

مقاله پژوهشی

برآورد تبخیر- تعرق مرجع با استفاده از پیش‌نگری‌های پروژه CORDEX و بررسی سهم

متغیرهای هواشناسی در تغییرات آن

(مطالعه موردی: حوضه دریاچه ارومیه)

سمیه حجابی*

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۷/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۸/۱۱

چکیده

تبخیر- تعرق مرجع (ET_0) یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر در چرخه هیدرولوژیکی بوده و به عنوان سنج‌های از تقاضای تبخیر جو، در محاسبه بسیاری از شاخص‌های خشکسالی و خشکی و مطالعات مربوط به پیش‌نگری اثرات تغییر اقلیم استفاده شده است. بررسی اثر تغییر اقلیم بر ET_0 برای مدیریت و برنامه‌ریزی بلندمدت منابع آب ضروری است. در این مطالعه، از پیش‌نگری‌های ریزمقیاس‌نمایی شده دو مدل اقلیمی EC-EARTH و GFDL-ESM2M (مبتنی بر سناریوی RCP8.5) تحت پروژه CORDEX استفاده شد و میزان ET_0 در حوضه دریاچه ارومیه برای دوره تاریخی (۲۰۰۵-۱۹۷۶) و دوره آینده (۲۰۰۶-۲۱۰۰) با استفاده از روش تعدیل‌یافته پنمن-مانیت فائو و با شمول اثرات افزایش غلظت گاز CO_2 جو بر میزان مقاومت روزنه‌ای گیاهان، برآورد شد. نتایج بررسی تغییرات ET_0 در سه دوره آینده نزدیک (۲۰۱۱-۲۰۴۰)، آینده میانی (۲۰۷۰-۲۰۴۱) و آینده دور (۲۱۰۰-۲۰۷۱) نسبت به دوره تاریخی حاکی از روند افزایشی ET_0 سالانه به ویژه در آینده دور بود. تحلیل سهم متغیرهای هواشناسی در تغییرات ET_0 سالانه نشان داد متغیرهای دمای بیشینه (با میانگین سهم % ۹۱/۵۴)، دمای کمینه (با میانگین سهم % ۳۷/۶۸) و غلظت گاز CO_2 جو (با میانگین سهم % ۴۱/۴۰) بیشترین سهم را در تغییرات ET_0 خواهند داشت. با این وجود، به دلیل روند افزایشی توسعه کشاورزی، اثرات آبیاری بر اقلیم و عدم شمول اثرات آبیاری در مدل‌های اقلیمی، پیش‌نگری تغییرات ET_0 بر مبنای مدل‌های اقلیمی با عدم قطعیت‌هایی همراه است.

واژه‌های کلیدی: تبخیر-تعرق مرجع، تحلیل سهم، تغییر اقلیم، سناریوی RCP8.5

مقدمه

نگاه هیدرولوژیکی، می‌توان موجودی آب کره زمین را به صورت یک تعادل بین بارش (P) و تبخیر-تعرق پتانسیل (PET) بیان نمود (Roderick et al., 2014). اگرچه بارش یک متغیر قابل دیدبانی و یکی از خروجی‌های مستقیم مدل‌های اقلیمی است، اغلب نه قابل دیدبانی است و نه در مدل‌های اقلیمی به طور مستقیم استفاده یا تولید می‌شود. در نتیجه در مطالعات وابسته به PET (مانند محاسبه برون خط شاخص‌های خشکی، شاخص‌های خشکسالی و مدل‌های هیدرولوژیکی) یک مدل تبخیر-تعرق پتانسیل برای برآورد PET بر اساس متغیرهای هواشناسی حاصل از پیش‌نگری‌های مدل اقلیمی مورد نیاز است (Yang et al., 2019).

از میان روش‌های متعدد برآورد تبخیر-تعرق پتانسیل، روش پنمن-مانیت (Monteith, 1965) تقریب نسبتاً ساده و خطی شده از یک سیستم غیرخطی از معادلات فیزیکی حاکم بر ترازمندی انرژی، وضعیت ترمودینامیکی و پخشیدگی قائم گرما و بخار آب است که معمولاً در مدل‌های اقلیمی حل می‌شوند (Milly and Dunne,

انتشار پیوسته گازهای گلخانه‌ای به جو منجر به گرمایش جهانی در دوره صنعتی شده و مطابق شبیه‌سازی‌های مدل‌های اقلیمی CMIP5 (فاز ۵ پروژه مقایسه متقابل مدل‌های جفت‌شده)، تحت سناریوهای انتشار RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5، میانگین دمای هوای کره زمین در دوره ۲۱۰۰-۲۰۸۱ نسبت به دوره ۲۰۰۵-۱۹۸۶، به میزان $3/8$ تا $0/4$ °C افزایش خواهد داشت (IPCC, 2013). تغییر اقلیم سبب سطوح مختلفی از تغییرات در متغیرهای اقلیمی مانند تابش خورشیدی، دما، بارش، سرعت باد و رطوبت خواهد شد (IPCC, 2007) که این موضوع می‌تواند الگوی اکوهیدرولوژیکی کل جهان را تغییر داده و سبب مسائلی در منابع آب شود (Huo et al., 2013). از

۱- استادیار، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ارومیه، ایران

*- نویسنده مسئول: (Email :s.hejabi@urmia.ac.ir)

برون‌داده‌های دو مدل CanESM2 و HadGEM2 را تحت سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 در مناطق غربی ایران ریزمقیاس‌نمایی نموده و نشان دادند که ET_0 در دوره ۲۰۲۱-۲۰۵۰ نسبت به ۱۹۸۹-۲۰۱۸ به میزان ۱ تا ۷/۳ درصد افزایش نشان خواهد داد (Lotfi et al., 2020).

به طور کلی اغلب پژوهش‌های صورت گرفته در خصوص اثر تغییر اقلیم بر ET_0 در ایران مبتنی بر مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی آماری و محدود به مطالعات در مقیاس محلی هستند. در روش‌های ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی، مدل‌های اقلیم منطقه‌ای (RCM) با تفکیک مکانی بالا با استفاده از برون‌داد مدل‌های گردش عمومی جو به عنوان شرایط مرزی و اصول فیزیکی حاکم بر جو (شامل قوانین ترمودینامیکی و مکانیک سیالات) اقلیم محلی یا منطقه‌ای را بازتولید می‌کنند و به دلیل برخورداری از شبکه یاخته‌ای امکان تحلیل تغییرپذیری‌های مکانی را تسهیل می‌کنند. امبای و همکاران با استفاده از مجموعه‌ای از شبیه‌سازی‌های ۲۰ مدل RCM تحت پروژه CORDEX و سناریوی RCP4.5 تغییرات بارش و ET_0 را در غرب آفریقا بررسی کردند. نتایج نشان داد که به ازای 2°C افزایش دما در آینده، ET_0 نسبت به دوره تاریخی روند افزایشی خواهد داشت (Mbaye et al., 2019). غلام‌پور شماری و همکاران (۱۳۹۸) با استفاده از پیش‌نگری‌های ریزمقیاس‌نمایی شده چند مدل اقلیمی CMIP5 به روش دینامیکی تحت پروژه CORDEX به ارزیابی بارش و ET_0 در شرایط اقلیم فعلی و اقلیم آینده در استان کردستان پرداختند. نتایج حاکی از افزایش دما و ET_0 در آینده نسبت به دوره پایه ۱۹۹۰-۲۰۰۵ و نوسانات بارش در مورد تمامی ایستگاه‌ها و مدل‌های اقلیمی بود.

نتایج بسیاری از مطالعات انجام شده در مقیاس جهانی که از برون‌داده‌های مدل‌های اقلیمی CMIP5 برای برآورد برون‌خط تبخیر-تعرق پتانسیل و شاخص‌های خشکی / خشکسالی استفاده کرده‌اند، حاکی از روند افزایشی قابل توجه خشکی برای قرن ۲۱ است (Dai, 2013; Sherwood and Fu, 2014; Lin et al., 2015; Scheff and Frierson, 2015; Naumann et al., 2018). حال که این نتایج در تناقض با پیش‌نگری مستقیم مدل‌های CMIP5 در خصوص افزایش رواناب و کاهش خشکی در بسیاری از مناطق کره زمین است (Roderick et al., 2015; Swann et al., 2016). مطالعات اخیر نشان داده‌اند که این تناقض تا حدی ناشی از نادیده گرفتن اثر افزایش غلظت گاز CO_2 جو بر میزان مقاومت روزنه‌ای گیاهان است (Roderick et al., 2015; Milly and Dunne, 2016; Swann et al., 2016). لذا، لحاظ کردن تغییرات مقاومت روزنه‌ای در برآورد تبخیر-تعرق پتانسیل به منظور ارزیابی‌های صحیح‌تری از اثرات تغییر اقلیم توصیه شده است (Yang et al., 2019). داکستاساتوس و همکاران با استفاده از برون‌داد سه

(2016). تبخیر-تعرق مرجع (ET_0) نسخه ساده‌شده‌ای از روش پنمن-مانیتث است که توسط سازمان خواربار و کشاورزی (FAO) به منظور برآورد شدت تبخیر-تعرق از یک محصول مرجع فرضی با ارتفاع فرضی ۰/۱۲ m، مقاومت سطحی ثابت 70 s m^{-1} و آلبیدوی ۰/۲۳ ارائه شده است که مشابه تبخیر-تعرق از یک سطح گسترده از چمن سبز با ارتفاع یکنواخت، با رشد فعال و خوب آبیاری شده است که به طور کامل سطح زمین را پوشانده است (Allen et al., 1998). ET_0 نقش مهمی در برنامه‌ریزی آبیاری داشته و یکی از مؤلفه‌های مهم چرخه هیدرولوژیکی در بوم‌سازگان زراعی است (Wu et al., 2019) که به دلیل وابستگی آن به دمای هوا احتمالاً به شدت تحت تاثیر گرمایش جهانی قرار گیرد (Fan et al., 2016).

لی و همکاران پیش‌نگری‌های HadCM3 تحت سناریوی A2 و B2 را با استفاده از مدل آماری SDSM ریزمقیاس‌نمایی نمودند و نشان دادند که ET_0 در چین روند افزایشی در قرن ۲۱ نشان خواهد داد و این روند برای سال‌های پس از ۲۰۵۰ و سناریوی A2 شدیدتر خواهد بود (Li et al., 2012). ترینک و همکاران با ریزمقیاس‌نمایی آماری برون‌داده‌های ۹ مدل گردش عمومی جو CMIP3 میزان تغییرات ET_0 را در دوره ۲۰۳۰-۲۰۴۰ و ۲۰۴۰-۲۰۵۰ نسبت به دوره ۲۰۰۹-۲۰۰۹ در ۲۲ کشور منطقه خاورمیانه و آفریقای شمالی بررسی کردند. مقادیر سالانه ET_0 در همه کشورها و برای هر دو دوره آینده افزایش معنی‌داری نشان داد (Terink et al., 2013). رحمان و همکاران روند آینده ET_0 در بنگلادش را با استفاده از ریزمقیاس‌نمایی آماری داده‌های CMIP5 تحت سناریوهای مختلف برای دوره ۲۰۶۱-۲۰۹۹ بررسی کردند و نشان دادند که در بیشتر بخش‌های کشور روند ET_0 سالانه افزایشی است (Rahman et al., 2019). مطالعات انجام شده در ایران اغلب حاکی از افزایش ET_0 در آینده است (بهمنش و همکاران، ۱۳۹۴؛ کلانکی و کاراندیش، ۱۳۹۴؛ گودرزی و همکاران، ۱۳۹۷؛ حیدری تاشه کبود و خوشخو، ۱۳۹۸؛ باب الحکمی و همکاران، ۱۳۹۹). کاراندیش و موسوی با ریزمقیاس‌نمایی برون‌داده‌های ۱۵ مدل گردش عمومی جو با استفاده از مدل LARS-WG تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 اثر تغییر اقلیم را بر ET_0 در ۵۲ ایستگاه سینوپتیک سراسر ایران بررسی کردند. نتایج این مطالعه بیانگر روند افزایشی معنی‌دار ET_0 تا پایان قرن ۲۱ در مورد اغلب مدل‌ها بود (Karandish and Mousavi, 2018). نوری و همکاران از طریق ریزمقیاس‌نمایی برون‌داده‌های مدل‌های HadCM3 و CGCM3 تحت سناریوهای A2، B2 و A1B با استفاده از مدل ریزمقیاس‌نمایی آماری SDSM مقدار ET_0 را در مناطق نیمه‌خشک و مرطوب ایران برای دوره ۲۰۹۹-۲۰۱۱ برآورد کردند و یک روند افزایشی معنی‌دار در آینده تحت همه سناریوها به دلیل افزایش دما و کاهش رطوبت نسبی پیش‌نگری کردند (Nouri et al., 2018). لطفی و همکاران با استفاده از مدل LARS-WG و SDSM

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و داده‌ها

منطقه مورد مطالعه، حوضه آبریز دریاچه ارومیه واقع در شمال غربی ایران است. این حوضه با مساحت ۵۱۸۷۶ کیلومتر مربع یکی از شش حوضه آبریز اصلی ایران و یکی از بزرگترین دریاچه‌های فوق شور در جهان است که در سال‌های اخیر شدیداً با بحران خشک شدن مواجه شده است.

در این مطالعه از داده‌های شبکه‌ای پایگاه داده CORDEX (Coordinated Regional Downscaling Experiment) استفاده شد (Giorgi et al., 2009). برنامه CORDEX با استفاده از مدل‌های اقلیم منطقه‌ای مختلف و خروجی‌های چندین مدل گردش عمومی جو، پیش‌بینی‌های اقلیمی با مقیاس‌های مکانی بهتر را تولید می‌کند که مورد نیاز پژوهش‌های ارزیابی تأثیر و همچنین سازگاری با تغییر اقلیم است. مدل‌های اقلیم منطقه‌ای CORDEX در ۱۴ محدوده مختلف در سراسر جهان توسعه یافته‌اند که دو محدوده از آنها ایران را پوشش می‌دهند (منطقه ۶: منطقه آسیای جنوبی و منطقه ۱۳: منطقه خاورمیانه-آفریقای شمالی (Middle East-North Africa, MENA)). در مطالعه حاضر، شبیه‌سازی‌های انجام‌شده در محدوده MENA استفاده شد. محدوده MENA در فاصله عرض‌های جغرافیایی 6°S تا 44°N و 26°W تا 75°E قرار دارد. محصولات پروژه CORDEX-MENA شامل خروجی‌های مدل اقلیم منطقه‌ای RCA4 است که از دو مدل گردش عمومی GFDL-ESM2M و EC-EARTH به عنوان مدل پیش‌ران استفاده می‌کند. تفکیک مکانی این دو مجموعه داده 2° و دارای مقیاس زمانی روزانه برای دوره تاریخی ۲۰۰۵-۱۹۷۶ و دوره آینده ۲۰۰۶-۲۱۰۰ تحت سناریوی RCP8.5 است. در این مطالعه، از متغیرهای روزانه دمای کمینه در ارتفاع ۲ متری (tasmin)، دمای بیشینه در ارتفاع ۲ متری (tasmax)، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری (sfcWind)، رطوبت ویژه در ارتفاع ۲ متری (huss)، تابش موج کوتاه رو به پایین (rsds)، تابش موج کوتاه رو به بالا (rsus)، تابش موج بلند رو به پایین (flds) و تابش موج بلند رو به بالا (flus)، پس از اعمال تبدیل واحدهای لازم، استفاده شد. شکل ۱ موقعیت یاخته‌های شبکه مدل‌های اقلیم منطقه‌ای و ارتفاع متوسط هر یاخته را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. شایان ذکر است که تنها از یاخته‌هایی که در سطح خشکی هستند، استفاده شد و یاخته‌هایی که سطح دریاچه ارومیه را پوشش می‌دهند، در محاسبات لحاظ نشدند.

وجود اریبی نظام‌مند در مدل‌های اقلیمی مانع استفاده مستقیم از آنها می‌شود. روش متداول برای رفع این اریبی‌ها، مقایسه داده‌های شبکه‌ای تاریخی با داده‌های مشاهداتی متناظر ایستگاه‌های هواشناسی و استفاده از روش‌های تصحیح اریبی برای تولید داده‌های

مدل گردش عمومی جو تحت دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 تأثیر مقاومت روزانه‌ای بر برآورد ET_0 برای دوره ۲۰۹۹-۲۰۱۰ و تغییرات ET_0 را نسبت به دوره تاریخی ۲۰۰۹-۱۹۸۰ در جنوب برزیل بررسی کردند. نتایج نشان داد که لحاظ کردن تغییرات مقاومت روزانه‌ای، شدت روند افزایشی ET_0 در آینده را کاهش می‌دهد (Costa Santos et al., 2020).

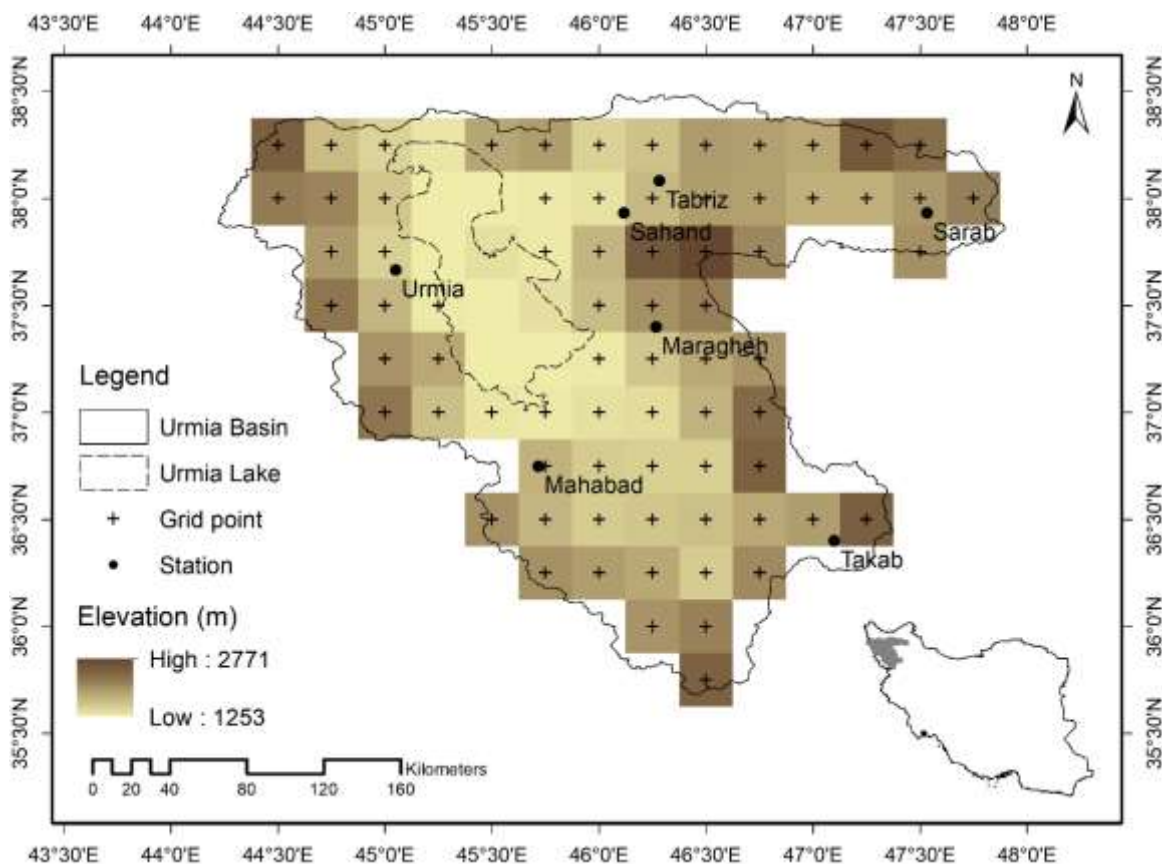
از نظر تغییر اقلیم، هر گونه تغییر در متغیرهای اقلیمی، تبخیر-ترقق و نیاز آبی محصول را تحت تأثیر قرار خواهد داد (Goyal, 2004). لذا، درک رابطه بین ET_0 و متغیرهای اقلیمی در آینده به طراحی سازوکارهای مدیریت پایدار آب و پوشش گیاهی در مناطقی که با کمبود آب مواجه هستند، کمک خواهد کرد. سو و همکاران از طریق ریزمقیاس‌نمایی دینامیکی برون‌داده‌های دو مدل اقلیم جهانی ECHAM5 و HadCM3 میزان ET_0 استان Zhejiang چین را برای دوره آینده ۲۰۴۰-۲۰۱۱ پیش‌نگری کرده و از طریق تحلیل حساسیت و تحلیل سهم متغیرهای هواشناسی در تغییرات ET_0 نشان دادند که تغییرات ET_0 در آینده اساساً ناشی از تغییرات سه متغیر تابش خورشیدی، رطوبت نسبی و دمای کمینه روزانه است (Xu et al., 2014). دونگ و همکاران تغییرات و واداشت‌های پیش‌ران ET_0 را برای پیش‌نگری‌های آینده تحت دو سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 بررسی کردند و نشان دادند که روند افزایشی ET_0 ناشی از افزایش دما و کاهش رطوبت نسبی بوده و اثر افزایش سرعت باد با اثر کاهش تابش خورشیدی خنثی می‌شود (Dong et al., 2020). ژائو و همکاران با بررسی تغییرات زمانی-مکانی ET_0 تحت سناریوهای مختلف اقلیمی در چین نشان دادند که اگرچه بیشترین حساسیت ET_0 به رطوبت نسبی است، مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده روند افزایشی ET_0 در آینده میانگین دما است (Zhao et al., 2020).

علی‌رغم فراوانی مطالعات مربوط به پیش‌نگری تغییرات ET_0 تحت سناریوهای مختلف اقلیمی، تاکنون مطالعه‌ای در مورد سهم متغیرهای هواشناسی کنترل‌کننده تغییرات آبی ET_0 در ایران انجام نشده است و مطالعات انجام شده در مورد تحلیل سهم متغیرهای هواشناسی در روند ET_0 (مانند Dinpashoh et al., 2011; Tabari et al., 2012; Nouri et al., 2017; Nouri and Bannayan, 2019)، محدود به دوره‌های تاریخی بوده و دوره‌های آینده را شامل نمی‌شوند.

هدف از مطالعه حاضر، استفاده از پیش‌نگری‌های ریزمقیاس‌نمایی شده دو مدل گردش عمومی جو تحت پروژه CORDEX و سناریوی RCP8.5 برای برآورد ET_0 در محدوده حوضه دریاچه ارومیه، بررسی تغییرات میانگین سالانه ET_0 و همچنین متغیرهای هواشناسی در سه دوره ۲۰۴۰-۲۰۱۱، ۲۰۷۰-۲۰۴۱ و ۲۱۰۰-۲۰۷۱ نسبت به دوره تاریخی ۲۰۰۵-۱۹۷۶ و بررسی سهم متغیرهای هواشناسی کنترل‌کننده تغییرات ET_0 در آینده است.

دوره آینده، تصحیح اریبی ET_0 برای دوره‌های تاریخی و آینده انجام شد. برای این منظور، از داده‌های هواشناسی هفت ایستگاه سینوپتیک داخل حوضه دریاچه ارومیه استفاده شد. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های سینوپتیک در شکل ۱ و مشخصات جغرافیایی و اقلیم ایستگاه‌ها بر اساس روش دمارتن در جدول ۱ نشان داده شده است. اقلیم غالب حوضه آبریز دریاچه ارومیه اقلیم نیمه خشک است. داده‌های 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 ۳۰ ساله ۱۹۸۹-۲۰۱۸ هستند که از سازمان هواشناسی جمهوری اسلامی ایران (IRIMO) تهیه شدند. داده‌های 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.

اقلیمی تصحیح شده است. رابطه غیرخطی پنمن-مانتیت فائو وابسته به متغیرهای هواشناسی زیادی است و از طرفی رابطه تنگاتنگی بین متغیرهای هواشناسی وجود دارد. در تصحیح اریبی مستقل متغیرها، سازگاری متغیرها از دید هواشناسی لحاظ نمی‌شود. لذا، استفاده از متغیرهایی که به طور مستقل تصحیح اریبی شده‌اند، می‌تواند منجر به مقادیر غیر واقعی ET_0 شود. بنابراین، در این مطالعه، به جای تصحیح اریبی مستقل متغیرهای هواشناسی، تصحیح اریبی روی مقادیر ET_0 اعمال شد (Srivastava et al., 2015; Obada et al., 2017; Paredes et al., 2018). مقادیر ET_0 یک بار با استفاده از داده‌های شبکه‌ای تاریخی و بار دیگر با استفاده از داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌ها برای دوره‌های آماری مشترک محاسبه شدند و از طریق مقایسه آنها، پارامترهای تصحیح اریبی در مقیاس زمانی ماهانه محاسبه شدند. با اعمال پارامترهای تصحیح اریبی بر مقادیر ET_0 حاصل از داده‌های شبکه‌ای و با فرض عدم تغییر این پارامترها برای



شکل ۱- نقشه موقعیت جغرافیایی حوضه دریاچه ارومیه، ایستگاه‌های سینوپتیک، یاخته‌های شبکه مدل‌های اقلیم منطقه‌ای و ارتفاع میانگین یاخته‌ها

جدول ۱- مشخصات ایستگاه های مورد مطالعه و اقلیم ایستگاهها بر اساس روش دومارتن

استان	ایستگاه	اقلیم	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع (m)
آذربایجان غربی	ارومیه	نیمه خشک	37° 39' 31"	45° 03' 19"	1328.0
	تکاب	نیمه خشک	36° 23' 44"	47° 05' 55"	1817.2
	مهاباد	نیمه خشک	36° 45' 12"	45° 42' 55"	1351.8
آذربایجان شرقی	تبریز	نیمه خشک	38° 07' 19"	46° 14' 32"	1361.0
	مراغه	نیمه خشک	37° 20' 51"	46° 08' 45"	1477.7
	سراب	نیمه خشک	37° 55' 60"	47° 31' 60"	1682.0
	سهند	خشک	37° 55' 60"	46° 07' 00"	1641.0

برآورد تبخیر-تعرق مرجع و تصحیح اریبی

معادله برآورد تبخیر-تعرق مرجع روزانه (ET_o) به روش پنمن-مانتیت فائو شامل دو مؤلفه تابشی ($ET_{o,r}$) و ابرودینامیکی ($ET_{o,a}$) بوده و به صورت زیر است (Allen et al., 1998):

$$ET_o = ET_{o,r} + ET_{o,a} = \frac{0.408\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} + \frac{\gamma \left(\frac{900}{T_{mean} + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (1)$$

که ET_o 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)، Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع-دما ($kPa \ ^{\circ}C^{-1}$)، γ ثابت سایکرومتری ($kPa \ ^{\circ}C^{-1}$) است. جزئیات بیشتر در نشریه ۵۶ فائو آمده است (Allen et al., 1998).

مطالعات اخیر نشان داده‌اند که محاسبه برون خط شاخص‌های خشکی / خشکسالی که مبتنی بر ET_o به روش پنمن-مانتیت فائو و خروجی‌های مدل‌های اقلیمی هستند، به دلیل نادیده گرفتن اثر افزایش غلظت گاز CO_2 جو بر افزایش مقاومت سطحی، منجر به بیش‌برآورد روند خشکی برای قرن ۲۱ می‌شود (Roderick et al., 2015; Milly and Dunne, 2016; Swann et al., 2016). یانگ و همکاران با حل معکوس رابطه پنمن-مانتیت فائو بر اساس خروجی‌های ۱۶ مدل CMIP5، مقادیر مقاومت سطحی را برآورد کرده و با بررسی تغییرات بلندمدت مقاومت سطحی و غلظت گاز CO_2 جو، رابطه زیر را برای مقاومت سطحی به عنوان تابعی از غلظت گاز CO_2 جو بدست آوردند (Yang et al., 2019):

$$r_s([CO_2]) = 70 + 0.05([CO_2] - 300) \quad (2)$$

که r_s مقاومت سطحی بر حسب $s \ m^{-1}$ و $[CO_2]$ غلظت گاز CO_2 بر حسب ppm است. با ترکیب معادلات (۱) و (۲)، شکل تعدیل

شده‌ای از رابطه پنمن-مانتیت فائو به صورت زیر ارائه شد (Yang et al., 2019):

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T_{mean} + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + u_2[0.34 + 2.4 \times 10^{-4}([CO_2] - 300)])} \quad (3)$$

در مورد داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌ها، تابش خورشیدی (R_s) با استفاده از رابطه آنگستروم محاسبه شد:

$$R_s = \left(a + b \frac{n}{N} \right) R_a \quad (4)$$

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 0.75 و 0.5 هستند، استفاده شد. در مورد داده‌های شبکه‌ای، R_s معادل متغیر rsds بوده و R_n از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$R_n = rsds - rsus + rlds - rls \quad (5)$$

برای تصحیح اریبی ET_o حاصل از داده‌های شبکه‌ای، از روش مقیاس‌گذاری استفاده شد. مقدار ET_o تصحیح اریبی شده در این روش از رابطه زیر بدست می‌آید (Obada et al., 2017):

$$ET_{o_c,m,d} = ET_{o_{RCM,m,d}} + \overline{ET_{o_{OBS,m}}} - \overline{ET_{o_{RCM,m}}} \quad (6)$$

که $ET_{o_c,m,d}$ مقدار ET_o تصحیح اریبی شده برای روز d -م ماه m -م، $ET_{o_{RCM,m,d}}$ مقدار ET_o حاصل از داده‌های شبکه‌ای RCM برای روز d -م ماه m -م، پارامتر $\overline{ET_{o_{OBS,m}}}$ میانگین حاصل از داده‌های مشاهداتی برای ماه m -م و پارامتر $\overline{ET_{o_{RCM,m}}}$ میانگین حاصل از داده‌های شبکه‌ای RCM برای ماه m -م است.

پارامترهای تصحیح اریبی بر مبنای دوره آماری مشترک داده‌های شبکه‌ای تاریخی و داده‌های مشاهداتی یعنی دوره ۲۰۰۵-۱۹۸۹ محاسبه شدند و بر مقادیر ET_o حاصل از داده‌های شبکه‌ای برای دوره‌های تاریخی (۲۰۰۵-۱۹۷۶) و آینده (۲۰۰۶-۲۱۰۰) اعمال شدند.

برآورد سهم

نتایج و بحث

نتایج مقایسه ET_0 مبتنی بر داده‌های شبکه‌ای مدل‌ها و مشاهدات ایستگاه‌ها، برای دوره مشترک آماری ۲۰۰۵-۱۹۸۹، نشان داد که ET_0 مبتنی بر مدل‌ها کمتر از ET_0 مبتنی بر مشاهدات ایستگاه‌ها برآورد شده است. میانگین ET_0 پیش از تصحیح اریبی، برای دوره مشترک آماری ۲۰۰۵-۱۹۸۹، در مورد یاخته‌های شبکه مدل EC-EARTH (GFDL-ESM2M) برابر $2/89 \text{ mm day}^{-1}$ (۲/۸۶) است که پس از تصحیح اریبی برابر با میانگین ET_0 مبتنی بر داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌ها ($3/32 \text{ mm day}^{-1}$) شدند. شکل ۲ نمودارهای مربوط به میانگین مقادیر تصحیح اریبی شده ET_0 برای همه یاخته‌های شبکه درون حوضه دریاچه ارومیه را برای دوره تاریخی (۲۰۰۵-۱۹۷۶) و دوره آینده (۲۰۰۶-۲۱۰۰) نشان می‌دهد. نمودارهای قرمز رنگ (نقطه‌چین) و آبی رنگ (خط ممتد) به ترتیب مبتنی بر رابطه اصلی و رابطه تعدیل شده پنمن-مانتیت فائو هستند. میانگین بلندمدت ET_0 دوره تاریخی برای مدل‌های EC-EARTH و GFDL-ESM2M به ترتیب $3/31 \text{ mm day}^{-1}$ و $3/26 \text{ mm day}^{-1}$ است. مقایسه نمودارها نشان می‌دهد که در مورد هر دو مدل، میزان ET_0 در آینده روند افزایشی خواهد داشت. بهمنش و همکاران (۱۳۹۴) از طریق ریزمقیاس‌نمایی برون‌داده‌های مدل HadCM3 بر مبنای سناریوهای A1B، A2 و B1 روند افزایشی برای ET_0 ایستگاه ارومیه در قرن ۲۱ پیش‌نگری کردند. گودرزی و همکاران (۱۳۹۷) نیز نشان دادند که تحت سناریوهای A1B، A2، B1 و B2 میزان ET_0 در حوضه دریاچه ارومیه بر مبنای پیش‌نگری‌های مدل HadCM3 در قرن ۲۱ روند افزایشی خواهد داشت. با توجه به شکل ۲، میزان ET_0 مبتنی بر رابطه تعدیل شده همواره کمتر از میزان ET_0 مبتنی بر رابطه اصلی است. در مورد مدل EC-EARTH (GFDL-ESM2M)، اختلاف دو نمودار از نظر میانگین بلندمدت ET_0 برای سه دوره آینده نزدیک، آینده میانی و آینده دور به ترتیب برابر $0/07 \text{ mm day}^{-1}$ ، $0/14 \text{ mm day}^{-1}$ و $0/15 \text{ mm day}^{-1}$ است. بنابراین میزان اختلاف دو نمودار به صورت تصاعدی بیشتر می‌شود؛ چرا که بر اساس سناریوی RCP8.5 غلظت گاز CO_2 جو در آینده با شیب تندشونده افزایش می‌یابد. لذا میزان مقاومت روزانه‌ای افزایش یافته و ET_0 مبتنی بر رابطه تعدیل شده نسبت به ET_0 مبتنی بر رابطه اصلی کاهش می‌یابد. در تایید مطالعه داکستانوس و همکاران (Costa Santos et al., 2020) لحاظ کردن اثر افزایش غلظت گاز CO_2 جو بر مقاومت روزانه‌ای، شدت روند افزایشی ET_0 در آینده را کاهش می‌دهد.

در این مطالعه سهم متغیرهای دمای کمینه (T_{min}) و دمای بیشینه (T_{max}) در ارتفاع ۲ متری، سرعت باد در ارتفاع ۲ متری (u_2)، تابش خورشیدی (R_s)، رطوبت نسبی (RH) در ارتفاع ۲ متری و غلظت گاز CO_2 جو در تغییرات ET_0 بررسی شد. سهم هر یک از متغیرهای هواشناسی در تغییرات ET_0 به صورت زیر قابل بیان است:

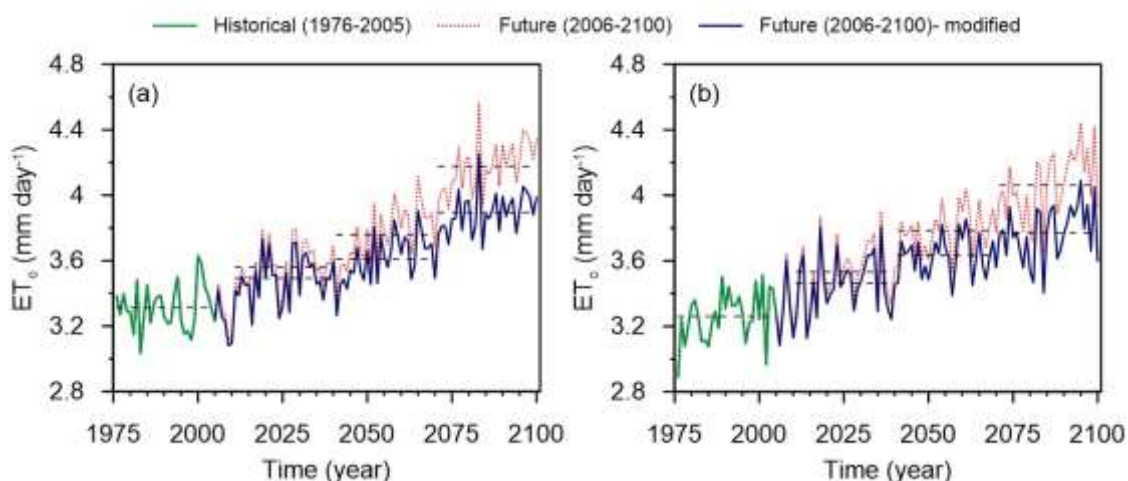
$$dET_0 \approx \frac{\partial ET_0}{\partial T_{max}} dT_{max} + \frac{\partial ET_0}{\partial T_{min}} dT_{min} + \frac{\partial ET_0}{\partial u_2} du_2 \quad (7)$$

$$+ \frac{\partial ET_0}{\partial R_s} dR_s + \frac{\partial ET_0}{\partial RH} dRH + \frac{\partial ET_0}{\partial CO_2} dCO_2$$

که dET_0 تغییرات ET_0 ، $\frac{\partial ET_0}{\partial x_i}$ مشتق جزئی ET_0 نسبت به متغیر x_i و dx_i تغییرات متغیر x_i و $c(x_i) = \frac{\partial ET_0}{\partial x_i} dx_i$ سهم متغیر x_i در تغییرات ET_0 است. سهم نسبی متغیرها بر حسب درصد از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Dong et al., 2020):

$$C(x_i) = \frac{c(x_i)}{\sum_{i=1}^6 c(x_i)} \times 100 \quad (8)$$

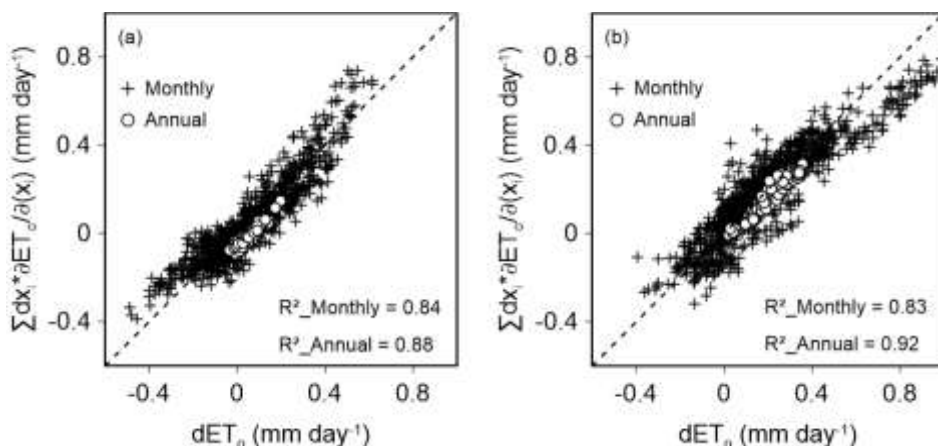
سو و همکاران با مقایسه ضرایب حساسیت حاصل از داده‌های مشاهداتی، داده‌های تاریخی و آینده مدل اقلیم منطقه‌ای، نشان دادند که مدل‌های اقلیم منطقه‌ای قادر نیستند حساسیت ET_0 به متغیرهای مختلف هواشناسی را به درستی شبیه‌سازی کنند و پیشنهاد کردند که برای تحلیل حساسیت و تحلیل سهم از ضرایب حساسیت حاصل از داده‌های مشاهداتی استفاده شود (Xu et al., 2014). لذا، در این مطالعه، برای محاسبه مشتقات جزئی، از داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌ها برای دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۸۹ استفاده شد. پس از محاسبه میانگین مقادیر $\frac{\partial ET_0}{\partial x_i}$ ایستگاه‌ها، از این مقادیر برای کمی نمودن سهم هر یک از متغیرهای هواشناسی در تغییرات میانگین بلندمدت ET_0 نسبت به دوره تاریخی (۲۰۰۵-۱۹۷۶) استفاده شد. برای این منظور، ابتدا دوره آینده به سه دوره ۳۰ ساله، آینده نزدیک (۲۰۱۱-۲۰۴۰)، آینده میانی (۲۰۷۰-۲۰۴۱) و آینده دور (۲۱۰۰-۲۰۷۱) تقسیم شد. سپس در مورد هر یک از یاخته‌ها مقادیر تغییرات میانگین بلندمدت متغیر هواشناسی نسبت به دوره تاریخی (dx_i) برای هر یک از سه دوره آینده محاسبه و با استفاده از رابطه (۷) سهم هر یک از متغیرهای هواشناسی در تغییرات ET_0 برآورد شد. برای حصول اطمینان از اینکه مشتقات جزئی حاصل از داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌ها می‌تواند سهم متغیرها را به درستی نمایش دهد، تحلیل سهم برای روند ET_0 دوره تاریخی مدل اقلیمی انجام و صحت آن بررسی شد.



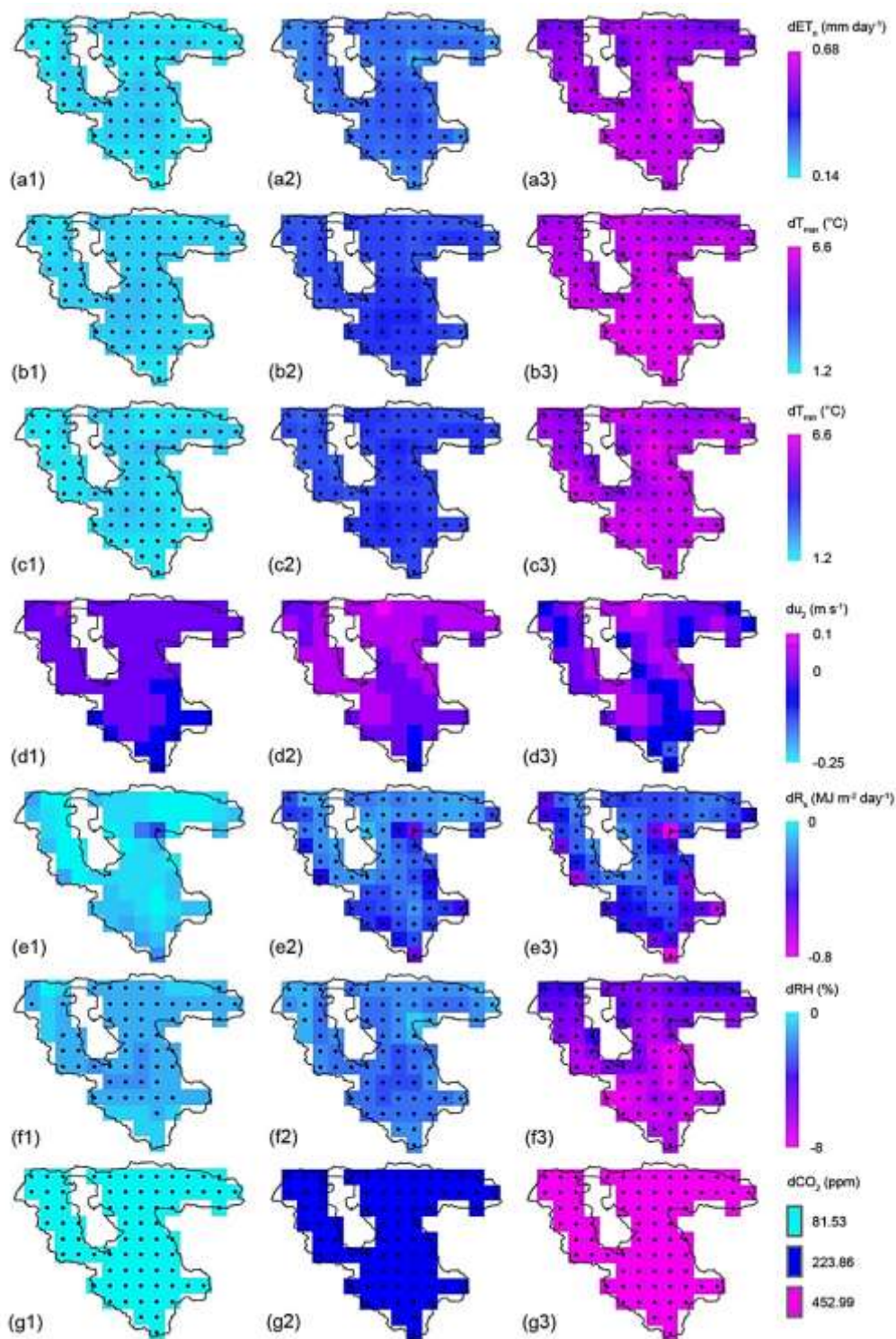
شکل ۲- میانگین مقادیر تصحیح آریبی شده ET_0 برای همه یاخته‌های شبکه درون منطقه مطالعاتی در دوره تاریخی (۱۹۷۶-۲۰۰۵) و دوره آینده (۲۰۰۶-۲۱۰۰) مبتنی بر رابطه اصلی و رابطه تعدیل شده (modified) پنمن - مانیتث فائو برای مدل‌های EC-EARTH (a) و GFDL-ESM2M (b). خطوط منقطع نشان‌دهنده میانگین بلندمدت ET_0 برای دوره‌های تاریخی، آینده نزدیک، آینده میانی و آینده دور است.

نمودار پراکنش مقادیر حاصل از سمت راست رابطه (۷) را در برابر مقادیر dET_0 همه یاخته‌ها برای مقیاس زمانی ماهانه و سالانه نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۳، در مورد هر دو مدل، اغلب نقاط پراکنندگی مناسبی در اطراف خط ۱:۱ دارند. فاصله نقاط از خط ۱:۱ به ازای تغییرات بیش از 0.5 mm day^{-1} در ET_0 بیشتر بوده؛ به طوری که به صورت کم‌برآوردهای آشکاری در مورد مدل GFDL-ESM2M قابل مشاهده است. به طور کلی، ضرایب تبیین مدل EC-EARTH (GFDL-ESM2M) برای مقیاس زمانی ماهانه و سالانه به ترتیب 0.84 و 0.88 (یا 0.83 و 0.92) است. لذا، در مورد هر دو مدل استفاده از مشتقات جزئی حاصل از داده‌های ایستگاه‌ها برای تحلیل سهم قابل اطمینان است.

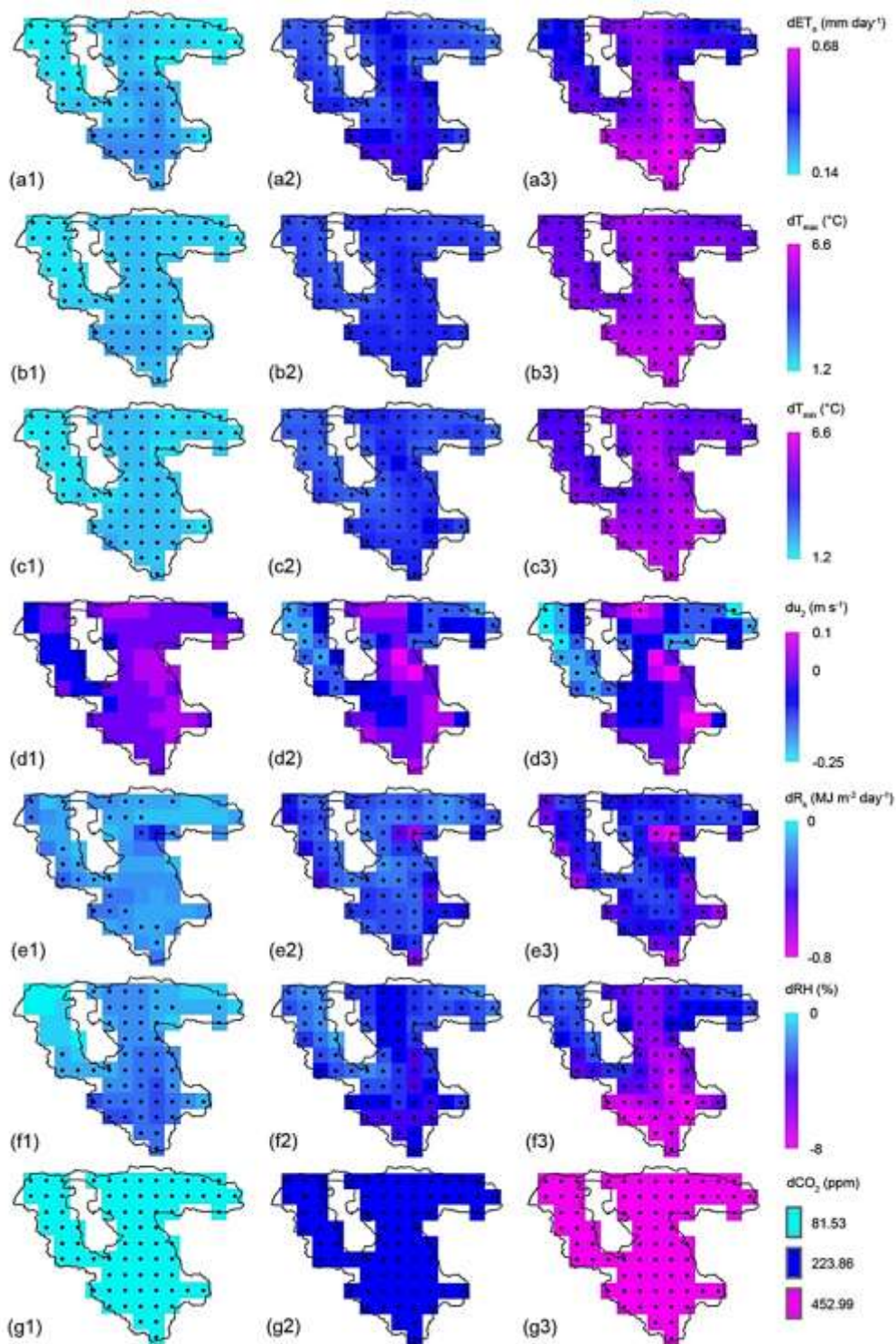
برای بررسی سهم متغیرهای مختلف هواشناسی (T_{min} , T_{max} , RH , R_s , u_2 و CO_2) در تغییرات میانگین بلندمدت ET_0 دوره آینده نسبت به دوره تاریخی، ابتدا مشتقات جزئی ($\frac{\partial ET_0}{\partial x_i}$) با استفاده از داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌ها برای دوره آماری ۱۹۸۹-۲۰۱۸ محاسبه شد و میانگین مقادیر $\frac{\partial ET_0}{\partial x_i}$ ایستگاه‌ها بدست آمد. برای کسب اطمینان از کیفیت مشتقات جزئی حاصل از داده‌های مشاهداتی ایستگاه‌ها در تحلیل سهم داده‌های شبکه‌ای مدل‌ها، در مورد هر یک از یاخته‌ها، روند تغییرات ET_0 (dET_0) و همچنین متغیرهای هواشناسی (dx_i) برای دوره تاریخی مدل‌های اقلیمی محاسبه و با استفاده از میانگین مقادیر $\frac{\partial ET_0}{\partial x_i}$ ایستگاه‌ها سمت راست رابطه (۷) محاسبه و با مقادیر dET_0 (سمت چپ رابطه ۷) مقایسه شد. شکل ۳



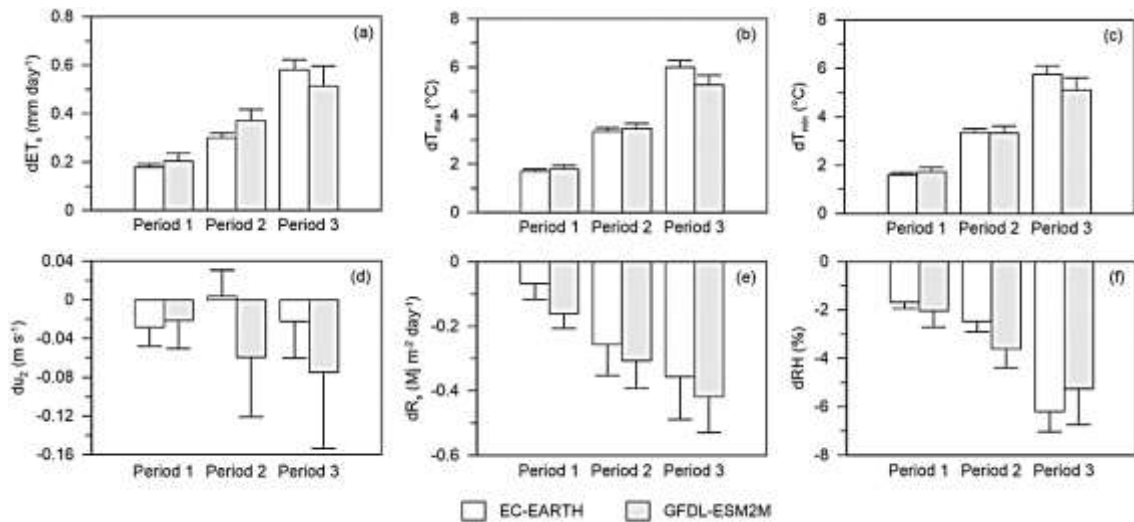
شکل ۳- رابطه مجموع سهم تغییرات متغیرهای هواشناسی در تغییرات ET_0 با تغییرات ET_0 در دوره تاریخی (۱۹۷۶-۲۰۰۵) در مقیاس زمانی ماهانه و سالانه برای یاخته‌های مدل‌های EC-EARTH (a) و GFDL-ESM2M (b) در منطقه مورد مطالعه



شکل ۴- نقشه‌های تفاضل مقادیر میانگین بلندمدت سالانه ET_0 (a)، دمای بیشینه (b)، دمای کمینه (c)، سرعت باد (d)، تابش خورشیدی (e)، رطوبت نسبی (f) و غلظت گاز CO_2 (g) دوره‌های آینده ۲۰۴۰-۲۰۱۱ (۱)، ۲۰۷۰-۲۰۴۱ (۲) و ۲۱۰۰-۲۰۷۱ (۳) نسبت به مقادیر متناظر آنها در دوره تاریخی (۱۹۷۶-۲۰۰۵) برای مدل EC-EARTH. نقاط نشان‌دهنده معنی‌دار بودن تفاضل‌ها در سطح معنی‌داری ۵٪ است.



شکل ۵- نقشه‌های تفاضل مقادیر میانگین بلندمدت سالانه ET_0 (a)، دمای بیشینه (b)، دمای کمینه (c)، سرعت باد (d)، تابش خورشیدی (e)، رطوبت نسبی (f) و غلظت گاز CO_2 (g) دوره‌های آینده (۱) ۲۰۱۱-۲۰۴۰، (۲) ۲۰۴۱-۲۰۷۰ و (۳) ۲۰۷۱-۲۱۰۰ نسبت به مقادیر متناظر آنها در دوره تاریخی (۱۹۷۶-۲۰۰۵) برای مدل GFDL-ESM2M. نقاط نشان‌دهنده معنی‌دار بودن تفاضل‌ها در سطح معنی‌داری ۵٪ است.



شکل ۶- نمودارهای مقایسه میانگین و انحراف معیار تفاضل مقادیر میانگین بلندمدت سالانه ET_0 (a)، دمای بیشینه (b)، دمای کمینه (c)، سرعت باد (d)، تابش خورشیدی (e) و رطوبت نسبی (f) دوره‌های آینده (Period 1) ۲۰۱۱-۲۰۴۰، (Period 2) ۲۰۷۰-۲۰۹۱، و (Period 3) ۲۰۷۱-۲۱۰۰ نسبت به مقادیر متناظر آنها در دوره تاریخی (۲۰۰۵-۱۹۷۶) برای یاخته‌های مدل‌های EC-EARTH و GFDL-ESM2M در منطقه مورد مطالعه

شکل ۴ و ۵ نقشه‌های تفاضل مقادیر میانگین بلندمدت سالانه ET_0 و متغیرهای مختلف هواشناسی دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور نسبت به مقادیر متناظر آنها در دوره تاریخی را به ترتیب برای مدل EC-EARTH و GFDL-ESM2M نشان می‌دهند. نمودارهای مقایسه میانگین و انحراف معیار تفاضل‌ها نیز در شکل ۶ نشان داده شده است. نقاط درون یاخته‌ها نشان‌دهنده این است که اختلاف میانگین‌ها در سطح ۵٪ معنی‌دار است. با توجه به شکل (a1-a3) و شکل (a) میانگین بلندمدت سالانه ET_0 در همه یاخته‌های شبکه مدل EC-EARTH اختلاف معنی‌داری با دوره تاریخی دارد. میانگین بلندمدت سالانه ET_0 دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور نسبت به دوره تاریخی به ترتیب به میزان 0.18 mm day^{-1} ، 0.30 mm day^{-1} و 0.58 mm day^{-1} افزایش نشان می‌دهد. توزیع مکانی تفاضل‌ها در سطح حوضه تقریباً یکنواخت است به طوری که انحراف معیار تفاضل‌ها در دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور (به ترتیب 0.1 mm day^{-1} ، 0.2 mm day^{-1} و 0.4 mm day^{-1}) ناچیز است (شکل ۶a). در مورد مدل GFDL-ESM2M نیز اختلاف میانگین بلندمدت سالانه ET_0 با دوره تاریخی در همه یاخته‌های شبکه در سطح ۵٪ معنی‌دار است (شکل a1-a3). میانگین بلندمدت سالانه ET_0 دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور نسبت به دوره تاریخی به ترتیب به میزان 0.20 mm day^{-1} و 0.37 mm day^{-1} و 0.51 mm day^{-1} افزایش نشان می‌دهد. بنابراین مدل GFDL-ESM2M برای دوره‌های آینده نزدیک و میانی افزایش بیشتر و در مورد آینده دور افزایش کمتری را نسبت به مدل EC-

EARTH پیش‌بینی می‌کند. مقایسه توزیع مکانی تفاضل‌ها نیز بیانگر غیریکنواختی بیشتر تفاضل‌ها در میان یاخته‌های شبکه مدل GFDL-ESM2M نسبت به مدل EC-EARTH است به طوری که انحراف معیار تفاضل‌ها برای دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب برابر ترتیب 0.4 mm day^{-1} ، 0.5 mm day^{-1} و 0.8 mm day^{-1} است (شکل ۶a). بنابراین بر اساس مدل GFDL-ESM2M میزان ET_0 در نیمه جنوبی حوضه بیشتر از سایر نواحی حوضه تحت تاثیر تغییر اقلیم قرار می‌گیرند؛ در حالی که بر اساس مدل EC-EARTH میزان تاثیرپذیری ET_0 از تغییر اقلیم در همه نواحی حوضه کم و بیش یکسان خواهد بود. با توجه به شکل (b1-b3) و (c1-c3) میانگین بلندمدت سالانه دمای بیشینه و دمای کمینه بر اساس مدل EC-EARTH و تحت سناریوی RCP8.5 در تمامی نواحی حوضه و در تمامی دوره‌های آینده افزایش معنی‌داری خواهد داشت. به طوری که در مورد دمای بیشینه (دمای کمینه) میانگین افزایش دمای در دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب برابر $1.70 \text{ }^\circ\text{C}$ (۱/۵۸)، $3.33 \text{ }^\circ\text{C}$ (۳/۳۴) و $5.99 \text{ }^\circ\text{C}$ (۵/۷۶) خواهد بود (شکل (b-c)). توزیع مکانی تفاضل‌ها در مورد هر دو دمای کمینه و بیشینه نسبتاً یکنواخت بوده و توپوگرافی حوضه اثر قابل توجهی روی توزیع مکانی تفاضل‌ها ندارد. در مورد مدل GFDL-ESM2M، نیز میانگین بلندمدت دمای بیشینه و کمینه افزایش معنی‌داری را در تمام یاخته‌های شبکه سطح حوضه نشان می‌دهد (شکل (b1-b3) و (c1-c3)) و میانگین افزایش

بلندمدت رطوبت نسبی نسبت به دوره تاریخی توسط مدل GFDL-ESM2M برای دوره‌های آینده نزدیک (۲/۰۵٪) و آینده میانی (۳/۶۲٪) بیشتر از مدل EC-EARTH و در مورد آینده دور (۵/۲۵٪) کمتر از مدل EC-EARTH است (شکل ۶f) و از نظر توزیع مکانی، تغییرپذیری بیشتری دارد (شکل ۵(f1-f3)). از آنجا که در مورد غلظت گاز CO₂ از داده‌های میانگین جهانی توصیه شده توسط CMIP5 استفاده شده است، این داده‌ها برای هر دو مدل EC-EARTH و GFDL-ESM2M یکسان بوده و همچنین بر خلاف داده‌های مدل‌های اقلیمی به صورت شبکه‌ای نیستند؛ لذا دارای توزیع مکانی نیستند. مطابق شکل ۴(g1-g3) (یا شکل ۵(g1-g3)) تفاضل میانگین بلندمدت سالانه غلظت گاز CO₂ جو در دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور نسبت به دوره تاریخی تحت سناریوی RCP8.5 به ترتیب ۸۱/۵۳ ppm، ۲۲۳/۸۶ ppm و ۴۵۲/۹۹ ppm بوده و این تفاضل‌ها در سطح ۵٪ معنی‌دار هستند.

برای بررسی سهم هر یک از متغیرهای هواشناسی در تغییرات میانگین بلندمدت ET_o نسبت به دوره تاریخی، در مورد هر یاخته، میانگین مقادیر مشتقات جزئی ($\frac{\partial ET_o}{\partial x_i}$) ایستگاه‌ها در مقدار تفاضل متناظر (dx_i) ضرب شده و مقادیر c(x_i) حاصل، بر مجموع مقادیر c(x_i) (یعنی $\sum_{i=1}^6 \frac{\partial ET_o}{\partial x_i} dx_i = \sum_{i=1}^6 c(x_i)$) تقسیم شدند. مقادیر مثبت (منفی) سهم نشان‌دهنده این است که تغییر متغیر هواشناسی، سبب افزایش (کاهش) ET_o خواهد شد. شایان ذکر است که به دلیل منفی بودن سهم برخی متغیرها، نسبت مقادیر c(x_i) به مجموع مقادیر c(x_i) محدود به بازه صفر و ۱۰۰ درصد نبوده و می‌تواند مقادیری بیشتر از ۱۰۰ درصد یا کمتر از صفر درصد داشته باشد.

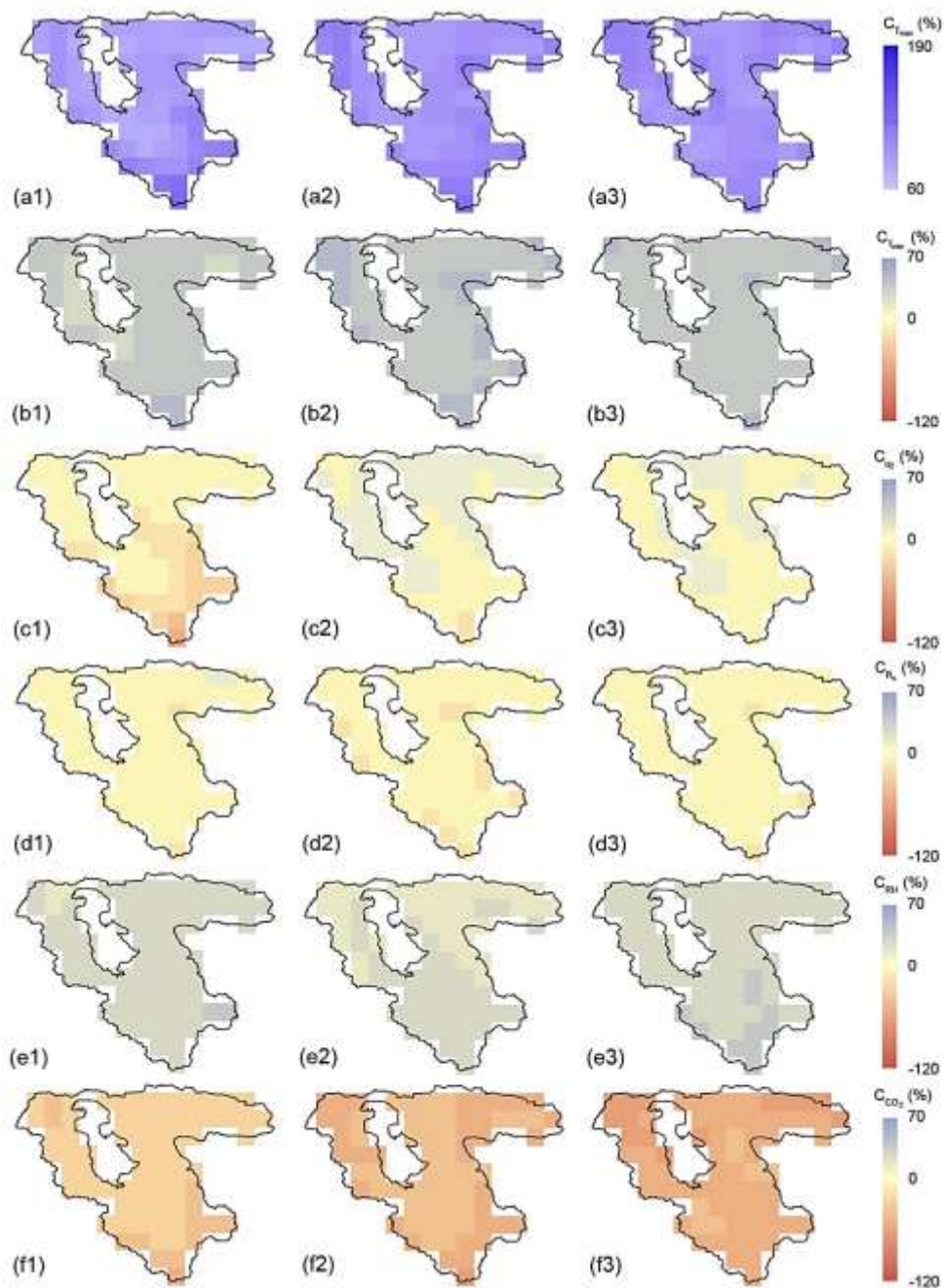
شکل‌های ۷ و ۸ نقشه درصد سهم متغیرهای هواشناسی در تغییرات میانگین ET_o سالانه دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور را نسبت به میانگین ET_o سالانه در دوره تاریخی برای مدل‌های EC-EARTH و GFDL-ESM2M نشان می‌دهند.

مقایسه نقشه‌های توزیع مکانی درصد سهم نشان می‌دهد که در مورد هر دو مدل EC-EARTH و GFDL-ESM2M سهم متغیر دمای بیشینه در تغییرات میانگین ET_o سالانه بیشتر از سایر متغیرها است. بعلاوه، سهم متغیر دمای بیشینه در همه یاخته‌ها مثبت است. یعنی افزایش دمای بیشینه در آینده سبب افزایش ET_o خواهد شد. بر اساس پیش‌نگری مدل EC-EARTH (مدل GFDL-ESM2M)، میانگین سهم دمای بیشینه در تغییرات ET_o در دوره آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب برابر ۸۲/۵۸٪، ۸۹/۰۹٪ و ۸۹/۰۴٪ (شکل ۷) است. در مورد مدل EC-EARTH، بین دوره‌های آینده مختلف تفاوت زیادی از نظر سهم متغیر دمای بیشینه وجود ندارد اما در مورد مدل GFDL-ESM2M، سهم متغیر دمای بیشینه روند

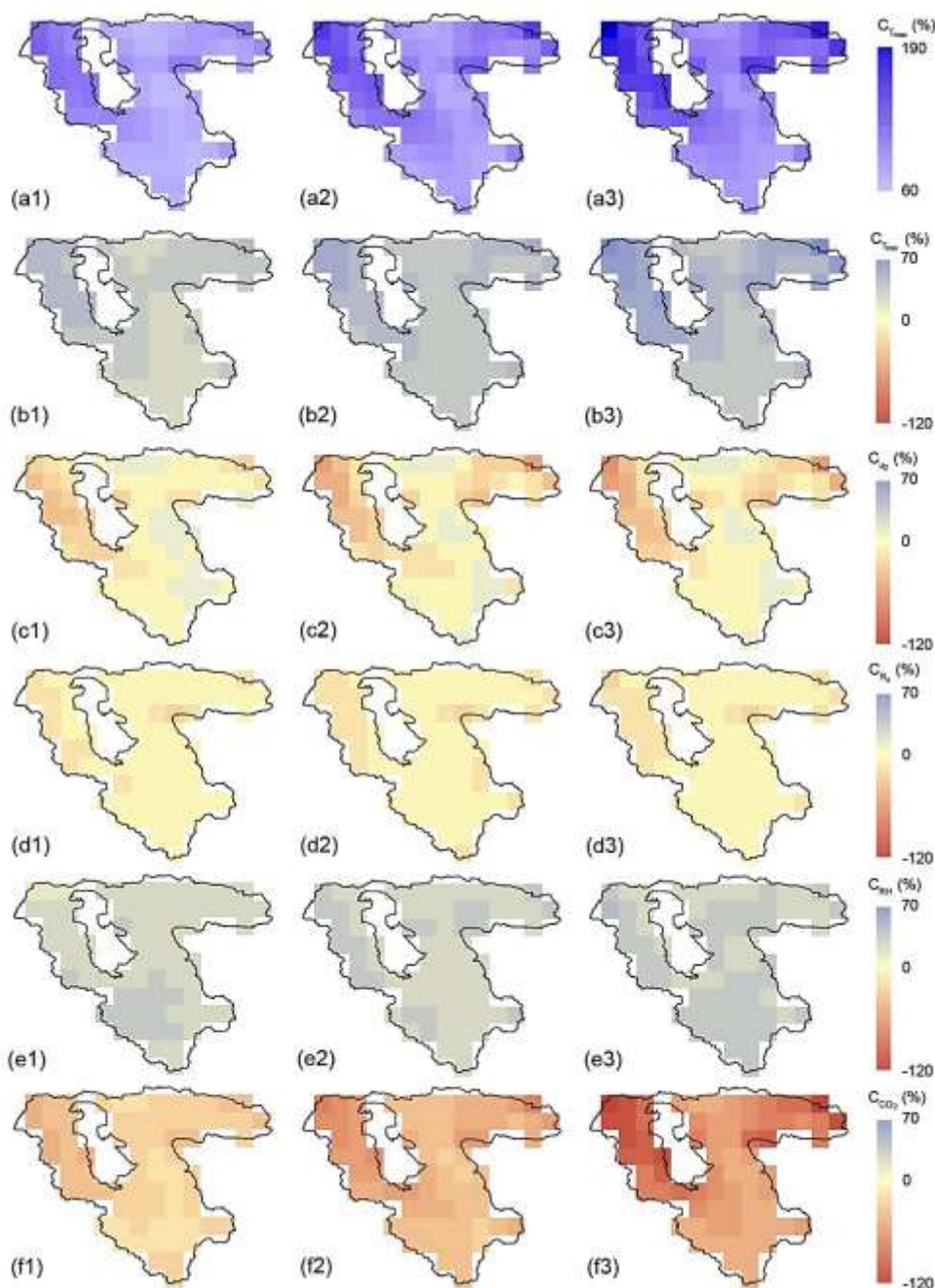
دمای بیشینه (دمای کمینه) در دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب ۱/۷۸ °C (۱/۷۲)، ۳/۴۷ °C (۳/۳۲) و ۵/۲۷ °C (۵/۱۰) خواهد بود (شکل ۶(b-c)). در مقایسه با مدل EC-EARTH، میزان افزایش دمای کمینه و بیشینه در دوره‌های آینده نزدیک و میانی اندکی بیشتر و در دوره آینده دور کمتر است؛ اما میزان تغییرپذیری مکانی در هر سه دوره آینده نسبت به مدل EC-EARTH بیشتر است. نقشه‌های توزیع مکانی تفاضل‌های دمای کمینه و دمای بیشینه و ET_o شباهت زیادی را نشان می‌دهد؛ به طوری که در مورد دمای کمینه و دمای بیشینه نیز نیمه جنوبی حوضه تاثیرپذیری بیشتری از تغییر اقلیم نشان می‌دهند. لذا، می‌توان تغییرات زمانی ET_o را تا حد زیادی به عامل دما نسبت داد. مدل EC-EARTH تقریباً در مورد کل حوضه، تغییر معنی‌داری در میانگین بلندمدت سالانه سرعت باد نشان نمی‌دهد (شکل ۴(d1-d3)) و انحراف معیار زیاد تفاضل‌ها حاکی از تغییرپذیری مکانی زیاد آنها است (شکل ۶d). مدل GFDL-ESM2M کاهش معنی‌داری را در میانگین بلندمدت سرعت باد بویژه در یاخته‌های نیمه شمالی حوضه برای دوره آینده میانی (۱ m s⁻¹) و آینده دور (۰/۰۶ m s⁻¹) نشان می‌دهد (شکل d1-d3). توزیع مکانی تفاضل‌ها بسیار متفاوت از مدل EC-EARTH است و علت این امر عدم قطعیت زیاد شبیه‌سازی سرعت باد در مدل‌های اقلیمی است (McVicar et al., 2012). شکل ۴(e1-e3) بیانگر پیش‌بینی کاهش میانگین بلندمدت سالانه تابش خورشیدی توسط مدل EC-EARTH در آینده است و تفاضل‌ها در همه یاخته‌های شبکه سطح حوضه در دوره‌های آینده میانی (۱ Mj m⁻² day⁻¹) و آینده دور (۰/۲۶ Mj m⁻² day⁻¹) معنی‌دار است. وایلد و همکاران با بررسی روند تغییرات تابش خورشیدی تحت سناریوی RCP8.5 بر اساس ۳۹ مدل اقلیمی (از جمله EC-EARTH و GFDL-ESM2M) نشان دادند که علت روند کاهشی تابش خورشیدی، روند افزایشی ابرناکی است (Wild et al., 2015). میزان پیش‌بینی شده کاهش میانگین بلندمدت تابش خورشیدی نسبت به دوره تاریخی توسط مدل GFDL-ESM2M برای دوره‌های آینده نزدیک (۰/۱۶ Mj m⁻² day⁻¹)، آینده میانی (۰/۳۱ Mj m⁻² day⁻¹) و آینده دور (۰/۴۲ Mj m⁻² day⁻¹) بیشتر از مدل EC-EARTH است (شکل ۶e) و از نظر توزیع مکانی، یکنواختی بیشتری دارد (شکل ۵(e1-e3)). در مورد هر دو مدل، توزیع مکانی تفاضل‌های تابش خورشیدی از توپوگرافی تبعیت می‌کند و در مناطق مرتفع‌تر میزان کاهش تابش خورشیدی بیشتر است. با توجه به شکل ۶(f)، میانگین بلندمدت سالانه رطوبت نسبی طبق مدل EC-EARTH در هر سه دوره آینده نسبت به دوره تاریخی کاهش خواهد یافت (به ترتیب به میزان ۱/۶۹٪، ۲/۴۸٪ و ۶/۱۹٪) و میزان تفاضل‌ها در دوره آینده نزدیک در اغلب یاخته‌ها و در دوره‌های آینده میانی و دور در همه یاخته‌ها معنی‌دار است (شکل ۴(f1-f3)). میزان کاهش میانگین

برابر % ۹/۴۴، % ۶/۹۶ و % ۵/۴۲ (% ۱۵/۶۷، % ۱۹/۸۳ و % ۲۷/۵۶) خواهد بود؛ لذا در مورد مدل GFDL-ESM2M تغییرپذیری مکانی سهم متغیر دمای بیشینه بیشتر از مدل EC-EARTH است.

افزایشی در طی سه دوره آینده دارد. توزیع مکانی سهم دمای بیشینه در مقایسه با سایر متغیرها تغییرپذیری بیشتری دارد. انحراف معیار سهم متغیر دمای بیشینه در دوره آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب



شکل ۷- نقشه درصد سهم نسبی (C %) متغیرهای هواشناسی دمای بیشینه (a)، دمای کمینه (b)، سرعت باد (c)، تابش خورشیدی (d)، رطوبت نسبی (e) و غلظت گاز CO₂ (f) در تغییرات میانگین ET₀ سالانه دوره‌های آینده ۲۰۱۱-۲۰۴۰ (۱)، ۲۰۴۱-۲۰۷۰ (۲) و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ (۳) نسبت به میانگین ET₀ سالانه در دوره تاریخی (۱۹۷۶-۲۰۰۵) برای مدل EC-EARTH



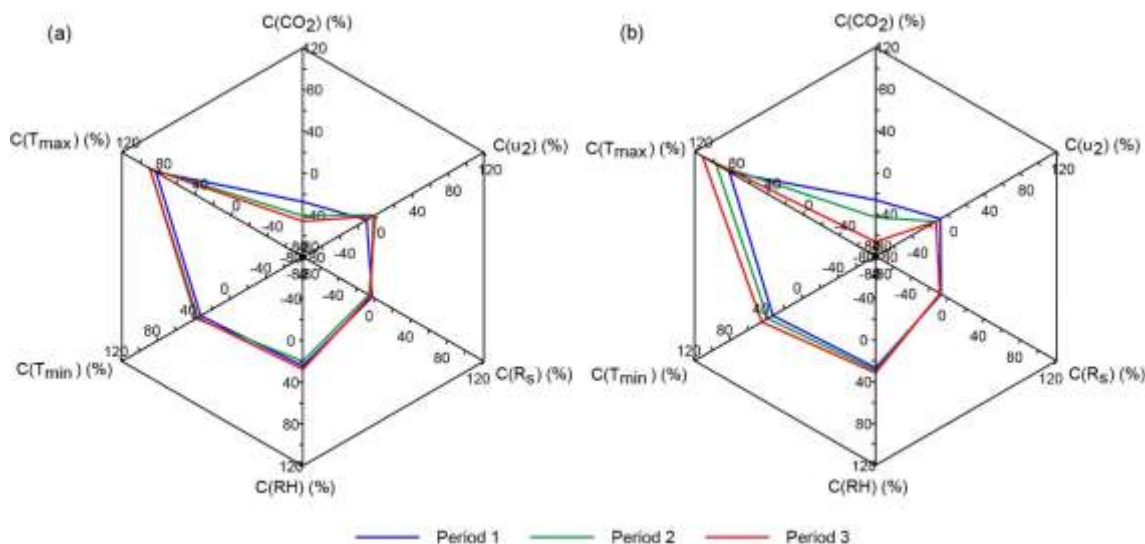
شکل ۸- نقشه درصد سهم نسبی (C %) متغیرهای هواشناسی دمای بیشینه (a)، دمای کمینه (b)، سرعت باد (c)، تابش خورشیدی (d)، رطوبت نسبی (e) و غلظت گاز CO₂ (f) در تغییرات میانگین ET₀ سالانه دوره‌های آینده (۱) ۲۰۱۱-۲۰۴۰، (۲) ۲۰۴۱-۲۰۷۰ و (۳) ۲۰۷۱-۲۱۰۰ نسبت به میانگین ET₀ سالانه در دوره تاریخی (۱۹۷۶-۲۰۰۵) برای مدل GFDL-ESM2M

برابر ۳۲/۸۴٪، ۳۸/۲۵٪ و ۳۶/۵۷٪ (۳۳/۵۸٪، ۳۹/۰۹٪ و ۴۵/۷۴٪) خواهد بود (شکل ۹). جیان و همکاران نیز نشان دادند که دمای بیشینه سهم بیشتری نسبت به دمای کمینه در تغییرات ET₀ دارد (Jian et al., 2020). در مورد سهم متغیر دمای کمینه نیز مشابه دمای بیشینه، تغییرپذیری مکانی در مورد مدل GFDL-ESM2M

سهم متغیر دمای کمینه نیز در همه یاخته‌ها مثبت است و در مورد هر دو مدل، سهم دمای بیشینه در تغییرات ET₀ بیشتر از دمای کمینه است (بیش از ۲ برابر). به طوری که بر اساس پیش‌نگری مدل EC-EARTH (مدل GFDL-ESM2M)، میانگین سهم دمای کمینه در تغییرات ET₀ در دوره آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب

بیشتر از مدل EC-EARTH است. متغیر دیگری که بیشترین سهم را در تغییرات ET_0 دارد، غلظت گاز CO_2 جو است. سهم متغیر CO_2 در تمام یاخته‌ها منفی است؛ لذا افزایش CO_2 اثر کاهشی روی ET_0 خواهد داشت. اسلام و همکاران نیز نشان دادند که افزایش غلظت گاز CO_2 جو سبب کاهش ET_0 می‌شود (Islam et al., 2012). مقایسه نتایج نشان می‌دهد که تقریباً اثر سهم مثبت دمای کمینه با اثر سهم منفی غلظت گاز CO_2 خنثی می‌شود، چرا که بر اساس پیش‌نگری مدل EC-EARTH (مدل GFDL-ESM2M)، میانگین سهم غلظت گاز CO_2 در تغییرات ET_0 در دوره آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب برابر $27/08\%$ ، $-40/71\%$ و $-45/81\%$ ($-25/94\%$)، میانگین سهم غلظت گاز CO_2 در تغییرات ET_0 در دوره آینده دور، میانی و دور به ترتیب برابر $-66/22\%$ و $-42/66\%$ خواهد بود (شکل ۹). علت تفاوت دو مدل از نظر میانگین سهم غلظت گاز CO_2 به ویژه در دوره آینده دور، ناشی از تفاوت دو مدل از نظر پیش‌نگری تغییرات u_2 به ویژه در مورد یاخته‌های نیمه شمالی حوضه است. این عامل سبب اختلاف دو مدل از نظر میزان سهم u_2 (و در نتیجه اختلاف در $\sum_{i=1}^6 C(x_i)$) می‌شود. لذا، علاوه بر تاثیر تفاوت دو مدل از نظر مقادیر $C(x_i)$ هر یک از متغیرها، اختلاف در $\sum_{i=1}^6 C(x_i)$ نیز سبب تفاوت دو مدل از نظر میزان سهم نسبی ($C(x_i)$) متغیرها می‌شود. سهم متغیر رطوبت نسبی در همه دوره‌های آینده و همه یاخته‌ها مثبت و اندکی کمتر از سهم متغیر دمای کمینه است. به طوری که، میانگین سهم رطوبت نسبی در تغییرات ET_0 بر اساس مدل EC-EARTH (مدل GFDL-

در دوره آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب برابر $24/59\%$ ، $19/85\%$ و $27/61\%$ ($26/60\%$)، $29/21\%$ و $31/50\%$ خواهد بود (شکل ۹). سهم رطوبت نسبی به طور کلی تغییرپذیری مکانی اندکی داشته و توزیع مکانی سهم رطوبت نسبی در مورد مدل EC-EARTH اندکی یکنواخت‌تر از مدل GFDL-ESM2M است. متغیری که کمترین سهم را در تغییرات ET_0 دارد متغیر تابش خورشیدی است. سهم این متغیر تقریباً در همه یاخته‌ها منفی است و مشابه رطوبت نسبی تغییرپذیری مکانی اندکی دارد. میانگین سهم تابش خورشیدی در تغییرات ET_0 بر اساس مدل EC-EARTH (مدل GFDL-ESM2M)، در دوره آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب برابر $-3/44\%$ ، $-6/88\%$ و $-5/20\%$ ($-7/48\%$)، $-8/44\%$ و $-8/76\%$ خواهد بود (شکل ۹). عدم قطعیت مدل‌های اقلیمی در شبیه‌سازی سرعت باد در توزیع سهم سرعت باد در تغییرات ET_0 نیز نمایان است. با توجه به شکل‌های ۷ و ۸ توزیع مکانی سهم سرعت باد چه از نظر علامت و چه از نظر مقدار در یاخته‌های مختلف حوضه، دوره‌های آینده مختلف و در مدل‌های مختلف بسیار متفاوت است. میانگین سهم سرعت باد در تغییرات ET_0 بر اساس مدل EC-EARTH (مدل GFDL-ESM2M)، در دوره آینده نزدیک، میانی و دور به ترتیب برابر $9/50\%$ ، $0/39\%$ و $2/22\%$ ($-8/15\%$)، $13/25\%$ و $-13/31\%$ خواهد بود (شکل ۹).



شکل ۹- نمودارهای راداری میانگین سهم نسبی ($C(x_i)$ متغیرهای دمای بیشینه (T_{max})، دمای کمینه (T_{min})، سرعت باد (u_2)، تابش خورشیدی (R_s)، رطوبت نسبی (RH) و غلظت گاز CO_2 در تغییرات میانگین بلندمدت سالانه ET_0 در دوره‌های آینده ۲۰۱۱-۲۰۴۰ (Period 1)، ۲۰۴۱-۲۰۷۰ (Period 2) و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ (Period 3) نسبت به دوره تاریخی (۱۹۷۶-۲۰۰۵) برای یاخته‌های مدل‌های EC-EARTH (a) و GFDL-ESM2M (b) در منطقه مورد مطالعه

به طور کلی، مهم‌ترین متغیرهای موثر در تغییرات آینده ET_0 در حوضه دریاچه ارومیه دمای بیشینه، دمای کمینه و غلظت گاز CO_2 جو است و متغیرهای رطوبت نسبی، تابش خورشیدی و سرعت باد تاثیر کمتری روی تغییرات ET_0 در آینده خواهند داشت. جیان و همکاران نیز نشان دادند که دمای بیشینه بیشترین سهم را در تغییرات ET_0 خواهد داشت (Jian et al., 2020). ژائو و همکاران و دونگ و همکاران نیز با بررسی تغییرات زمانی- مکانی ET_0 تحت سناریوهای مختلف اقلیمی، دما را مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده روند افزایشی ET_0 ذکر کردند (Zhao et al., 2020; Dong et al., 2020). در حالی که سو و همکاران نشان دادند که تغییرات ET_0 در آینده با تغییرات تابش خورشیدی، رطوبت نسبی و دمای کمینه در ارتباط است (Xu et al., 2014).

نتیجه گیری

در این مطالعه با استفاده از پیش‌نگری‌های ریزمقیاس‌نمایی شده دو مدل EC-EARTH و GFDL-ESM2M تحت پروژه CORDEX با استفاده از نسخه تعدیل‌شده رابطه پنمن-مانتیت فائو و با شمول اثر افزایش غلظت CO_2 بر میزان مقاومت روزنه‌ای مقدار ET_0 در یاخته‌های سطح حوضه دریاچه ارومیه تحت سناریوی RCP8.5 محاسبه و تغییرات میانگین بلندمدت ET_0 سالانه در سه دوره آینده نزدیک، آینده میانی و آینده دور نسبت به دوره تاریخی بررسی شد و در ادامه، سهم تغییرات متغیرهای هواشناسی در تغییرات ET_0 مورد تحلیل قرار گرفت. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که در مورد هر دو مدل، میزان ET_0 در آینده روند افزایشی خواهد داشت. با لحاظ کردن اثر افزایش CO_2 در مقاومت روزنه‌ای، در مقایسه با رابطه اصلی پنمن-مانتیت فائو، شدت کمتری برای روند افزایشی ET_0 پیش‌نگری شد. میزان افزایش ET_0 نسبت به دوره تاریخی، در دوره آینده دور بیشتر از دوره آینده میانی و در دوره آینده میانی بیشتر دوره آینده نزدیک خواهد بود. به طوری که در مورد مدل EC-EARTH (مدل GFDL-ESM2M) میانگین بلندمدت سالانه ET_0 دوره‌های آینده نزدیک، میانی و دور نسبت به دوره تاریخی به ترتیب به میزان 0.18 mm day^{-1} ، 0.30 mm day^{-1} و 0.58 mm day^{-1} (0.20 day^{-1} و 0.37 mm day^{-1} و 0.51 mm day^{-1}) افزایش نشان داد. مطالعات پیشین (بهمنش و همکاران، ۱۳۹۴؛ کلانکی و کاراندیش، ۱۳۹۴؛ گودرزی و همکاران، ۱۳۹۷؛ حیدری تاشه کبود و خوشخو، ۱۳۹۸؛ غلام‌پور شمایی و همکاران، ۱۳۹۸؛ باب الحکمی و همکاران، ۱۳۹۹؛ Scheff and Frierson, 2014; Karandish and Mousavi, 2018; Nouri et al., 2018, Lotfi et al., 2020) تاییدکننده یافته‌های این مطالعه مبنی بر روند افزایشی ET_0 در آینده

است. بررسی روند متغیرهای هواشناسی، در مورد هر دو مدل، حاکی از روند افزایشی دمای بیشینه و دمای کمینه و روند کاهش رطوبت نسبی و تابش خورشیدی بود. اما روند تغییرات سرعت باد چه از نظر علامت و معنی‌داری و چه از نظر توزیع مکانی، تفاوت زیادی در دو مدل نشان داد. بررسی سهم متغیرهای هواشناسی در تغییرات ET_0 نشان داد که متغیرهای دمای بیشینه، دمای کمینه و غلظت گاز CO_2 جو بیشترین سهم را در تغییرات ET_0 خواهند داشت. افزایش دمای بیشینه میزان کمبود فشار بخار را افزایش داده و در نتیجه ET_0 را افزایش می‌دهد (Liu and Sun, 2017; Scheff and Frierson, 2015; Zhao and Dai, 2014). افزایش غلظت گاز CO_2 جو سبب کاهش ET_0 شده و میزان افزایش ET_0 در اثر افزایش دما را شدیداً تعدیل می‌کند (Islam et al., 2012). فعالیت‌های بشری مانند آبیاری و جنگل‌کاری می‌تواند ET_0 را در آینده تحت تاثیر قرار دهد؛ در حالی که این عوامل در مدل‌های اقلیمی لحاظ نشده‌اند. آبیاری، که در حال حاضر بخش بزرگی از مصارف آب را به خود اختصاص می‌دهد (ناصری و همکاران، ۱۳۹۶)، می‌تواند اقلیم منطقه را تحت تاثیر قرار داده و سبب تغییرات ET_0 شود (Jian et al., 2020). چرا که افزایش تبخیر-تعرق و کاهش شار گرمای محسوس، ترازمندی انرژی را تحت تاثیر قرار داده و سبب سرد شدن جو (Decker et al., 2017) و افزایش رطوبت هوای نزدیک سطح زمین می‌شود (Huang and Ullrich, 2016). علاوه بر این، با افزایش زبری سطح زمین، در نتیجه توسعه اراضی کشاورزی و رشد گیاهان، سرعت باد ممکن است کاهش پیدا کند (Han et al., 2016). مجموعه این عوامل، بیانگر این است که آبیاری می‌تواند در طی فصل رشد سبب کاهش ET_0 شود (Zhang et al., 2020). لذا، عدم در نظر گرفتن تاثیرات آبیاری در مدل‌های اقلیمی، ممکن است سبب عدم قطعیت‌هایی در مورد پیش‌نگری روند ET_0 شود.

منابع

- باب الحکمی، ع.، غلامی سفید کوهی، م.ع.، و عمادی، ع. ۱۳۹۹. اثر تغییر اقلیم بر تبخیر-تعرق مرجع در استان مازندران، تحقیقات آب و خاک ایران، ۵۱ (۲): ۴۰۱-۳۸۸.
- بهمنش، ج.، آزاد طلائی، ن.، منتصری، م.، رضایی، ح.، و خلیلی، ک. ۱۳۹۴. اثر تغییر اقلیم بر تبخیر-تعرق مرجع، کمبود بارندگی و کمبود فشار بخار هوا در ارومیه، نشریه دانش آب و خاک، ۲۵ (۲): ۷۹-۹۱.
- حیدری تاشه کبود، ش.، و خوشخو، ی. ۱۳۹۸. تصویرسازی و پیش‌بینی تغییرات آبی تبخیر و تعرق مرجع در مقیاس‌های فصلی

2016. Climate change effects on reference crop evapotranspiration across different climatic zones of China during 1956–2015. *Journal of Hydrology*, 542: 923–937.
- Giorgi, F., Jones, C., and Asrar, G.R. 2009. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, 58(3): 175.
- Goyal, R.K. 2004. Sensitivity of evapotranspiration to global warming: a case study of arid zone of Rajasthan (India). *Agricultural water management*, 69(1): 1-11.
- Han, S., Tang, Q., Zhang, X., Xu, D., and Kou, L. 2016. Surface wind observations affected by agricultural development over Northwest China. *Environmental Research Letters*, 11(5): 054014.
- Huang, X., and Ullrich, P.A. 2016. Irrigation impacts on California's climate with the variable-resolution CESM. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 8(3): 1151-1163.
- Huo, Z., Dai, X., Feng, S., Kang, S., and Huang, G. 2013. Effect of climate change on reference evapotranspiration and aridity index in arid region of China. *Journal of Hydrology* 492: 24-34.
- IPCC. 2013. *Climate change 2013: The Physical Science Basis*. In: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M.M.B., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. (Eds.) Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge U.K.: Cambridge University Press.
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.) Contribution of Working Group I to the 4th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- Islam, A., Ahuja, L.R., Garcia, L.A., Ma, L., and Saseendran, A.S. 2012. Modeling the effect of elevated CO₂ and climate change on reference evapotranspiration in the semi-arid Central Great Plains. *Transactions of the ASABE*, 55(6): 2135-2146.
- Jian, D., Ma, Z., Chen, L., Duan, J., Mitchell, D., Zheng, Z., Lv, M., and Zhang, H. 2020. Effects of 1.5° C and 2° C of Warming on Regional Reference Evapotranspiration and Drying: A Case Study of the Yellow River Basin, China. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.6667>.
- Karandish, F., and Mousavi, S.S. 2018. Climate change و سالانه در غرب ایران بر اساس سناریوهای انتشار RCP، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۷۶-۱۵۷: ۵۳.
- غلام‌پور شماری، ی.، مجنون حسینی، ن.، بذرافشان، ج.، شریف زاده، ف.، و کانونی، ه. ۱۳۹۸. ارزیابی بارش و تبخیر-تعرق پتانسیل گیاه مرجع در شرایط اقلیم فعلی و تغییر اقلیم آینده تحت پروژه CORDEX در نواحی عمده تولید محصولات دیم استان کردستان. *مجله تحقیقات آب و خاک ایران*، ۵۰ (۱۰): ۲۵۹۴-۲۵۸۳.
- کلانکی، م.، و کاراندیش، ف. ۱۳۹۴. پیش‌بینی اثرات بلندمدت تغییر اقلیم بر مولفه‌های اقلیمی در منطقه مرطوب، مهندسی آبیاری و آب ایران، ۲۰ (۲): ۱۴۸-۱۳۱.
- گودرزی، م.، صلاحی، ب.، و حسینی، س.ا. ۱۳۹۷. برآورد میزان تبخیر و تعرق در ارتباط با تغییرات اقلیمی در حوزه ی آبخیز دریاچه ارومیه، علوم و مهندسی آبخیزداری کشور، ۴۱: ۱۲-۱.
- ناصری، ا.، عباسی، ف.، و اکبری، م. ۱۳۹۶. برآورد آب مصرفی در بخش کشاورزی به روش بیلان آب. *مجله تحقیقات مهندسی سازه‌های آبیاری و زهکشی*، جلد ۱۸ (۶۸): ۳۲-۱۷.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., and Smith, M. 1998. *Crop Evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56*. Fao, Rome, 300(9): D05109.
- da Costa Santos, L., José, J.V., Bender, F.D., Alves, D.S., Nitsche, P.R., dos Reis, E.F., and Coelho, R.D. 2020. Climate change in the Paraná state, Brazil: responses to increasing atmospheric CO₂ in reference evapotranspiration. *Theoretical and Applied Climatology*, 140: 55–68.
- Dai, A. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature climate change*, 3(1): 52-58.
- Decker, M., Ma, S., and Pitman, A. 2017. Local land-atmosphere feedbacks limit irrigation demand. *Environmental Research Letters*, 12(5): 054003.
- Dinpashoh, Y., Jhajharia, D., Fakheri-Fard, A., Singh, V.P., and Kahya, E. 2011. Trends in reference crop evapotranspiration over Iran. *Journal of Hydrology* 399(3-4): 422-433.
- Dong, Q., Wang, W., Shao, Q., Xing, W., Ding, Y., and Fu, J. 2020. The response of reference evapotranspiration to climate change in Xinjiang, China: Historical changes, driving forces, and future projections. *International Journal of Climatology* 40(1): 235-254.
- Fan, J., Wu, L., Zhang, F., Xiang, Y., and Zheng, J.

- and future projections. *Theoretical and Applied Climatology* 133(1-2): 361-375.
- Nouri, M., Homaei, M., and 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.
- Obada, E., Alamou, E.A., Chabi, A., Zandagba, J., and Afouda, A. 2017. Trends and changes in recent and future Penman-Monteith potential evapotranspiration in Benin (West Africa). *Hydrology* 4(3): 38.
- Paredes, P., Martins, D.S., Pereira, L.S., Cadima, J., and Pires, C. 2018. Accuracy of daily estimation of grass reference evapotranspiration using ERA-Interim reanalysis products with assessment of alternative bias correction schemes. *Agricultural Water Management* 210: 340-353.
- Rahman, M.A., Yunsheng, L., Sultana, N., and Ongoma, V. 2019. Analysis of reference evapotranspiration (ET_0) trends under climate change in Bangladesh using observed and CMIP5 data sets. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 131(3): 639-655.
- Roderick, M.L., Greve, P., and Farquhar, G.D. 2015. On the assessment of aridity with changes in atmospheric CO_2 . *Water Resources Research* 51(7): 5450-5463.
- Roderick, M.L., Sun, F., Lim, W.H., and Farquhar, G.D. 2014. A general framework for understanding the response of the water cycle to global warming over land and ocean. *Hydrology and Earth System Sciences* 18(5): 1575-1589.
- Scheff, J., and Frierson, D.M. 2014. Scaling potential evapotranspiration with greenhouse warming. *Journal of Climate* 27(4): 1539-1558.
- Scheff, J., and Frierson, D.M. 2015. Terrestrial aridity and its response to greenhouse warming across CMIP5 climate models. *Journal of Climate* 28(14): 5583-5600.
- Sherwood, S., and Fu, Q. 2014. A drier future?. *Science*, 343(6172): 737-739.
- Srivastava, P.K., Islam, T., Gupta, M., Petropoulos, G., and Dai, Q. 2015. WRF dynamical downscaling and bias correction schemes for NCEP estimated hydro-meteorological variables. *Water Resources Management* 29(7): 2267-2284.
- Swann, A.L., Hoffman, F.M., Koven, C.D., and Randerson, J.T. 2016. Plant responses to increasing CO_2 reduce estimates of climate impacts on drought severity. *Proceedings of the National Academy of* uncertainty and risk assessment in Iran during twenty-first century: evapotranspiration and green water deficit analysis. *Theoretical and Applied Climatology* 131(1-2): 777-791.
- Li, Z., Zheng, F.L., and Liu, W.Z. 2012. Spatiotemporal characteristics of reference evapotranspiration during 1961–2009 and its projected changes during 2011–2099 on the Loess Plateau of China. *Agricultural and Forest Meteorology* 154: 147-155.
- Lin, L., Gettelman, A., Feng, S., and Fu, Q. 2015. Simulated climatology and evolution of aridity in the 21st century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120(12): 5795-5815.
- Liu, W., and Sun, F. 2017. Projecting and attributing future changes of evaporative demand over China in CMIP5 climate models. *Journal of Hydrometeorology* 18(4): 977-991.
- Lotfi, M., Kamali, G.A., Meshkatee, A.H., and Varshavian, V. 2020. Study on the impact of climate change on evapotranspiration in west of Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(15): 1-11.
- Mbaye, M.L., Sylla, M.B., and Tall, M. 2019. Impacts of 1.5 and 2.0° C Global Warming on Water Balance Components over Senegal in West Africa. *Atmosphere* 10(11): 712.
- McVicar, T.R., Roderick, M.L., Donohue, R.J., and Van Niel, T.G. 2012. Less bluster ahead? Ecohydrological implications of global trends of terrestrial near-surface wind speeds. *Ecohydrology* 5(4): 381-388.
- Milly, P.C., and Dunne, K.A. 2016. Potential evapotranspiration and continental drying. *Nature Climate Change* 6(10): 946-949.
- 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.
- Naumann, G., Alfieri, L., Wyser, K., Mentaschi, L., Betts, R. A., Carrao, H., Spinoni, J., Vogt, J., and Feyen, L. 2018. Global changes in drought conditions under different levels of warming. *Geophysical Research Letters* 45(7): 3285-3296.
- Nouri, M., and 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.
- Nouri, M., Homaei, M., and Bannayan, M. 2018. Spatiotemporal reference evapotranspiration changes in humid and semi-arid regions of Iran: past trends

- China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119(5): 2174-2192.
- Yang, Y., Roderick, M. L., Zhang, S., McVicar, T.R., and Donohue, R.J. 2019. Hydrologic implications of vegetation response to elevated CO₂ in climate projections. *Nature Climate Change* 9(1): 44-48.
- Zhang, X., Ding, N., Han, S., and Tang, Q. 2020. Irrigation-Induced Potential Evapotranspiration Decrease in the Heihe River Basin, Northwest China, as Simulated by the WRF Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 125(2): e2019JD031058.
- Zhao, T., and Dai, A. 2015. The magnitude and causes of global drought changes in the twenty-first century under a low-moderate emissions scenario. *Journal of Climate* 28(11): 4490-4512.
- Zhao, J., Xia, H., Yue, Q., and Wang, Z. 2020. Spatiotemporal variation in reference evapotranspiration and its contributing climatic factors in China under future scenarios. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.6429>
- Sciences 113(36): 10019-10024.
- Tabari, H., Nikbakht, J., and Talaei, P.H. 2012. Identification of trend in reference evapotranspiration series with serial dependence in Iran. *Water Resources Management* 26(8): 2219-2232.
- Terink, W., Immerzeel, W.W., and Droogers, P. 2013. Climate change projections of precipitation and reference evapotranspiration for the Middle East and Northern Africa until 2050. *International journal of climatology*, 33(14): 3055-3072.
- Wild, M., Folini, D., Henschel, F., Fischer, N., and Müller, B. 2015. Projections of long-term changes in solar radiation based on CMIP5 climate models and their influence on energy yields of photovoltaic systems. *Solar Energy* 116: 12-24.
- Wu, H., Wang, X., Wang, Y., Xu, Y., and Han, X. 2019. Temporal variations in reference evapotranspiration in Hubei Province, China, from 1960 to 2014. *Theoretical and Applied Climatology* 135(1-2): 433-448.
- Xu, Y. P., Pan, S., Fu, G., Tian, Y., and Zhang, X. 2014. Future potential evapotranspiration changes and contribution analysis in Zhejiang Province, East

Estimation of the Reference Evapotranspiration Using the Projections of CORDEX Project and Investigation of the Meteorological Variables Contribution in its Changes (Case Study: Lake Urmia Basin)

S. Hejabi^{1*}

Received: Oct.13, 2020

Accepted: Nov.01, 2020

Abstract

The reference evapotranspiration (ET_0) is one of the most important effective factors in hydrological cycle and has been used in the calculation of many drought and aridity indices and the studies related to the projection of climate change impacts. The investigation of climate change impact on ET_0 is necessary for longterm scheduling and management of water resources. In this study, the downscaled projections of two climatic models of EC-EARTH and GFDL-ESM2M (based on RCP8.5 scenario) under CORDEX project were used and using the modified method of FAO Penman-Monteith and by considering the effects of the atmospheric CO_2 concentration on plants stomatal resistance, the ET_0 was estimated for the historical period (1976-2005) and future period (2006-2100) in lake Urmia basin. The results of investigation of ET_0 changes in three near-future (2011-2040), mid-future (2041-2070) and far-future (2071-2100) periods in comparison to the historical period revealed an increasing trend of ET_0 especially for far-future. The contribution analysis of the meteorological variables in ET_0 changes showed that the maximum temperature (with the average contribution of 91.54 %), the minimum temperature (with the average contribution of 37.68 %) and the atmospheric CO_2 concentration (with the average contribution of 41.40 %) will have the most contribution in ET_0 changes. However, because of increasing trend of the agricultural development, the effects of irrigation on the climate and ignoring the irrigation effects in climatic models, projection of ET_0 changes based on climatic models may be along with some uncertainties.

Keywords: Climate change, Contribution analysis, RCP8.5 Scenario, Reference evapotranspiration

1- Assistant Professor, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Urmia University, Urmia, Iran

(*- Corresponding Author Email: s.hejabi@urmia.ac.ir)