

Modified Hargreaves-Samani Model Based on Altitude in the High-Altitude Regions of Iran

Z. Jalali¹, B. Bakhtiari^{2*}, K. Qaderi³, and S. Golestani Kermani⁴

Abstract

The Food and Agriculture Organization (FAO) has proposed the FAO 56 Penman-Monteith model as a standard method for estimating reference evapotranspiration (ET_0). However, using this model for the high-altitude regions mostly faces uncertainty due to the lack of meteorological stations, observation problems, and incomplete meteorological data. Therefore, in these regions models should be used that require fewer meteorological variables and can also be considered as a function of altitude. In the present study, the data from 28 synoptic stations in Iran with an altitude of more than 2000 meters above sea level in the period of 1989-2019 were used to modify the Hargreaves-Samani model based on the altitude and also correct the temperature factor coefficients. The comparison of the results of the FAO 56 Penman-Monteith model as a standard method, the original Hargreaves-Samani, and the modified Hargreaves-Samani models showed that the modified model offers better results than the original model and is able to estimate the ET_0 more accurately in the high-altitude regions of Iran. Based on the results of MBE, MAE, RMSE, PVC, LVC, d, r, and PI statistical indices, the highest agreement in estimating ET_0 with modified Hargreaves-Samani and FAO 56 Penman-Monteith models was observed at Firuzkuh, Baft, Baladeh, Sisakht, Avaj, Khansar, Abali, Daran, Fereidunshahr, Borujen, Samirom, Aligudarz, Farokhsahr, Damavand, Sepidan and Saman stations, which had an average error reduction of 14% compared to the values obtained from the original Hargreaves-Samani model.

Keywords: Altitude Function, Evapotranspiration, Correction Coefficients, Hargreaves-Samani.

Received: June 15, 2021

Accepted: October 17, 2021

مدل هارگریوز- سامانی تعدیل یافته بر مبنای ارتفاع در مناطق مرتفع ایران

زهرا جلالی^۱، بهرام بختیاری^{۲*}، کورش قادری^۳
و سودابه گلستانی کرمانی^۴

چکیده

سازمان غذا و کشاورزی (FAO)، مدل پنمن-مانتیت فائو ۵۶ را به عنوان یک روش استاندارد در برآورد تبخیرتعرق مرجع (ET_0) پیشنهاد کرده است. با این حال در مناطق مرتفع اغلب به دلیل کمبود ایستگاه‌های هواشناسی، مشکلات دیدنی و ناقص بودن داده‌های هواشناسی لازم، استفاده از این مدل با عدم قطعیت مواجه است. بنابراین، در این مناطق باید از مدل‌هایی استفاده شود که به متغیرهای هواشناسی کمتری نیاز داشته باشند و همچنین بتوان آنها را به عنوان تابعی از ارتفاع در نظر گرفت. از این رو در تحقیق حاضر از داده‌های ۲۸ ایستگاه سینوپتیک ایران با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر از سطح دریا در بازه زمانی سال‌های ۱۹۸۹-۲۰۱۹ برای تعدیل مدل هارگریوز-سامانی بر اساس ارتفاع و تصحیح ضرایب عامل دما استفاده شد. مقایسه نتایج حاصل از مدل پنمن-مانتیت فائو ۵۶ به عنوان روش استاندارد و مدل‌های هارگریوز-سامانی اصلی و هارگریوز-سامانی تعدیل یافته نشان داد که مدل تعدیل یافته بر اساس ارتفاع، نتایج بهتری نسبت به مدل اصلی ارائه می‌دهد و قادر است تبخیر-تعرق مرجع در مناطق مرتفع ایران را با دقت مناسب‌تری برآورد کند. بیشترین نزدیکی در تخمین تبخیرتعرق با مدل هارگریوز-سامانی تعدیل یافته و مدل پنمن-مانتیت فائو ۵۶ بر اساس نتایج شاخص‌های آماری MBE, MAE, RMSE, PVC, LVC, d, r و PI در ایستگاه‌های فیروزکوه، بافت، بلده، سی‌سخت، آوج، خوانسار، ابعلی، داران، فریدون‌شهر، بروجن، سمیرم، الیگودرز، فرخ‌شهر، دماوند، سپیدان و سامان مشاهده شد که نسبت به مقادیر حاصل از مدل هارگریوز-سامانی اصلی به طور میانگین ۱۴ درصد کاهش خطا داشت.

کلمات کلیدی: تابع ارتفاع، تبخیرتعرق، ضرایب تصحیح، هارگریوز-سامانی.

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۳/۲۵

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۷/۲۵

1- M.Sc. of Water Resources Engineering, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran.

2- Associate Professor, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran. Email: drbakhtiari@uk.ac.ir

3- Associate Professor, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran.

4- Assistant Professor, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran.

*- Corresponding Author

Dor: [20.1001.1.17352347.1400.17.3.14.9](https://doi.org/10.1001.1.17352347.1400.17.3.14.9)

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

۲- دانشیار، بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

۳- دانشیار، بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

۴- استادیار، بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان زمستان ۱۴۰۰ امکانپذیر است.



برنامه‌ریزی آبیاری یکی از مهم‌ترین روش‌های بهبود مدیریت مصرف آب در مزرعه است که شامل فرآیندهایی نظیر تعیین زمان و مقدار آبیاری است و نقش مهمی در چشم‌انداز آینده کشاورزی، به ویژه در کشورهای در حال توسعه که اغلب با بحران آب مواجه هستند، ایفا می‌کند. برنامه‌ریزی دقیق آبیاری بر مبنای برآورد نیاز آبی گیاه در سطح منطقه انجام می‌شود که این امر نقش مهمی در تخصیص و مدیریت منابع آب، تولید محصول و همچنین ارزیابی‌های زیست محیطی دارد. در این راستا یکی از متداول‌ترین روش‌ها برای برآورد نیاز آبی، تعیین تبخیر-تعرق گیاه مرجع (ET_0) است که با از طریق اندازه‌گیری‌های مستقیم مانند لایسیمترهای وزنی دقیق انجام می‌شود که البته کاربرد این وسیله هزینه‌بر بوده و اکثر مناطق کشور با محدودیت استفاده از آن مواجه هستند و یا اینکه با استفاده از روش‌های غیر مستقیم و مدل‌های مختلف برآورد می‌شود. مناسب‌ترین مدل پیشنهادی جهت تخمین تبخیر-تعرق مرجع، مدل ترکیبی استاندارد پنمن-مانتیت فائو ۵۶ (FAO-56 PM) به شرط رعایت شرایط مندرج در نشریه فائو ۵۶ و تعاریف مربوط به سطح مرجع جهت استفاده از این روش می‌باشد. Allen et al. (1998, 2005) استفاده از مدل FAO-56 PM را به دلیل اینکه در تخمین ET_0 در شرایط آب و هوایی مختلف نتایج قابل قبولی می‌دهد، برای مناطق مختلف دنیا توصیه کرده‌اند.

برای استفاده از این معادله استخراج داده‌های هواشناسی از ایستگاه‌های هواشناسی کشاورزی با در نظر گرفتن شرایط مرجع و در صورت عدم وجود این ایستگاه‌ها استفاده از داده‌های ایستگاه سینوپتیک با قبول عدم قطعیت و خطا ضروری است (Allen et al., 1998). اما با توجه به تعداد زیاد پارامترهای مورد نیاز در این رابطه، هزینه زیاد تأسیس ایستگاه‌های سینوپتیک به ویژه در مناطق صعب‌العبور و مرتفع و سختی دیدبانی در این مناطق و همچنین مشکل بودن تامین فرضیات اولیه مدل پنمن-مانتیت و امکان خطا در داده‌برداری، ضرورت استفاده از یک روش کاربردی که نیاز به داده‌های هواشناسی کمتری داشته باشد توسط Suleiman & Hoogenboom (2009) مطرح شد. از آنجا که مدل هارگریوز-سامانی (H-S) بر پایه داده‌های دما استوار بوده و این کمیت برای همه ایستگاه‌ها در دسترس است، این مدل می‌تواند به عنوان مدل جایگزین پنمن-مانتیت در برآورد تبخیر-تعرق در مناطق مرتفع معرفی شود (Hargreaves & Samani, 1998)، اما به دلیل اختلاف مقادیر برآورد شده با مدل H-S نسبت به FAO-PM 56 می‌توان گفت که مدل H-S نیازمند ضرایب اصلاحی است؛ زیرا این مدل شامل تمام مؤلفه‌های مؤثر در محاسبه تبخیر-تعرق نیست و به نظر می‌رسد نیاز به واسنجی و اصلاح با توجه به شرایط منطقه و مدل اولیه H-S داشته باشد.

مطالعات مختلفی در زمینه اصلاح ضرایب مدل هارگریوز و هارگریوز-سامانی در ایران و سایر نقاط دنیا انجام شده است. از جمله Martinez-Cob & Tejero-Juste (2004) در تحقیقات خود بیان کردند که در مناطق غیر بادناکی یک منطقه نیمه خشک در اسپانیا، مقدار تبخیر-تعرق مرجع با مدل H-S، ۱۴ تا ۲۰ درصد بیشتر از مدل FAO-PM 56 تخمین زده می‌شود. ایشان ضریب K_H را از ۰/۰۲۳ به ۰/۰۲۰ اصلاح کردند و نشان دادند که برای مناطق با بادناکی زیاد (سرعت باد بیش از ۲ متر بر ثانیه) نیازی به اصلاح ضرایب نمی‌باشد. Fooladmand et al. (2008) در تحقیقات خود نشان دادند که با مدل اصلی H-S تنها می‌توان در سه ایستگاه از ۱۴ ایستگاه مطالعاتی در جنوب ایران ET_0 را با دقت قابل قبولی تخمین زد. Thepadia & Martinez (2012) با استفاده از داده‌های ماهانه ۲۲ ایستگاه در فلوریدا و واسنجی منطقه‌ای متغیر تابش خورشیدی مدل H-S به مقادیر تبخیر-تعرق دقیق‌تری در مقایسه با نتایج معادله Turce (اندازه‌گیری تبخیر-تعرق مرجع برای مناطق با رطوبت نسبی بیش از ۵۰٪) دست یافتند. Mohawesh & Talazi (2012) مقادیر ET_0 حاصل از مدل اصلاحی H-S توسط Droogers & Allen را با مدل اصلی H-S، مقایسه کردند و بیان کردند که معادله H-S اصلاح شده می‌تواند به جای مدل استاندارد FAO-56 PM برای برآورد دقیق ET_0 استفاده شود. Maestre-Valero et al. (2013) با استفاده از مدل FAO-56 PM، ضرایب مدل H-S را برای یک منطقه در جنوب شرقی اسپانیا واسنجی کرده و افت خطای نسبی در دوره‌های ماهانه را از ۲۰ درصد به ۸ درصد گزارش دادند. Mendicino & Senator (2013) با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده در ۱۳۷ ایستگاه در جنوب ایتالیا، با اتخاذ معادلات تصحیح مدل HE (Hargreaves) و کالیبره پارامترهای آن، به ویژه ضریب تجربی K_H در مقایسه با مقادیر حاصل از مدل FAO-56 PM، بهبود عملکرد مدل HE را به طور متوسط با ۲۲ درصد افزایش گزارش نمودند. Marti et al. (2015) پس از تجزیه و تحلیل داده‌های مربوط به دوره‌های روزانه، هفتگی و ماهانه جمع‌آوری شده از ۳۰ ایستگاه در شرق اسپانیا به این نتیجه رسیدند که مدل با تکیه بر دما و داده‌های جغرافیایی و ترکیب سرعت باد، حتی با اطلاعات کیفی ساده در مورد باد (به عنوان مثال سرعت کم در مقابل سرعت باد زیاد)، به میزان بیشتر بهبود یافت و دقت برآورد مدل هارگریوز کالیبره شده و غیر کالیبره شده برای مراحل طولانی‌تر (روزانه، هفتگی، هر دو هفته، ماهانه) افزایش می‌یابد. Almorox et al. (2015) در تحقیقات خود بیان کردند که مدل H-S در دوره‌های ماهانه، متوسط تبخیر-تعرق مرجع را با دقت مناسب‌تری در اقلیم‌های خشک، نیمه خشک، معتدل و سرد و قطبی در مقایسه با سایر مدل‌ها تخمین می‌زند. اما نتایج متفاوتی در سایر تحقیقات مشابه انجام شده نیز گزارش شده است. از جمله Amatya

ارتباط بهتری با تبخیر داشته، مقادیر دقیق تری از ET_0 را برآورد کرده است. اما برای ماه‌های فصل خشک و ایستگاه‌های منطقه شرقی دقت چندانی نداشته است. (Talebmorad et al. (2020) نیز با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده در ۱۴ ایستگاه در جنوب ایران، ضرایب مدل H-S را واسنجی کردند.

با بررسی‌های انجام شده چنین برداشت می‌شود که علیرغم کاهش تعداد داده‌ها در مدل H-S و سهولت کاربرد، نتایج حاصل اختلاف قابل توجهی با مقادیر حاصل از مدل استاندارد FAO-56 PM دارد و ضروری است که ضرایب مدل برای مناطق مختلف جغرافیایی با شرایط اقلیمی متفاوت اصلاح شود. با توجه به شرایط خاص مناطق مرتفع به نظر می‌رسد تعدیل و اصلاح مدل H-S با ملاحظه اثر ارتفاع، تأثیر بسزایی در افزایش دقت تخمین ET_0 با اطلاعات هواشناسی محدود خواهد داشت. جمع‌بندی پیشینه تحقیقات نشان داد که شکاف تحقیقاتی در این زمینه برای بسیاری از ایستگاه‌های ایران به ویژه مناطق مرتفع کشور وجود دارد و بنابراین در این مطالعه سعی شده است تا با اصلاح و تعدیل مدل H-S در مناطق مرتفع بتوان به برآوردهای دقیق تری از تبخیر-تعرق مرجع در این مناطق دست یافت.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

این تحقیق بر روی ایستگاه‌های سینوپتیک مرتفع ایران با ارتفاع بیشتر از ۲۰۰۰ متر از سطح دریا انجام شده است. با بررسی فهرست ایستگاه‌های سینوپتیک مندرج در سایت سازمان هواشناسی کشور، تعداد ۳۰ ایستگاه دارای ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر انتخاب شدند. اما با توجه به این که داده‌های ایستگاه‌های چادگان و گل تپه به دلیل عدم کفایت مناسب نبودند، در نهایت تعداد ۲۸ ایستگاه در این مطالعه مورد توجه قرار گرفت که مشخصات جغرافیایی و اقلیمی این ایستگاه‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. از نظر طبقه‌بندی اقلیمی دومازن گسترش یافته (Khalili, 1993; Rahimi et al., 2013)، در بین ایستگاه‌های مطالعاتی اقلیم‌های طبقه فراخشک سردسیر (A1.1m2) تا بسیار مرطوب (ب) فرا سرد (A7m1) مشاهده می‌شود. پراکنش ایستگاه‌های مطالعاتی بر گستره ایران در شکل ۱ نشان داده شده است. برای دریافت داده‌های مورد نیاز این تحقیق از اطلاعات موجود در سایت مرکز خدمات ماشینی سازمان هواشناسی کشور استفاده شد و داده‌های دمای میانگین (T_{mean})، دمای کمینه (T_{min}) و دمای بیشینه (T_{max})، سرعت باد (U)، ساعات آفتابی (n) و رطوبت نسبی (RH) این ایستگاه‌ها طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۹ گردآوری شد.

(1995) et al. (1998)، Allen et al. (2000)، Xu & Singh (2001, 2002)، Droogers & Allen (2002) و Trajkovic (2005) بیان کردند که ET_0 ماهانه محاسبه شده در مناطق مرطوب با مدل H-S دارای بیش‌برآوردی بوده و در مناطق خشک و به ویژه بادناکی مقادیر کمتری به دست می‌دهد. مطالعات متعددی طی سال‌های ۲۰۲۱-۱۹۸۵ در رابطه با واسنجی و تعیین ضرایب K_H (ضریب دما)، e_H (شاخص دما) و K_T (ثابت دما) در نقاط مختلف دنیا انجام شده است که خلاصه‌ای از آنها در جدول ۱ ارائه شده است. در پژوهش‌های دیگری (Trajkovic (2005)، Kisi (2008)، Cobaner (2011, 2013)، Negongpndo et al. (2013) و Shiri et al. (2014) از روش رگرسیون خطی برای واسنجی مدل‌های تجربی در برخی از مناطق جغرافیایی استفاده شده است. Almorox & Grieser (2016) واسنجی ضرایب مدل H-S برای مناطق مختلف آب و هوایی در سراسر جهان را مطابق با طبقه‌بندی آب و هوایی کوپن با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده در ۴۳۶۸ ایستگاه در سراسر جهان انجام دادند. آنها پنج نسخه مختلف از مدل H-S را برای ۱۲ منطقه اقلیمی و خرد اقلیمی که بر اساس این طبقه‌بندی تعریف شده بودند را واسنجی کرده و نتیجه گرفتند که بهترین نتایج با واسنجی ضرایب K_H و e_H حاصل شده است. Rostami et al. (2017) نیز در تحقیقی که برای واسنجی مدل H-S در آذربایجان شرقی انجام دادند بیان کردند که بیشینه دقت روش هارگریوز اصلاح شده مربوط به ایستگاه سراب و کمینه دقت آن مربوط به ایستگاه جلفا به ترتیب با مقادیر ریشه میانگین مربعات خطای ۰/۷ و ۱/۲ میلی‌متر بر روز می‌باشد. این امر را می‌توان به بالا بودن مقادیر رطوبت نسبی در ایستگاه جلفا و عدم تأثیر این متغیر در رابطه هارگریوز نسبت داد. (Feng et al. (2017) اصلاح مدل H-S با استفاده از داده‌های هواشناسی ۱۹ ایستگاه در جنوب غربی چین را با تئوری بیزی به دو صورت کلی و محلی انجام دادند و نتایج بدست آمده نشان داد که اصلاح مدل در مقیاس محلی نتایج بهتری را ارائه می‌دهد. Borges-Ferreira et al. (2018) با مطالعه داده‌های روزانه ۶ ایستگاه هواشناسی در ایالت Minas Gerais و واسنجی مدل H-S با روش‌های مختلف بیان کردند که واسنجی همزمان همه ضرایب مدل H-S بهترین گزینه برای اصلاح آن است. Zanneti et al. (2019) در مطالعه ۵۴ سال داده جهت بررسی عدم قطعیت مدل FAO-56 PM و H-S به این نتیجه رسیدند که عدم قطعیت هر دو مدل در ماه‌های گرم بیش از ماه‌های سرد است و عدم اطمینان مدل FAO-56 PM بیش از H-S است. Althoff et al. (2019) بررسی تأثیر واسنجی محلی بر مدل H-S برای بخش میانی حوضه رودخانه سائو فرانسیسکو در برزیل پرداختند و بیان کردند که برای ماه‌های فصل مرطوب، مدل H-S به دلیل این که میانگین دمای هوا

Table 1- The coefficients of the Hargreaves-Samani model according to the various studies during the period 1985-2021

جدول ۱- ضرایب مدل هارگریوز- سامانی با توجه به مطالعات مختلف در طول دوره ۱۹۸۵-۲۰۲۱

Year	Authors	K_H (Temperature coefficient)	e_H (Temperature index)	K_T (Temperature constant)	Study Area
1985	Hargreaves & Samani	0.0023	0.5	17.8	El Salvador & Sri Lanka
1993	Smith	0.0030	0.4	20.0	California
2000	Samani	0.0135	0.5	17.8	El Salvador & Sri Lanka
2001	Xu & Singh	0.0029	0.5	17.8	North-Eastern Ontario
2002	Droogers & Allen	0.0030	0.4	20.0	World (First equation)
		0.0025	0.5	16.8	World (Second equation)
		0.0022	0.5	17.8	Southern Spain (Coastal regions)
2004	Vanderlinden et al.	0.0030	0.5	17.8	Southern Spain (Interior regions)
		0.0020	0.5	17.8	Zaragoza
2006	Gavilan	0.0021 0.0027	0.5	17.8	Spain
2007	Trajcovic	0.0023	0.424	17.8	Western Balkans
2008	Sepaskhah & Razzaghi	0.0026	0.5	17.8	Iran
2010	Gocic & Trajcovic	0.0023	0.424	17.8	Serbia
2011	Subburayan et al.	0.0023	0.653	17.8	India
2011	Tabari & Hosseinzadeh Talaei	0.0031	0.5	17.8	Iran (Arid zones)
		0.0028	0.5	17.8	Iran (Cold regions)
2012	Mohawesh & Talazi	0.6957	0.58	16.6	Jordan
2014	Bertiet et al.	0.0020	0.5	17.8	Vento-Italy
2014	Patel et al.	0.0023	0.5	17.8	India
2018	Tang et al.	Based on elevation	0.5	36.6	Tabbat-china
2019	Zhu et al.	Declining trend	Declining trend	17.8	From northwest to southeast China
		Increasing trend	Increasing trend		Coastal area of China
2020	Awal et al.	0.00138	0.685	24.49	West Texas
2021	Rodrigues & Braga	0.0023	0.424	16.8	Hot-Summer Mediterranean Climate

۳-۲- مدل ترکیبی برآورد ET_0

مدل ترکیبی استاندارد مورد استفاده در این تحقیق، FAO-56 PM است. این مدل برای استفاده در بازه زمانی روزانه برای گیاه چمن با ارتفاع ۰/۱۲ متر، مقاومت سطحی ثابت ۰/۷ ثانیه بر متر و ضریب آبیرو ۰/۲۳ به صورت معادله ۱ است (Allen et al., 1998):

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{mean} + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (1)$$

که در آن ET_0 تبخیر تعرق سطح مرجع چمن ($mm\ d^{-1}$)، e_s و e_a فشار بخار اشباع و فشار واقعی بخار آب (kPa)، T دمای هوا در ارتفاع دو متری ($^{\circ}C$)، U_2 سرعت باد در روز در ارتفاع دو متری از سطح زمین ($m\ s^{-1}$)، مقدار تابش خالص در سطح گیاه و G شار گرمای خاک هر دو حسب Δ ، $MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$ ، شیب منحنی تغییرات فشار بخار اشباع (e_s) حسب دما ($kPa\ ^{\circ}C^{-1}$) و γ ثابت سایکرومتری ($kPa\ ^{\circ}C^{-1}$) است. معمولاً به دلیل عدم اندازه‌گیری R_s در اکثر ایستگاه‌های هواشناسی، این متغیر از طریق معادلات تجربی نظیر معادله آنگستروم (معادله ۲) محاسبه می‌شود (Allen et al., 1998):

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (2)$$

که در آن R_s تابش متوسط روزانه دریافتی از خورشید بر سطح افقی در سطح زمین و R_a تابش متوسط روزانه دریافتی از خورشید بر سطح افقی در بالای جو ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$)، n طول متوسط تابش حقیقی آفتاب، N طول حقیقی روز (hr) و a_s ، b_s ضرایب معادله آنگستروم می‌باشند.

برای بررسی همگنی و کیفیت داده‌ها از آزمون تصادفی بودن داده‌ها (ران تست) و آزمون بررسی نقاط پرت استفاده شد (Allen et al., 1998). به منظور مدل‌سازی، داده‌های هواشناسی ۳۰ ساله به دو دسته داده‌های آموزشی (۲۰۱۰-۱۹۸۹) و داده‌های آزمون (۲۰۱۹-۲۰۱۱) تقسیم شدند. سپس مدل H-S مبتنی بر ارتفاع با استفاده از مجموعه داده‌های آموزشی توسعه داده شد و با استفاده از داده‌های آزمون مورد صحت‌سنجی قرار گرفت.

۲-۲- پیش‌پردازش داده‌ها

داده‌های هواشناسی مورد بررسی قرار گرفته و هر نوع فرآیند مربوط به بازسازی داده‌های مفقود یا پرت با استفاده از دستورالعمل نشریه شماره ۵۶ فائو (Allen et al., 1998) انجام شد. در نشریه ذکر شده راه‌های متفاوتی برای یافتن داده گمشده یک سلول ارائه شده است. یکی از روش‌ها، جمع زدن سلول‌های سال قبل و سال بعد همان تاریخ و گرفتن میانگین آن‌ها است. در غیر این صورت داده گمشده با استفاده از داده نزدیک‌ترین ایستگاه (حداکثر ۱۵۰ کیلومتر) حاوی اطلاعات از طریق ایجاد همبستگی مشخص می‌شود. داده پرت با روش نموداری و یا با استخراج بیشینه و کمینه داده‌ها قابل شناسایی خواهد بود.

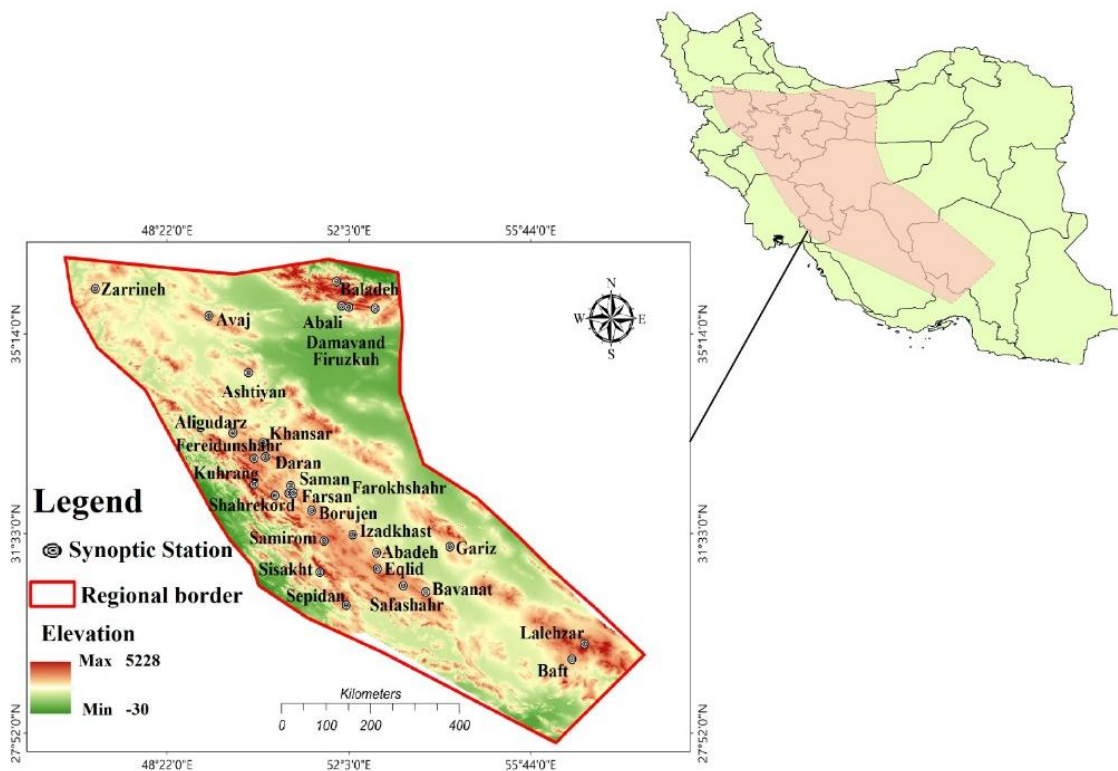


Fig. 1 - Locations of the weather stations used in this study (by: Own elaboration)

شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده در این مطالعه (منبع: نگارندگان)

Table 2- Geographical and climatological characteristics and average annual temperature (during 1989 to 2019) at the study stations

جدول ۲- مشخصات جغرافیایی، اقلیمی و دمای میانگین سالانه (طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۹) ایستگاه‌های مطالعاتی

Station	Altitude (m)	latitude (°N)	longitude (°E)	Tmean (°C)	Climate type based on Extended De-Martonne classification
Baladeh	2120.0	36.20	51.80	10.60	Semi-arid very-cold (A2 m1)
Firuzkuh	2985.7	35.70	52.59	5.60	Sub humid very-cold (A4 m1)
Damavand	2051.0	35.73	52.05	13.30	Semi-arid cold (A2 m2)
Abali	2465.2	35.75	51.90	9.10	Sub humid very-cold (A4 m1)
Zarrineh	2142.6	36.07	46.92	8.70	Semi-arid very-cold (A2 m1)
Avaj	2034.9	35.57	49.22	11.80	Semi-arid cold (A2 m2)
Ashtiyan	2097.0	34.52	50.01	14.10	Semi-arid cold (A2 m2)
Aligudarz	2022.1	33.41	49.70	13.10	Semi-arid cold (A2 m2)
Khansar	2300.0	33.23	50.32	13.60	Semi-arid cold (A2 m2)
Daran	2290.0	32.97	50.37	11.30	Semi-arid cold (A2 m2)
Fereidunshahr	2490.0	32.94	50.13	11.70	Mediterranean cold (A3 m2)
Samirom	2459.9	31.42	51.55	13.70	Semi-arid cold (A2 m2)
Saman	2075.0	32.44	50.87	14.30	Semi-arid cold (A2 m2)
Shahrekor	2048.9	32.29	50.84	11.80	Semi-arid very-cold (A2 m1)
Farokhshahr	2085.0	32.30	50.93	12.70	Semi-arid cold (A2 m2)
Farsan	2062.0	32.26	50.56	13.60	Semi-arid cold (A2 m2)
Kuhrang	2365.0	32.46	50.13	10.00	Per humid (B) very cold (A7 m1)
Borujen	2260.0	31.98	51.30	12.40	Arid cold (A1.2 m2)
Sisakht	2133.4	30.84	51.47	15.80	Mediterranean cold (A3 m2)
Izadkhist	2188.0	31.53	52.13	15.70	Arid cold (A1.2 m2)
Abadeh	2030.0	31.20	52.62	12.80	Extra arid cold (A1.1 m2)
Eqlid	2300.0	30.90	52.63	13.80	Semi-arid cold (A2 m2)
Sepidan	2201.0	30.23	50.00	15.90	Mediterranean cold (A3 m2)
Safashahr	2251.0	30.59	53.16	14.90	Arid cold (A1.2 m2)
Bavanat	2231.0	30.48	53.61	15.70	Arid cold (A1.2 m2)
Gariz	2100.0	31.31	54.10	16.40	Extra arid cold (A1.1 m2)
Lalehzar	2775.0	29.52	56.83	12.20	Arid cold (A1.2 m2)
Baft	2280.0	29.23	56.58	15.40	Arid cold (A1.2 m2)

$(MJ m^{-2} d^{-1})$ و تابعی از روز سال، عرض جغرافیایی و طول جغرافیایی است.

بسیاری از مطالعات نشان داده است در شرایطی که محدودیت دیدبانی داده‌های هواشناسی وجود دارد، این معادله مقداری معقول از تبخیرتقرق مرجع را به دست می‌دهد. هر چند ضرایب تجربی این معادله (ضریب دما=0.023، ثابت دما=17/8- و شاخص دما=0/5) در بسیاری از نقاط دنیا از تحلیل رگرسیون و طی سالیان متفاوت و طولانی به دست آمده‌اند، اما لازم است قبل از استفاده در یک منطقه اصلاح و واسنجی شوند. مدل H-S شامل یک عملکرد ارتفاع با تجزیه و تحلیل مؤلفه‌ها است و با توجه به اینکه ارتفاع ایستگاه‌ها ثابت است، بنابراین می‌تواند به عنوان یک مؤلفه برای توسعه مدل H-S مورد استفاده واقع شود (معادله ۴):

$$ET_0(H - S_{Mod}) = 0.408 \times f(H) \times (T_{mean} - a) (T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (4)$$

a_s کسر تابش فرازمینی ورودی به سطح زمین در روزهای کاملاً ابری و $(n=0)$ و $a_s + b_s$ کسر تابش فرازمینی ورودی به سطح زمین در روزهای صاف $(n=N)$ است. این ضرایب برای ایستگاه‌های مطالعاتی بر اساس مطالعه و واسنجی (Khalili (1994) در نظر گرفته شد.

۴-۲- مدل هارگریوز- سامانی (H-S)

معادله هارگریوز- سامانی (۱۹۸۵)، با داشتن دماهای بیشینه و کمینه قادر است تبخیر-تقرق را در دوره‌های ۲۴ ساعته، هفتگی، ۱۰ روزه و ماهانه با استفاده از رابطه (۳) محاسبه کند (Hargreaves & Samani, 1985):

$$ET_0(H - S) = 0.408 \times 0.0023(T_{mean} - 17.8) \quad (3)$$

که در آن ET_0 تبخیرتقرق مرجع $(mm d^{-1})$ ، T_{max} دمای بیشینه روزانه $(^{\circ}C)$ ، T_{min} دمای کمینه روزانه $(^{\circ}C)$ ، T_{mean} دمای میانگین $(^{\circ}C)$ و R_a تابش متوسط روزانه دریافتی از خورشید بر سطح افقی در بالای جو

کمترین دمای میانگین ۲۸ ایستگاه مورد مطالعه طی دوره آماری ۳۰ ساله (۲۱/۸- در ایستگاه شهرکرد) استفاده شد.

۲-۶- محاسبه تابع ارتفاع

با توجه به معادلات ۱ و ۴ می‌توان تابع ارتفاع را به صورت معادله ۵ استخراج کرد:

$$f(H) = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{\text{mean}} + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 U_2)} \quad (5)$$

$$(T_{\text{mean}} + 21.8)(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} R_a$$

با بررسی تبخیر-تعرق محاسبه شده روزانه ۲۸ ایستگاه طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۰ با دو مدل FAO-56 PM و H-S و با فرض این که $f(H)$ یک تابع خطی از ارتفاع باشد، با رگرسیون خطی آن نسبت به ارتفاع مقدار $f(H)$ تعیین شد (شکل ۳). با توجه به جدول آزمون معنی‌داری ضریب همبستگی و درجه آزادی $df = n - 2$ ، ضریب همبستگی به دست آمده ($r=0.70$) در سطح ۱٪ معنی‌دار شد و این بدان مفهوم است که بین دو متغیر مورد بررسی به احتمال ۹۹٪ همبستگی وجود دارد.

بنابراین می‌توان معادله ۵ را به صورت معادله ۶ نوشت:

$$f(H) = 10^{-4} \times [(6 \times 10^{-3} \times H) + 12] \quad (6)$$

و در نهایت می‌توان مدل $H-S_{\text{Mod}}$ را به صورت معادله ۷ نوشت:

$$ET_0(H - S_{\text{Mod}}) = 0.408 \times 10^{-4} \times [(6 \times 10^{-3} \times H) + 12](T_{\text{mean}} + 21.8)(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} R_a$$

۲-۷- آماره‌های ارزیابی مدل

برای مقایسه نتایج حاصل از مدل‌های تبخیر-تعرق، از شاخص‌های آماری مختلفی استفاده شد که چگونگی محاسبه هر آماره و دامنه تغییرات آنها مطابق با معادلات ۸ تا ۱۶ در جدول ۴ ارائه شده است. محدوده شاخص آماری توافق ویلموت بین صفر تا یک است که مقادیر $0.9 \leq d$ ، بیانگر توافق عالی، $0.8 \leq d < 0.9$ ، بیانگر توافق خوب، $0.7 \leq d < 0.8$ ، بیانگر توافق متوسط و $d < 0.7$ ، بیانگر توافق ضعیف بین مقادیر مشاهده شده و شبیه‌سازی شده است (Willmott, 1981). RMSE با فراهم کردن مقایسه جمله به جمله اختلاف بین مقادیر برآورد شده توسط مدل و مقادیر مشاهداتی، اطلاعاتی در مورد عملکرد کوتاه مدت مدل به دست می‌دهد. هرچه مقدار این آماره کمتر باشد نشانگر عملکرد بهتر مدل است. با این حال، RMSE در مورد کم برآورد یا بیش برآورد کردن مدل چندان اطلاعاتی به دست نمی‌دهد.

Table 3- Angstrom equation coefficients (a_s , b_s) for the studied stations for estimating solar radiation (based on Khalili, 1994)

جدول ۳- ضرایب معادله آنگستروم (a_s, b_s) برای ایستگاه‌های مورد مطالعه برای برآورد تابش خورشیدی (بر اساس مطالعه خلیلی، ۱۹۹۴)

Station	a_s	b_s
Baladeh	0.23	0.4
Firuzkuh	0.28	0.42
Damavand	0.28	0.42
Abali	0.28	0.42
Zarrineh	0.39	0.3
Avaj	0.28	0.42
Ashtiyani	0.28	0.4
Aligudarz	0.39	0.3
Khansar	0.3	0.42
Daran	0.3	0.42
Fereidunshahr	0.3	0.42
Samirom	0.3	0.42
Saman	0.3	0.42
Shahrekord	0.3	0.42
Farokhshahr	0.3	0.42
Farsan	0.3	0.42
Kuhrang	0.3	0.42
Borujen	0.3	0.42
Sisakht	0.39	0.3
Izadkhast	0.29	0.42
Abadeh	0.29	0.42
Eqlid	0.29	0.42
Sepidan	0.29	0.42
Safashahr	0.29	0.42
Bavanat	0.29	0.42
Gariz	0.21	0.64
Lalehzar	0.28	0.45
Baft	0.28	0.45

که در آن $ET_0(H - S_{\text{Mod}})$ تبخیرتعرق مرجع هارگریوز- سامانی اصلاح شده بر مبنای ارتفاع، $f(H)$ تابع ارتفاع که باید محاسبه شود و a ثابت دما است که اغلب کمترین مقدار دمای میانگین طی دوره ۳۰ ساله برای مناطق با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر بوده و برای جلوگیری از منفی شدن مقادیر تبخیر-تعرق حاصل از مدل H-S به کار گرفته می‌شود و نیاز به اصلاح و واسنجی دارد.

۲-۵- اصلاح ثابت دما

فانو برای ثابت دما در مدل H-S عدد ۱۷/۸- پیشنهاد داده است. در این صورت برای مناطق مرتفع که اغلب دمای میانگین آنها کمتر از این عدد است مقدار ET_0 منفی می‌گردد. بنابراین این مدل برای مناطق مرتفع نیازمند اصلاح است و برای اصلاح آن در این تحقیق از

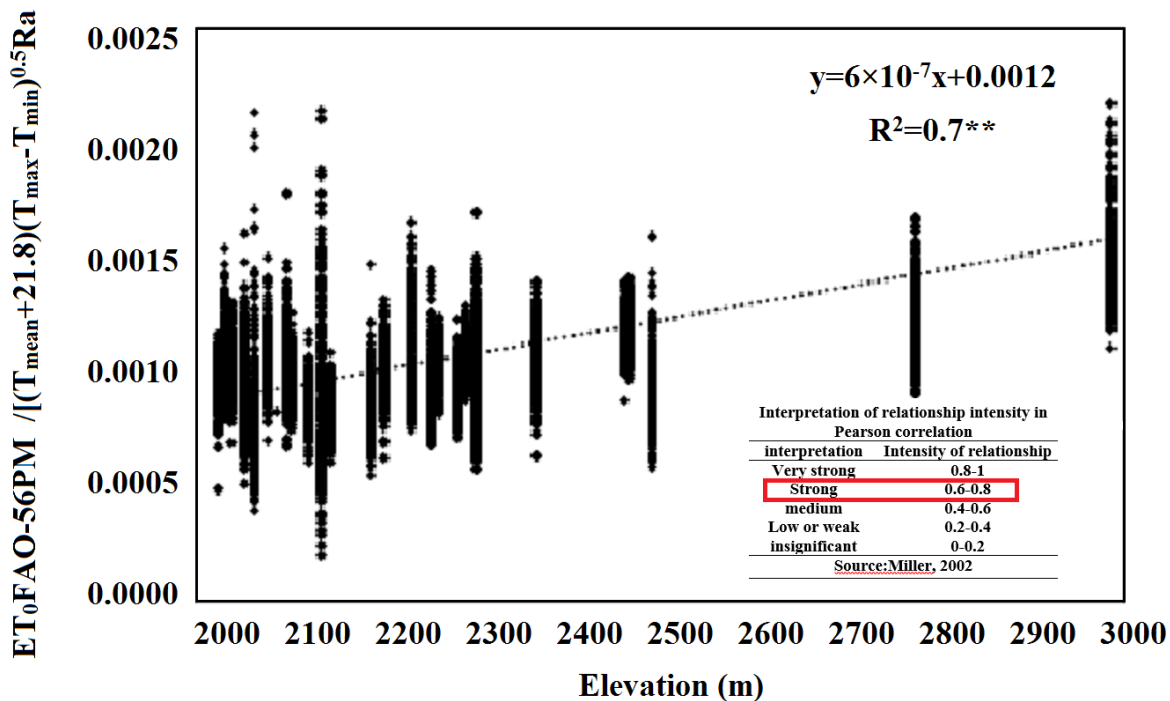


Fig. 3- The regression analysis of altitude function ($f(H)$) where ($n=365 \times 28$), (** represents significance at 1 % level; the standard error $= 6.1 \times 10^{-5}$)

شکل ۳- تحلیل رگرسیون تابع ارتفاع ($f(H)$) که ($n=365 \times 28$)، (** معنی داری در سطح ۱٪؛ خطای استاندارد $= 6.1 \times 10^{-5}$)

مطالعاتی ارائه شده است. با توجه به شکل ۴-۸ دمای بیشینه از ایستگاه‌های شمالی به سمت ایستگاه‌های جنوبی افزایش می‌یابد، به طوری که کمترین دمای بیشینه ایستگاه‌ها در شش ایستگاه شمالی با محدوده ارتفاعی ۲۹۸۶ تا ۲۰۳۵ متر، مقدار ۰/۳ تا ۱۹/۶ درجه سلسیوس است و بیشترین دمای بیشینه در ایستگاه‌های جنوبی در محدوده ارتفاعی ۲۱۰۰ تا ۲۲۸۰ متر و در محدوده دمای ۱۲/۵ تا ۱۳/۸ درجه سلسیوس می‌باشد. تفاوت کران بالا و پایین این تغییرات ۱۳/۶ درجه سلسیوس است. در شکل ۴-۸ تغییرات دمای کمینه نشان داده شده است که کمترین این مقدار ۶/۰- درجه سلسیوس مربوط به ایستگاه شمال غربی یعنی زرینه با ارتفاع ۲۱۴۳ متر و بیشترین مقدار دمای کمینه ۲/۱ درجه سلسیوس مربوط به ایستگاه جنوب غربی یعنی سپیدان با ارتفاع ۲۲۰۱ متر است. تفاوت کران بالا و پایین این تغییرات ۸/۱ درجه سلسیوس است. در شکل ۴-۸ دمای میانگین و تغییرات آن در محدوده مطالعاتی نمایش داده شده است. تفاوت کران بالا و پایین تغییرات ۱۰/۱ درجه سلسیوس که کمترین آن مربوط به ایستگاه فیروزکوه (۳/۳- درجه سلسیوس) با بالاترین ارتفاع در بین ایستگاه‌های مطالعاتی یعنی ۲۹۸۶ متر در شمال شرقی و بیشترین مقدار آن مربوط به ایستگاه بوانات در جنوب غربی محدوده با ارتفاع ۲۲۳۱ از سطح دریا ۶/۸ درجه سلسیوس می‌باشند. در شکل ۴-۸ تابش خورشیدی در منطقه مطالعاتی نشان داده شده که محدوده این تغییرات ۱۳/۵ مگاژول بر متر مربع است و کمترین مقدار آن مربوط به ایستگاه

خطای بایاس میانگین (MBE) اطلاعاتی در رابطه با عملکرد دراز مدت مدل فراهم می‌کند. مقدار مثبت/منفی این آماره، مقدار متوسطی از بیش برآورد/کم برآورد توسط مدل را به دست می‌دهد. هرچه قدر مطلق MBE کوچکتر باشد نشانگر عملکرد بهتر مدل است (Jacovides & Kontoyiannis, 1995). از شاخص خطای مطلق میانگین (MAE) نیز برای بیان میزان دقت معادلات پیشنهادی در این تحقیق استفاده شد. LVC و PVC به ترتیب محدوده کران‌های پایین و بالای خطا در ماه‌های گرم (از ژوئن تا سپتامبر) و ماه‌های سرد (از نوامبر تا فوریه) هستند. np تعداد بالاترین مقادیر تبخیر-تعرق بیشتر از یک سوم میانگین ET_0 و nl تعداد بالاترین مقادیر تبخیر-تعرق کمتر از یک سوم میانگین ET_0 مشاهده شده است که بر اساس معادلات شماره ۱۴ و ۱۵ تعریف شده است (Valipour et al., 2020). آزمون t استیودنت برای بررسی این نکته که میانگین نمونه‌های برداشته شده از یک متغیر تصادفی تا چه حد به مقدار واقعی (که آزمایشگر نمی‌داند) نزدیک است، مورد استفاده قرار می‌گیرد.

۳- نتایج و بحث

۳-۱- نتایج حاصل از پهنه‌بندی

مدل هارگریوز-سامانی برای محاسبه تبخیر-تعرق نیاز به متغیرهای دما (دمای بیشینه، دمای کمینه، دمای میانگین) و تابش ورودی خورشید دارد که در شکل ۴ توزیع مکانی این متغیرها در محدوده

Table 4- The statistical indices, and their range and optimum value

جدول ۴- شاخص‌های آماری، دامنه و مقدار بهینه آنها

Equation	Reference	Range	Optimum value
$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n P_i - O_i $ (8)	Willmott, Matsuura (2005)	0 to $+\infty$	0
$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (P_i - O_i)$ (9)	Jacovides & Kontoyiannis (1995)	0 to $+\infty$	0
$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (P_i - O_i)^2}$ (10)	Barnston (1992)	0 to $+\infty$	0
$d = 1 - \left[\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (P_i - \bar{O} + O_i - \bar{O})} \right]$ (11)	Willmott (1981)	0 to 1	1
$r = \frac{\sum (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum (P_i - \bar{P})^2 \sum (O_i - \bar{O})^2}}$ (12)	Acton (1966)	0 to 1	1
$PI = d \times r$ (13)	Camargo & Sentelhas (1997)	$-\infty$ to $+\infty$	0.66-0.75 (good) 0.76-0.85 (verygood) >0.85 (great)
$PVC = \frac{\sqrt[4]{\sum_{i=1}^{np} (P_i - O_i)^2 p_i}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{np} p_i^2}}$ (14)	Valipour et al. (2020)	0 to $+\infty$	0
$LVC = \frac{\sqrt[4]{\sum_{i=1}^{nl} (P_i - O_i)^2 p_i}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{nl} p_i^2}}$ (15)	Valipour et al. (2020)	0 to $+\infty$	0
Student's t test = $St = \frac{(\bar{P} - \bar{O})}{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (p_i - \bar{P})^2 + \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{n(n-1)}}}$ (16)	Gosset (1908)	---	---

MAE خطای مطلق میانگین (mm d⁻¹)، MBE خطای بایاس میانگین (mm d⁻¹)، RMSE ریشه میانگین مربعات خطا (mm d⁻¹)، d شاخص توافق و بلموت، r ضریب همبستگی، PI شاخص عملکرد، PVC (Peak Value Criteria) و LVC (Low Value Criteria) به ترتیب محدوده کران بالا و کران پایین (mm d⁻¹)، St شاخص استیوننت، P_i مقدار برآورد شده ET₀ توسط مدل (mm d⁻¹)، O_i مقدار ET₀ مشاهداتی یا استاندارد (mm d⁻¹)، \bar{P} میانگین مقادیر برآورد شده ET₀ توسط مدل (mm d⁻¹)، \bar{O} میانگین مقادیر ET₀ مشاهده‌ای (mm d⁻¹) و n تعداد داده‌ها است.

این مدل توانسته است با دقت مناسب‌تری مقدار تبخیر-تعرق را در مناطق مرتفع برآورد کند. در شکل ۵ برای تمام ایستگاه‌ها عملکرد دو مدل H-S و H-S_{Mod} و چگونگی تطابق کامل آنها با مدل PM نشان داده شده است. نقاط آبی رنگ نشان دهنده نتایج مدل H-S_{Mod} می‌باشند که بسیار نزدیک به خط نیمساز (۱:۱) در تمامی ایستگاه‌های مطالعاتی است.

سی‌سخت با ارتفاع ۲۱۳۳ متر از سطح دریا ۶/۹ مگاژول بر متر مربع و بیشترین مقدار آن مربوط به ایستگاه بافت با ارتفاع ۲۲۸۰ متر از سطح دریا ۲۱/۲ مگاژول بر متر مربع می‌باشد. به طور کلی به نظر می‌رسد که دما و تابش در ایستگاه‌های شمالی کمترین مقدار و ایستگاه‌های جنوبی بیشترین مقدار را دارند.

۲-۳- نتایج عملکرد مدل هارگریوز- سامانی تعدیل‌یافته (H-SMod) در برآورد روزانه تبخیر-تعرق

۳-۳- نتایج عملکرد مدل هارگریوز- سامانی تعدیل‌یافته (H-SMod) در برآورد ماهانه تبخیر-تعرق

در جدول ۵ مقادیر میانگین تبخیر-تعرق روزانه برآورد شده با مدل استاندارد پنمن-مانیتث و مدل هارگریوز-سامانی نشان داده شده است. با توجه به مقادیر جدول تفاوت قابل ملاحظه‌ای بین نتایج دو مدل مشاهده می‌شود و موید این مطلب است که برای استفاده از مدل H-S، اصلاح ضرایب و واسنجی آن ضروری است و مقایسه مقادیر حاصل از مدل توسعه یافته (H-SMod) در مقایسه با مدل استاندارد و نسبت بدست آمده (نزدیک به عدد ۱) نشان می‌دهد که

در جدول ۵ مقادیر میانگین تبخیر-تعرق روزانه برآورد شده با مدل استاندارد پنمن-مانیتث و مدل هارگریوز-سامانی نشان داده شده است. با توجه به مقادیر جدول تفاوت قابل ملاحظه‌ای بین نتایج دو مدل مشاهده می‌شود و موید این مطلب است که برای استفاده از مدل H-S، اصلاح ضرایب و واسنجی آن ضروری است و مقایسه مقادیر حاصل از مدل توسعه یافته (H-SMod) در مقایسه با مدل استاندارد و نسبت بدست آمده (نزدیک به عدد ۱) نشان می‌دهد که

میلی متر بر ماه و مربوط به ایستگاه صفاشهر می باشد. همچنین از بررسی شکل ۶-۶، ۶-۶g و ۶-۶h و مربوط به فصل تابستان چنین برمی آید که کمترین مقدار تبخیر-تعرق ۲۹/۲ میلی متر بر ماه مربوط به ایستگاه دماوند در قسمت شمال شرقی محدوده مطالعاتی و ارتفاع ۲۰۵۱ متر می باشد و بیشترین مقدار آن برابر با ۱۲۳/۰ میلی متر بر ماه مربوط به ایستگاه صفاشهر می باشد.

در شکل ۶-۶z، ۶-۶k و ۶-۶l که مربوط به ماه های فصل پاییز است، کمترین مقدار تبخیرتعرق ۲۰/۵ میلی متر بر ماه مربوط به ایستگاه سی سخت و بیشترین مقدار آن برابر با ۹۷/۷ میلی متر بر ماه و مربوط به ایستگاه صفاشهر قابل مشاهده است. با یک بررسی کلی چنین به نظر می رسد که تغییرات تبخیرتعرق از کمترین به بیشترین مقدار در ایستگاه های شمال شرقی و غرب به سمت جنوب شرق در حال افزایش

ترتیب با ارتفاع ۲۴۹۰ و ۲۴۶۰ متر، برابر ۱۰ برای سایر ایستگاه ها نزدیک به مقدار ۱ به دست آمد که گویای عملکرد مناسب مدل اصلاح شده است.

در شکل ۶ توزیع مکانی مقادیر تبخیرتعرق مرجع ماهانه با مدل H-SMod در محدوده مطالعاتی و برای هر ماه نشان داده شده است. با توجه به شکل ۶-۶a، ۶-۶b و ۶-۶c در فصل زمستان کمترین مقدار تبخیرتعرق ۱۶/۷ میلی متر بر ماه مربوط به ایستگاه سی سخت در قسمت غرب محدوده مطالعاتی و ارتفاع ۲۱۳۳ متر می باشد و بیشترین مقدار آن برابر با ۶۹/۷ میلی متر بر ماه و مربوط به ایستگاه صفاشهر با ارتفاع ۲۲۵۱ متر می باشد. با توجه به شکل ۶-۶d، ۶-۶e و ۶-۶f در فصل بهار نیز مانند فصل زمستان کمترین مقدار تبخیر-تعرق ۲۳/۷ میلی متر بر ماه مربوط به ایستگاه سی سخت و بیشترین مقدار آن برابر با ۱۱۹/۰

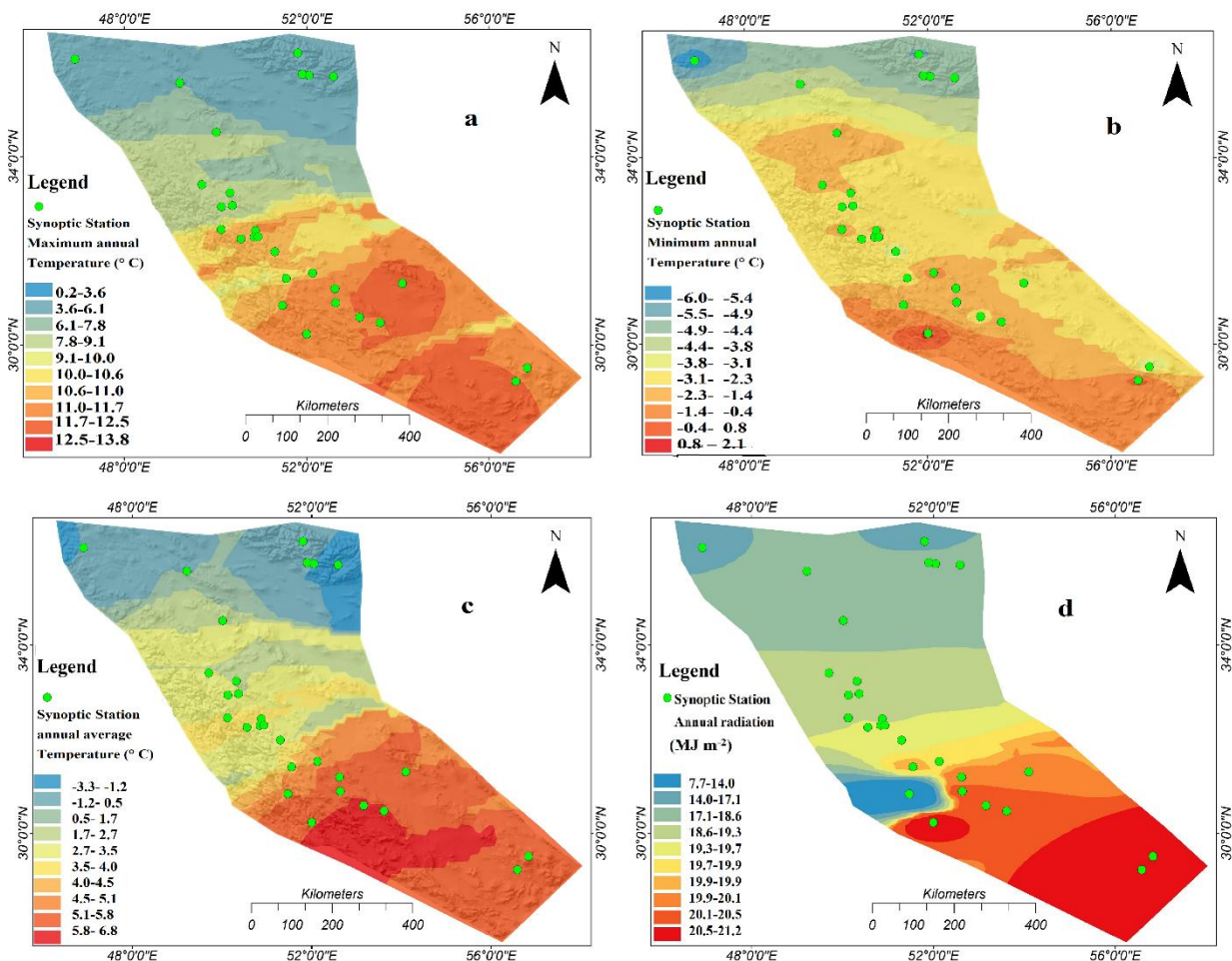


Fig. 4- Spatial distribution of H-S model variables in the study area (a: maximum temperature, b: minimum temperature, c: average temperature, d: solar radiation)

شکل ۴- توزیع مکانی متغیرهای مدل H-S در محدوده مطالعاتی (a: دمای بیشینه، b: دمای کمینه، c: دمای میانگین، d: تابش خورشیدی)

Table 5- Average daily values of ET_0 calculated using the standard Penman-Monteith (PM), Hargreaves Samani (H-S) and Modified Hargreaves-Samani ($H-S_{Mod}$) models ($mm\ d^{-1}$) at the study stations and ratio of values of the two models compared to the standard model

جدول ۵- مقادیر متوسط روزانه تبخیر-تعرق محاسبه شده با استفاده از مدل استاندارد FAO-56 PM، هارگریوز-سامانی (H-S) و هارگریوز سامانی تعدیل شده ($H-S_{Mod}$) حسب میلی‌متر بر روز در ایستگاه‌های مطالعاتی و نسبت مقادیر دو مدل نسبت به مدل استاندارد

Station	ET_0 (FAO-56 PM)	ET_0 (H-S)	ET_0 ($H-S_{Mod}$)	ET_0 [H-S/ FAO-56 PM]	ET_0 [$H-S_{Mod}$ / FAO-56 PM]
Baladeh	3.1	3.1	3.5	1.0	1.1
Firuzkuh	2.8	2.0	2.7	0.7	1.1
Damavand	3.0	3.2	3.5	1.1	1.1
Abali	2.9	2.5	2.9	0.9	1.1
Zarrineh	3.2	3.1	3.5	1.0	1.0
Avaj	3.3	3.3	3.5	1.0	1.1
Ashtiyan	3.9	3.2	3.5	0.8	1.0
Aligudarz	4.2	3.6	3.9	0.9	1.0
Khansar	4.0	3.3	3.7	0.8	1.0
Daran	3.3	3.4	3.9	1.0	1.1
Fereidunshahr	3.4	3.2	3.9	0.9	1.1
Samirom	3.8	3.8	4.5	1.0	1.1
Saman	4.5	3.8	4.1	0.8	1.0
Shahrekord	3.5	4.1	4.5	1.2	1.2
Farokhshahr	5.7	4.0	4.4	0.7	0.8
Farsan	3.6	3.9	4.3	1.1	1.1
Kuhrang	4.4	3.2	3.7	0.7	0.9
Borujen	3.0	3.4	3.9	1.1	1.2
Sisakht	3.1	3.0	3.2	0.9	1.1
Izadkhast	3.7	3.7	4.1	1.0	1.0
Abadeh	5.9	3.9	4.2	0.7	0.8
Eqlid	3.9	3.8	4.3	1.0	0.9
Sepidan	4.1	3.4	3.8	0.8	1.0
Safashahr	4.2	4.3	4.8	1.0	1.1
Bavanat	5.5	3.1	4.5	0.7	0.9
Gariz	5.0	2.0	4.6	0.8	1.0
Lalehzar	4.4	3.2	4.5	0.8	1.1
Baft	4.5	2.5	4.2	0.8	1.0

تشکیل دهنده مدل (T_{mean} , Ra, T_{max} , T_{min}) و نقشه مدل رقومی ارتفاع (DEM) در محیط نرم‌افزاری Arc GIS ver. 10.5 و استفاده از محیط معادله‌نویسی نرم‌افزار، برای دوازده ماه سال ارائه شده است. در شکل ۷ نیز همانند شکل ۶ کمترین مقادیر ET_0 در نواحی شمال شرقی و غرب محدوده مطالعاتی بوده که کمترین مقدار آن مربوط به ماه ژانویه (شکل ۷-ا) و بیشترین آن مربوط به ماه ژوئیه می‌باشد (شکل ۷-ب). همچنین بیشترین نوسانات مقادیر تبخیر-تعرق نیز مربوط به ماه ژوئیه (شکل ۷-ج) است. دقت زیاد مدل $H-S_{Mod}$ در تخمین تبخیر-تعرق مناطق مرتفع در ماه دسامبر (به عنوان نمونه) بر اساس مدل رقومی ارتفاع (DEM) در شکل ۸ نشان داده شده است.

است و با پیش‌روی به سمت ماه‌های گرم سال، مقدار ET_0 نیز افزایش می‌یابد. کم بودن ET_0 در ایستگاه‌های غرب احتمالاً به دلیل شدت تابش خورشید است که در غرب دارای مقدار کمتری است (شکل ۴-د). با توجه به شکل‌های ۴ و ۶ و همچنین با توجه به تأثیر عرض جغرافیایی و ارتفاع ایستگاه‌ها بر مقادیر دما و تابش و در پی آن بر مقدار تبخیر-تعرق، چنین برداشت می‌شود که کمترین مقدار تبخیر-تعرق در ایستگاه‌های شمالی و غرب و بیشترین آن در ایستگاه‌های جنوب شرقی است. با بررسی مقادیر ماهانه تبخیر-تعرق (شکل ۶) نتیجه می‌شود که کمترین مقدار تبخیر-تعرق در ماه فوریه (ب-۶) و بیشترین آن در ماه ژوئیه (ج-۶) است.

در شکل ۷، توزیع مکانی مقادیر ماهانه تبخیر-تعرق حاصل از مدل هارگریوز-سامانی توسعه یافته بر اساس نقشه حاصل از متغیرهای

۳-۴- نتایج آماره‌های ارزیابی

اما در هر صورت مقادیر خطای مدل H-S_{Mod} کمتر است. در مورد شاخص MAE نیز مقادیر مدل H-S_{Mod} به طور میانگین به میزان ۳/۸ میلی‌متر بر ماه کمتر از مدل H-S است. مقادیر RMSE مدل H-S_{Mod} نیز به طور میانگین به میزان ۳/۹ میلی‌متر بر ماه کمتر از مدل H-S می‌باشد. در مدل H-S، میانگین مقادیر r و d به ترتیب ۰/۸۵ و ۰/۸۰ و در مدل H-S_{Mod} این مقادیر به ترتیب ۰/۹۸ و ۰/۹۵ بدست آمده است که به عدد بهینه ۱ نزدیک است.

در جدول ۹ نتایج محاسبه شاخص‌های آماری تخمین تبخیر-تعرق مرجع ماهانه با دو مدل H-S و H-S_{Mod} در مقایسه با مدل استاندارد FAO-56 PM ارائه شده است. در مورد شاخص MBE مقادیر مدل H-S_{Mod} به طور میانگین به مقدار ۸ میلی‌متر بر ماه کمتر از مدل H-S است. بیشترین اختلاف در ایستگاه سمیرم ۱۳/۱ میلی‌متر بر ماه و کمترین اختلاف در ایستگاه سی سخت ۲/۷ میلی‌متر بر ماه می‌باشد.

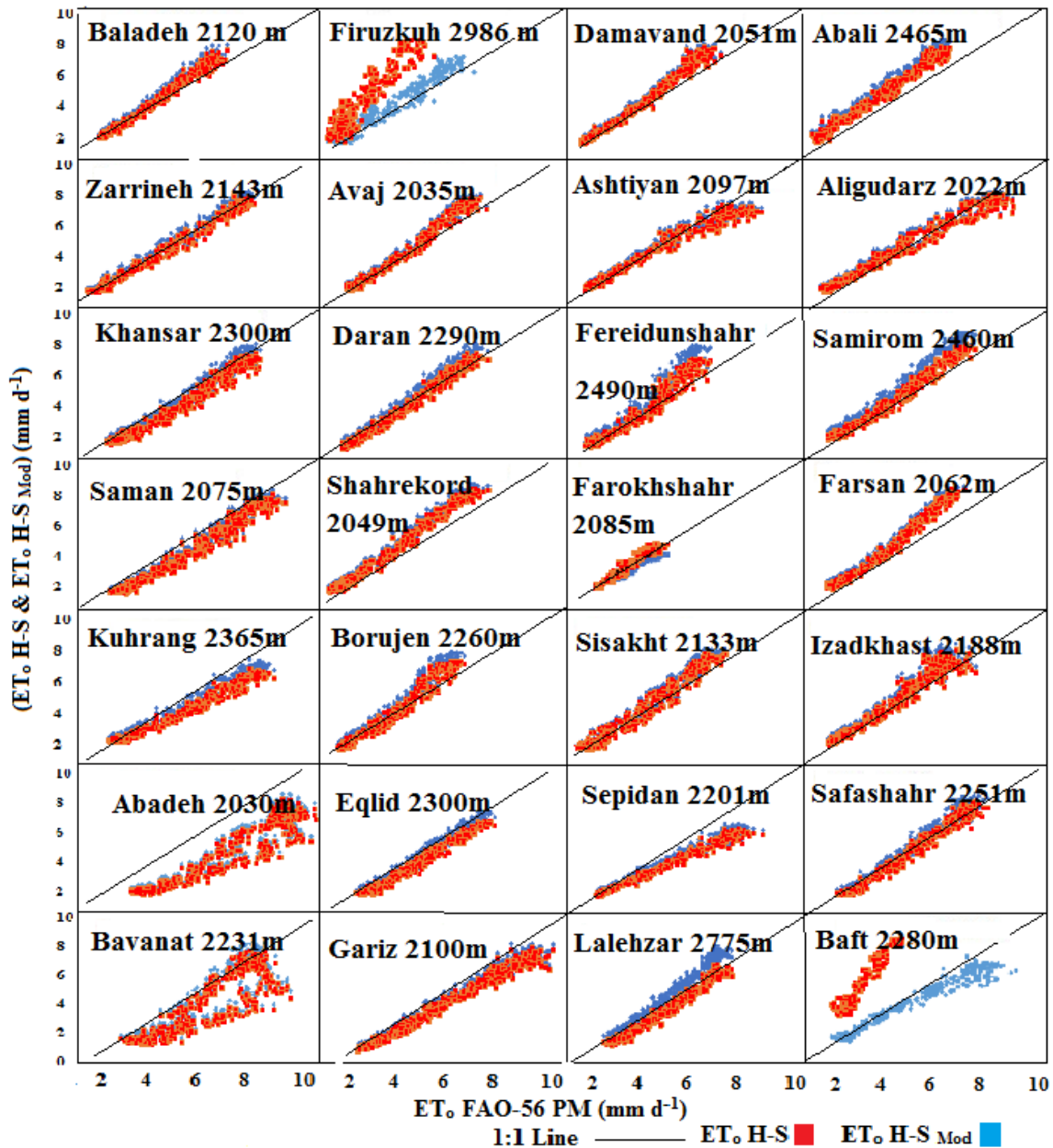


Fig. 5- Daily Evapotranspiration calculated with the H-S and H-S_{Mod} models compared to the values obtained from the FAO-56 PM standard model based on the testing data sets (2010-2019)

شکل ۵- تبخیر-تعرق روزانه محاسبه شده با مدل‌های H-S و H-S_{Mod} در مقایسه با مقادیر حاصل از مدل استاندارد FAO-56 PM بر اساس داده‌های دوره آزمون (۲۰۱۰-۲۰۱۹)

Table 6- Average monthly values of ET_0 calculated using the FAO-56 PM standard model, Hargreaves-Samani (H-S) and Modified Hargreaves-Samani (H-S_{Mod}) models (mm month⁻¹) at the study stations and ratio of values of the two models compared to the standard model

جدول ۶- مقادیر متوسط ماهانه تبخیر-تعرق محاسبه شده با استفاده از مدل استاندارد FAO-56 PM، هارگریوز-سامانی (H-S) و هارگریوز-سامانی تعدیل شده (H-S_{Mod}) حسب میلی متر بر ماه در ایستگاه‌های مطالعاتی و نسبت مقادیر دو مدل نسبت به مدل استاندارد

Station	ET_0 (FAO-56 PM)	ET_0 (H-S)	ET_0 (H-S _{Mod})	ET_0 [H-S/ FAO-56 PM]	ET_0 [H-S _{Mod} / FAO-56 PM]
Baladeh	62.5	48.9	59.9	0.8	1.0
Firuzkuh	59.3	31.0	47.1	0.5	0.8
Damavand	24.0	24.5	26.0	1.0	1.1
Abali	52.5	40.0	50.5	0.8	1.0
Zarrineh	57.1	47.9	59.1	0.8	1.0
Avaj	62.1	51.3	61.1	0.8	1.0
Ashtiyan	77.3	52.0	62.4	0.7	0.8
Aligudarz	88.3	60.5	71.4	0.7	0.8
Khansar	81.1	55.2	69.6	0.7	0.9
Daran	59.8	57.7	64.0	1.0	1.1
Fereidunshahr	63.3	55.0	67.0	0.9	1.1
Samirom	78.7	67.4	88.6	0.9	1.1
Saman	98.7	65.8	78.5	0.7	0.8
Shahrekord	65.0	71.5	80.0	1.1	1.2
Farokhshahr	73.1	70.9	80.0	1.0	1.1
Farsan	72.2	68.7	82.0	1.0	1.1
Kuhrang	96.4	54.9	70.4	0.6	0.7
Borujen	50.1	59.7	65.0	1.2	1.3
Sisakht	30.6	24.1	29.3	0.8	1.0
Izadkhast	70.7	65.8	80.4	0.9	1.1
Abadeh	105.5	70.0	82.3	0.7	0.8
Eqlid	79.8	69.4	87.6	0.9	1.1
Sepidan	88.2	62.3	76.2	0.7	0.9
Safashahr	91.1	77.7	96.6	0.9	1.1
Bavanat	90.1	73.0	90.0	0.8	1.0
Gariz	99.3	74.8	89.6	0.8	0.9
Lalehzar	102	66.3	93.5	0.7	0.9
Baft	100.7	70.1	87.6	0.7	0.9

از طرفی مقدار PI به طور میانگین از مقدار ۰/۶۹ در مدل H-S به ۰/۹۳ در مدل H-S_{Mod} افزایش یافته است که با توجه به جدول ۴ در طبقه عالی است. از مدل استاندارد بیشتر می‌شود.

مقادیر PVC یعنی کران بالای خطا برای ماه‌های سرد سال (از نوامبر تا فوریه) و LVC یعنی کران پایین خطا برای ماه‌های گرم سال (از ژوئن تا سپتامبر) افزایش یافته در هر دو مدل نزدیک صفر بدست آمده است و به طور کلی در مدل H-S_{Mod} مقادیر خطا کاهش یافته است. در مورد شاخص t استیودنت (St) مقادیر مدل H-S_{Mod} به طور میانگین به میزان ۲۴/۲ کمتر از مدل H-S است. بیشترین اختلاف در مرتفع‌ترین ایستگاه‌ها شامل فیروزکوه و لاله‌زار به ترتیب به مقدار ۴۰/۱ و ۵۹/۵ است. با توجه به اینکه شاخص St میزان معنی‌داری اختلاف میانگین‌های دو مدل را نسبت به مدل استاندارد FAO-56

از مقایسه اعداد St جدول ۹ با جدول مقادیر بحرانی t چنین نتیجه می‌شود که اختلاف بین مقادیر حاصل از دو مدل نسبت به مدل استاندارد معنی‌دار است. از طرفی با توجه به کاهش مقادیر St مدل H-S_{Mod} نسبت به مدل H-S، اختلاف بین مقادیر حاصل از مدل H-S_{Mod} نسبت به مدل استاندارد FAO-56 PM کاهش یافته است. کمترین مقدار St در مدل H-S_{Mod} مربوط به ایستگاه دماوند و برابر ۰/۴۹ است.

اولیه H-S کمتر شده و در نتیجه دقت مدل برای برآورد تبخیر-تعرق افزایش یافته است.

با توجه به کاهش قابل توجه خطا در مدل H-S_{Mod} نسبت به مدل H-S چنین برداشت می‌شود که اختلاف مقادیر تخمین زده شده با مدل H-S_{Mod} نسبت به مدل استاندارد FAO-56 PM در مقایسه با مدل

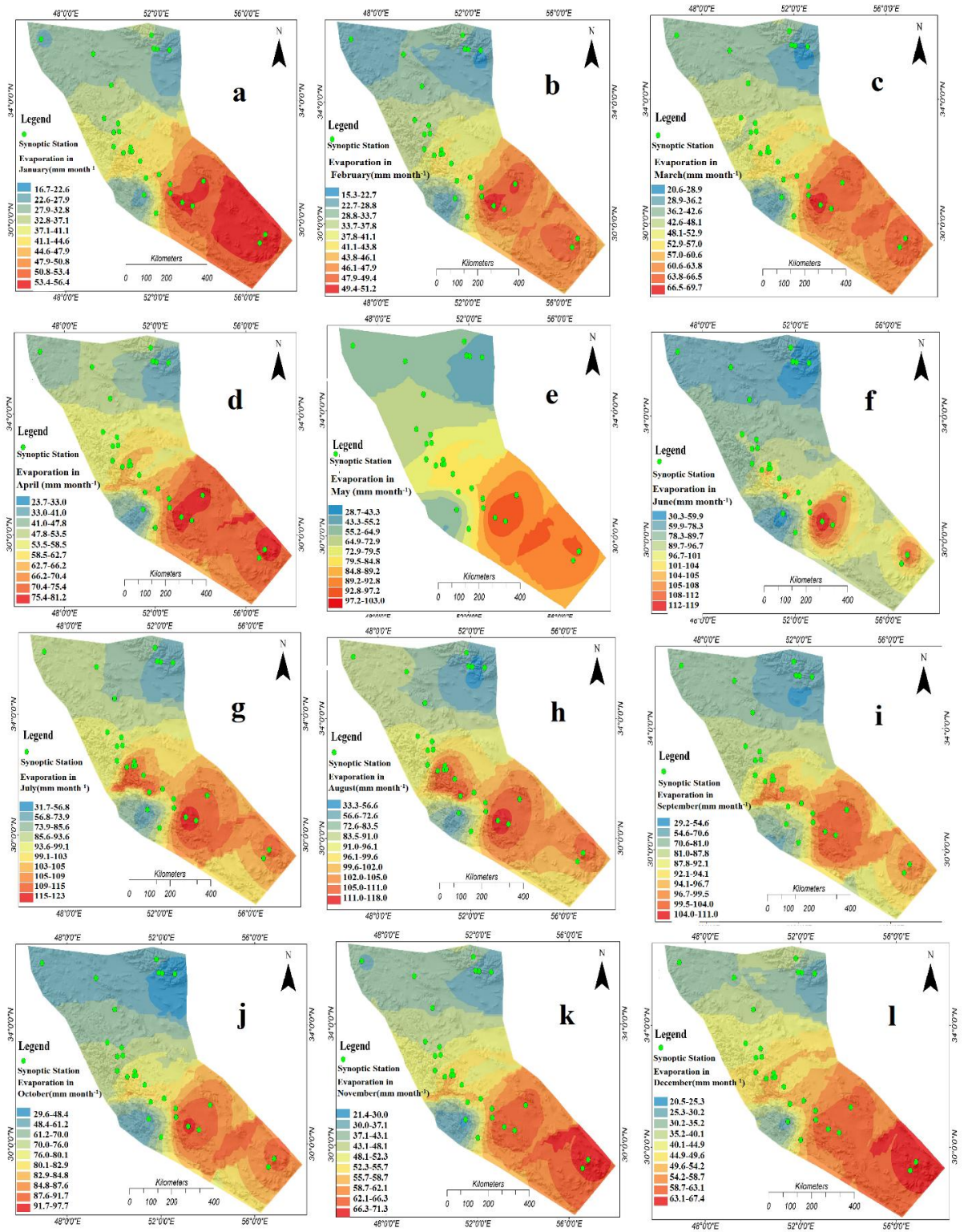


Fig. 6- Spatial distribution of monthly ET_0 values based on the Modified Hargreaves-Samani (H-S_{Mod}) model
 شکل ۶- توزیع مکانی مقادیر ماهانه ET_0 بر اساس مدل هارگریوز-سامانی تعدیل یافته (H-S_{Mod})

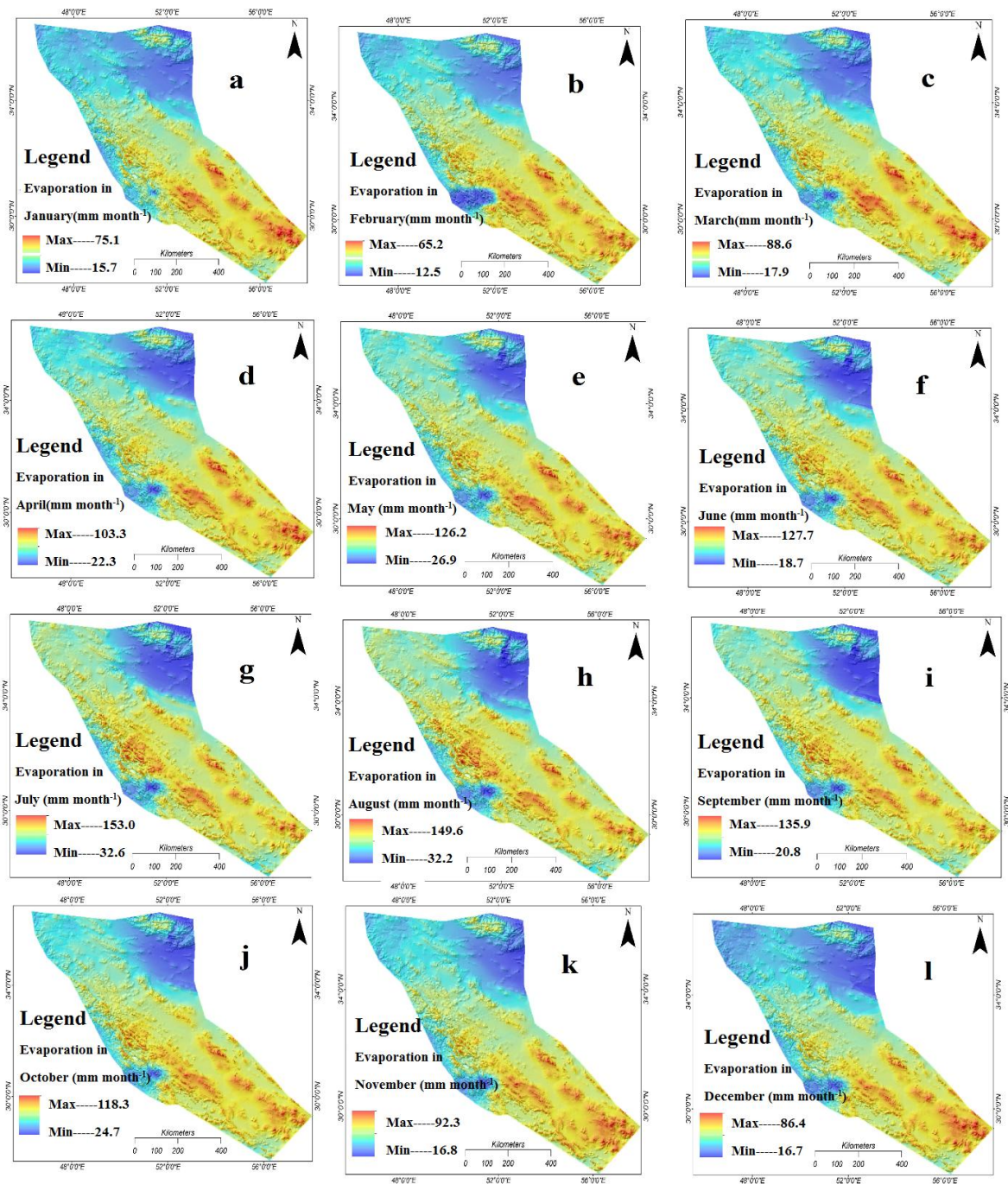


Fig. 7- Spatial distribution of monthly ET_0 values based on the Modified Hargreaves-Samani ($H-S_{Mod}$) model using digital elevation model (DEM)

شکل ۷- توزیع مکانی مقادیر ماهانه ET_0 بر اساس مدل هارگریوز- سامانی تعدیل یافته ($H-S_{Mod}$) با استفاده از مدل رقومی ارتفاع (DEM)

بیشترین تطابق مدل $H-S_{Mod}$ و مدل FAO-56 PM در ایستگاه‌های فیروزکوه، بافت، بلده، سی سخت، آوج، خوانسار، آبعلی، داران، فریدون شهر، بروجن، سمیرم، الیگودرز، فرخ شهر، دماوند، سپیدان و سامان است که نسبت به مقادیر حاصل از مدل H-S به طور میانگین

با بررسی مقادیر جدول ۹ و مقایسه دو مدل، نسبت به مدل استاندارد FAO-56 PM چنین نتیجه‌گیری می‌شود که مقدار کاهش خطای مدل $H-S_{Mod}$ نسبت به مدل H-S دارای بیشترین (۱۹/۴٪) و کمترین (۵/۳٪) مقادیر به ترتیب در ایستگاه‌های فیروزکوه و لاله‌زار می‌باشد.

۱۴ درصد کاهش خطا نشان داد. به طور کلی مدل H-S_{Mod} به طور میانگین ۹/۵٪ کاهش خطا نسبت به مدل H-S برای کلیه ایستگاه‌های مطالعاتی داشته است.

۴- نتیجه‌گیری

در این مطالعه دو ضریب معادله هارگریوز-سامانی (H-S) شامل ضریب دما و ثابت دما برای مناطق مرتفع ایران اصلاح گردید. مقدار ضریب دما به صورت تابعی از ارتفاع تعریف شد و با اصلاح هر دو ضریب، برآورد دقیق‌تری از تبخیر-تعرق در مناطق مرتفع ارائه گردید. برای تأیید این ضرایب و در پی آن مدل H-S_{Mod} از شاخص‌های ارزیابی MAE، RMSE و MBE استفاده شد و نتایج بدست آمده نشان داد که مدل H-S_{Mod} توانست تبخیر-تعرق مرجع در مناطق مرتفع را با دقت بیشتری نسبت به مدل H-S برآورد کند. آماره‌های d و r در مدل H-S_{Mod} مقادیر نزدیکتری به عدد ۱ داشتند. در مورد شاخص PI مدل H-S طبقه خیلی خوب و مدل H-S_{Mod} طبقه عالی را به خود اختصاص داد. از طرفی با توجه به مقادیر t استیودنت، اختلاف مقادیر حاصل از مدل H-S_{Mod} نسبت به مدل H-S در مقایسه با مدل استاندارد FAO-56 PM کمتر و دارای دقت بیشتری است. توزیع مکانی مقادیر تبخیر-تعرق ماهانه نیز نشان داد که کمترین مقدار تبخیر-تعرق متأثر از دما، ارتفاع، عرض جغرافیایی و شدت تابش است.

به طوری که کمترین مقادیر تبخیر-تعرق مربوط به مناطق شمال و غرب محدوده مطالعاتی و بیشترین مقدار آن مربوط به نواحی جنوب شرقی است. از نظر زمانی نیز کمترین مقدار تبخیر-تعرق در ماه ژانویه و بیشترین آن مربوط به ماه ژوئیه است. توزیع مکانی خطای برآورد تبخیر-تعرق با مدل H-S_{Mod} نیز کمترین مقادیر خطا را در ایستگاه‌های مطالعاتی با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر نشان داد. با توجه به توزیع مکانی مقادیر تبخیر-تعرق با استفاده از روش کوکریجینگ و نقشه‌های رقمی ارتفاع، برآورد تبخیر-تعرق بر اساس مقدار خطای مدل H-S_{Mod} مورد تأیید قرار گرفت. مدل H-S_{Mod} نه تنها از وقوع مقادیر منفی در برآورد ET_0 جلوگیری کرده بلکه موجب افزایش دقت محاسبه ET_0 با در نظر گرفتن تابع ارتفاع شد. هر چه مقیاس زمانی بزرگتر باشد مدل H-S_{Mod} مقادیر تبخیر-تعرق را با دقت بیشتر برآورد می‌کند. با این حال در این تحقیق از داده‌های موجود ایستگاه‌های مرتفع با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر استفاده شد و با توجه به این که در مناطق مرتفع امکان اندازه‌گیری و دسترسی به همه داده‌های هواشناسی جهت برآورد تبخیر-تعرق مقدور نیست، استفاده از مدل هارگریوز-سامانی تعدیل‌یافته بر اساس ارتفاع تنها در این مناطق توصیه می‌شود. پیشنهاد می‌شود در تحقیقات آینده تأثیر ارتفاع در محدوده وسیع‌تری از ایستگاه‌ها با ارتفاعات متفاوت جهت تعدیل مدل هارگریوز-سامانی مدنظر قرار گیرد.

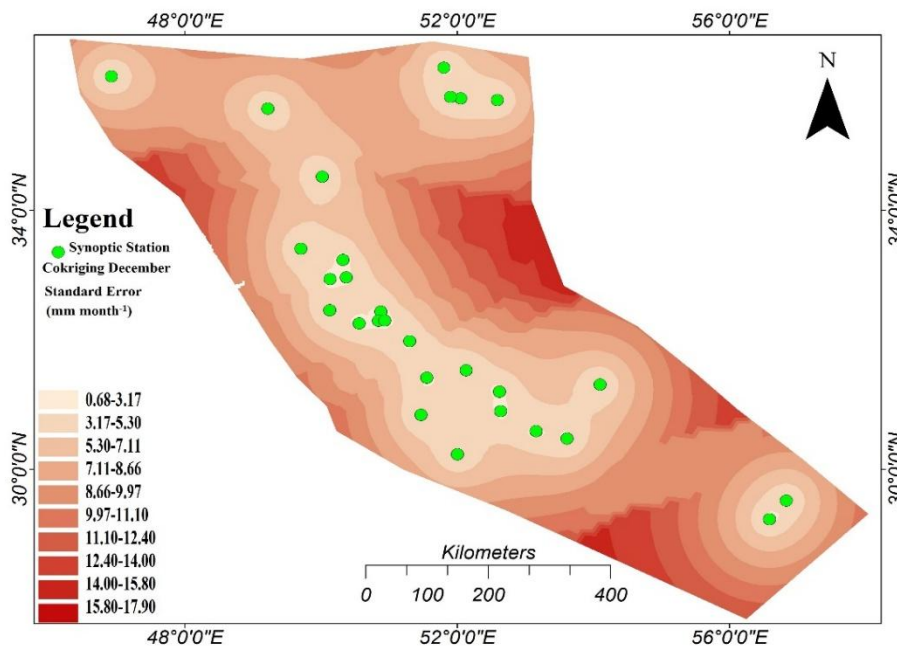


Fig. 8- Spatial error distribution of standard monthly ET_0 values based on the Modified Hargreaves-Samani (H-S_{Mod}) model using digital elevation model (DEM)

شکل ۸- توزیع مکانی خطای استاندارد مقادیر ماهانه ET_0 بر اساس مدل هارگریوز-سامانی تعدیل‌یافته (H-S_{Mod}) با استفاده از مدل رقمی ارتفاع (DEM)

Table 9- The values of the statistical indices for the H-S and H-S_{Mod} models compared with the FAO-56 PM standard model [MBE (mm month⁻¹), MAE (mm month⁻¹), RMSE (mm month⁻¹), d (Willmott's index of agreement), r (correlation coefficient), PI (performance index), PVC, LVC, peak and low errors, respectively (mm month⁻¹), St (Student t index)]

d, RMSE (mm month⁻¹), MAE (mm month⁻¹), MBE (mm month⁻¹), MBE مقایسه با مدل استاندارد FAO-56 PM [MAE (mm month⁻¹), RMSE (mm month⁻¹), MBE (mm month⁻¹), St (Student t index)] در مقایسه با مدل استاندارد H-S و H-S_{Mod} برای مدل‌های H-S و H-S_{Mod}، r (correlation coefficient)، PI (performance index)، PVC، LVC، peak and low errors، respectively (mm month⁻¹)، St (Student t index)]

جدول ۹- مقادیر شاخص‌های آماری برای مدل‌های H-S و H-S_{Mod} در مقایسه با مدل استاندارد FAO-56 PM [MAE (mm month⁻¹), RMSE (mm month⁻¹), MBE (mm month⁻¹), St (Student t index)]

Station	EI ₀ (H-S)										EI ₀ (H-S _{Mod})									
	MBE	MAE	RMSE	d	r	PI	PVC	LVC	St	MBE	MAE	RMSE	d	r	PI	PVC	LVC	St		
Baladeh	-13.61	13.64	18.14	0.88	0.85	0.76	0.0021	0.0015	35.93	-7.60	11.35	14.20	0.96	0.98	0.94	0.0019	0.0046	-13.61		
Firuzkuh	-28.26	28.26	32.30	0.67	0.89	0.60	0.0026	0.0081	75.57	-17.03	17.03	21.38	0.90	0.99	0.89	0.0022	0.0049	-28.26		
Damavand	0.49	2.08	2.55	0.92	0.06	0.06	0.0031	0.0063	-7.32	5.15	5.15	5.87	0.96	0.98	0.94	0.0056	0.0087	0.49		
Abali	-12.46	12.73	17.28	0.90	0.96	0.87	0.0024	0.0036	33.07	-6.61	10.29	13.40	0.96	0.98	0.94	0.0021	0.0069	-12.46		
Zarrineh	-9.19	11.07	14.83	0.95	0.92	0.87	0.0018	0.0055	19.87	-2.91	9.74	11.39	0.98	0.99	0.97	0.0015	0.0097	-9.19		
Avaj	-10.85	10.85	12.34	0.95	0.80	0.76	0.0016	0.0038	26.93	-5.99	6.61	8.35	0.99	0.99	0.98	0.0014	0.0022	-10.85		
Ashtiyān	-25.24	25.24	31.95	0.79	0.86	0.67	0.0019	0.0041	51.49	-20.05	20.05	28.01	0.90	0.97	0.87	0.0018	0.0026	-25.24		
Aligudarz	-27.83	27.83	36.19	0.82	0.87	0.71	0.0015	0.0031	46.68	-22.73	23.02	32.52	0.90	0.98	0.88	0.0015	0.0013	-27.83		
Khaasar	-25.92	25.92	27.64	0.79	0.86	0.69	0.0017	0.0040	61.20	-17.56	17.56	19.64	0.95	0.99	0.94	0.0015	0.0028	-25.92		
Daran	-2.13	4.38	5.28	0.99	0.96	0.95	0.0010	0.0035	5.22	6.91	6.91	8.40	0.99	0.99	0.98	0.0012	0.0063	-2.13		
Fereidunshahr	-8.28	9.22	11.26	0.95	0.82	0.77	0.0015	0.0039	23.95	2.89	7.63	9.57	0.99	0.98	0.97	0.0018	0.0020	-8.28		
Samrom	-11.29	11.29	12.83	0.96	0.86	0.83	0.0012	0.0024	24.91	1.82	4.98	5.57	1.00	0.99	0.99	0.0006	0.0032	-11.29		
Saman	-32.88	32.88	35.35	0.76	0.74	0.56	0.0015	0.0034	65.09	-26.72	26.72	29.66	0.92	0.99	0.91	0.0014	0.0027	-32.88		
Shahrekorđ	6.49	6.33	7.66	0.99	0.87	0.86	0.0011	0.0048	-14.41	13.40	13.40	14.06	0.98	0.99	0.97	0.0015	0.0065	6.49		
Farokhshahr	-2.24	4.19	5.91	0.99	0.83	0.82	0.0010	0.0018	5.10	4.80	6.39	7.36	0.99	0.99	0.98	0.0009	0.0033	-2.24		
Farsan	-3.41	4.45	5.57	0.99	0.87	0.86	0.0007	0.0021	7.63	3.08	4.43	5.45	1.00	0.99	0.99	0.0006	0.0038	-3.41		
Kuhrang	-41.54	41.54	44.35	0.62	0.85	0.53	0.0017	0.0039	88.07	-32.37	32.37	35.46	0.86	0.99	0.86	0.0016	0.0031	-41.54		
Borujen	9.60	10.58	14.19	0.93	0.85	0.78	0.0027	0.0051	-27.32	18.76	18.76	22.00	0.92	0.98	0.90	0.0034	0.0078	9.60		
Sisakht	-6.44	10.34	12.26	0.52	0.37	0.20	0.0058	0.0087	47.81	-3.75	9.60	11.22	0.87	0.79	0.68	0.0055	0.0089	-6.44		
Izadkhaast	-4.91	6.75	8.95	0.98	0.81	0.80	0.0013	0.0018	11.97	2.79	6.88	7.91	0.99	0.98	0.98	0.0010	0.0034	-4.91		
Abadeh	-35.52	35.52	37.09	0.72	0.83	0.59	0.0015	0.0030	73.65	-29.95	29.95	31.88	0.90	0.99	0.89	0.0014	0.0026	-35.52		
Eqlid	-10.46	10.67	12.40	0.94	0.76	0.72	0.0013	0.0022	28.22	0.12	6.04	6.57	0.99	0.99	0.98	0.0007	0.0025	-10.46		
Sepidan	-25.92	25.92	31.03	0.81	0.82	0.66	0.0016	0.0030	51.97	-18.45	18.49	24.82	0.93	0.98	0.92	0.0015	0.0014	-25.92		
Safashahr	-13.33	13.33	15.00	0.95	0.81	0.77	0.0012	0.0022	27.51	-2.83	5.95	7.22	1.00	0.99	0.99	0.0008	0.0014	-13.33		
Bavanat	-17.06	17.06	19.47	0.90	0.87	0.78	0.0011	0.0028	40.29	-7.83	9.36	12.74	0.98	0.98	0.96	0.0007	0.0022	-17.06		
Gariz	-24.44	24.44	30.04	0.84	0.82	0.69	0.0014	0.0022	45.17	-17.21	18.57	24.66	0.95	0.98	0.93	0.0013	0.0016	-24.44		
Lalehzar	-35.65	35.65	36.45	0.65	0.76	0.50	0.0016	0.0029	84.21	-17.56	17.56	18.43	0.97	1.00	0.96	0.0011	0.0019	-35.65		
Baft	-30.66	30.66	36.78	0.74	0.78	0.58	0.0015	0.0024	59.18	-20.85	21.18	28.80	0.93	0.97	0.90	0.0014	0.0012	-30.66		
average	-15.82	17.61	20.54	0.85	0.80	0.69	0.0018	0.0036	35.42	-7.80	13.79	16.66	0.95	0.98	0.93	0.0017	0.0039	-15.82		

۵- مراجع

- Acton FS (1966) Analysis of straight-line data. New York: Dover
- Allen RG, Walter IA, Elliot R, Howell T, Itenfisu D, Jensen M (2005) The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. In: Final Rep., National Irrigation Symp. ASCEEWRI Task Committee, Phoenix
- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 56 Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations 300 p.
- Almorox J, Grieser J (2015) Calibration of the Hargreaves-Samani method for the calculation of reference evapotranspiration in different Köppen climate classes. Hydrology Research 47(2):521-531
- Althoff D, dos-Santos RA, Bazame HC, Da-Cunha FF, Filgueiras R (2019) Improvement of Hargreaves-Samani reference evapotranspiration estimates with local calibration. Journal of Water 11(11):2272
- Awal R, Habibia H, Faresa A, Deb A (2020) Estimating reference crop evapotranspiration under limited climate data in West Texas. Journal of Hydrology Regional Studies 28:100677
- Amatya DM, Skaggs RW, Gregory JD (1995) Comparison of methods for estimating REF-ET. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE 121(6):427-435
- Barnston A (1992) Correspondence among the Correlation [root mean square error] and Heidke Verification Measures; Refinement of the Heidke Score. Notes and Correspondence, Climate Analysis Center
- Berti A, Tardivo G, Chiaudani A, Rech F, Borin M (2014) Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. Agricultural Water Management 140:20-25
- Čadro S, Cherni-Čadro S, Marković M, Žurovec J (2019) A reference evapotranspiration map for Bosnia and Herzegovina. International Soil and Water Conservation Research 7(1):89-101
- Cobaner M, Citakoğlu H, Haktanir T, Kisi O (2016) Modifying Hargreaves-Samani equation with meteorological variables for estimation of -reference evapotranspiration in Turkey. Hydrology Research 48(2):480-497
- Cobaner M (2013) Reference evapotranspiration based on Class A pan evaporation via wavelet regression technique. Irrigation Science 31(2):119-134
- Camargo PC, Sentelhas AP (1997) Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo. Revista Brasileira de Agrometeorologia 5(1):89-97
- Droogers P, Allen RG (2002) Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. Irrigation and Drainage Systems 16(1):33-45
- Feng Y, Jia Y, Cui N, Zhao L, Li C, Gong D (2017) Calibration of Hargreaves model for reference evapotranspiration estimation in Sichuan basin of southwest China. Agricultural Water Management 181:1-9
- Fooladmand HR, Haghghat M (2007) Spatial and temporal calibration of Hargreaves equation for calculating monthly ETo based on Penman-Monteith method. Irrigation and Drainage 56(4):439-449
- Fooladmand HR (2011) Evaluation of Blaney-Criddle equation for estimating evapotranspiration in south of Iran. African Journal of Agricultural Research 6(13):3103-3109
- Fooladmand HR, Ahmadi SH (2008) Monthly spatial calibration of Blaney-Criddle equation for calculating monthly ETo in south of Iran. Irrigation and Drainage: The Journal of the International-Commission on Irrigation and Drainage 58(2):234-245
- Gavilan P, Lorite IJ, Tornero S, Berengena J (2006) Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. Agricultural Water Management 81:257-281
- Gocic M, Trajkovic S (2011) Software for estimating reference evapotranspiration using limited weather data. Computers and Electronics in Agriculture 71(2):158-162
- Gocic M, Trajkovic H (2011) Service-oriented approach for modeling and estimating reference evapotranspiration. Computers and Electronics in Agriculture 79(2):153-158
- Hargreaves GH, Samani ZA (1985) Reference crop evapotranspiration from temperature. Applied Engineering in Agriculture 1(2):96-99
- Hargreaves GH, Allen AG (2003) History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 129(1):53-63
- Jacovides CP, Kontoyiannis H (1995) Statistical procedures for the evaluation of evapotranspiration computation models. Agricultural Water Management 27(3-4):365-371
- Jensen DT, Hargreaves GH, Temesgen B, Allen RG (1997) Computation of ETo under nonideal

- conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 123(5):394-400
- Kisi O (2008) The potential of different ANN techniques in evapotranspiration modelling. *Hydrological Process* 22914:2449-2460
- Khalili A (1993) A new method of bioclimtological classification system applied to the forest region of the South Caspian Sea. Abstract Proceedings of the 13th International Congress of Biometeorology, Calgary, Canada
- Khalili A, Rezai-e Sadr H (1994) Estimation of Global Solar radiation over Iran based on climatical data. University of Tehran 399
- Borges-Ferreira L, França-da Cunha F, Barbosa-Duarte A, Chohaku-Sediyama G, Roberto-Cecon P (2018) Calibration methods for the Hargreaves-Samani equation. *Ciência e Agrotecnologia* 42(1):104-114
- Maestre-Valero JF, Martinez-Alvarez V, Gozalez-Real MM (2013) Regionalization of the Hargreaves coefficient to estimate long-term reference evapotranspiration series in SE Spain. *Spanish Journal of Agricultural Research* 11(4):1137-1152
- Marti P, Zarzo M, Vanderlinden K, Girona J (2015) Parametric expressions for the adjusted Hargreaves coefficient in eastern Spain. *Journal of Hydrology* 529:1713-1724
- Martinez-Cob A, Tejero-Juste M (2004) A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ETo estimation equation in semiarid region. *Agricultural Water Management* 64(3):251-264
- Mendicino G, Senatore A (2013) Regionalization of the Hargreaves coefficient for the assessment of distributed reference evapotranspiration in southern Italy. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE* 139(5):349-362
- Miller D, Salkind N (2002) *Handbook of research design & social measurement*. London: Sage Publication
- Mohawesh OE, Talazi SA (2012) Comparison of Hargreaves and FAO56 equations for estimating monthly evapotranspiration for semi-arid and arid environments. *Archives of Agronomy and Soil Science* 58(3):321-334
- Monteith JL (1965) Evaporation and environment pp. 205-234. In G.E. Fogg (ed.) *Symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms Vol. 19*, Academic Press, Inc., NY.
- Ngongondo C, Xu CY, Tallaksen LM, Alemaw B (2012) Evaluation of the FAO Penman-Monteith, Priestley-Taylor and Hargreaves models for estimating reference evapotranspiration in southern Malawi. *Hydrology Research* 44(4):706-722
- Patel J, Patel H, Bhatt C (2014) Modified HS equation for accurate estimation of evapotranspiration of diverse climate locations in India. *Journal article, Proceedings of the National Academy of Sciences India Section B* 85(1):161-166
- Rahimi J, Ebrahimpour M, Khalili A (2013) Spatial changes of Extended De Martonne climatic zones affected by climate change in Iran. *Theoretical and Applied Climatology* 112:409-418
- Rodrigues GC, Braga RP (2021) A simple procedure to estimate reference evapotranspiration during the irrigation season in a hot-summer mediterranean climate. *Sustainability* 13:349
- Rostami A, Bazaneh M, Piety P (2016) Evaluation and calibration of Hargreaves model in estimation of evapotranspiration of reference plant (Case study: East Azarbaijan Province). 16th Iranian Hydraulic Conference, Faculty of Engineering, Mohaghegh Ardabili University, Ardabil, 15 and 16 September (In Persian)
- Samani Z (2000) Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE* 129(5):360-370
- Sepaskhah AR, Razzaghi F (2009) Evaluation of the adjusted Thornthwaite and Hargreaves-Samani methods for estimation of daily evapotranspiration in a semi-arid region of Iran. *Archives of Agronomy and Soil Science* 55(1):51-66
- Shiri J, Nazemi AH, Sadraddini AA, Landaras G, Kisi O, Fard AF, Marti P (2014) Comparison of heuristic and empirical approaches for estimating reference evapotranspiration from limited inputs in Iran. *Computer and Electronics in Agriculture* 108:230-241
- Subburayan S, Murugappan A, Mohan S (2011) Modified HS equation for estimation of ETo in a hot and humid location in TamilNadu State India. *International Journal of Engineering Science Technology* 3(1):592-600
- Suleiman AA, Hoogenboom G (2009) A comparison of ASCE and FAO-56 reference evapotranspiration for a 15-min time step in humid climate conditions. *Journal of Hydrology* 375:326-333
- Tabari H, Hosseinzadeh-Talaei P (2011) Local calibration of the Hargreaves and Priestley-Taylor equations for estimating reference evapotranspiration in arid and cold climates of Iran based on the Penman-Monteith model. *Journal of Hydrologic Engineering ASCE* 16:837-845
- Talebmorad H, Ahmadnejad A, Esamian S, Ostad-Ali-Askari K, P Singh V (2020) Evaluation of uncertainty in evapotranspiration values by FAO56-

- Penman-Monteith and Hargreaves-Samani methods. *International Journal of Hydrology Science and Technology* 10(2):135-147
- Tang P, Xu B, Gao Z, Li H, Gao X, Wang C (2019) Estimating reference crop evapotranspiration with elevation based on an improved HS model. *Hydrology Research* 50(1):187-199
- Thepadia M, Martinez C (2012) Regional calibration of solar radiation and reference evapotranspiration estimates with minimal data in Florida. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE* 138(2):111-119
- Trajkovic S (2005) Temperature-based approaches for estimating reference evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE* 133(4):316-323
- Trajkovic S (2007) Hargreaves versus Penman-Monteith under humid conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE* 133(1):38-42
- Valipour M, Gholami-Sefidkouhi MA, Raeini-Sarjaz M (2021) Spatiotemporal analysis of reference evapotranspiration in arid, semiarid, mediterranean and very humid climates considering developed models and lysimeter measurements. *Iranian Journal of Soil and Water Research* 51(12):3127-3134
- Vanderlinden K, Jiraldez JV, Meirvenne MV (2004) Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in southern Spain. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 130(3):184-191
- Gosset W (1908) The probable error of a mean. *Biometrika* 6(1):1-25
- Willmott CJ (1981) On the validation of models. *Physical Geography*, 2(2):184-194
- Willmott CJ, Matsuura K (2005) Advantages of the Mean Absolute Error (MAE) over the Root Mean Square Error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate Research* 30(1):79-82
- Xu CY, Singh V (2001) Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes* 15(2):305-319
- Xu CY, Singh V (2002) Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resources Management* 16(3):197-219
- Zanetti SS, Dohler RE, Cecilio RA, Macedo Pezzopane GE, Xavier AC (2019) Proposal for the use of daily thermal amplitude for the calibration of the Hargreaves-Samani equation. *Journal of Hydrology* 571:193-201
- Zhu, Lu T, Lu Y, Yang Y, Gue L, Lue H, Fang CCui Y (2019) Calibration and validation of the Hargreaves Samani model for reference evapotranspiration estimation in China. *Irrigation and Drainage* 68(4):822-836