno, K., and Tsutsumi., A. 2006. Comparison of several reference evapotranspiration methodes for Itoshima Peninsula Area, Fukuoka, Japan. Memoirs of the Faculty of Engineering, Kyushu University. 66(1): 1-14.
13. Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., and Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and drainage paper (FAO). 56: 1- 300.

14. Blaney, H.F., and Criddle, W.D. 1950. Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigated data. US Soil Conservation Service, TP96.
15. Doorenbos, J., and Pruitt, W.O. 1975. Guidelines for predicting crop water requirements. FAO irrigation and drainage Paper 24. FAO, (Food and Agriculture Organization of the United Nations), Rome, p. 156.
16. Irmak, S., Allen, R.G., and Whitty, E.B. 2003. Daily grass and alfalfa- reference evapotranspiration estimates and alfalfa- to- grass evapotranspiration ratios in Florida. *J. Irrid. Drain. Eng.* 129*5): 360-370.
17. Jafarzadeh A, Khozaymehnejad H, Khashei A, and Bazi J. 2012. Zoning impact of climate change on rainfall patterns (Case study: South Khorasan province). Congressional water harvesting and watershed management. University of Birjand.
18. Long Lee, J., and Cheng Huang, W. 2014. Impact of Climate change on the irrigation water requirement in northern Taiwan. *J. Water.* 3339- 3361.
19. Makkink, G.F. 1957. Testing the Penman formuly by means of lysimeters. *J. Instiit. Water. Eng.* 11: 277-288.
20. Mundo-Molina, M. 2015. Climate Change Effects on Evapotranspiration in Mexico. *American J. Climate Change.* 163-172.
21. Priestly, C.H.B., and Taylor, R.J. 1972. On the assessment of the surface heat flux and evaporation using large- scale paramerers. *Monthly Weather Review.* 100: 81-92.
22. Sanikhani, H., Kisi, O., and Amirataee, B. 2018. Impact of climate change on runoff in Lake Urmia basin, Iran. *Theoretical and Applied Climatology.* 132: 491- 502.
23. Semenov, M. A., and Barrow, E. M. 2002. Lars a stochastic weather generator for use in climate impact studies. User's manual, Version 3.0.
24. 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 Southem Ontario, Canada. *J. Agri. Water Manag.* 97(5): 635-644.
25. Zarghami, M., Abdi, A., Babaeian, I., Hassanzadeh, Y., and Kanani., R.2011. Impacts of climate change on runoffs in East Azerbaijan, Iran. *J. Global and Planetary Change.* 78(3-4): 137-146.

Investigating the Effects of Climate Change on Daily Evapotranspiration in Models with Different Mathematical Structures in Various Climates of Iran

F. Khadempour, H. Khozayemehzad^{1*}, and M. Amirabadizadeh

Ph.D. Student, Water Engineering Department, University of Birjand.

fahimekhadempour@birjand.ac.ir

Associate professor, Water Engineering Department, University of Birjand.

Hkhozayemeh@birjand.ac.ir

Assistant Professor, Water Engineering Department, University of Birjand.

mamirabadizadeh@birjand.ac.ir

Abstract

Climate change affects the hydrological processes through changes in temperature, precipitation, and other climate variables. One of the most important consequences of climate change is its impact on agricultural water consumption, which can seriously address water resources management. The purpose of this study was to investigate the effects of climate change on daily evapotranspiration in different climates across Iran. For this purpose, the minimum, and maximum temperature, as well as precipitation, and sunshine hours were simulated for the period 2016-2036 on the A1B, A2 and B1a scenarios using the HadCM3 general circulation model and weather generator (LARS-WG 5.5) on daily time scale. The results indicated increase in temperature and evapotranspiration and decrease in precipitation in different climates. In another section of this study, by comparing the empirical equations, it was concluded that Hargreaves method with high R^2 , fair NS, and lower values of RMSE and MAE compared to other methods, can be an appropriate alternative for the FAO Penman-Monteith method on daily scale. For example, the results for Birjand station were $R^2 = 0.59$, NS = 0.53, RMSE 6.84 and MAE = 6.01. Finally, Hargreaves- Samani and the Makkink methods had the least accuracy in estimating the reference evapotranspiration. Therefore, Hargreaves method can be selected as the best alternative method for estimating the reference evapotranspiration on a daily basis.

Keywords: Atmospheric general circulation, Empirical equations, FAO Penman-Monteith, model, LARS-WG

¹ - Corresponding author: Water Engineering Department, University of Birjand.

* - Received: June 2018, and Accepted: May 2019