

## بررسی متغیرهای هواشناسی مؤثر در روند تبخیر-تعرق مرجع در حوضه دریاچه ارومیه

سمیه حاجبی<sup>۱\*</sup>، حسن رضائیان<sup>۲</sup>، محمد امین وظیفه خواه<sup>۳</sup>

تاریخ ارسال: ۱۳۹۹/۰۶/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۷

مقاله پژوهشی

### چکیده

تبخیر-تعرق مرجع ( $ET_0$ ) نقش مهمی در مدیریت و برنامه‌ریزی آبیاری دارد. بررسی حساسیت  $ET_0$  به متغیرهای هواشناسی و بررسی سهم هر متغیر در روند  $ET_0$ ، برای مدیریت بحران آب دریاچه ارومیه ضروری است. در این مطالعه، تبخیر-تعرق مرجع در ۱۳ ایستگاه سینوپتیک داخل و اطراف حوضه آبریز دریاچه ارومیه برای دوره ۲۰۱۸-۱۹۹۰ به روش پنمن-مانتیث فائو برآورد شد. نتایج تحلیل روند نشان داد که میانگین  $ET_0$  سالانه ایستگاه‌ها روند افزایشی معنی-داری به میزان  $8/0 \text{ mm year}^{-2}$  دارد. به علاوه، تحلیل روند میانگین متغیرهای هواشناسی سالانه ایستگاه‌ها، بیانگر روندهای افزایشی معنی‌دار در دمای کمینه ( $T_{\min}$ )  $(0/07 \text{ } ^\circ\text{C year}^{-1})$ ، دمای بیشینه ( $T_{\max}$ )  $(0/09 \text{ } ^\circ\text{C year}^{-1})$  و سرعت باد ( $u_2$ )  $(0/02 \text{ m s}^{-1} \text{ year}^{-1})$  است. نتایج تحلیل حساسیت  $ET_0$  نشان داد که در مقیاس زمانی سالانه، بیشترین میزان حساسیت  $ET_0$  به رطوبت نسبی (RH) و کمترین میزان حساسیت  $ET_0$  به  $T_{\min}$  است. همچنین، طی این دوره میزان حساسیت  $ET_0$  به  $T_{\max}$ ،  $u_2$  و RH افزایش و میزان حساسیت  $ET_0$  به تابش خورشیدی ( $R_s$ ) کاهش یافته است. نتایج تحلیل سهم متغیرهای هواشناسی در تغییرات  $ET_0$  بیانگر این است که در اغلب ایستگاه‌ها (با اقلیم خشک و نیمه خشک)  $u_2$  بیشترین سهم را در تغییر  $ET_0$  دارد. اما، در ایستگاه سردشت با اقلیم خیلی مرطوب، سهم سایر عوامل در روند  $ET_0$  (کاهش RH و افزایش  $T_{\min}$  و  $T_{\max}$ ) بیشتر از تاثیر کاهش  $u_2$  است. نتایج این مطالعه، لزوم توجه به پاسخ متفاوت  $ET_0$  به تغییرات متغیرهای هواشناسی در اقلیم‌های مختلف را در برنامه‌ریزی سامانه‌های منابع آب و مطالعات وابسته به سناریوهای تغییر اقلیم برجسته می‌سازد.

واژه‌های کلیدی: تبخیر-تعرق مرجع، تحلیل حساسیت، تحلیل روند، تحلیل سهم، حوضه دریاچه ارومیه.

<sup>۱</sup> استادیار، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران، ۰۹۱۲۷۹۶۵۷۶۰، s.hejabi@urmia.ac.ir (\*: نویسنده

مسئول)

<sup>۲</sup> کاندیدای دکتری، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران، ۰۹۱۸۲۰۸۳۱۰۰، h.rezaeian@urmia.ac.ir

<sup>۳</sup> دانشجوی کارشناسی، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران، ۰۹۱۴۲۴۴۹۹۳۵، vazifekhah.ma@gmail.com

## مقدمه

حوضه آبریز دریاچه ارومیه واقع در شمال غربی ایران با مساحت ۵۱۸۷۶ کیلومترمربع یکی از شش حوضه آبریز اصلی ایران است و حدود ۹۰ درصد از مساحت این حوضه در استان‌های آذربایجان غربی و آذربایجان شرقی قرار دارد. دریاچه ارومیه یکی از بزرگترین دریاچه‌های فوق شور در جهان است که در سال‌های اخیر شدیداً با بحران خشک شدن مواجه شده است. در کنار عواملی مانند احداث سد و تخصیص منابع آب به کشاورزی، صنعت و مصارف خانگی، عواملی همچون تغییر اقلیم و دوره‌های بلندمدت خشکسالی سبب کاهش بارش و در نتیجه کاهش جریان ورودی به دریاچه شده است. به علاوه، افزایش تبخیر از سطح آب سبب تشدید بحران کاهش تراز آب دریاچه شده است. نتایج بررسی روند متغیرهای اقلیمی ایستگاه‌های حوضه دریاچه ارومیه در چند دهه اخیر بیانگر وجود روند کاهشی در بارش و روند افزایشی در دمای هوا بوده و وقوع خشکسالی‌های شدیدتر و طولانی‌تر در دهه اخیر را ثابت می‌کند (Delju et al., 2013). Fathian et al. (2015) نشان دادند که کاهش سطح آب دریاچه ارومیه با روند افزایشی دمای هوا در ارتباط است. Alizadeh-Choobari et al. (2016) خشکسالی هواشناسی حوضه دریاچه ارومیه را افزایش دمای هوا، کاهش بارش و روند افزایشی تبخیر در چند دهه اخیر عنوان کردند.

از میان مفاهیم مختلف تبخیر، تبخیر تعرق مرجع ( $ET_0$ ) به عنوان شاخص مهمی از تقاضای تبخیر جوی، یک پارامتر مهم اگرومتئورولوژیک برای مطالعات اقلیمی و هیدرولوژیکی بوده و برای اهداف مختلفی از جمله ورودی مدل‌های هیدرولوژیکی بیلان آب، محاسبه تبخیر-تعرق واقعی برای یک منطقه و یا حوضه، تحلیل خشکسالی، بررسی اثرات تغییر اقلیم و مدیریت و برنامه‌ریزی آبیاری قابل استفاده است (Gong et al. 2006; Du et al., 2016; Peng et al., 2017). سازمان خواربار و کشاورزی (FAO) بر

مبنای روش پنمن-مانتیث (Penman, 1948; Monteith, 1965) و معادلات ایرودینامیک و مقاومت کانوپی، روش استاندارد را برای محاسبه  $ET_0$  با استفاده از داده‌های هواشناسی ارائه نمود (Allen et al., 1998). (al., 2016). Amirataee et al. با تحلیل روند  $ET_0$  (برای دوره ۲۰۱۰-۱۹۸۶) به روش Mann-Kendall در ۱۴ ایستگاه حوضه دریاچه ارومیه، روند افزایشی معنی‌داری را در همه ایستگاه‌ها (غیر از تبریز) گزارش کردند. (Dinpashoh et al., 2019). نیز با بررسی روند  $ET_0$  برای سه دهه منتهی به سال ۲۰۱۵، در ۳۶ ایستگاه غرب و شمال غربی ایران، نشان دادند که در مقیاس سالانه بیش از ۹۴٪ ایستگاه‌ها روند افزایشی معنی‌داری دارند.

تحلیل حساسیت  $ET_0$  به متغیرهای هواشناسی برای درک نقش نسبی هر متغیر هواشناسی در مدل‌سازی  $ET_0$  ضروری است (Saxton, 1975). از آنجا که هم میزان حساسیت  $ET_0$  به متغیرهای هواشناسی و هم روند متغیرهای هواشناسی بر روند  $ET_0$  تاثیرگذار هستند، تحلیل سهم متغیرهای هواشناسی می‌تواند میزان تغییرات  $ET_0$  را به ازای تغییرات متغیر هواشناسی نشان دهد. تاکنون مطالعات زیادی در مورد تحلیل حساسیت  $ET_0$  و تحلیل سهم متغیرهای هواشناسی در روند  $ET_0$  در جهان انجام شده است. برای نمونه، Gong et al. (2006) پاسخ  $ET_0$  را به تغییرات متغیرهای مختلف هواشناسی در حوضه رودخانه یانگ تسه بررسی کردند و نشان دادند که رطوبت نسبی و به دنبال آن تابش خورشیدی، دمای هوا و سرعت باد متغیرهایی هستند که  $ET_0$  بیشترین حساسیت را به آنها دارد. (Du et al., 2016). نشان دادند که بیشترین حساسیت  $ET_0$  به رطوبت نسبی و کمترین حساسیت آن به دمای کمینه است. به علاوه سهم سرعت باد در روند  $ET_0$  بیشتر از سایر متغیرها بود. (Guo et al., 2017) با تحلیل حساسیت  $ET_0$  در نواحی مختلف اقلیمی استرالیا نشان دادند که متغیر دمای هوا و پس از آن سرعت باد و رطوبت نسبی مهم‌ترین متغیرهای



در سرعت باد بیشترین سهم را در روند سالانه  $ET_0$  نشان داد. (Nouri and Bannayan (2019) با تحلیل حساسیت  $ET_0$  در ۱۷ ایستگاه سینوپتیک در اقلیم‌های مختلف ایران دریافتند که در مناطق نیمه‌خشک حساس‌ترین متغیر تابش خورشید است، اما در مناطق مرطوب و نیمه‌مرطوب رطوبت نسبی و سپس تابش خورشید حساس‌ترین متغیرها هستند. همچنین در بیش از ۷۰ درصد ایستگاه‌های مناطق نیمه‌خشک، سرعت باد بیشترین سهم در روند  $ET_0$  داشت؛ اما در مناطق مرطوب، میانگین دمای هوا از بیشترین سهم برخوردار بود.

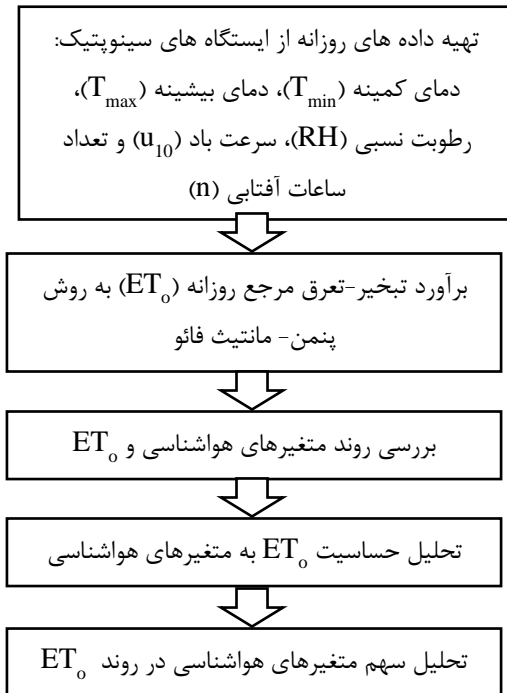
عدم قطعیت در نتایج مطالعات انجام شده غالباً ناشی از فعل و انفعال ممکن بین متغیرهای اقلیمی (Dinpashoh et al., 2011) و یا شکل پیچیده غیر خطی توابع معرف  $ET_0$  هستند (Yin et al., 2010). تاکنون هیچ مطالعه جامعی در خصوص تحلیل حساسیت  $ET_0$  به متغیرهای هواشناسی و تحلیل سهم آنها در حوضه دریاچه ارومیه انجام نشده است. با توجه به بحران جدی خشک شدن دریاچه ارومیه و اثرات تغییر اقلیم و اهمیت زیاد  $ET_0$  در برنامه‌ریزی آبیاری و مدیریت منابع آب، هدف از این مطالعه، بررسی تاثیر متغیرهای هواشناسی بر تغییرات  $ET_0$  از طریق تحلیل حساسیت  $ET_0$  و تحلیل سهم متغیرهای هواشناسی در تغییرات  $ET_0$  برای دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در ایستگاه‌های سینوپتیک داخل و اطراف حوضه دریاچه ارومیه است.

## مواد و روش‌ها

### داده‌های مورد استفاده

روندنمای مراحل اجرای این مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است. تمامی محاسبات در محیط نرم-افزار برنامه‌نویسی MATLAB R2018b انجام و نقشه‌ها با استفاده از نرم‌افزار ArcMAP 10.8 و نمودارها با استفاده از نرم‌افزار Grapher 11 رسم شدند. در این مطالعه، از داده‌های هواشناسی ۱۳ ایستگاه سینوپتیک داخل و اطراف حوضه آبریز دریاچه ارومیه

تاثیرگذار بر  $ET_0$  هستند. (Wang et al. (2019) نشان دادند که بیشترین حساسیت  $ET_0$  به رطوبت ویژه است و افزایش دمای هوا را عامل روند افزایشی  $ET_0$  عنوان کردند. (Ndiaye et al. (2020) با تحلیل حساسیت  $ET_0$  در حوضه رودخانه سنگال، رطوبت نسبی، دمای بیشینه و تابش خورشیدی را به عنوان حساس‌ترین متغیرها معرفی کردند و کاهش سرعت باد و افزایش رطوبت نسبی را عامل روند کاهش  $ET_0$  در این حوضه ذکر کردند. نتایج مطالعات بیانگر پاسخ‌های زمانی و مکانی متفاوت حساسیت  $ET_0$  به متغیرهای اقلیمی است و همچنین، متغیری که بیشترین سهم را در تغییرات  $ET_0$  دارد ممکن است متغیری که بیشترین حساسیت را به آن دارد، نباشد. مروری بر مطالعات انجام شده در ایران نیز این موضوع را تایید می‌کند. (Eslamian et al. (2011) با تحلیل حساسیت  $ET_0$  به متغیرهای اقلیمی در پنج ایستگاه سینوپتیک ایران با اقلیم نیمه خشک نشان دادند که دما و رطوبت نسبی حساس‌ترین متغیرهای مؤثر بر  $ET_0$  هستند. نتیجه تحلیل حساسیت  $ET_0$  به متغیرهای هواشناسی در هشت ایستگاه با اقلیم‌های مختلف در ایران توسط (Sharifi and Dinpashoh (2014) نشان داد که در اغلب ایستگاه‌ها بیشترین حساسیت  $ET_0$  به متغیر میانگین دمای هوا است. (Tabari and Hosseinzadeh Talae (2014) با مطالعه بر روی هشت ایستگاه سینوپتیک ایران با اقلیم‌های خشک تا مرطوب نشان دادند که از اقلیم خشک به مرطوب، حساسیت  $ET_0$  به سرعت باد و دمای هوا کاهش و حساسیت  $ET_0$  به تعداد ساعات آفتابی افزایش می‌یابد. (Mosaedi et al. (2017) با بررسی پنج ایستگاه سینوپتیک با اقلیم‌های مختلف، به نتایج متفاوتی در مورد متغیرهای تاثیرگذار بر روند  $ET_0$  در اقلیم‌های مختلف رسیدند. (Nouri et al. (2017) با تحلیل حساسیت و تحلیل سهم متغیرهای هواشناسی بر تغییرات  $ET_0$  در ۱۷ ایستگاه در اقلیم‌های خشک ایران دریافتند که در ۳۵٪ ایستگاه‌ها تابش خورشید و در ۳۵٪ ایستگاه‌ها سرعت باد به عنوان حساس‌ترین متغیرها شناخته شدند. بعلاوه در ۵۹٪ ایستگاه‌ها تغییر



شکل (۱): روندنمای مراحل اجرای مطالعه

### برآورد تبخیر-تعرق مرجع

برای برآورد تبخیر-تعرق مرجع روزانه ( $ET_0$ ) از روش پنمن-مانتیت فائو استفاده شد. معادله برآورد  $ET_0$  شامل دو مؤلفه تابشی ( $ET_{0_r}$ ) و ایرودینامیکی ( $ET_{0_a}$ ) بوده و به صورت زیر است (Allen et al., 1998):

$$ET_0 = ET_{0_r} + ET_{0_a} = \frac{0.408\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} + \frac{900}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \gamma \left( \frac{1}{T_{mean} + 273} \right) u_2 (e_s - e_a) \quad (2)$$

که  $ET_0$  تبخیر-تعرق مرجع ( $mm \ day^{-1}$ )،  $R_n$  تابش خالص در سطح محصول ( $MJ \ m^{-2} \ day^{-1}$ )،  $G$  شار گرمای خاک ( $MJ \ m^{-2} \ day^{-1}$ )،  $T_{mean}$  میانگین دمای هوا در ارتفاع ۲ متری ( $^{\circ}C$ )،  $u_2$  سرعت باد در ارتفاع ۲ متری ( $m \ s^{-1}$ )،  $e_s$  فشار بخار اشباع (kPa)،  $e_a$  فشار بخار واقعی (kPa)،  $\Delta$  شیب منحنی فشار بخار اشباع-دما ( $kPa \ ^{\circ}C^{-1}$ )،  $\gamma$  ثابت سایکرومتری ( $kPa \ ^{\circ}C^{-1}$ )

استفاده شد. شکل ۲ نقشه توپوگرافی و موقعیت جغرافیایی استان های آذربایجان غربی و آذربایجان شرقی در شمال غربی ایران، حوضه آبریز دریاچه ارومیه و ایستگاه های سینوپتیک مورد مطالعه را نشان می دهد. مشخصات جغرافیایی و اقلیم ایستگاه ها بر اساس روش دماترن در جدول ۱ نشان داده شده است. اقلیم غالب حوضه آبریز دریاچه ارومیه اقلیم نیمه خشک است. داده های مورد استفاده شامل مشاهدات روزانه دمای کمینه ( $T_{min}$ ) و دمای بیشینه ( $T_{max}$ ) در ارتفاع ۲ متری، رطوبت نسبی (RH) در ارتفاع ۲ متری، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری ( $u_{10}$ ) و تعداد ساعات آفتابی (n) برای دوره آماری ۲۹ ساله ۲۰۱۸-۱۹۹۰ هستند که از سازمان هواشناسی جمهوری اسلامی ایران (IRIMO) تهیه شدند. داده های سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری ( $u_{10}$ ) با استفاده از رابطه مقطع باد (Allen et al., 1998) به سرعت باد در ارتفاع ۲ متری ( $u_2$ ) تبدیل شدند:

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \quad (1)$$

که  $z$  ارتفاع اندازه گیری سرعت باد (m) است.

### بررسی روند متغیرهای هواشناسی و تبخیر-تعرق مرجع

برای بررسی تغییرات بلندمدت متغیرهای هواشناسی و  $ET_0$  از روش برازش رگرسیون خطی استفاده شد:

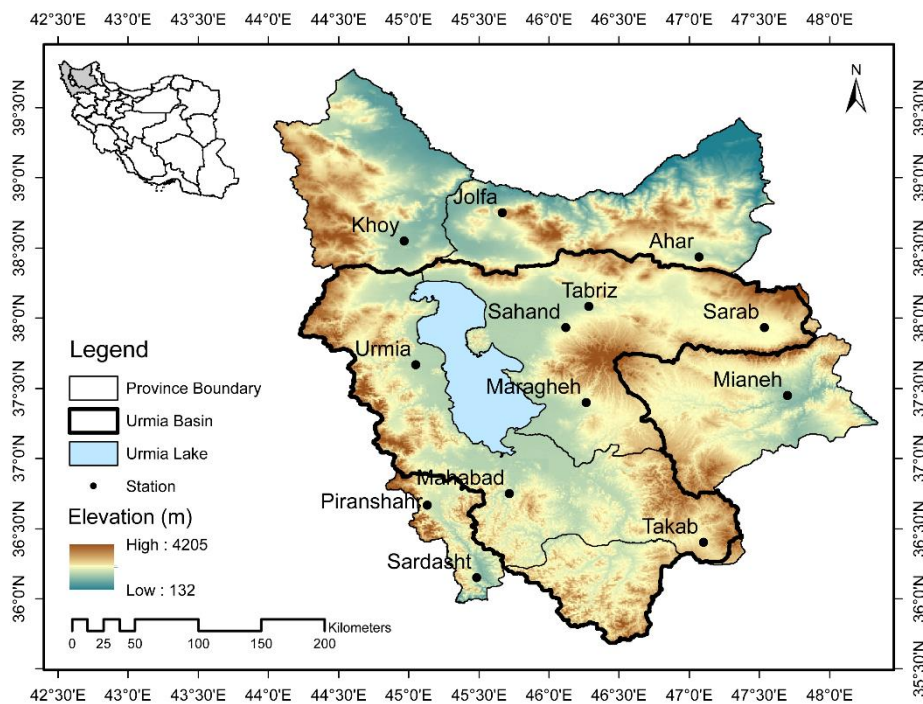
$$\hat{y} = mt + b \quad (4)$$

که  $\hat{y}$  خط روند برازش یافته طی دوره معین  $m$  و  $b$  شیب و عرض از مبدا خط رگرسیون هستند. شیب مثبت بیانگر روند افزایشی و شیب منفی نشان‌دهنده روند کاهشی است. علاوه بر روش برازش رگرسیون خطی، از آزمون من-کندال (M-K test; Mann, 1945; Kendall, 1948) برای آزمون معنی‌داری روند تغییرات متغیرهای هواشناسی و  $ET_0$  استفاده شد. آزمون M-K یک روش ناپارامتری است که برای تحلیل داده‌هایی که توزیع غیر نرمال دارند و داده‌هایی که لزوماً از توزیع خاصی تبعیت نمی‌کنند، قابل استفاده است.

است. جزئیات بیشتر در نشریه ۵۶ فائو آمده است (Allen et al., 1998). تابش خورشیدی ( $R_s$ ) با استفاده از رابطه آنگستروم بدست آمد:

$$R_s = \left(a + b \frac{n}{N}\right) R_a \quad (3)$$

که  $R_s$  تابش خورشیدی ( $MJ m^{-2} day^{-1}$ )،  $R_a$  تابش ماوراء جو ( $MJ m^{-2} day^{-1}$ )،  $n$  تعداد ساعات آفتابی واقعی (hr)،  $N$  حداکثر تعداد ساعات آفتابی ممکن (hr) و  $a$  و  $b$  ثابت‌های رگرسیونی هستند که در این مطالعه از مقادیر توصیه شده که به ترتیب برابر  $0.25$  و  $0.5$  هستند، استفاده شد.



شکل (۲): نقشه توپوگرافی و موقعیت جغرافیایی استان‌های آذربایجان غربی و آذربایجان شرقی در شمال غربی ایران، حوضه آبریز دریاچه ارومیه و ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه

جدول (۱): مشخصات ایستگاه های مورد مطالعه

ایستگاه	اقليم	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع (m)	استان
ارومیه	نیمه خشک	۳۷° ۳۹' ۳۱"	۴۵° ۰۳' ۱۹"	۱۳۲۸/۰	آذربایجان غربی
تکاب	نیمه خشک	۳۶° ۲۳' ۴۴"	۴۷° ۰۵' ۵۵"	۱۸۱۷/۲	
خوی	نیمه خشک	۳۸° ۳۳' ۲۹"	۴۴° ۵۹' ۴۳"	۱۱۰۳/۰	
مهاباد	نیمه خشک	۳۶° ۴۵' ۱۲"	۴۵° ۴۲' ۵۵"	۱۳۵۱/۸	
پیرانشهر	مرطوب	۳۶° ۴۱' ۵۲"	۴۵° ۰۸' ۴۸"	۱۴۵۵/۰	
سردشت	خیلی مرطوب	۳۶° ۰۸' ۵۴"	۴۵° ۲۹' ۰۹"	۱۵۵۶/۸	
تبریز	نیمه خشک	۳۸° ۰۸' ۱۹"	۴۶° ۱۴' ۳۲"	۱۳۶۱/۰	آذربایجان شرقی
جلفا	خشک	۳۸° ۵۵' ۵۹"	۴۵° ۳۶' ۰۰"	۷۳۶/۲	
مراغه	نیمه خشک	۳۷° ۲۰' ۵۱"	۴۶° ۰۸' ۴۵"	۱۴۷۷/۷	
میانه	نیمه خشک	۳۷° ۲۷' ۰۰"	۴۷° ۴۲' ۰۰"	۱۱۱۰/۰	
سراب	نیمه خشک	۳۷° ۵۵' ۵۹"	۴۷° ۳۱' ۵۹"	۱۶۸۲/۰	
اهر	نیمه خشک	۳۸° ۲۵' ۵۹"	۴۷° ۰۴' ۰۰"	۱۳۹۰/۵	
سهند	خشک	۳۷° ۵۵' ۵۹"	۴۶° ۰۷' ۰۰"	۱۶۴۱/۰	

داده‌ها وجود دارد. اگر  $Z > 0$ ، روند داده‌ها افزایشی و اگر  $Z < 0$ ، روند داده‌ها کاهش‌ی است.

### تحلیل حساسیت

استفاده از مشتق جزئی، تحلیل واکنش  $ET_0$  به تغییرات متغیرهای مستقل کنترل‌کننده را امکان‌پذیر می‌سازد (Saxton, 1975)؛ با این وجود، برای مدل‌های چند متغیره (مانند روش پنمن-مانتیث)، از آنجا که متغیرهای مختلف، ابعاد و دامنه‌های مختلفی از مقادیر را دارند، استفاده از مشتقات جزئی برای مقایسه حساسیت دشوار است. بنابراین در این مطالعه، از ضریب حساسیت بدون بعد استفاده شد (McCuen, 1974; Saxton, 1975; Beven, 1979):

$$S(x_i) = \lim_{\Delta x_i \rightarrow 0} \left( \frac{\Delta ET_0 / ET_0}{\Delta x_i / x_i} \right) = \frac{\partial ET_0}{\partial x_i} \cdot \frac{x_i}{ET_0} \quad (9)$$

که  $x_i$  متغیر هواشناسی  $i$ -ام و  $S(x_i)$  ضریب حساسیت بدون بعد  $ET_0$  نسبت به  $x_i$  است. باید توجه داشت که  $S(x_i)$  عبارت اول بسط سری تیلور است (Saxton, 1975). اگر ضریب حساسیت یک متغیر مثبت (منفی) باشد،  $ET_0$  با افزایش متغیر افزایش (کاهش) خواهد یافت. برای مثال، مقدار 0.1 برای  $S(x_i)$  نشان دهنده

آماره آزمون M-K تقریباً نرمال است و دارای میانگین صفر است. فرمول‌های محاسبه آماره آزمون، واریانس آماره آزمون و آماره آزمون استاندارد شده به صورت زیر است (Mann, 1945; Kendall, 1948):

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k) \quad (5)$$

$$\text{sign}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1, & x_j - x_k > 0 \\ 0, & x_j - x_k = 0 \\ -1, & x_j - x_k < 0 \end{cases} \quad (6)$$

$$\text{VAR}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5)}{18} \quad (7)$$

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (8)$$

که  $S$  آماره آزمون M-K،  $n$  طول سری داده‌ها،  $x_k$  و  $x_j$  مقادیر داده‌های زمان  $j$  و  $k$ ،  $\text{VAR}(S)$  واریانس آماره  $S$ ،  $g$  تعداد گروه‌های یکسان و  $t_p$  تعداد داده‌ها در  $p$ -امین گروه و  $Z$  آماره آزمون استاندارد شده است. اگر  $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$  باشد، فرض صفر در سطح معنی‌داری  $\alpha$  رد می‌شود؛ به عبارت دیگر، روند معنی‌داری در سری زمانی

انجا که هم حساسیت و هم تغییرات متغیرهای هواشناسی بر تغییرات  $ET_0$  مؤثر هستند، سهم هر متغیر در تغییرات  $ET_0$  برآورد شد. تغییر نسبی  $ET_0$  طی دوره معین  $(\Delta ET_0 / \overline{ET_0})$  از رابطه زیر تقریب زده می‌شود (Du et al., 2016):

$$\frac{\Delta ET_0}{\overline{ET_0}} \approx \sum C(x_i) \quad (10)$$

که  $\Delta ET_0$  و  $\overline{ET_0}$  به ترتیب تغییرات  $ET_0$  و میانگین  $ET_0$  طی دوره معین،  $x_i$  متغیر هواشناسی  $i$ -ام و  $C(x_i)$  سهم متغیر هواشناسی  $x_i$  در تغییر نسبی  $ET_0$  است که برابر است با:

$$C(x_i) = \overline{S}_{x_i} \cdot \left( \frac{\Delta x_i}{\overline{x_i}} \right) \quad (11)$$

که  $\Delta x_i$  و  $\overline{x_i}$  به ترتیب تغییرات  $x_i$  و میانگین متغیر  $x_i$  طی دوره معین و  $\overline{S}_{x_i}$  میانگین ضریب حساسیت متغیر  $x_i$  طی همان دوره است.

این است که  $\pm 10\%$  تغییر در متغیر  $x_i$  (به شرط ثابت بودن سایر فاکتورها) مقدار  $ET_0$  را  $\pm 1\%$  تغییر خواهد داد. بنابراین، هر چه قدر مطلق ضریب حساسیت بیشتر باشد، حساسیت  $ET_0$  به متغیر بیشتر خواهد بود. در این مطالعه، حساسیت  $ET_0$  به متغیرهای  $T_{min}$ ،  $T_{max}$ ،  $R_s$  و  $RH$  بررسی شد. ضرایب حساسیت  $S_{T_{max}}$ ،  $S_{RH}$ ،  $S_{u_2}$  و  $S_{T_{min}}$  با استفاده از داده‌های روزانه ۱۳ ایستگاه سینوپتیک محاسبه شدند و ضرایب ماهانه و سالانه با میانگین‌گیری از مقادیر روزانه بدست آمدند. همچنین، ضرایب حساسیت معرف منطقه، با میانگین-گیری از ضرایب حساسیت ایستگاه‌ها به دست آمد.

### برآورد سهم

اگرچه ضرایب حساسیت می‌توانند میزان حساسیت  $ET_0$  را به متغیرهای هواشناسی نشان دهند، اما قادر به توصیف سهم تغییر هر متغیر در تغییر  $ET_0$  نیستند. از

جدول (۲): روند تبخیر-تعرق مرجع و متغیرهای هواشناسی سالانه طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در ایستگاه‌های مورد مطالعه

$ET_0$ (mm year <sup>-1</sup> )	$T_{min}$ (°C)	$T_{max}$ (°C)	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	$RH$ (%)	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup> )	آماره	ایستگاه
۱۰/۸۰۰	۰/۰۱۵	۰/۰۹۷	۰/۰۵۲	-۰/۰۵۲	۰/۰۰۶	m	ارومیه
۵/۴۵۹**	۰/۵۸۱	۴/۲۵۸**	۵/۳۴۶**	-۰/۹۹۴	۰/۲۴۴	Z	
۲/۱۳۸	۰/۰۶۵	۰/۰۹۲	-۰/۰۰۳	-۰/۰۸۰	۰/۰۰۴	m	نکاب
۲/۰۴۵*	۳/۷۳۳**	۴/۰۷۰**	-۰/۲۸۱	-۰/۸۸۲	۰/۴۱۳	Z	
۸/۴۳۰	۰/۰۸۸	۰/۰۸۶	۰/۰۳۱	-۰/۰۶۷	-۰/۰۰۱	m	خوی
۴/۱۸۳**	۴/۱۴۶**	۳/۳۲۰**	۳/۸۸۳**	-۰/۱۳۱	-۰/۶۵۷	Z	
۱۱/۲۴۸	۰/۰۶۳	۰/۰۹۰	۰/۰۳۶	-۰/۲۲۲	۰/۰۰۸	m	مهاباد
۵/۶۰۹**	۳/۳۹۵**	۳/۸۸۳**	۴/۷۴۶**	-۲/۹۰۷**	۰/۸۸۲	Z	
۸/۹۰۶	۰/۱۳۲	۰/۰۹۴	۰/۰۳۷	۰/۱۱۶	۰/۰۰۷	m	پیرانشهر
۴/۴۸۳**	۵/۷۲۱**	۴/۰۷۰**	۴/۲۹۶**	۱/۴۰۷	۰/۶۹۴	Z	
۵/۷۸۵	۰/۱۱۸	۰/۱۴۲	-۰/۰۴۳	-۰/۲۸۴	۰/۰۰۶	m	سردشت
۲/۷۵۷**	۴/۵۲۱**	۴/۵۹۶**	-۳/۱۳۳**	-۱/۷۴۴	۰/۳۵۶	Z	
۱۰/۱۵۸	۰/۰۳۱	۰/۰۷۵	۰/۰۳۳	-۰/۰۸۵	۰/۰۰۲	m	تبریز
۴/۴۰۸**	۱/۴۲۶	۳/۵۴۵**	۴/۶۷۱**	-۰/۸۰۷	-۰/۲۸۱	Z	
۴/۹۵۲	۰/۰۶۴	۰/۰۶۸	۰/۰۱۳	۰/۱۴۲	۰/۰۱۳	m	جلفا
۲/۹۰۷**	۳/۳۵۸**	۲/۴۵۷*	۳/۲۸۳**	۲/۴۹۵*	۰/۶۱۹	Z	
۱۸/۸۳۶	۰/۰۷۲	۰/۱۲۶	۰/۰۶۶	-۰/۰۱۲	۰/۰۱۳	m	مراغه
۵/۵۷۱**	۳/۶۹۵**	۵/۲۷۱**	۳/۵۸۳**	-۰/۴۳۱	۰/۳۹۴	Z	
۳/۲۵۵	۰/۰۸۴	۰/۰۹۵	۰/۰۳۳	۰/۱۳۹	۰/۰۰۶	m	میانه
۱/۶۳۲	۴/۵۲۱**	۳/۵۸۳**	۰/۵۴۴	۲/۲۷۰*	-۰/۰۹۴	Z	
۸/۱۳۲	۰/۰۷۰	۰/۰۶۷	۰/۰۴۱	-۰/۱۴۵	۰/۰۱۱	m	سراب

ادامه جدول (۲): روند تبخیر-تعرق مرجع و متغیرهای هواشناسی سالانه طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در ایستگاه‌های مورد مطالعه

۴/۹۷۱**	۳/۹۹۵**	۲/۵۷۰*	۵/۵۳۴**	-۲/۰۰۷*	۰/۸۸۲	Z	
۶/۳۴۷	۰/۰۶۲	۰/۰۸۶	۰/۰۲۲	-۰/۱۵۶	۰/۰۱۵	m	اهر
۳/۸۰۸**	۴/۱۸۳**	۳/۴۳۳**	۳/۸۴۵**	-۱/۹۷۰*	۰/۹۱۹	Z	
۵/۲۵۳	۰/۰۷۲	۰/۰۳۱	۰/۰۲۷	۰/۰۴۴	-۰/۰۱۸	m	سهند
-۰/۰۷۵	۳/۵۲۷**	۱/۶۸۹	-۰/۷۸۸	۰/۶۰۰	-۱/۹۸۹*	Z	
۸/۰۱۸	۰/۰۷۲	۰/۰۸۸	۰/۰۲۴	-۰/۰۵۱	۰/۰۰۵	m	میانگین
۴/۷۸۳**	۴/۱۴۶**	۳/۹۹۵**	۴/۹۷۱**	-۰/۸۴۴	۰/۰۹۴	Z	

m: شیب خط رگرسیون، Z: آماره من-کندال. \* روند معنی‌دار در سطح معنی‌داری ۵٪، \*\* روند معنی‌دار در سطح معنی‌داری ۱٪

جدول (۳): روند تبخیر-تعرق مرجع و متغیرهای هواشناسی فصلی برای میانگین ایستگاه‌ها طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰

ET <sub>o</sub> (mm year <sup>-1</sup> )	T <sub>min</sub> (°C)	T <sub>max</sub> (°C)	u <sub>2</sub> (m s <sup>-1</sup> )	RH (%)	R <sub>s</sub> (MJ m <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup> )	آماره	فصل
۰/۸۲۳	۰/۰۵۸	۰/۰۹۲	۰/۰۲۱	-۰/۰۱۵	۰/۰۲۲	m	زمستان
۲/۹۰۷**	۱/۴۴۴	۲/۲۷۰*	۳/۹۹۵**	-۰/۰۱۹	۲/۰۰۷*	Z	
۲/۳۴۹	۰/۰۸۹	۰/۱۲۲	۰/۰۳۱	-۰/۱۰۰	۰/۰۱۵	m	بهار
۳/۹۲۰**	۴/۰۷۰**	۳/۸۰۸**	۴/۹۳۳**	-۱/۵۱۹	۰/۸۴۴	Z	
۳/۴۲۹	۰/۰۷۶	۰/۱۰۲	۰/۰۲۳	-۰/۱۹۶	-۰/۰۰۲	m	تابستان
۴/۵۹۶**	۴/۲۵۸**	۳/۷۳۳**	۴/۲۵۸**	-۲/۴۵۷*	-۰/۰۵۶	Z	
۱/۴۱۹	۰/۰۵۳	۰/۰۳۰	۰/۰۲۲	۰/۰۹۳	-۰/۰۱۲	m	پاییز
۳/۶۲۰**	۳/۵۴۵**	۱/۴۸۲	۴/۲۹۶**	۰/۸۴۴	-۰/۹۵۷	Z	

m: شیب خط رگرسیون، Z: آماره من-کندال. \* روند معنی‌دار در سطح معنی‌داری ۵٪، \*\* روند معنی‌دار در سطح معنی‌داری ۱٪

جدول (۴): روند تبخیر-تعرق مرجع و متغیرهای هواشناسی فصلی طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در ایستگاه‌های مورد مطالعه

ET <sub>o</sub> (mm year <sup>-1</sup> )	T <sub>min</sub> (°C)	T <sub>max</sub> (°C)	u <sub>2</sub> (m s <sup>-1</sup> )	RH (%)	R <sub>s</sub> (MJ m <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup> )	آماره	فصل	ایستگاه
۰/۹۲۰	۰/۰۰۹	۰/۰۷۵	۰/۰۵۰	۰/۰۰۴	۰/۰۱۶	m	زمستان	ارومیه
۳/۵۴۵**	۰/۲۴۴	۱/۹۳۲	۴/۶۳۳**	-۰/۳۹۴	۱/۱۴۴	Z		
۲/۸۵۶	۰/۰۵۰	۰/۱۴۳	۰/۰۵۶	-۰/۱۴۹	۰/۰۱۷	m	بهار	
۴/۵۵۸**	۲/۴۵۷*	۴/۲۲۱**	۴/۸۵۸**	-۱/۶۳۲	۰/۹۵۷	Z		
۴/۶۷۲	۰/۰۰۳	۰/۱۲۱	۰/۰۵۱	-۰/۲۲۶	۰/۰۰۰	m	تابستان	
۵/۳۸۴**	۰/۷۶۹	۴/۱۰۸**	۵/۳۰۹**	-۲/۳۸۲*	۰/۱۶۹	Z		
۲/۳۷۵	-۰/۰۱۲	۰/۰۴۳	۰/۰۵۱	۰/۱۴۱	-۰/۰۱۱	m	پاییز	
۳/۲۴۵**	-۰/۰۲۰۶	۲/۰۴۵	۴/۷۰۸**	۰/۹۱۹	-۰/۹۹۴	Z		
۰/۳۸۹	۰/۰۸۶	۰/۱۳۱	-۰/۰۰۵	-۰/۰۷۷	۰/۰۳۰	m	زمستان	تکاب
۲/۱۹۵*	۱/۷۴۴	۲/۸۷۰**	-۱/۰۶۹	-۰/۳۹۴	۲/۵۳۲*	Z		
۱/۱۰۹	۰/۰۶۵	۰/۱۲۴	-۰/۰۰۳	-۰/۰۵۴	۰/۰۲۲	m	بهار	
۲/۰۰۷*	۳/۱۳۳**	۳/۵۰۸**	۰/۰۵۶	-۰/۴۶۹	۱/۵۵۷	Z		
۰/۵۸۷	۰/۰۵۱	۰/۰۸۲	-۰/۰۰۶	-۰/۱۵۹	-۰/۰۱۵	m	تابستان	
۱/۶۶۹	۳/۰۲۰**	۳/۷۳۳**	-۰/۱۳۱	-۱/۳۳۲	-۰/۹۳۸	Z		



ادامه جدول (۴): روند تبخیر-تعرق مرجع و متغیرهای هواشناسی فصلی طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در ایستگاه‌های مورد مطالعه

۰/۰۴۸	۰/۰۴۶	۰/۰۲۷	۰/۰۰۰	-۰/۰۵۴	-۰/۰۲۰	m	پاییز
۰/۱۳۱	۲/۳۸۲*	۱/۱۸۲	-۰/۰۵۶	-۰/۱۶۹	-۱/۵۰۲	Z	
۰/۵۹۹	۰/۰۴۳	۰/۰۵۷	۰/۰۲۳	۰/۰۷۹	۰/۰۱۰	m	زمستان خوی
۲/۰۸۲*	۱/۰۳۲	۱/۲۱۹	۳/۰۹۵**	۰/۸۰۷	۰/۸۸۲	Z	
۲/۴۷۶	۰/۰۹۷	۰/۱۰۷	۰/۰۴۰	-۰/۰۶۳	۰/۰۰۶	m	بهار
۳/۹۲۰**	۳/۸۴۵**	۳/۳۰۲**	۴/۲۲۱**	-۰/۴۶۹	۰/۱۶۹	Z	
۴/۰۱۱	۰/۱۰۶	۰/۱۲۹	۰/۰۳۹	-۰/۳۳۱	-۰/۰۰۴	m	تابستان
۴/۰۳۳**	۵/۱۲۱**	۳/۹۹۵**	۳/۷۷۰**	-۳/۲۴۵**	-۰/۲۰۶	Z	
۱/۳۳۷	۰/۰۹۱	۰/۰۳۹	۰/۰۱۹	۰/۰۵۸	-۰/۰۱۷	m	پاییز
۳/۱۳۳**	۴/۴۴۶**	۱/۵۵۷	۳/۰۲۰**	۰/۵۰۶	-۱/۱۰۷	Z	
۱/۱۱۷	۰/۰۳۶	۰/۰۷۵	۰/۰۳۲	-۰/۱۳۶	۰/۰۱۸	m	زمستان مه‌باد
۲/۶۴۵**	۱/۲۵۷	۱/۸۵۷	۲/۹۴۵**	-۱/۵۹۴	۱/۳۳۲	Z	
۳/۱۶۷	۰/۰۸۱	۰/۱۲۶	۰/۰۵۰	-۰/۲۵۳	۰/۰۱۵	m	بهار
۴/۱۰۸**	۳/۸۸۳**	۳/۶۵۸**	۴/۷۰۸**	-۲/۶۴۵**	۰/۸۸۲	Z	
۴/۹۰۲	۰/۰۷۹	۰/۱۲۹	۰/۰۳۴	-۰/۴۳۱	۰/۰۰۴	m	تابستان
۵/۶۸۴**	۳/۸۴۵**	۴/۵۵۸**	۴/۳۷۱**	-۳/۷۳۳**	۰/۵۰۶	Z	
۱/۹۷۱	۰/۰۴۳	۰/۰۲۳	۰/۰۲۶	-۰/۰۶۶	-۰/۰۰۵	m	پاییز
۳/۸۸۳**	۲/۲۷۰*	۱/۱۸۲	۳/۹۹۵**	۰/۰۰۰	-۰/۳۹۴	Z	
۱/۰۷۴	۰/۱۱۸	۰/۱۱۱	۰/۰۴۰	۰/۰۹۲	۰/۰۱۵	m	زمستان پیرانشهر
۲/۸۷۰**	۲/۳۴۵*	۲/۱۵۷*	۳/۷۳۳**	۰/۹۱۹	۱/۲۹۴	Z	
۲/۵۵۹	۰/۱۵۲	۰/۱۲۹	۰/۰۴۵	-۰/۰۱۹	۰/۰۱۶	m	بهار
۳/۴۷۰**	۵/۳۸۴**	۳/۶۵۸**	۳/۷۷۰**	۰/۳۵۶	۱/۰۱۳	Z	
۳/۹۶۰	۰/۱۴۵	۰/۰۹۶	۰/۰۳۲	۰/۰۴۴	۰/۰۱۰	m	تابستان
۴/۵۲۱**	۵/۰۸۳**	۳/۶۹۵**	۳/۹۰۲**	۰/۳۹۴	۰/۸۴۴	Z	
۱/۲۶۷	۰/۱۰۱	۰/۰۳۵	۰/۰۲۶	۰/۳۳۶	-۰/۰۱۲	m	پاییز
۲/۰۸۲*	۴/۰۳۳**	۱/۶۶۹	۳/۹۹۵**	۲/۴۵۷*	-۰/۸۰۷	Z	
۱/۲۰۴	۰/۱۲۴	۰/۱۷۹	-۰/۰۵۲	-۰/۳۴۶	۰/۰۳۵	m	زمستان سردشت
۴/۰۳۳**	۳/۴۷۰**	۳/۶۹۵**	-۳/۱۳۳**	-۲/۰۴۵*	۲/۵۵۲*	Z	
۲/۰۰۴	۰/۱۴۸	۰/۱۷۱	-۰/۰۴۵	-۰/۲۴۲	۰/۰۲۲	m	بهار
۲/۳۸۲*	۴/۵۵۸**	۳/۸۰۸**	-۲/۶۸۲**	-۱/۳۶۹	۰/۸۶۳	Z	
۲/۲۷۵	۰/۱۲۲	۰/۱۳۹	-۰/۰۳۶	-۰/۴۳۹	-۰/۰۰۷	m	تابستان
۲/۰۲۶*	۴/۰۳۳**	۴/۴۰۸**	-۱/۹۷۰*	۲/۵۷۰*	-۰/۷۸۸	Z	
۰/۳۵۸	۰/۰۷۶	۰/۰۷۸	-۰/۰۳۸	۰/۱۳۴	-۰/۰۲۲	m	پاییز
۰/۴۳۱	۲/۷۹۵**	۲/۵۳۲*	-۲/۶۸۲**	-۰/۰۹۴	-۱/۲۳۸	Z	

ادامه جدول (۴): روند تبخیر-تغرق مرجع و متغیرهای هواشناسی فصلی طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در ایستگاه‌های مورد مطالعه

ET <sub>o</sub> (mm year <sup>-1</sup> ) ۱)	T <sub>min</sub> (°C)	T <sub>max</sub> (°C)	u <sub>2</sub> (m s <sup>-1</sup> )	RH (%)	R <sub>s</sub> (MJ m <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup> )	آماره	فصل	ایستگاه
۰/۶۸۲	۰/۰۰۸	۰/۰۶۷	۰/۰۲۵	-۰/۰۱۷	۰/۰۱۸	m	زمستان	تبریز
۲/۰۴۵*	۰/۵۴۴	۱/۸۹۵	۲/۲۷۰*	۰/۰۵۶	۱/۳۳۲	Z		
۲/۴۳۳	-۰/۰۴۷	۰/۱۱۵	-۰/۰۳۶	-۰/۱۶۰	۰/۰۱۲	m	بهار	
۳/۳۵۸**	۱/۴۴۴	۳/۵۰۸**	۴/۱۴۶**	-۱/۷۴۴	۰/۵۰۶	Z		
۵/۲۷۲	-۰/۰۵۲	۰/۰۹۳	۰/۰۴۲	-۰/۲۲۳	-۰/۰۰۳	m	تابستان	
۴/۳۳۳**	۲/۶۴۵**	۳/۶۵۸**	۴/۳۷۱**	-۲/۷۵۷**	-۰/۳۹۴	Z		
۱/۸۲۷	۰/۰۰۶	۰/۰۱۹	۰/۰۳۱	۰/۰۳۰	-۰/۰۱۷	m	پاییز	
۳/۳۰۲**	۰/۸۴۴	۱/۱۴۴	۵/۰۸۳**	۰/۲۴۴	-۱/۵۵۷	Z		
۰/۱۹۱	-۰/۰۴۴	۰/۰۵۵	-۰/۰۱۲	۱/۹۰	۰/۰۱۰	m	زمستان	جلفا
۰/۶۱۹	۱/۱۸۲	۱/۱۴۴	۱/۸۹۵	۱/۵۵۷	۰/۵۴۴	Z		
۱/۵۵۸	-۰/۰۷۱	۰/۰۸۹	۰/۰۱۷	۰/۱۳۲	۰/۰۲۳	m	بهار	
۳/۰۵۸**	۲/۹۰۷**	۲/۶۸۲**	۳/۴۳۳**	۱/۳۶۹	۱/۷۰۷	Z		
۲/۰۴۵	۰/۰۶۹	۰/۰۸۴	۰/۰۰۶	۰/۰۳۲	۰/۰۱۸	m	تابستان	
۱/۷۰۷	۳/۴۷۰**	۲/۹۰۷**	۰/۷۳۲	۰/۴۶۹	۰/۷۶۹	Z		
۱/۱۲۸	-۰/۰۶۰	۰/۰۳۱	-۰/۰۱۶	۰/۲۰۰	۰/۰۰۱	m	پاییز	
۳/۶۹۵**	۲/۷۵۷**	۱/۳۶۹	۳/۲۶۴**	۲/۵۷۰*	۰/۰۵۶	Z		
۱/۶۵۹	-۰/۰۳۱	۰/۱۱۵	-۰/۰۵۸	۰/۱۳۷	۰/۰۳۳	m	زمستان	مراغه
۴/۴۸۳**	۰/۹۱۹	۲/۵۳۲*	۴/۳۳۳**	۱/۲۵۷	۲/۴۲۰*	Z		
۴/۴۶۲	-۰/۰۹۳	۰/۱۷۳	۰/۰۷۲	-۰/۱۲۵	۰/۰۳۰	m	بهار	
۵/۱۵۸**	۳/۹۹۵**	۴/۴۸۳**	۳/۴۳۳**	-۱/۰۳۲	۱/۲۵۷	Z		
۷/۶۵۶	-۰/۰۹۶	۰/۱۳۴	۰/۰۵۹	-۰/۱۵۰	-۰/۰۰۶	m	تابستان	
۵/۳۰۹**	۴/۵۲۱**	۴/۵۹۶**	۴/۰۳۳**	-۲/۰۴۵*	-۰/۷۶۹	Z		
۵/۰۸۶	-۰/۰۵۸	۰/۰۷۳	۰/۰۷۶	۰/۰۷۲	-۰/۰۰۸	m	پاییز	
۴/۳۷۱**	۲/۹۴۵**	۲/۶۴۵**	۴/۶۳۳**	۰/۶۹۴	-۰/۵۰۶	Z		
۰/۲۹۴	۰/۰۷۰	۰/۱۲۲	۰/۰۰۲	۰/۱۴۳	۰/۰۳۶	m	زمستان	میانه
۱/۰۳۲	۱/۸۵۷	۲/۰۴۵*	۰/۲۸۱	۱/۶۶۹	۲/۸۳۲**	Z		
۱/۴۰۳	۰/۰۹۵	۰/۱۲۸	۰/۰۰۶	۰/۰۶۵	۰/۰۱۶	m	بهار	
۲/۰۴۵*	۴/۲۵۸**	۳/۲۴۵**	۱/۲۱۹	۰/۶۵۷	۰/۵۸۱	Z		
۱/۰۲۴	-۰/۰۸۷	۰/۰۹۷	-۰/۰۰۱	۰/۰۱۴	-۰/۰۱۳	m	تابستان	
۱/۵۹۴	۴/۶۷۱**	۳/۷۷۰**	۰/۴۶۹	۰/۱۳۱	-۰/۹۹۴	Z		
۰/۵۳۱	-۰/۰۷۳	۰/۰۲۲	۰/۰۰۴	۰/۳۲۱	-۰/۰۱۶	m	پاییز	
۱/۳۶۹	۴/۱۸۳**	۰/۵۰۶	۰/۵۸۱	۲/۶۶۴**	-۱/۱۴۴	Z		
۰/۷۵۷	۰/۰۵۵	۰/۰۶۸	۰/۰۳۶	-۰/۰۴۳	۰/۰۲۵	m	زمستان	سراب
۲/۶۴۵**	۱/۲۵۷	۱/۶۶۹	۳/۹۲۰**	-۰/۱۳۱	۲/۴۲۰*	Z		
۲/۴۸۹	-۰/۰۷۷	۰/۰۹۹	۰/۰۵۵	-۰/۲۰۹	۰/۰۲۵	m	بهار	
۴/۳۷۱**	۳/۶۵۸**	۳/۲۰۸**	۵/۰۰۸**	-۲/۳۲۶*	۱/۲۵۷	Z		
۳/۲۸۰	-۰/۰۶۳	۰/۰۸۲	۰/۰۳۲	-۰/۳۴۷	۰/۰۰۱	m	تابستان	
۴/۴۰۸**	۳/۵۴۵**	۳/۰۹۵**	۳/۵۰۸**	-۳/۵۰۸**	-۰/۲۸۱	Z		
۱/۵۴۳	۰/۰۶۵	۰/۰۰۷	۰/۰۳۹	۰/۰۲۶	-۰/۰۰۸	m	پاییز	
۳/۵۸۳**	۳/۸۴۵**	۰/۵۸۱	۵/۰۴۶**	۰/۵۴۴	-۰/۵۸۱	Z		
۱/۲۳۵	-۰/۰۶۹	۰/۱۰۶	۰/۰۲۴	-۰/۲۷۴	۰/۰۲۵	m	زمستان	اهر

ادامه جدول (۴): روند تبخیر-تعرق مرجع و متغیرهای هواشناسی فصلی طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	فصل	آماره	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup> )	RH (%)	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	$T_{max}$ (°C)	$T_{min}$ (°C)	$ET_0$ (mm year <sup>-1</sup> )
Z			۲/۲۷۰*	-۲/۰۴۵*	۲/۴۹۵*	۲/۴۲۰*	۱/۷۰۷	۲/۴۹۵*
m	بهار		۰/۰۱۴	-۰/۱۶۳	۰/۰۳۱	۰/۱۱۲	۰/۰۸۰	۱/۸۴۸
Z			۰/۳۵۶	-۱/۶۸۹	۳/۹۵۸**	۳/۲۴۵**	۳/۶۵۸**	۳/۳۲۰**
m	تابستان		۰/۰۲۴	-۰/۲۸۳	۰/۰۱۵	۰/۱۰۲	۰/۰۴۹	۲/۶۱۱
Z			۰/۸۴۴	-۲/۶۰۷**	۳/۲۸۳**	۳/۱۷۰**	۳/۷۷۰**	۳/۲۸۳**
m	پاییز		۰/۰۰۱	۰/۰۷۵	۰/۰۱۸	۰/۰۱۹	۰/۰۴۱	۰/۶۹۳
Z			۰/۰۵۶	۰/۶۹۴	۲/۳۴۵*	۱/۰۳۲	۲/۵۳۲*	۱/۳۶۹
			$R_s$	RH	$u_2$	$T_{max}$	$T_{min}$	$ET_0$
			(MJ m <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup> )	(%)	(m s <sup>-1</sup> )	(°C)	(°C)	(mm year <sup>-1</sup> )
			۰/۰۰۹	۰/۰۵۴	۰/۰۲۲	۰/۰۲۹	۰/۰۵۶	۰/۵۷۷
Z	زمستان		۰/۵۶۳	۰/۱۱۳	۰/۰۷۵	۱/۴۲۶	۱/۶۸۹	۱/۵۰۱
m	بهار		-۰/۰۱۹	-۰/۰۵۶	۰/۰۴۷	۰/۰۷۲	۰/۱۰۶	۲/۱۷۱
Z			-۱/۰۵۱	-۰/۸۶۳	۰/۱۵۰	۲/۶۲۷**	۴/۱۶۵**	۱/۹۱۴
m	تابستان		-۰/۰۳۴	-۰/۰۴۱	۰/۰۳۱	۰/۰۴۵	۰/۰۷۳	۲/۲۸۷
Z			-۱/۶۸۹	-۰/۶۰۰	-۰/۵۶۳	۱/۵۷۶	۲/۹۶۴**	۰/۱۵۰
m	پاییز		-۰/۰۲۵	۰/۲۰۰	۰/۰۱۳	-۰/۰۳۱	۰/۰۴۶	۰/۲۸۹
Z			-۱/۲۰۱	۱/۹۵۲	-۰/۷۱۳	-۱/۰۸۹	۲/۳۲۸*	-۰/۵۶۳

m: شیب خط رگرسیون، Z: آماره من-کندال. \* روند معنی‌دار در سطح معنی‌داری ۵٪، \*\* روند معنی‌دار در سطح معنی‌داری ۱٪

## نتایج و بحث

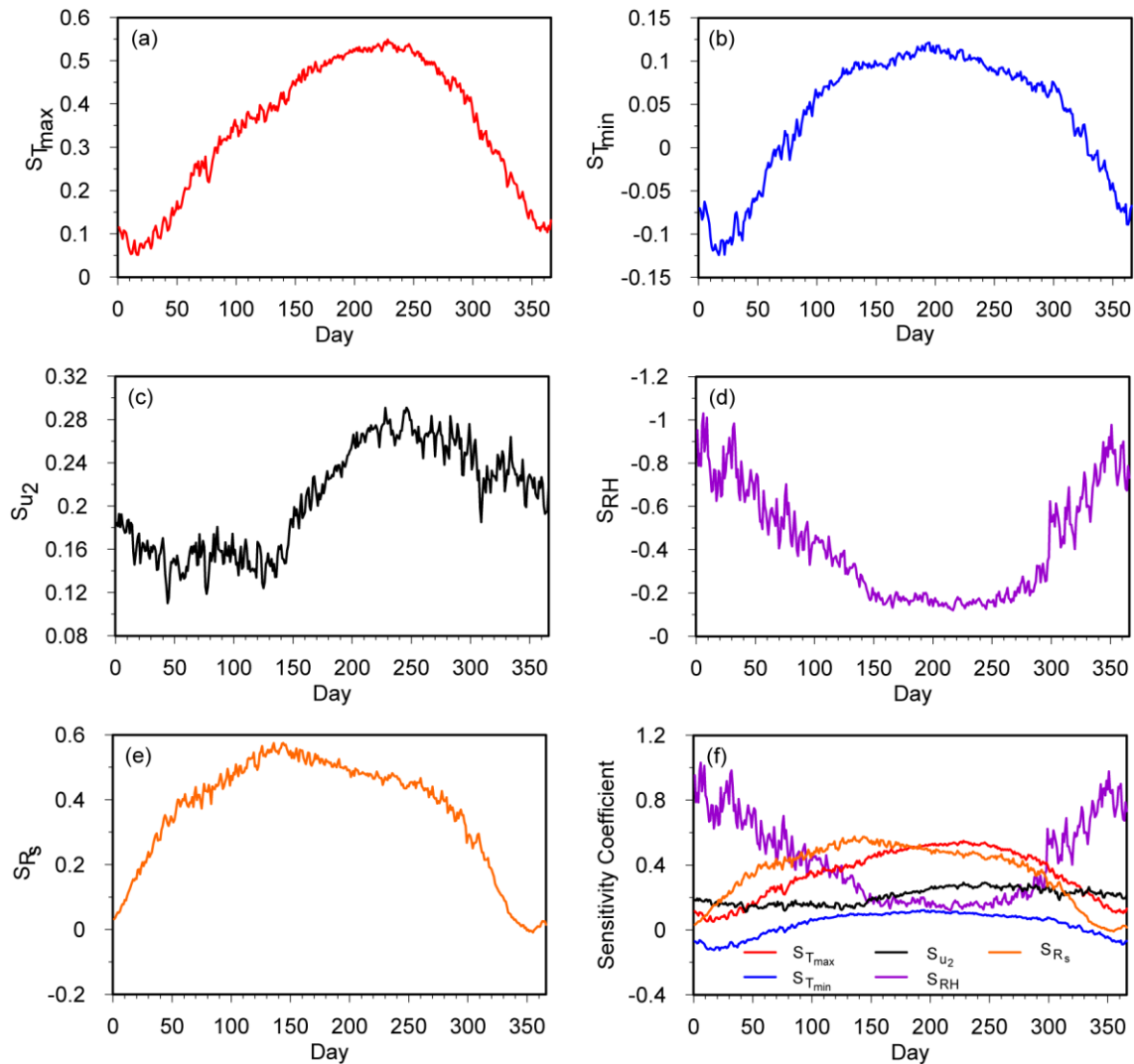
جدول ۲ روند تغییرات  $ET_0$  سالانه و متغیرهای هواشناسی سالانه  $T_{min}$ ،  $T_{max}$ ،  $u_2$ ،  $RH$  و  $R_s$  را به تفکیک هر ایستگاه نشان می‌دهد. میانگین  $ET_0$  سالانه  $1260/6 \text{ mm year}^{-1}$  است و مطابق جدول ۲ دارای یک روند افزایشی معنی‌دار به میزان  $8 \text{ mm year}^{-2}$  است. نتایج تحلیل روند  $ET_0$  سالانه نشان می‌دهد که تبخیر-تعرق مرجع در ایستگاه‌های مورد مطالعه روند افزایشی داشته است و مقدار روند در اغلب ایستگاه‌ها غیر از میانه و سهند معنی‌دار است. بیشترین روند افزایشی مربوط به ایستگاه مراغه ( $18/84 \text{ mm year}^{-2}$ ) است. این نتیجه با یافته‌های Amirataee et al. (2015) مطابقت دارد. اما نتایج معنی‌داری روند ایستگاه‌های تبریز و میانه با مطالعه Amirataee et al. (2015) تفاوت دارد که می‌تواند ناشی از تفاوت دوره آماری باشد.

با توجه به جدول ۲ روند افزایشی معنی‌داری در  $T_{min}$  سالانه اغلب ایستگاه‌ها وجود دارد؛ به طوری که روند میانگین  $T_{min}$  سالانه در سر جمع ایستگاه‌ها  $0.4/5 \text{ } ^\circ\text{C}$

$0.7 \text{ year}^{-1}$  است. متغیر  $T_{max}$  سالانه نیز روند افزایشی معنی‌داری در اغلب ایستگاه‌ها نشان می‌دهد و روند میانگین  $T_{max}$  سالانه ( $0.9 \text{ } ^\circ\text{C year}^{-1}$ ) از روند  $T_{min}$  بیشتر است. روند  $u_2$  سالانه نیز در بیشتر ایستگاه‌ها معنی‌دار (غیر از تکاب، میانه و سهند) و افزایشی (غیر از سردشت) است. روند متغیر  $u_2$  به طور میانگین برابر با  $0.2 \text{ m s}^{-1} \text{ year}^{-1}$  است. جدول ۲ نشان می‌دهد که  $R_s$  سالانه هیچ یک از ایستگاه‌ها (غیر از سهند) طی دوره ۱۹۹۰-۲۰۱۸ روند معنی‌داری ندارد. روند کاهشی یا افزایشی ضعیفی در  $RH$  سالانه تعداد محدودی از ایستگاه‌ها مشاهده می‌شود؛ ولی به طور میانگین، روند  $RH$  سالانه از نظر آماری معنی‌دار نیست. در مجموع، نتایج تحلیل روند حاکی از آن است که روند افزایشی میانگین  $ET_0$  سالانه ایستگاه‌ها می‌تواند ناشی از روندهای افزایشی میانگین متغیرهای  $T_{min}$ ،  $T_{max}$ ،  $u_2$  سالانه ایستگاه‌ها در منطقه مورد مطالعه باشد. میانگین  $ET_0$  طی دوره ۱۹۹۰-۲۰۱۸ برای فصل‌های بهار تا زمستان به ترتیب برابر  $316/8 \text{ mm year}^{-1}$ ،  $84/0 \text{ mm year}^{-1}$  و  $255/3 \text{ mm year}^{-1}$  است.

در هیچ یک از فصول روند معنی داری نشان نمی دهند. در مورد ایستگاه سردشت  $u_2$  در همه فصول روند کاهشی و معنی داری نشان می دهد. اما در مورد سایر ایستگاهها روند  $u_2$  در اغلب فصول افزایشی و معنی دار است. به طور کلی، در مورد میانگین  $u_2$  ایستگاهها شاهد روند افزایشی و معنی دار در همه فصلها هستیم. متغیر  $R_s$  تنها در تعدادی از ایستگاهها مانند تکاب، سردشت، اهر، مراغه، میانه و سراب روند افزایشی معنی دار ضعیفی در فصل زمستان دارند. میانگین  $R_s$  ایستگاهها نیز روند ضعیف افزایشی معنی داری در زمستان نشان می دهد. ایستگاههای تکاب و سهند در هیچ یک از فصول، روند معنی داری در  $RH$  نشان نمی دهند؛ ولی در سایر ایستگاهها غالباً در فصل تابستان روند کاهشی معنی داری در  $RH$  دیده می شود. به طور کلی میانگین  $RH$  ایستگاهها روند کاهشی معنی داری در فصل تابستان دارد؛ ولی در سایر فصول تغییرات  $RH$  معنی دار نیستند.

است. نتایج تحلیل روند  $ET_o$  فصلی و متغیرهای هواشناسی فصلی  $T_{min}$ ،  $T_{max}$ ،  $u_2$ ،  $R_s$  و  $RH$  میانگین ایستگاهها در جدول ۳ آمده است. روند  $ET_o$  در فصلهای بهار تا زمستان افزایشی و به ترتیب برابر  $2/4 \text{ year}^{-2}$ ،  $3/4 \text{ mm year}^{-2}$  و  $1/4 \text{ mm year}^{-2}$  و در سطح ۱ درصد معنی دار هستند. نتایج تحلیل روند  $ET_o$  فصلی و متغیرهای هواشناسی فصلی  $T_{min}$ ،  $T_{max}$ ،  $u_2$ ،  $R_s$  و  $RH$  به تفکیک ایستگاهها در جدول ۴ آمده است. نتایج حاکی از این است که تبخیر-تعرق مرجع در ایستگاه سهند در هیچ یک از فصول سال روند معنی داری ندارد؛ اما در سایر ایستگاهها روند  $ET_o$  در همه فصول افزایشی و غالباً معنی دار است. روند متغیر  $T_{min}$  در اغلب ایستگاهها در فصلهای بهار، تابستان و پاییز افزایشی و معنی دار است. همچنین، روند افزایشی متغیر  $T_{max}$  شدیدتر از  $T_{min}$  بوده و در بیشتر ایستگاهها در فصلهای زمستان، بهار و تابستان معنی دار است. متغیر  $u_2$  در ایستگاههای تکاب، میانه و سهند

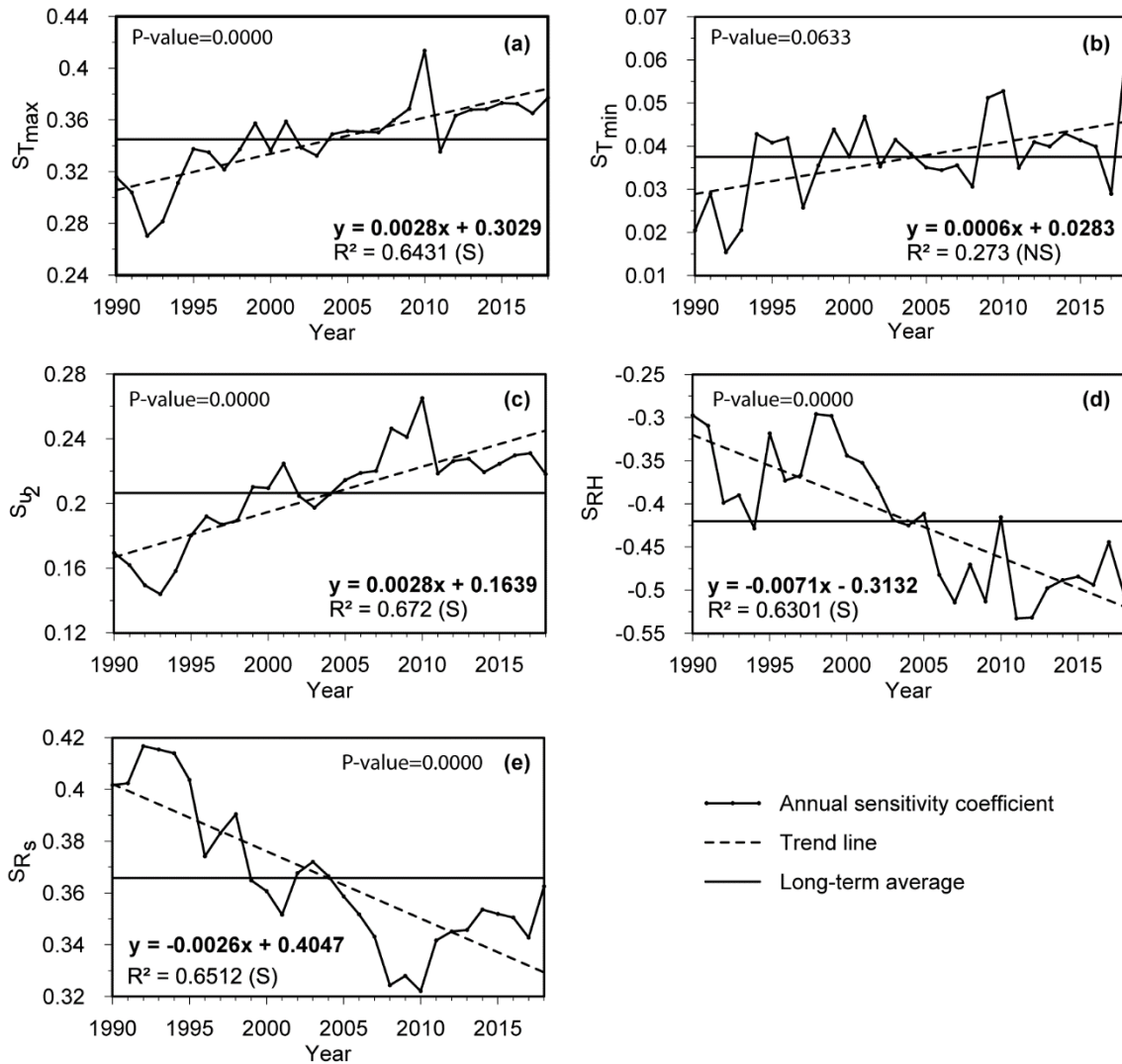


شکل (۳): میانگین بلندمدت ضرایب حساسیت روزانه برای (a) دمای بیشینه هوا ( $T_{max}$ )، (b) دمای کمینه هوا ( $T_{min}$ )، (c) سرعت باد ( $u_2$ )، (d) رطوبت نسبی (RH)، (e) تابش خورشیدی ( $R_s$ ) و (f) مقایسه میانگین بلندمدت ضرایب حساسیت روزانه ۵ متغیر هواشناسی برای دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در ایستگاه‌های مورد مطالعه. اعداد محور افقی نشان‌دهنده شماره روز سال از اول ژانویه است. در نمودار d محور عمودی به صورت نزولی است و در نمودار f برای تسهیل مقایسه، مقادیر ضرایب حساسیت رطوبت نسبی در ۱- ضرب شده اند.

حساسیت  $ET_0$  به کدام یک از متغیرهای هواشناسی بیشتر است، در ادامه نتایج تحلیل حساسیت ارائه می‌شود. شکل ۳ میانگین بلندمدت ضرایب حساسیت روزانه را برای متغیرهای مختلف هواشناسی نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۳، ضرایب حساسیت نوسانات قابل توجهی را طی سال نشان می‌دهند. Gong et al. (2006) و Du et al. (2016) نیز نمودارهای مشابهی برای نوسانات ضرایب حساسیت این متغیرها یافتند. بیشینه ضریب حساسیت دمای بیشینه ( $ST_{max}$ ) و

در مجموع، نتایج تحلیل روند در مقیاس فصلی حاکی از آن است که شدیدترین روند افزایشی میانگین  $ET_0$  ایستگاه‌ها مربوط به فصل تابستان است. در فصل‌های پاییز، زمستان و بهار روند افزایشی میانگین  $ET_0$  ایستگاه‌ها می‌تواند ناشی از روند افزایشی معنی‌دار میانگین متغیرهای  $T_{min}$ ،  $T_{max}$ ،  $u_2$  ایستگاه‌ها باشد. اما در مورد فصل تابستان علاوه بر این سه متغیر، روند کاهشی معنی‌دار میانگین RH ایستگاه‌ها نیز می‌تواند در روند افزایشی  $ET_0$  موثر باشد. برای آگاهی از اینکه

ضریب حساسیت دمای کمینه ( $S_{Tmin}$ ) به ترتیب در روز  
۲۲۸-م و روز ۱۹۵-م سال است (شکل ۳(a-b)).



شکل (۴): تغییرات ضرایب حساسیت سالانه  $ET_0$  به متغیرهای (a) دمای کمینه هوا ( $S_{Tmin}$ ), (b) دمای بیشینه هوا ( $S_{Tmax}$ ), (c) سرعت باد ( $S_{u2}$ ), (d) رطوبت نسبی ( $SRH$ ), (e) تابش خورشیدی ( $SRs$ ) در دوره آماری ۱۹۹۰-۲۰۱۸ در ایستگاه‌های مورد مطالعه. خط ممتد افقی نشان‌دهنده میانگین ضرایب حساسیت و خط چین نشان‌دهنده خط روند است. (S) نشان‌دهنده معنی‌دار بودن روند و (NS) نشان‌دهنده عدم معنی‌داری روند در سطح معنی‌داری ۵ درصد است.

در تمام روزهای سال مثبت بوده و حساسیت  $ET_0$  به  $u_2$  در نیمه دوم سال بیشتر از نیمه اول سال است. رطوبت نسبی ضرایب حساسیت منفی نسبتاً شدید را نشان می‌دهد (شکل ۳(d)). ضرایب حساسیت شدیداً منفی رطوبت نسبی ( $SRH$ ) بدین معنی است که با کاهش رطوبت نسبی،  $ET_0$  شدیداً افزایش می‌یابد.

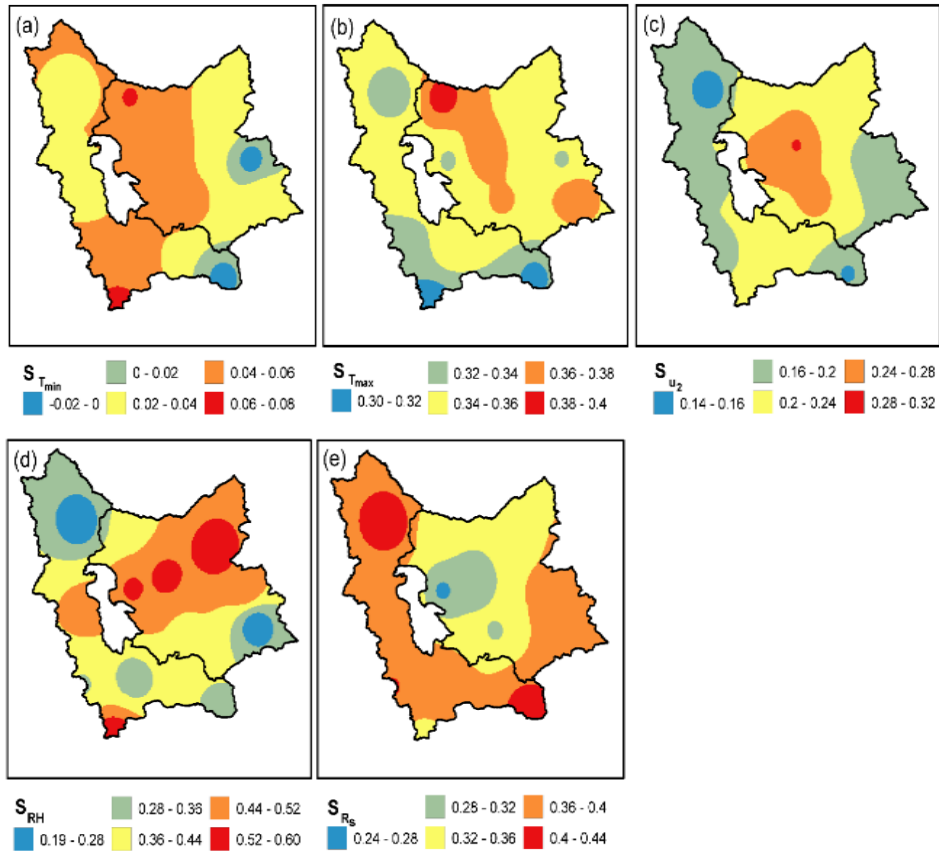
$S_{Tmax}$  در تمام روزهای سال مثبت است ولی  $S_{Tmin}$  از اواسط ماه مارس تا اواخر نوامبر مثبت و همواره کمتر از  $S_{Tmax}$  است؛ اما قدر مطلق  $S_{Tmin}$  در ماه ژانویه بیشتر از قدر مطلق  $S_{Tmax}$  است. بنابراین، در ماه ژانویه  $ET_0$  به  $S_{Tmin}$  و در سایر ماه‌ها به  $S_{Tmax}$  حساس‌تر است. با توجه به شکل ۳(c) ضریب حساسیت سرعت باد ( $S_{u2}$ )



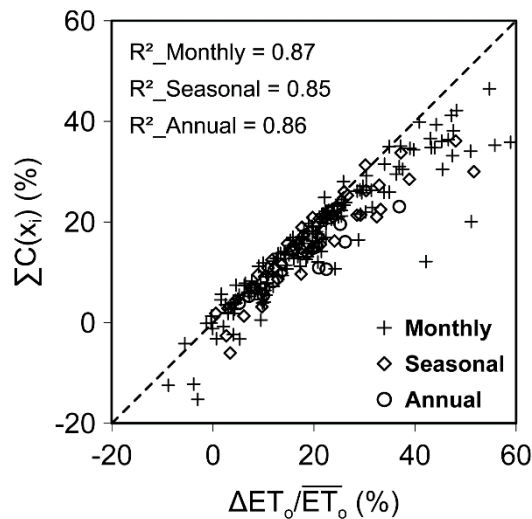
کاهش می‌دهد. بنابراین طی دوره ۲۰۱۸-۱۹۹۰ میزان حساسیت  $ET_0$  به  $R_s$  کاهش یافته است. شکل ۴(b) نشان می‌دهد که میزان حساسیت  $ET_0$  به  $T_{min}$  روند معنی‌داری نداشته است. همان طور که در مورد شکل ۳ ذکر شد، مقدار  $S_{RH}$  همواره منفی است. با توجه به شکل ۴(d)،  $S_{RH}$  روند کاهشی معنی‌دار نشان می‌دهد. به عبارت دیگر، قدر مطلق  $S_{RH}$  روند افزایشی معنی‌داری نشان می‌دهد. بنابراین طی دوره ۲۰۱۸-۱۹۹۰ میزان حساسیت  $ET_0$  به  $RH$  افزایش یافته است.

توزیع مکانی میانگین ضرایب حساسیت در منطقه مورد مطالعه در شکل ۵ نشان داده شده است. میانگین  $S_{Tmin}$  تغییرپذیری مکانی بسیار کمی داشته و دامنه تغییرات مکانی آن حدود ۰/۱ است. الگوی مکانی میانگین  $S_{Tmax}$  نیز مانند  $S_{Tmin}$  تغییرپذیری کمی را نشان می‌دهد؛ به طوری که میزان حساسیت  $ET_0$  به  $T_{max}$  از شمال به جنوب منطقه با شیب ضعیفی کاهش می‌یابد. بخش‌های مرکزی منطقه مورد مطالعه، بیشترین میانگین  $S_{u2}$  را نشان می‌دهد و با حرکت به شرق و غرب منطقه، میزان حساسیت  $ET_0$  به  $u_2$  با شیب نسبتاً تندی کاهش می‌یابد. بیشترین میزان حساسیت به  $RH$  نیز در بخش‌های مرکزی منطقه بوده و با حرکت به سمت جنوب شرق و شمال غرب با گرادیان شدیدی کاهش می‌یابد. الگوی مکانی  $S_{R_s}$  تا حدی شبیه به الگوی مکانی  $S_{u2}$  ولی با جهت گرادیان مخالف است. در تایید مطالعات مشابه (مانند Liu et al., 2010; Mosaedi et al., 2017; Nouri et al., 2017; Nouri and Bannayan, 2019) نتایج این مطالعه نیز نشان می‌دهد که حساس‌ترین متغیرها در زمان‌ها و اقلیم‌های مختلف متفاوت هستند.

میزان حساسیت  $ET_0$  به  $RH$  در فصل تابستان کمتر و در فصل زمستان بیشتر است. ضریب حساسیت تابش خورشیدی ( $S_{R_s}$ ) در تمام روزهای سال مثبت است و مشابه  $S_{Tmax}$  چرخه فصلی مشخص و قابل توجهی را نشان می‌دهد. مقایسه همزمان ضرایب حساسیت پنج متغیر (شکل ۳(f)) نشان می‌دهد که  $S_{R_s}$  در نیمه اول سال بیشتر از  $S_{Tmax}$  است ولی در نیمه دوم سال  $S_{Tmax}$  بیشتر از  $S_{R_s}$  است. بیشترین دامنه تغییرپذیری ضریب حساسیت مربوط به متغیر  $RH$  و کمترین دامنه تغییرپذیری ضریب حساسیت مربوط به متغیرهای  $T_{min}$  و  $u_2$  است. همچنین، مقادیر میانگین سالانه ضرایب حساسیت برای کل ایستگاه‌های مورد مطالعه برای  $T_{max}$ ،  $T_{min}$ ،  $u_2$ ،  $R_s$  و  $RH$  به ترتیب برابر با ۰/۳۴، ۰/۰۴، ۰/۲۱، ۰/۳۷ و ۰/۴۲- است. لذا، به طور میانگین، بیشترین میزان حساسیت  $ET_0$  به  $RH$  و کمترین میزان حساسیت  $ET_0$  به  $T_{min}$  است. این نتایج به یافته‌های (Du et al., 2016) شباهت دارد. بیشترین میزان حساسیت  $ET_0$  در فصل‌های زمستان و پاییز، به  $RH$  در فصل بهار به  $R_s$  و در فصل تابستان به  $T_{max}$  است. شکل ۴ روند تغییرات ضرایب حساسیت سالانه را طی دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ نشان می‌دهد. روند افزایشی ضریب حساسیت متغیر  $X$  بدین معنی است که میزان حساسیت  $ET_0$  به متغیر  $X$  در دوره زمانی مورد بررسی افزایش یافته است و روند کاهشی ضریب حساسیت متغیر  $X$  بدین معنی است که میزان حساسیت  $ET_0$  به متغیر  $X$  در دوره زمانی مورد بررسی کاهش یافته است. با توجه به شکل ۴(a) و ۴(c)،  $S_{Tmax}$  و  $S_{u2}$  روند افزایشی معنی‌دار نشان می‌دهند؛ لذا طی دوره ۲۰۱۸-۱۹۹۰ میزان حساسیت  $ET_0$  به  $T_{max}$  و  $u_2$  افزایش یافته است. با توجه به شکل ۴(e)،  $S_{R_s}$  روند



شکل (۵): توزیع مکانی میانگین ضریب حساسیت (S) برای متغیرهای  $T_{min}$ ،  $T_{max}$ ،  $u_2$ ،  $RH$  و  $R_s$  در منطقه مورد مطالعه. مقادیر ضریب حساسیت  $RH$  در عدد ۱- ضرب شده اند.



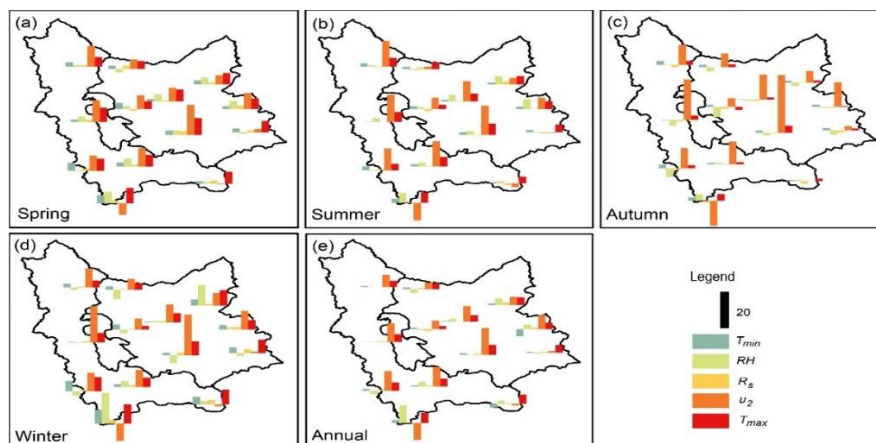
شکل (۶): رابطه مجموع درصد سهم تغییرات متغیرهای هواشناسی در تغییرات نسبی  $ET_0$  با میانگین بلندمدت درصد تغییرات نسبی  $ET_0$  در مقیاس زمانی ماهانه، فصلی و سالانه برای دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ در ایستگاه‌های مورد مطالعه.





و کاهش رطوبت نسبی) در روند  $ET_0$  بیشتر از سرعت باد است. روند افزایشی  $T_{max}$  در سر جمع ایستگاه‌ها سبب افزایش  $ET_0$  شده است و درصدی از تغییر نسبی  $ET_0$  که ناشی از تغییرات  $T_{max}$  است، بین ۱/۶٪ تا ۵/۷٪ و متناظر با ۲۳ mm تا ۸۱/۶ mm است. به طور کلی، سهم  $R_s$  در تغییرات  $ET_0$  خیلی ناچیز بوده و روند افزایشی معنی‌دار  $T_{min}$  نیز در مقایسه با  $T_{max}$  تاثیر خیلی کمی بر تغییرات  $ET_0$  داشته است که ناشی از ناچیز بودن حساسیت  $ET_0$  به  $T_{min}$  است. اگرچه نتایج تحلیل حساسیت نشان داد که بیشترین حساسیت  $ET_0$  به RH است، اما به طور میانگین، سهم متغیر RH در تغییرات  $ET_0$  نسبت به  $u_2$  و  $T_{max}$  خیلی کمتر بوده است؛ چرا که روی هم رفته، RH روند معنی‌داری در این دوره نشان نداده است. (Nouri et al. (2017) و Tabari et al. (2012) نیز نشان دادند تغییر در سرعت باد بیشترین سهم را در روند سالانه  $ET_0$  در اقلیم‌های خشک ایران داشته است. Nouri and Bannayan (2019) نیز نشان دادند که در مناطق نیمه‌خشک، سرعت باد و در مناطق مرطوب دمای هوا بیشترین سهم را در روند  $ET_0$  دارد.

با توجه به شکل ۶، مجموع درصد سهم تغییرات متغیرهای هواشناسی در تغییرات نسبی  $ET_0$  به خوبی با تغییرات نسبی  $ET_0$  حاصل از داده‌های مشاهداتی مطابقت دارد ( $R^2_{Monthly}=0.87$ ,  $R^2_{Seasonal}=0.85$ ,  $R^2_{Annual}=0.86$ ). بنابراین، می‌توان به مقایسه سهم هر یک از متغیرهای هواشناسی در تغییرات  $ET_0$  پرداخت. شکل‌های ۷(a-d) سهم تغییرات متغیرهای هواشناسی را در تغییرات نسبی  $ET_0$  فصلی نشان می‌دهند. سهم تغییرات متغیرهای هواشناسی در مقیاس سالانه در شکل ۷(e) نشان داده شده است. شکل ۷(e) بیانگر این است که در اغلب ایستگاه‌ها  $u_2$  بیشترین سهم را در تغییر  $ET_0$  دارد. روند افزایشی  $u_2$  در دوره آماری ۱۹۹۰-۲۰۱۸ سبب افزایش  $ET_0$  شده است و درصدی از تغییر نسبی  $ET_0$  که ناشی از افزایش  $u_2$  است، بین ۰/۸٪ تا ۱۵/۴٪ و متناظر با ۱۰/۰ mm تا ۲۱۹/۸ mm است. در ایستگاه سردشت با اقلیم خیلی مرطوب، سهم  $u_2$  در تغییرات نسبی  $ET_0$  برابر ۹/۸٪ است؛ لذا روند کاهش  $u_2$  در این دوره آماری سبب ۱۳۳/۳ mm کاهش در  $ET_0$  این ایستگاه شده است. با توجه به روند افزایشی  $ET_0$  در ایستگاه سردشت، می‌توان نتیجه گرفت که در این ایستگاه سهم سایر عوامل (افزایش دما



شکل (۷): درصد سهم تغییرات متغیرهای هواشناسی  $T_{max}$ ،  $T_{min}$ ،  $u_2$ ، RH و  $R_s$  در تغییرات نسبی  $ET_0$  در مقیاس زمانی فصلی (a-بهار، b-تابستان، c-پاییز، d-زمستان) و سالانه (e) برای دوره آماری ۱۹۹۰-۲۰۱۸ در ایستگاه‌های مورد مطالعه. مقادیر مثبت (منفی) نشان‌دهنده این است که روند مشاهده شده متغیر هواشناسی در دوره آماری مورد مطالعه، سبب افزایش (کاهش)  $ET_0$  شده است.

### نتیجه‌گیری

نتایج تحلیل روند  $ET_0$  نشان داد که در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه، مقدار  $ET_0$  افزایش یافته و این روند در اغلب ایستگاه‌ها معنی‌دار است. نتایج تحلیل حساسیت بدون بعد نشان داد که به طور کلی بیشترین حساسیت  $ET_0$  به RH و پس از آن به  $T_{max}$  و  $R_s$  تقریباً با یک میزان حساسیت است و کمترین میزان حساسیت مربوط به  $T_{min}$  است. همچنین در دوره مورد بررسی، میزان حساسیت  $ET_0$  به  $ET_0$ ،  $T_{max}$  و RH (عوامل ایروپدینامیکی) افزایش و میزان حساسیت  $ET_0$  به  $R_s$  (عامل تابشی) کاهش یافته است. بیشترین تغییرپذیری‌های مکانی ضرایب حساسیت مربوط به RH و سپس  $u_2$  و  $R_s$  است. لذا، لحاظ کردن تغییرات زمانی و مکانی ضریب حساسیت در مطالعات مربوط به واکنش تبخیر-تعرق مرجع به تغییر اقلیم اهمیت دارد. نتایج تحلیل سهم متغیرهای هواشناسی در تغییرات  $ET_0$  نشان داد که در سر جمع ایستگاه‌های مورد مطالعه، در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک، افزایش سرعت باد ( $u_2$ ) مهم‌ترین عامل افزایش  $ET_0$  در دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۹۰ بوده است؛ نتایج این مطالعه با یافته‌های (Nouri et al., 2017) و (Tabari et al., 2012) و (Nouri and Bannayan, 2019) مبنی بر سهم بیشتر سرعت باد در تغییرات  $ET_0$  در مناطق خشک و نیمه‌خشک مطابقت دارد. در اقلیم خیلی مرطوب، افزایش دما ( $T_{max}$  و  $T_{min}$ ) و کاهش رطوبت نسبی (RH) سبب افزایش  $ET_0$  در این دوره شده‌اند. (Nouri and Bannayan, 2019) نیز نشان دادند که در مناطق مرطوب دمای هوا بیشترین سهم را در روند  $ET_0$  دارد.

به‌طور کلی، می‌توان نتیجه گرفت که مؤلفه ایروپدینامیکی تبخیر-تعرق مرجع ( $ET_{0,a}$ ) بیشتر از مؤلفه تابشی ( $ET_{0,r}$ ) تحت تاثیر عوامل اقلیمی قرار گرفته است.

مطابق شکل‌های ۷(a-d)، سهم تغییرات فصلی متغیرهای هواشناسی در تغییرات  $ET_0$  مشابه مقیاس سالانه است. در اغلب ایستگاه‌ها  $u_2$  بیشترین سهم را در تغییر  $ET_0$  در همه فصل‌ها دارد. با این وجود، میزان سهم  $u_2$  در فصول و ایستگاه‌های مختلف بسیار متغیر است. به طور میانگین، در همه فصل‌ها، روند افزایشی معنی‌دار  $T_{max}$  پس از  $u_2$  بیشترین سهم را در تغییرات  $ET_0$  داشته است؛ با این وجود، سهم روند معنی‌دار  $T_{min}$  در تغییرات  $ET_0$  به دلیل حساسیت ناچیز  $ET_0$  به  $T_{min}$ ، در مقایسه با  $T_{max}$  خیلی کم است. به طور کلی، در همه فصل‌ها سهم  $R_s$  در تغییرات  $ET_0$  بسیار ناچیز است. علی‌رغم حساسیت بیشتر  $ET_0$  به RH، سهم RH در تغییرات  $ET_0$  فقط در فصل تابستان و در محدودی از ایستگاه‌ها مشهود بوده و در اغلب ایستگاه‌ها و اغلب فصل‌ها سهم RH به دلیل عدم روند معنی‌دار آن کمتر از ۵ درصد است. در مورد ایستگاه سردشت با اقلیم خیلی مرطوب، روند کاهشی  $u_2$  در همه فصل‌ها سبب کاهش  $ET_0$  شده است. با این وجود، روند افزایشی  $ET_0$  در زمستان و بهار بیشتر ناشی از افزایش معنی‌دار  $T_{max}$ ،  $T_{min}$  و کاهش RH در این دوره آماری است. (Dinpashoh et al., 2011) نشان دادند که رطوبت نسبی در فصل زمستان و سرعت باد در سایر فصول بیشترین سهم را در تغییرات  $ET_0$  دارد. در حالی که یافته‌های مطالعه حاضر نشان داد که متغیر سرعت باد در همه فصول دارای بیشترین سهم در روند  $ET_0$  است و تنها در مورد ایستگاه‌های سردشت و اهر در فصل زمستان، متغیر رطوبت نسبی، سهم بیشتری نسبت به سایر متغیرها دارد.

## منابع

- Alizadeh-Choobari, O., Ahmadi-Givi, F., Mirzaei, N., Owlad, E., 2016. Climate change and anthropogenic impacts on the rapid shrinkage of Lake Urmia. *International Journal of Climatology*, 36(13): 4276-4286, <https://doi.org/10.1002/joc.4630>
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56*. Fao, Rome, 300(9): D05109.
- Amirataee, B., Montaseri, M., Sanikhani, H., 2016. The analysis of trend variations of reference evapotranspiration via eliminating the significance effect of all autocorrelation coefficients. *Theoretical and Applied Climatology*, 126(1-2): 131-139, <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1566-z>
- Beven, K., 1979. A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates. *Journal of Hydrology*, 44(3-4): 169-190, [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90130-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90130-6)
- Delju, A.H., Ceylan, A., Piguert, E., Rebetez, M., 2013. Observed climate variability and change in Urmia Lake Basin, Iran. *Theoretical and applied climatology*, 111(1-2): 285-296, <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0651-9>
- Dinpashoh, Y., Jahanbakhsh-Asl, S., Rasouli, A.A., Foroughi, M., Singh, V.P., 2019. Impact of climate change on potential evapotranspiration (case study: west and NW of Iran). *Theoretical and Applied Climatology*, 136(1-2): 185-201, <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2462-0>
- Dinpashoh, Y., Jhajharia, D., Fakheri-Fard, A., Singh, V.P., Kahya, E., 2011. Trends in reference crop evapotranspiration over Iran. *Journal of Hydrology*, 399(3-4): 422-433, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.021>
- Du, C., Yu, J., Wang, P., Zhang, Y., 2016. Reference evapotranspiration changes: Sensitivities to and contributions of meteorological factors in the Heihe River Basin of Northwestern China (1961–2014). *Advances in Meteorology*, <https://doi.org/10.1155/2016/4143580>
- Eslamian, S., Khordadi, M.J., Abedi-Koupai, J., 2011. Effects of variations in climatic parameters on evapotranspiration in the arid and semi-arid regions. *Global and Planetary Change*, 78(3-4): 188-194, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.07.001>
- Fathian, F., Morid, S., Kahya, E., 2015. Identification of trends in hydrological and climatic variables in Urmia Lake basin, Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 119(3-4): 443-464, <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1120-4>
- Gong, L., Xu, C.Y., Chen, D., Halldin, S., Chen, Y.D., 2006. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*, 329(3-4): 620-629, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.027>
- Guo, D., Westra, S. and Maier, H. R. 2017. Sensitivity of potential evapotranspiration to changes in climate variables for different Australian climatic zones. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(4): 2107-2126, <https://doi.org/10.5194/hess-21-2107-2017>
- Kendall, M.G., 1948. *Rank correlation methods*, Griffin, Oxford, UK.
- Liu, Q., Yang, Z., Cui, B., Sun, T., 2010. The temporal trends of reference evapotranspiration and its sensitivity to key meteorological variables in the Yellow River Basin, China. *Hydrological processes*, 24(15): 2171-2181, <https://doi.org/10.1002/hyp.7649>
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the econometric society*, 245-259, <https://doi.org/10.2307/1907187>
- McCuen, R.H., 1974. A sensitivity and error analysis CF procedures used for estimating evaporation. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 10(3): 486-497, <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1974.tb00590.x>



- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. In Symposia of the society for experimental biology (Vol. 19, pp. 205-234). Cambridge University Press (CUP) Cambridge.
- Mosaedi, A., Ghabaei Sough, M., Sadeghi, S.H., Mooshakhian, Y., Bannayan, M., 2017. Sensitivity analysis of monthly reference crop evapotranspiration trends in Iran: a qualitative approach. *Theoretical and applied climatology*, 128(3-4): 857-873, <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1740-y>
- Ndiaye, P. M., Bodian, A., Diop, L., Deme, A., Dezetter, A., Djaman, K. and Ogilvie, A. 2020. Trend and Sensitivity Analysis of Reference Evapotranspiration in the Senegal River Basin Using NASA Meteorological Data. *Water*, 12(7): 1957, <https://doi.org/10.3390/w12071957>
- Nouri, M., Bannayan, M., 2019. Spatiotemporal changes in aridity index and reference evapotranspiration over semi-arid and humid regions of Iran: trend, cause, and sensitivity analyses. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(3-4): 1073-1084, <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2543-0>
- Nouri, M., Homaei, M., Bannayan, M., 2017. Quantitative trend, sensitivity and contribution analyses of reference evapotranspiration in some arid environments under climate change. *Water Resources Management*, 31(7): 2207-2224, <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1638-1>
- Peng, L., Li, Y., Feng, H., 2017. The best alternative for estimating reference crop evapotranspiration in different sub-regions of mainland China. *Scientific reports*, 7(1): 1-19, <https://doi.org/10.1038/s41598-017-05660-y>
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032): 120-145, <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Saxton, K.E., 1975. Sensitivity analyses of the combination evapotranspiration equation. *Agricultural Meteorology*, 15(3): 343-353, [https://doi.org/10.1016/0002-1571\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0002-1571(75)90031-X)
- Sharifi, A., Dinpashoh, Y., 2014. Sensitivity analysis of the Penman-Monteith reference crop evapotranspiration to climatic variables in Iran. *Water resources management*, 28(15): 5465-5476, <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0813-x>
- Tabari, H., Hosseinzadeh Talaei, P., 2014. Sensitivity of evapotranspiration to climatic change in different climates. *Global and Planetary Change*, 115: 16-23, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.006>
- Tabari, H., Nikbakht, J., Talaei, P.H., 2012. Identification of trend in reference evapotranspiration series with serial dependence in Iran. *Water Resources Management*, 26(8): 2219-2232, <https://doi.org/10.1007/s11269-012-0011-7>
- Wang, Z., Ye, A., Wang, L., Liu, K., Cheng, L., 2019. Spatial and temporal characteristics of reference evapotranspiration and its climatic driving factors over China from 1979–2015. *Agricultural Water Management*, 213: 1096-1108, <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.12.006>
- Yin, Y., Wu, S., Dai, E., 2010. Determining factors in potential evapotranspiration changes over China in the period 1971–2008. *Chinese Science Bulletin*, 55(29): 3329-3337, <https://doi.org/10.1007/s11434-010-3289-y>

## Evaluation of Effective Meteorological Variables on Reference Evapotranspiration Trend in Lake Urmia Basin

Somayeh Hejabi<sup>1\*</sup>, Hassan Rezaeian<sup>2</sup>, Mohammad Amin Vazifekhah<sup>3</sup>

### Abstract

Reference Evapotranspiration ( $ET_o$ ) has an important role in irrigation management and scheduling. Evaluating the sensitivity of  $ET_o$  to different meteorological variables and contribution of each variable in  $ET_o$  trend is essential for better management of water crisis in Lake Urmia basin. In this study,  $ET_o$  in 13 synoptic stations in and around Lake Urmia basin for the period 1990-2018 was estimated by the FAO Penman-Monteith method. Trend analysis showed that the average annual  $ET_o$  of stations has significant increasing trend of  $8.0 \text{ mm year}^{-2}$ . In addition, the trend analysis of the average annual meteorological variables of the stations reveals significant increasing trends in minimum temperature ( $T_{\min}$ ) ( $0.07 \text{ }^\circ\text{C year}^{-1}$ ), maximum temperature ( $T_{\max}$ ) ( $0.09 \text{ }^\circ\text{C year}^{-1}$ ), and wind speed ( $u_2$ ) ( $0.02 \text{ m s}^{-1} \text{ year}^{-1}$ ). Sensitivity analysis of  $ET_o$  to meteorological variables indicate that on an annual temporal scale, the maximum sensitivity of  $ET_o$  is to relative humidity (RH) and the minimum sensitivity of  $ET_o$  is to  $T_{\min}$ . Also, during this period, the sensitivity of  $ET_o$  to  $T_{\max}$ ,  $u_2$ , and RH increased and the sensitivity of  $ET_o$  to solar radiation ( $R_s$ ) decreased. The contribution analysis of meteorological variables to  $ET_o$  variations indicate that in most stations (with arid and semi-arid climate),  $u_2$  has the largest contribution in  $ET_o$  variations. However, in Sardasht station with a very humid climate, the contribution of other factors in the  $ET_o$  trend (decrease in RH and increase in  $T_{\min}$  and  $T_{\max}$ ) is greater than the effect of decrease in  $u_2$ . The results of this study highlights the need to pay attention to the different response of  $ET_o$  to meteorological variables changes in different climates in planning water resources systems and studies that are dependent on climate change scenarios.

**Keywords:** Reference evapotranspiration, Sensitivity analysis, Contribution analysis, Trend analysis, Lake Urmia basin.

<sup>1</sup> Assistant professor, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia, Iran, 09127965760, s.hejabi@urmia.ac.ir (\*: Corresponding author)

<sup>2</sup> Ph.D. candidate, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia, Iran, 09182083100, h.rezaeian@urmia.ac.ir

<sup>3</sup> B.Sc. student, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia, Iran, 09142449935, vazifekhah.ma@gmail.com

## Research Paper

## Evaluation of Effective Meteorological Variables on Reference Evapotranspiration Trend in Lake Urmia Basin

Somayeh Hejabi <sup>1\*</sup>,Hassan Rezaeian <sup>2</sup>,Mohammad Amin Vazifekhah <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Assistant professor, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia, Iran

<sup>2</sup> Ph.D. candidate, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia, Iran

<sup>3</sup> B.Sc. student, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia, Iran



10.22125/IWE.2021.246779.1409.

Received:  
**September 5, 2020**  
Accepted:  
**February 15, 2021**  
Available online:  
**June.01.2022**

Keywords:  
Reference  
evapotranspiration  
Sensitivity analysis  
Contribution analysis  
Trend analysis  
Lake Urmia basin

### Abstract

Reference Evapotranspiration ( $ET_0$ ) has an important role in irrigation management and scheduling. Evaluating the sensitivity of  $ET_0$  to different meteorological variables and contribution of each variable in  $ET_0$  trend is essential for better management of water crisis in Lake Urmia basin. In this study,  $ET_0$  in 13 synoptic stations in and around Lake Urmia basin for the period 1990-2018 was estimated by the FAO Penman-Monteith method. Trend analysis showed that the average annual  $ET_0$  of stations has significant increasing trend of 8.0 mm year<sup>-2</sup>. In addition, the trend analysis of the average annual meteorological variables of the stations reveals significant increasing trends in minimum temperature ( $T_{min}$ ) (0.07 °C year<sup>-1</sup>), maximum temperature ( $T_{max}$ ) (0.09 °C year<sup>-1</sup>), and wind speed ( $u_2$ ) (0.02 m s<sup>-1</sup> year<sup>-1</sup>). Sensitivity analysis of  $ET_0$  to meteorological variables indicate that on an annual temporal scale, the maximum sensitivity of  $ET_0$  is to relative humidity (RH) and the minimum sensitivity of  $ET_0$  is to  $T_{min}$ . Also, during this period, the sensitivity of  $ET_0$  to  $T_{max}$ ,  $u_2$ , and RH increased and the sensitivity of  $ET_0$  to solar radiation ( $R_s$ ) decreased. The contribution analysis of meteorological variables to  $ET_0$  variations indicate that in most stations (with arid and semi-arid climate),  $u_2$  has the largest contribution in  $ET_0$  variations. However, in Sardasht station with a very humid climate, the contribution of other factors in the  $ET_0$  trend (decrease in RH and increase in  $T_{min}$  and  $T_{max}$ ) is greater than the effect of decrease in  $u_2$ . The results of this study highlights the need to pay attention to the different response of  $ET_0$  to meteorological variables changes in different climates in planning water resources systems and studies that are dependent on climate change scenarios.

\* **Corresponding Author:** Somayeh Hejabi

**Address:** Department of Water Engineering,  
Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia,  
Iran

**Email:** s.hejabi@urmia.ac.ir  
**Tel:** +98 912 796 5760

## 1. Introduction

Lake Urmia is one of the most hypersaline lakes in the world that has encountered a drying crisis during the last years. The increasing trend of air temperature and evapotranspiration and decreasing trend of precipitation have resulted in increasing the frequency of drought occurrences in the Lake Urmia basin. The reference evapotranspiration (ET<sub>o</sub>), as an important indicator of atmospheric evaporative demand, is an important agrometeorologic parameter for climatic and hydrologic studies. The results of previous studies represent an increasing trend in ET<sub>o</sub> in Lake Urmia basin during the last decades. The sensitivity analysis of ET<sub>o</sub> to meteorological variables is necessary for understanding the relative role of each meteorological variable in ET<sub>o</sub> modeling. Since both the sensitivity of ET<sub>o</sub> to meteorological variables and the trend of meteorological variables affect the trend of ET<sub>o</sub>, the contribution analysis of meteorological variables can show the amount of ET<sub>o</sub> variations in terms of the variations of the meteorological variables. The aim of this study is to investigate the effects of the meteorological variables on ET<sub>o</sub> variations through sensitivity analysis of ET<sub>o</sub> and contribution analysis of meteorological variables to ET<sub>o</sub> variations in the Lake Urmia basin.

## 2. Materials and Methods

The applied meteorological data include the daily observations of minimum temperature (T<sub>min</sub>), maximum temperature (T<sub>max</sub>), relative humidity (RH), 10-meter wind speed (u<sub>10</sub>) and sunshine hours (n) for the period 1990-2018 related to 13 synoptic stations in and around the Lake Urmia basin. The FAO Penman- Monteith method was used for ET<sub>o</sub> estimation. The linear regression fitting method and Mann-Kendall test were applied for investigating the trend analysis of the meteorological variables and ET<sub>o</sub>. The daily dimensionless sensitivity coefficients were calculated for sensitivity analysis of ET<sub>o</sub>. Then, the contribution of each meteorological variable to ET<sub>o</sub> variations was investigated.

## 3. Results

The average annual ET<sub>o</sub> is 1260.6 mm year<sup>-1</sup> and shows a significant increasing trend of 8 mm year<sup>-2</sup>. The results of trend analysis of meteorological variables show a significant increasing trend of T<sub>min</sub> (0.07 °C year<sup>-1</sup>), a significant increasing trend of T<sub>max</sub> (0.09 °C year<sup>-1</sup>) and a significant increasing trend of u<sub>2</sub> (0.02 m s<sup>-1</sup> year<sup>-1</sup>). The results of the sensitivity analysis show that, on average, the maximum sensitivity of ET<sub>o</sub> is related to RH (S=-0.42) and the minimum sensitivity is related to T<sub>min</sub> (S=0.04). The results of the contribution analysis show that u<sub>2</sub> (0.8-15.4 %) and T<sub>max</sub> (1.6-5.7 %) have the most contribution to the ET<sub>o</sub> variations. The contribution of R<sub>s</sub> and T<sub>min</sub> to the ET<sub>o</sub> variation was negligible. Despite the higher sensitivity of ET<sub>o</sub> to RH, the contribution of RH to ET<sub>o</sub> variation was low due to the insignificant trend of RH during the studied period.

## 4. Discussion and Conclusion

The results of this study shows that an increasing trend of wind speed (u<sub>2</sub>) was the most important factor in the increasing trend of ET<sub>o</sub> in arid and semi-arid regions and confirms the findings of Nouri et al. (2017), Tabari et al. (2012) and Nouri and Bannayan (2019). Therefore, it can be concluded that the aerodynamic component of the reference evapotranspiration in comparison to the radiative component has been more affected by the climatic factors.

## 5. Six important references

1. Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop Evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Fao, Rome, 300(9): D05109.
2. Delju, A.H., Ceylan, A., Piguet, E., Rebetez, M., 2013. Observed climate variability and change in Urmia Lake Basin, Iran. Theoretical and applied climatology, 111(1-2): 285-296.
3. Du, C., Yu, J., Wang, P., Zhang, Y., 2016. Reference evapotranspiration changes: Sensitivities to and contributions of meteorological factors in the Heihe River Basin of Northwestern China (1961–2014). Advances in Meteorology.
4. Nouri, M., Bannayan, M., 2019. Spatiotemporal changes in aridity index and reference evapotranspiration over semi-arid and humid regions of Iran: trend, cause, and sensitivity analyses. Theoretical and Applied Climatology, 136(3-4): 1073-1084.

5. Nouri, M., Homaei, M., Bannayan, M., 2017. Quantitative trend, sensitivity and contribution analyses of reference evapotranspiration in some arid environments under climate change. *Water Resources Management*, 31(7): 2207-2224.
6. Tabari, H., Nikbakht, J., Talaei, P.H., 2012. Identification of trend in reference evapotranspiration series with serial dependence in Iran. *Water Resources Management*, 26(8): 2219-2232.

**Conflict of Interest**

Authors declared no conflict of interest.