

تغییرپذیری فضایی تبخیر و تعرق در ارتباط با دماهای حدی در ایران

راحله قره‌لو^{۱*}، الهام قاسمی‌فر^۲

- ۱- کارشناس ارشد کاربرد اقلیم در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه خوارزمی، تهران.
- ۲- دانش‌آموخته‌ی دکترای آب و هواشناسی ماهواره‌ای، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

دریافت: ۹۸/۵/۳.....پذیرش: ۹۸/۸/۱۲

چکیده

هدف از مطالعه‌ی حاضر پاسخ به این سؤال است که در شرایط حدی دمایی، میزان تبخیر و تعرق در گستره‌ی ایران چه تغییراتی می‌کند. برای این منظور، طی بازه‌ی زمانی ۳۰ ساله مشخص شد که ماه ژانویه‌ی سال ۲۰۰۸ و ماه ژوئیه‌ی سال ۲۰۱۰، شرایط حدی دمایی سرد و گرم ثبت شده است. سپس، برای این دو ماه، از داده‌های دمای هوای ۵۵ ایستگاه، رطوبت خاک بازتخلیل‌شده‌ی NCEP/NCAR، دمای سطح زمین، پوشش گیاهی و تبخیر و تعرق سنجنده‌ی مادیس با وضوح فضایی پنج کیلومتری بهره برده شد. ابتدا ریسک رخداد دماهای حدی این دو ماه با توزیع خطر تجمعی و گامبل مشخص شد و نتایج نشان داد که رخداد دماهای حدی بالای ۵۰ درجه در ماه ژوئیه ۰/۰۶ و دماهای بالای ۲۲ درجه در ماه ژانویه ۰/۰۸ است. همچنین، احتمال رخداد دماهای بالای ۵ درجه در ماه ژانویه ۰/۵۰ است. نتایج همبستگی‌ها مشخص کرد که دو عامل انرژی (دمای هوا) و رطوبت خاک تعیین‌کننده‌ی اصلی ارتباط این پارامترها با هم هستند؛ به طوری که هنگامی که دمای هوا بالای ۵ درجه باشد، ارتباط منفی معناداری مشاهده می‌شود (۰/۲۴- در ماه ژانویه و ۰/۶۴- در ماه ژوئیه) و هنگامی که دمای هوا زیر ۵ درجه باشد، ارتباط مثبت خواهد بود (۰/۳۲ در ماه ژانویه). به طور کلی و بدون در نظر گرفتن آستانه‌ی دمایی، در هر دو ماه ارتباط منفی به دست آمد؛ اما در ماه ژانویه، به دلیل ثبت دماهای بیش از ۵ درجه



به احتمال رخداد ۵۰ درصد، ارتباط منفی ضعیف نزدیک به صفر مشاهده شد. عامل رطوبت نشان می‌دهد که هر دو ماه از آستانه‌ی رطوبتی مشخصی به دلیل سرمایش و گرمایش بیش‌ازحد رنج برده‌اند و هرگاه محدودیت رطوبت وجود داشته باشد، این ارتباط منفی است و در نتیجه، ارتباط کلی منفی (بدون در نظر گرفتن آستانه‌ی دمای هوا) ماه ژانویه نیز توجیه می‌شود.

واژگان کلیدی: تبخیر و تعرق، دماهای سطحی حدی، پوشش گیاهی، سنجنده‌ی مادیس.

۱- مقدمه

طبق گزارش هیئت بین‌المللی تغییر آب‌وهوا در سال ۲۰۱۲، در سطح جهانی، تعداد زیادی از رخدادهای حدی اقلیمی و جوی از نظر فراوانی یا شدت در دهه‌های اخیر افزایش یافته است؛ یعنی تعداد روزها و شب‌های گرم افزایش یافته است و مدل‌های اقلیمی، گرمایش در دمای حدی را تا آخر قرن ۲۱ پیش‌بینی می‌کنند (IPCC, 2012). زیست بوم زمین، اقتصاد جهانی و سلامت عمومی به‌طور زیادی در برابر این حوادث حدی، به‌ویژه دماهای حدی، آسیب‌پذیر است (Kunkel & et-al, 1999). مطالعات بسیاری در سراسر جهان، تغییرات مهمی را در فراوانی و شدت دماهای حدی به دلیل اهمیت بسیار زیاد این رخدادها در تمامی جنبه‌های طبیعی و غیرطبیعی زمین و در مقیاس جهانی و ناحیه‌ای نشان داده‌اند. برای مثال، شاخص‌های تغییرات اقلیمی دمای حدی روزانه به‌طور جهانی پردازش شدند و دوره‌های موردبررسی به سه دوره‌ی ۱۹۵۰-۱۹۰۱، ۱۹۷۸-۱۹۵۱ و ۲۰۰۳-۱۹۷۹ تقسیم شدند. نتایج نشان‌دهنده‌ی گرمایش معناداری در قرن بیستم بود که تفاوت بین دوره‌ها در دو دوره‌ی اخیر قابل‌توجه‌تر بود (Alexander & Coauthors, 2006). همچنین، با استفاده از داده‌های مشاهداتی به‌طور جهانی دماهای حداقل و حداکثر طی دو دوره‌ی ۱۹۸۰-۱۹۵۱ و ۲۰۱۰-۱۹۸۱ بررسی شد و نتایج نشان داد که این دماها در دوره‌ی دوم به‌سمت مقادیر بالا افزایش یافته است و تغییر در واریانس همگن‌تر و با معناداری کمتری است و حدی‌ترین دماها از اواسط قرن بیستم اتفاق افتاده است (Donat & Alexander, 2012). باتوجه به مطالعاتی که نشان‌دهنده‌ی وقوع دماهای حدی برای نقاط مختلف جهان است، جالب است به نقش این دماهای حدی روی تبخیر تعرق توجه کنیم؛ از این نظر که بین دماهای حدی سرد و گرم چه تفاوتی از نظر تبخیر و تعرق وجود دارد. از سوی دیگر، این برآوردها در بخش کشاورزی نیز اهمیت زیادی دارد؛ به‌طوری که یکی از پارامترهای مهم اقلیمی است که باید در مراحل مختلف فنولوژی گیاهی نیز بررسی شود (خورانی و همکاران، ۱۳۹۰). به‌طور کلی، تبخیر و تعرق و ازدست رفتن آب از سطح زمین به جو به‌عنوان

یک فرآیند کلیدی در چرخه‌ی آب تعریف می‌شود (Wang & Dikson, 2012) که این فرآیند به رشد گیاه (Alberto & et-al, 2014)، خشکسالی (Anderson & et-al, 2011)، گازهای گلخانه‌ای (Balogh & et-al, 2015) و تغییرات اقلیم (Abteu & Melesse, 2012) مرتبط است. هدف پژوهش حاضر بررسی تبخیر و تعرق دمای دو ماه سرد و گرم در ایران طی دوره‌ی ۲۰۱۵-۱۹۸۶ است.

۲- چارچوب نظری

درمورد یافتن شناسایی دماهای حدی، مطالعات بسیار زیادی در سراسر جهان انجام شده است. برای مثال، به‌طور ناحیه‌ای در چین تغییرات فضایی، زمانی، فراوانی و شدت دماهای حدی بررسی و مشخص شد که طی دوره‌ی ۲۰۱۳-۱۹۶۱ دماهای گرم حدی افزایش و دماهای سرد حدی کاهش یافته است. البته، علاوه‌بر بررسی دوره‌ی حاضر، از مدل‌های تغییرات اقلیمی به‌همراه سناریوهای RCP استفاده شد که نتایج افزایش دما را برای بسیاری از نواحی نشان داد (Zhang & et-al, 2017). در استرالیا، تغییرات دما بررسی شد که نتایج نشان‌دهنده‌ی افزایش دماهای حدی حداقل در دوره‌ی ۲۰۰۹-۱۹۱۰ بود (Jakob & Walland, 2016). در اسپانیا نیز به این موضوع توجه شد و نتایج متفاوتی برای بخش‌های مختلف آن به‌دست آمد (Kenawy & et-al, 2013). در ایران، به‌طور کلی به ناحیه‌بندی دماهای حدی توجه شده است. برای مثال، مسعودیان و دارند (۱۳۸۹) تنها به دماهای سرد فرین توجه کردند و شش ناحیه برای آن تشخیص دادند. رضایی و همکاران (۱۳۹۴) دماهای حدی را در دو ماه سرد و گرم بررسی کردند و در این دو ماه، نواحی مختلفی را برای ایران تشخیص دادند و مشخص کردند که دو ماه ژانویه ۲۰۰۸ و ژوئیه ۲۰۱۰ به‌ترتیب سردترین و گرم‌ترین ماه‌ها طی این دوره‌ی مورد مطالعه‌ی درازمدت بوده‌اند. درمورد ارتباط بین دماهای حدی و میزان تغییرات تبخیر و تعرق اطلاعات بسیار اندکی وجود دارد که به مهم‌ترین آن‌ها اشاره می‌کنیم. سگین و همکاران (۱۹۹۴) با استفاده از داده‌های ¹AVHRR و متئوست درجه‌ی روزهای استرس و تنشی و تبخیر و تعرق را در فرانسه، ساحل و شمال آفریقا برآورد کردند و نشان دادند که رویکرد آن‌ها در بررسی در مقیاس‌های محلی قابل‌استفاده است. سان و همکاران (۲۰۱۶) دریافتند که هنگامی که دمای هوا کمتر یا مساوی ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد باشد، رابطه‌ی مثبتی بین این دو پارامتر وجود دارد؛ اما هنگامی که دمای هوا بیشتر از ۵ درجه باشد، در شرایطی که محتوای آب خاک ۰/۴ باشد، این رابطه منفی خواهد بود و هنگامی که محتوای آب خاک ۰/۱ باشد، همچنان این رابطه منفی باقی

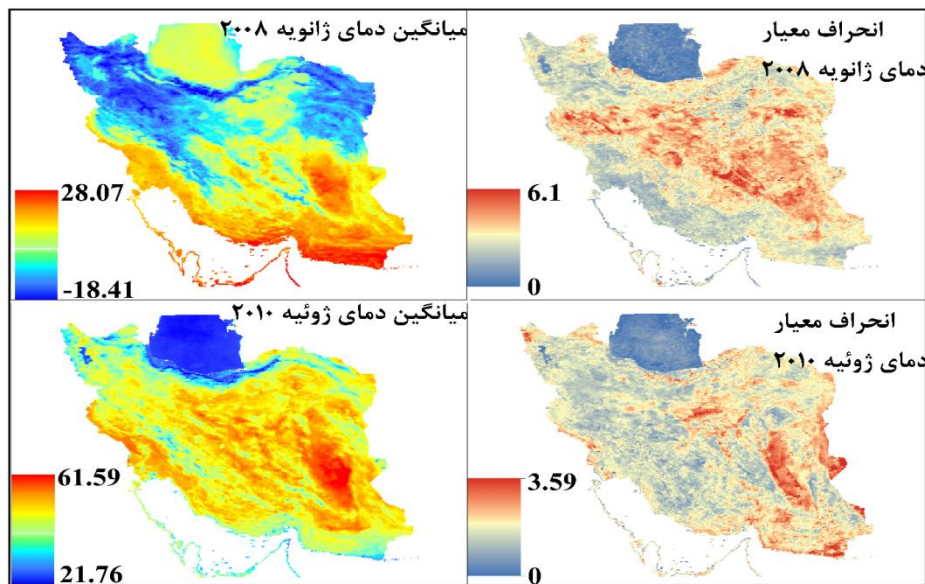
1. Advanced very high resolution radiometer

خواهد ماند. در این زمینه، در پژوهشی با استفاده از تصاویر لندست، یک رابطه‌ی رگرسیونی بین این دو پارامتر به دست آمد که هنگامی که دما شناخته شده باشد، به راحتی با آن مقدار تبخیر و تعرق برآورد می‌شود (Kosa, 2009).

۳- مواد و روش‌ها

۳-۱- منطقه‌ی مورد مطالعه

ایران که در ۲۵ تا ۴۰ درجه‌ی عرض شمالی و ۴۴ تا ۶۳ درجه طول شرقی قرار گرفته، تنوعی از زمین‌هایی نظیر کوهستان، دشت، سواحل و نواحی انبوه پوشش گیاهی را دارد و به همین دلیل، بی‌شک تغییرپذیری دماهای حدی در آن به‌طور زیادی از ناحیه‌ای به ناحیه‌ی دیگر متفاوت است. طبق بررسی دماهای حدی توسط رضایی و همکاران (۱۳۹۴)، ژانویه‌ی ۲۰۰۸ و ژوئیه‌ی ۲۰۱۰ به ترتیب سردترین و گرم‌ترین ماه‌های ایران طی دوره‌ی ۲۰۱۵-۱۹۸۶ بودند. شکل ۱ میانگین و انحراف معیار دما طی این دو ماه سرد و گرم را طی دوره‌ی ۲۰۱۵-۱۹۸۶ نشان می‌دهد.



شکل ۱: دمای ماه ژانویه و ژوئیه (چپ-بالا و پایین) و انحراف معیار دمای ژانویه و ژوئیه (راست-بالا و پایین)
Figure 1: the land surface temperature of January and July (left-up and down), and mean LST (right-up and down)

۲-۳- داده‌ها و روش موردمطالعه

داده‌های ماهواره‌ای: امروزه، تصاویر با وضوح زمانی و مکانی بالای ماهواره‌ای به دلیل پوشش مکانی و زمانی مناسب، برای بسیاری از اهداف کاربردی منابع طبیعی به کار می‌روند. یکی از سنجنده‌های بسیار مهمی که در این زمینه کمک بسیاری به محققین در مطالعه‌ی منابع طبیعی کرده، سنجنده‌ی مادیس روی ماهواره‌ی ترا (۲۰۰۰ به بعد) و آکوا (۲۰۰۲ به بعد) است. این سنجنده در ۳۶ باند طیفی در محدوده‌ی ۰/۴-۱۴/۴ تصویر تهیه می‌کند. در ایران، برخی پژوهشگران با استفاده از این داده‌ها تبخیر و تعرق را برآورد کرده‌اند (مباشری و همکاران، ۱۳۸۶) و برخی دیگر الگوریتم‌های به‌کاررفته در برآورد تبخیر و تعرق را بررسی و مقایسه نموده‌اند (فرامرزی و همکاران، ۱۳۹۴). برای پژوهش حاضر، از داده‌های با وضوح بالای ماهواره‌ای و از برداکت دمای سطح زمین (LST^۱) سنجنده‌ی مادیس سوار بر ماهواره‌ی ترا با نام MOD11C3 استفاده کردیم که پژوهشگران از آن به‌صورت ۰/۰۵ درجه (تقریباً ۵ کیلومتر یا ۵۶۰۰ متر) و با وضوح زمانی ماهانه و به‌صورت جهانی با ۱۶ لایه‌ی علمی استفاده می‌کنند. لایه‌ی دمای سطح زمین با واحد کلوین است و از ترکیب تصاویر روزانه‌ی این سنجنده با نام اختصاری MOD13C1 تهیه می‌شود. دما در این برداکت‌ها در آسمان بدون ابر و با استفاده از کانال‌های گسیلمندی ۲۹، ۲۳، ۲۰، ۳۱ و ۳۲ سنجنده‌ی مادیس تهیه می‌شود. این تصاویر با استفاده از الگوریتم روز/شب دمای سطح زمین (Wan & Li, 1997) تولید می‌شود. برای بررسی پوشش گیاهی، از محصول MOD13A3 (Huete, 1999) در وضوح فضایی ۰/۰۵ درجه (تقریباً ۵ کیلومتر یا ۵۶۰۰ متر) استفاده کردیم. این محصول دارای ۱۲ لایه‌ی علمی، شامل لایه‌های NDVI^۲، EVI^۳، زاویه‌ی سمت‌الراس خورشید، زاویه‌ی سمت‌الراس دید و ... است. برای بررسی تغییرات تبخیر و تعرق نیز از برداکت ماهواره‌ی ترا سنجنده‌ی مادیس با نام اختصاری MOD16 (Mu & et-al, 2012) استفاده کردیم که به‌صورت سالانه، هشت‌روزه و ماهانه در دسترس هستند. در این برداکت، تبخیر و تعرق به‌صورت جهانی و با شبکه‌های با وضوح یک کیلومتر مربع تهیه می‌شود که ۱۰۹ میلیون کیلومتر مربع از سطح کره‌ی زمین را پوشش می‌دهد. الگوریتم استفاده‌شده برای تولید این برداکت، الگوریتم و معادله‌ی Penman-Monteith (Monteith, 1965) است که تبخیر از سطح زمین و تعرق از سطوح پوشش گیاهی را در نظر می‌گیرد. تبخیر و تعرق درحقیقت تبخیری از خاک مرطوب و آب باران است که قبل از اینکه به

1. Land Surface Temperature
2. Normalized Difference Vegetation Index
3. Enhanced Vegetation Index



زمین برسد، توسط پوشش گیاهی قطع می‌شود و تعرق از طریق روزنه‌های موجود در ساقه و برگ گیاهان انجام می‌شود. در تهیه‌ی این محصول، پرداخت‌های بسیاری نظیر پوشش کاربری زمین (MOD12)، شاخص‌های پوشش گیاهی مانند FPAR/LAI^۱ (MOD15A2) و البدو (MCD43B2) مشارکت دارند.

داده‌های بازتحلیل‌شده: برای بررسی نقش رطوبت خاک، از داده‌های رطوبت خاک منبع داده‌ای بازتحلیل‌شده‌ی NCEP/NCAR در وضوح فضایی ۲/۵ در ۲/۵ درجه استفاده کردیم. داده‌های ایستگاهی: از داده‌های دمای هوای ایستگاهی ۵۵ ایستگاه مرتبط با نزدیک‌ترین نقاط مربوط به داده‌های ماهواره برای آستانه‌گذاری استفاده کردیم که این داده‌ها از مرکز هواشناسی ایران برای تمامی ایستگاه‌ها به صورت ماهانه دریافت شده است.

روش کار: برای بررسی تأثیر دمای حدی بر میزان تبخیر و تعرق، ابتدا دو ماه سرد و گرم را طی دوره‌ی مطالعاتی ۲۰۱۵-۱۹۸۶ و براساس داده‌های دمای میانگین ماهانه شناسایی کردیم که براساس پژوهش صورت‌گرفته که قبلاً بیان کردیم، ژانویه‌ی ۲۰۰۸ و ژوئیه‌ی ۲۰۱۰ به ترتیب سردترین و گرم‌ترین ماه‌های ایران طی دوره‌ی مطالعاتی بوده‌اند. از توزیع GEV^۲ یا مقدار حدی تعمیم‌یافته که یک توزیع احتمال برای تئوری مقادیر حدی است و توزیع‌های گامبل^۳، ویبول^۴ و فرشت^۵ را ترکیب می‌کند، به منظور نمایش فراوانی و نمودار وقایع حدی استفاده کردیم که این توزیع براساس رابطه‌ی معادله‌ی ۱ است:

$$F(x; \xi_t, \alpha_t, \gamma_t) = \begin{cases} \exp[-\exp(-(x-\xi_t)/\alpha_t)], & \gamma_t = 0, \\ \exp[-(1+\gamma_t(x-\xi_t)/\alpha_t)^{-1/\gamma_t}], & \gamma_t \neq 0, 1+\gamma_t(x-\xi_t)/\alpha_t > 0 \end{cases}$$

ξ_t پارامتر موقعیت، α_t پارامتر اندازه و γ_t پارامتر شکل است. در این توزیع، بقا و خطر ارائه می‌شود. تابع خطر ابزار مفیدی برای تحلیل‌های زمان به حادثه^۶ یا برای درک توزیع زمان بقا (شکست) برای یک فرآیند مشخص است (میزان بقای یک حادثه‌ی مزمن، مدت‌زمان فرسودگی الکتریکی یک وسیله و یا میزان مرگ‌ومیر سن خاصی است) که در ارتباط با مدل‌سازی بلایای طبیعی که در زمان تغییر می‌کنند، مفید است. سه تابع اولیه در تابع خطر مهم است که

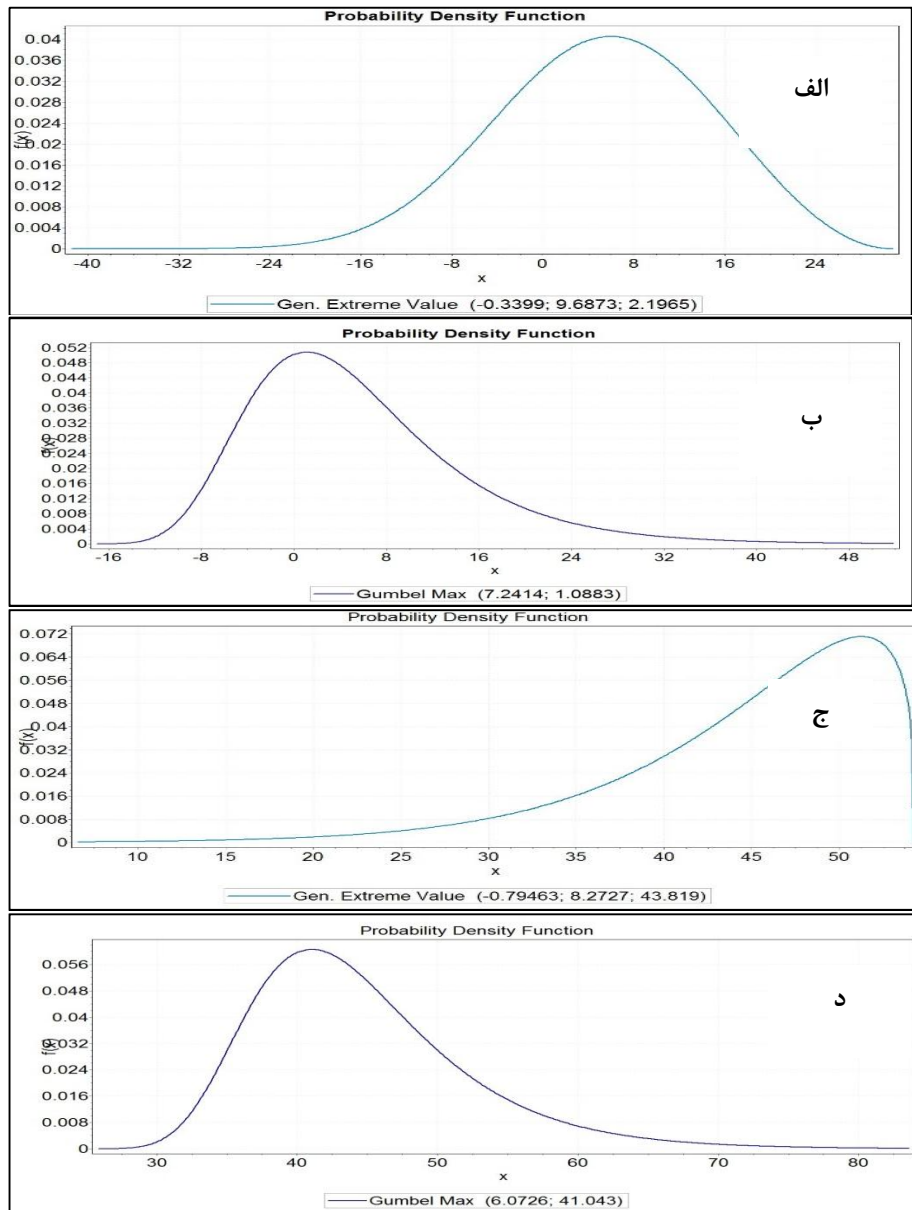
1. Fraction of Photosynthetically Active Radiation / Leaf Area Index
2. generalized extreme value (GEV) distribution
3. Gumbel
4. Weibull
5. Fréchet
6. time-to-event

عبارت‌اند از: الف. تابع خطر که نرخ یا آهنگ شکست و یا احتمال تجربه‌ی شکست در نقطه‌ی خاصی در زمان است؛ ب. تابع بقا که احتمال افزایش برای زمان متغیر تصادفی است و ج. تابع خطر تجمعی که تعداد کل وقایع شکست در یک نقطه در زمان است. با استفاده از این توزیع، پارامترهای موردنیاز برای بررسی حدی بودن دماهای دو ماه بسیار سرد و گرم را بررسی کردیم. برای نشان دادن ارتباط معناداری بین این دو، براساس داده‌های تبخیر مناطقی را مطالعه کردیم که تبخیر و تعرق امری ذاتی برای آن‌ها محسوب می‌شد. در نهایت، برپایه‌ی پارامترهای به‌دست‌آمده از توزیع حدی، اندازه‌ی توان تغییرات تبخیر و تعرق این دماهای حدی را بررسی نمودیم. پس از به‌دست آوردن احتمال رخداد دماها، ارتباط بین پارامترهای موجود را بررسی کردیم و برای این منظور، از آماره‌های ضریب همبستگی، ضریب تبیین و رابطه‌ی علی و معلولی استفاده کردیم. برای نمایش بهتر، جدول‌ها و نقشه‌های مرتبط با آن‌ها را نمایش دادیم.

۴- بحث و نتایج

۴-۱- احتمال وقوع دماهای حدی

ابتدا دماهای حدی این دو ماه را با استفاده از توزیع‌های مقدار حدی تعمیم‌یافته و گامبل نمایش دادیم. شکل ۲ و جدول ۱ خلاصه‌ای از وضعیت این توزیع‌ها را در ارتباط با دمای دو ماه موردبررسی نشان می‌دهند. تابع خطر تجمعی واحد مفیدی برای توصیف میزان مجموع خطر است (Read & Vogel, 2016). نتایج بررسی جدول‌ها نشان می‌دهد که این احتمال که مقادیر حدی با میانگین دمای ۱۶/۹۵- درجه‌ی سانتی‌گراد و ۲۳/۲۲ درجه‌ی سانتی‌گراد به ترتیب در دو ماه ژانویه و ژوئیه رخ دهد، ۰/۹۸ درصد است که نشان می‌دهد طی سال‌های موردبررسی، احتمال این درجات دما در کل کشور ایران، البته به‌صورت میانگین، نزدیک به ۱۰۰ درصد است. احتمال رخداد دمای ۲۵ در ماه ژانویه و ۵۳ در ماه ژوئیه نزدیک به صفر و تا ۰/۰۰۸ و ۰/۰۶ برآورد شده است؛ یعنی احتمال رخداد دماهای حدی بالا در ژوئیه بسیار بیشتر از احتمال رخداد دماهای پایین در ژانویه است و این نسبت تقریباً ۸ برابر برای ماه ژوئیه است. شکل ۳ پوشش گیاهی، دما و میزان تبخیر و تعرق را در ارتباط با یکدیگر نمایش می‌دهد. نتایج نشان‌دهنده‌ی پیروی الگوی تبخیر و تعرق از دما است و همان‌طور که شکل نشان می‌دهد، با پوشش گیاهی‌های بالا یا پایین ارتباط مشخصی ندارد. هنگامی که دما پایین است، میزان تبخیر و تعرق در هر دو ماه افزایش و هنگامی که دما بالا است، میزان تبخیر و تعرق کاهش یافته است. این نوع ارتباط برای ماه ژوئیه بسیار صدق می‌کند؛ زیرا در این ماه، حتی رخداد دماهای حدی بسیار بالا، نظیر عدد ۵۳ درجه‌ی سانتی‌گراد، در برخی از نقاط موردبررسی بالا است.



شکل ۲: توزیع مقادیر حدی ژانویه‌ی ۲۰۰۸ (الف)، توزیع گامبل ماه ژانویه (ب)، نمودار توزیع مقادیر حدی ژوئیه‌ی ۲۰۱۰ (ج) و توزیع گامبل ماه ژوئیه (د)

Figure 2: extreme value distribution and Gamble distribution in January of 2008 and July of 2010

جدول ۱: آماره‌های مربوط به توزیع مقدار حدی تعمیم‌یافته‌ی مربوط به دو ماه ژانویه و ژوئیه

Table1: statistic related to extreme value distribution in January 2008 and July 2010

	2008(GEV)	2010(GEV)
میانگین	۵/۲۶	۴۴/۵۴
انحراف معیار	۹/۴	۷/۷۴
واریانس	۸۸/۴۵	۵۹/۹۷
ضریب تغییرات	۱/۷۸	۰/۱۷
مد	۵/۹۴	۵۱/۲۷
چولگی	-۰/۱۸	-۱/۴۱
کشیدگی	-۰/۲۶	۲/۷۳
تراکم	۰/۰۳	۶/۳۳
تراکم تجمعی	۰/۲۸	۳/۴۲
بقا	۰/۷۱	۰/۹۹
خطر	۰/۰۴	۶/۳۴
خطر تجمعی	۰/۳۳	۳/۴۲
γ	-۰/۳۳	-۰/۷۹
α	۹/۶۸	۸/۲۷
ξ	۲/۱۹	۴۳/۸۱

۲-۴- تغییرات تبخیر و تعرق در ارتباط با انرژی و رطوبت خاک

ارتباط معنادار بین دماهای حدی و تبخیر و تعرق در طبقات مختلف پوشش گیاهی در ماه ژوئیه بسیار جالب توجه‌تر است و ارتباط قوی‌تری در مقایسه با ماه ژانویه دیده می‌شود. نکته‌ی مهم این است که سان و همکاران (۲۰۱۶) نشان دادند که ارتباط بین دما و تبخیر و تعرق به آستانه‌ی دمای هوا (انرژی موجود) و رطوبت خاک و گیاه بستگی دارد؛ یعنی هنگامی که دمای هوا زیر ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد باشد، ارتباط بین دمای سطحی و تبخیر و تعرق مثبت است و هنگامی که دما بالاتر از ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد باشد، این ارتباط منفی و معنادار است. این نتایج دقیقاً با پژوهش حاضر منطبق است. اگرچه در ماه ژانویه، اعداد دمایی زیر ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد نیز وجود داشت، در برخی از نقاط کشور، اعداد بالای ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد نیز بود (جدول ۲ احتمال رخداد دماها را نشان می‌دهد که مشخص می‌کند احتمال رخداد دماهای بالای ۵ درجه در این ماه بین ۰/۵ تا ۰/۰۰۸ است). به همین دلیل، همان‌طور که مشاهده می‌شود، این همبستگی به مقدار ۰/۰۶- و نزدیک به صفر است که به سمت مقادیر مثبت نیز سوق می‌یابد و نشان می‌دهد که ارتباط قوی در



این ماه حاکم نیست و در همه جای ایران، این ارتباط صدق نمی‌کند. نکته‌ی مهم‌تر به ماه ژوئیه مربوط است که نشان می‌دهد ارتباط منفی قوی و بالایی (۰/۶۲-) بین دمای سطحی و تبخیر و تعرق وجود دارد؛ زیرا نگهداری و ذخیره‌ی انرژی در خاک مرطوب و گیاه بیشتر از خاک خشک و گیاه است و این نوع ارتباط با انرژی در دسترس خاک و گیاه تبیین خواهد شد. نتایج مطالعات نشان داده است که هرچا میزان تبخیر و تعرق بیشتر است، دمای سطح زمین پایین‌تر بوده است. این نتایج براساس مدل‌های تبخیر تعرق وابسته به دما به‌دست آمده‌اند؛ یعنی تبخیر تعرق تنها هنگامی سطح زمین را سرد می‌کند که تحت شرایط محرک‌های جوی یکنواختی باشد. به عبارت دیگر، هرچا تبخیر و تعرق بالاتر است، دمای سطحی پایین‌تر است و این در صورتی است که دمای هوا، رطوبت نسبی، باد و تابش خورشید یکنواخت باقی بمانند (سان و همکاران، ۲۰۱۶). نتایج مطالعه‌ی حاضر نیز نشان می‌دهند که در یک ماه با ویژگی دائمی سرمایش و گرمایش، ارتباط این دو رخداد منفی بوده و شرایط یکنواختی دمایی، رطوبت نسبی و باد برقرار بوده است. از طرف دیگر، تحت شرایط محدودیت‌های رطوبتی شبیه‌سازی شده در کار سان و همکاران (۲۰۱۶)، نتایج مشخص می‌کند که اگر محدودیت رطوبتی وجود داشته باشد (یعنی آستانه‌ی ۰/۱ برای رطوبت خاک)، ارتباط بین دمای سطحی و تبخیر تعرق تحت هر شرایطی منفی می‌شود. بنابراین، در شرایط دمایی حدی (در ژانویه‌ی ۲۰۰۸ و ژوئیه‌ی ۲۰۱۰ شاهد حدی‌ترین سرما و حدی‌ترین گرما بودیم)، در هر دو ماه، میزان رطوبت خاک کم و احتمالاً به آستانه‌ی محدودیت خود به دلایل یخ‌زدگی زمین (در ماه ژانویه) و کمبود رطوبت ناشی از گرمای بیش‌ازحد تابش خورشید (ماه ژوئیه) نزدیک شده است که تحلیل‌کننده‌ی این ارتباط منفی در هر دو ماه است.

جدول ۲: احتمال رخداد دماهای انتخاب شده

Table2: probability of the selected temperature events

دما	2008(GEV)	دما	2010(GEV)
-۱۶/۹۵	۰/۹۸	۲۳/۲۲	۰/۹۸
-۱۳	۰/۹۷	۲۶	۰/۹۷
-۱۰	۰/۹۴	۲۹	۰/۹۵
-۸	۰/۸۹	۳۲	۰/۹۲
-۴	۰/۸۳	۳۵	۰/۸۸
-۱	۰/۷۴	۳۸	۰/۸۲
۰	۰/۷۱	۴۱	۰/۷۴
۴	۰/۵۶	۴۴	۰/۶۲
۷	۰/۴۴	۴۷	۰/۴۶
۱۰	۰/۳۲	۵۰	۰/۲۷
۱۳	۰/۲۱	۵۳	۰/۰۶
۱۷	۰/۱۰		
۲۰	۰/۰۵		
۲۵	۰/۰۰۸		

پوشش گیاهی مانند ابر به صورت عایق حرارتی عمل می‌کند و جلوی سرد شدن زیاد در فصل سرد و گرم شدن زیاد در فصل گرم را می‌گیرد و به این ترتیب، ارتباط مثبتی با دما در فصل سرد و ارتباطی منفی با دما در فصل گرم دارد. نتایج این نوع ارتباط با مطالعه‌ی افراسیابی گرگانی و همکاران (۲۰۱۳) در مورد شهر مشهد منطبق است که در سه روز گرم سال نشان دادند که این ارتباط منفی است. در آلاسکا نیز ارتباط مثبت بین دمای سطحی و پوشش گیاهی مشخص شده است؛ زیرا در این مناطق نیز پوشش گیاهی به دلیل سرمای بیش از حد زمین سبزینگی لازم را ندارد (Hope & et-al, 2005). در اقلیم‌های میان‌مقیاس و محلی، پوشش گیاهی تحت شرایط جوی مطلوب، گردش میان‌مقیاس جو را تغییر می‌دهد (Segal & et-al, 1988). در نواحی انبوه از پوشش گیاهی، شارگرمای محسوس به دلیل بیشتر بودن شارگرمای نهان تبخیر، کمتر از نواحی خشک اطراف است. در نتیجه، هنگامی که باد نیز آرام باشد، این گردش که به نسیم دریا خشکی معروف است و از نواحی دارای پوشش گیاهی تحت این شرایط می‌وزد، در جو پایین توسعه می‌یابد (Stull, 1988).

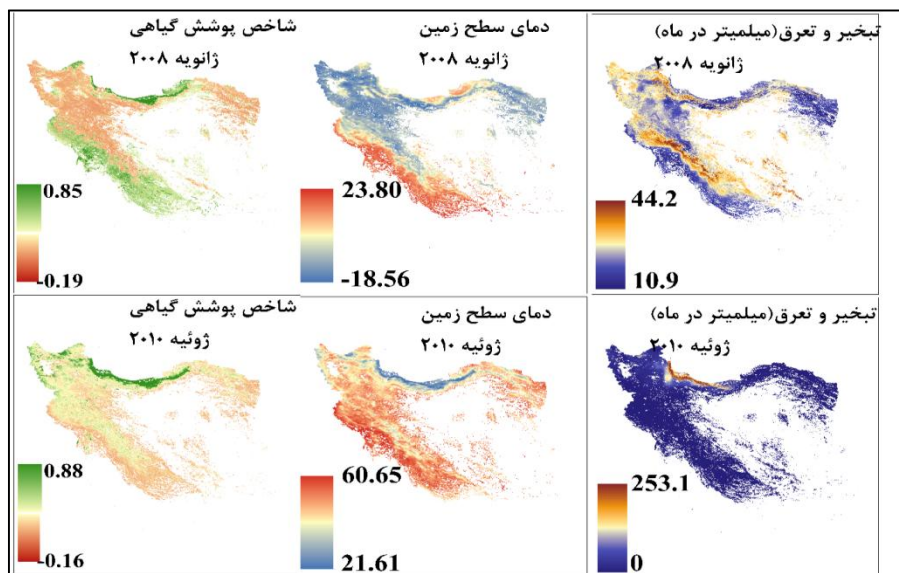


ارتباط بین پوشش گیاهی و تبخیر و تعرق نشان می‌دهد که هرچا پوشش گیاهی باشد، به دلیل ذخیره‌ی رطوبت باید میزان تبخیر و تعرق نیز به همان اندازه بالاتر رود که البته باز محدودیت انرژی برقرار خواهد بود؛ یعنی دمای هوا کنترل‌کننده‌ی اصلی میزان تبخیر و تعرق خواهد بود. در ماه ژانویه، پوشش گیاهی آن سبزی‌نگی لازم برای نگه داشتن رطوبت را ندارد و محتوای یخی آب باعث می‌شود ارتباط منفی بین این دو برقرار باشد؛ اما در فصل گرم، به دلیل وجود سبزی‌نگی بالا، این ارتباط مثبت و معنادار است. هاینس و سنای (۲۰۱۲) در سه ناحیه از قاره‌ی آمریکا، ضریب تبیین 0.02 را برای پوشش گیاهی و تبخیر و تعرق ماه ژانویه به دست آورده‌اند؛ اما برای ماه اوت ضریب تبیین تا 0.61 درصد را طی سال‌های مختلف اثبات کرده‌اند. نتایج این نوع ارتباطات در شکل ۴ و ۵ نیز دیده می‌شود. به منظور راستی‌آزمایی ادعای سان و همکاران (۲۰۱۶)، مبنی بر آستانه‌ی دمای هوا در تعیین ارتباط بین دمای سطحی و تبخیر و تعرق، آستانه‌گذاری دمای هوا را برای دو ماه ژانویه و ژوئیه در ۵۵ ایستگاه بررسی کردیم و نتایج نشان‌دهنده‌ی همبستگی جدول ۴ است. این نتایج دقیقاً با این ادعای سان و همکاران (۲۰۱۶) منطبق است که در هنگام دماهای زیر ۵ درجه، ارتباط دمای سطحی و تبخیر و تعرق مثبت و در شرایط دماهای بالای ۵ درجه، این ارتباط منفی می‌شود.

میزان رطوبت خاک برای ماه ژانویه در دماهای زیر ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد 0.26 متر مکعب آب بر متر مکعب خاک و در دماهای بالای ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد 0.23 متر مکعب آب در متر مکعب خاک بوده است. برای ماه ژوئیه، این رقم برابر 0.13 متر مکعب آب بر متر مکعب خاک است. مشخص می‌شود که این دو ماه از لحاظ رطوبت تفاوت مشخص و قابل‌مقایسه‌ای در مقدار رطوبت خاک ندارند و تفاوت آن‌ها در حد 0.1 متر مکعب آب در متر مکعب خاک است. بنابراین، فرضیه‌ی مشابهت رطوبت خاک این دو ماه تاحدی تأیید می‌شود. در مطالعه‌ی حاضر، مشخص می‌شود که در دماهای بالای ۵ درجه در ماه ژانویه، ارتباط مثبت و معناداری به میزان 0.75 بین رطوبت خاک و تبخیر و تعرق وجود دارد؛ اما در دماهای زیر ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد، این ارتباط نزدیک به صفر است. در ماه ژوئیه نیز این ارتباط مثبت و معنادار به میزان 0.6 مشاهده شد. این نتایج تأیید می‌کنند که اگرچه ارتباط بین رطوبت خاک و تبخیر و تعرق مثبت است، عامل انرژی، یعنی همان دمای هوا، مجدداً کنترل‌کننده‌ی اصلی میزان تبخیر در این دو ماه حدی است.

به‌طور کلی، نتیجه می‌گیریم که در شرایط دمای هوای زیر ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد، هرگاه دمای سطحی زیاد باشد، رطوبت خاک کمتر می‌شود؛ اما ذخیره و نگهداری رطوبت خاک و گیاه باعث می‌شود که ارتباط مثبتی بین دمای سطحی و تبخیر و تعرق برقرار باشد. این درحالی است که در دماهای هوای بالا، اگرچه مجدداً ارتباط بین دمای سطحی و رطوبت خاک معکوس است،

به دلیل نگهداری و ذخیره‌ی کم رطوبت در گیاه ارتباط دمای سطحی و تبخیر و تعرق معکوس می‌شود (جدول ۴).



شکل ۳: شاخص پوشش گیاهی (بی‌بعد)، دمای سطح زمین (درجه‌ی سانتی‌گراد) و تبخیر و تعرق (میلی‌متر در ماه) مربوط به ماه‌های ژانویه‌ی ۲۰۰۸ و ژوئیه‌ی ۲۰۱۰

Figure 3: NDVI (unitless), LST (Celsius degree) and evapotranspiration (millimeter) in January of 2008 and July of 2010

جدول ۳: ضرایب همبستگی و تبیین کلی (بدون در نظر گرفتن آستانه‌ی دمای هوا) مربوط به دما، پوشش گیاهی و تبخیر و تعرق (** نتایج در سطح ۰/۰۱ درصد معنادار است)

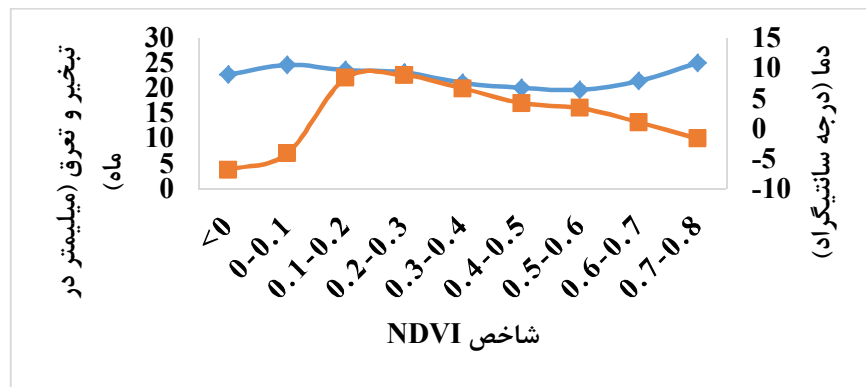
Table 3: correlation and coefficient of determination between LST, NDVI and evapotranspiration without considering of air temperature threshold

پوشش گیاهی و تبخیر و تعرق	تبخیر و تعرق و دما	دما و پوشش گیاهی	ماه
ضرایب همبستگی			
-۰/۰۵**	-۰/۰۶**	۰/۶۷**	ژانویه
۰/۷۵**	-۰/۶۲**	-۰/۷۴**	ژوئیه
ضرایب تبیین			
۰/۰۰۲۵	۰/۰۰۳۶	۰/۴۴	ژانویه
۰/۵۶	۰/۳۸	۰/۵۴	ژوئیه

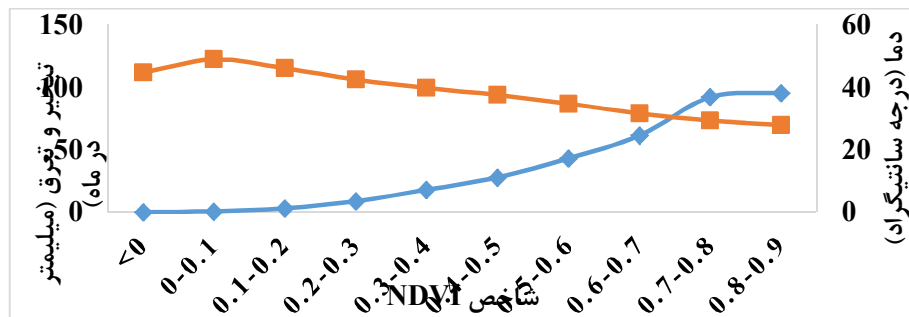
جدول ۴: ارتباط بین دمای سطحی، تبخیر و تعرق و رطوبت خاک در شرایط آستانه‌های دمای هوای پایین‌تر و بالای ۵ درجه سانتی‌گراد (* نتایج در سطح ۰/۰۵ درصد معنادار است و ** نتایج در سطح ۰/۰۱ معنادار است)

Table 4: correlation between LST, evapotranspiration and soil moisture with considering air temperature threshold

دمای بزرگ‌تر مساوی ۵ درجه		دمای کوچک‌تر مساوی ۵ درجه		ماه	
ارتباط بین دمای سطحی و رطوبت خاک	ارتباط بین دمای سطحی و تبخیر و تعرق خاک	ارتباط بین رطوبت خاک و تبخیر و تعرق	ارتباط بین دمای سطحی و رطوبت خاک	ارتباط بین دمای سطحی و تبخیر و تعرق	
۰/۷۵ **	۰/۱۴	-۰/۲۴	۰/۰۲	-۰/۵۱ **	۰/۳۲ *
۰/۶۰ **	۰/۵۸	-۰/۶۴ **	-	-	-



شکل ۴: تغییرات تبخیر و تعرق در ارتباط با دما در دامنه‌های مختلف پوشش گیاهی ماه ژانویه سال ۲۰۰۸
Figure 4: changes of evapotranspiration in relation to temperature in different NDVI in January of 2008



شکل ۵: تغییرات تبخیر و تعرق در ارتباط با دما در دامنه‌های مختلف پوشش گیاهی ماه ژوئیه سال ۲۰۱۰
Figure 5: changes of evapotranspiration in relation to temperature in different NDVI in July of 2010

۵- نتیجه‌گیری

از آنجا که دما یکی از پارامترهای تعیین‌کننده در بسیاری از رخداد‌های جوی است و عاملی تأثیرگذار در تغییرات شدت و حدت یک پدیده به‌شمار می‌رود، در این مطالعه، ارتباط بین دما و تبخیر و تعرق را از این منظر که تحت شرایط دماهای حدی، میزان تبخیر و تعرق در ارتباط با دمای سطحی چه تغییراتی دارد، بررسی کردیم. برای یافتن این ارتباط، از داده‌ی دمای هوای ایستگاهی ۵۵ ایستگاه و داده‌های ۵ کیلومتری سنجنده‌ی مادیس، شامل دمای سطحی، تبخیر و تعرق و پوشش گیاهی، استفاده کردیم. ابتدا دو ماه بسیار سرد و بسیار گرم طی بازه‌ی زمانی ۳۰ ساله، شامل ژانویه‌ی ۲۰۰۸ و ژوئیه‌ی ۲۰۱۰، را انتخاب کردیم. سپس احتمال رخداد دماهای حدی در این دو ماه را با تابع توزیع تجمعی و گامبل به‌دست آوردیم. نتایج نشان داد که احتمال رخداد دماهای بالای ۵ درجه در این ماه از سال در گستره‌ی ایران ۰/۵۰ بوده است و دماهای منفی نیز احتمال رخداد بسیار بالاتری تا ۰/۹۸ داشته است. در ماه ژوئیه نیز احتمال رخداد دماهای بیش از ۲۲ درجه تا ۰/۹۸ بوده است. سپس ارتباط کلی بین دمای سطحی و تبخیر و تعرق را به‌دست آوردیم که نتایج نشان داد ارتباط منفی قوی و معنادار تا ۰/۶۲- در ماه ژوئیه و منفی بسیار ضعیف و معنادار به‌میزان ۰/۰۶- در ماه ژانویه وجود دارد. از آنجا که مطالعات بسیار اندکی در این زمینه انجام شده است، یکی از مهم‌ترین مطالعات پژوهش‌سان و همکاران (۲۰۱۶) بود که نشان داد آستانه‌ی مشخص دمای هوا نقش قابل‌توجهی در این ارتباط ایفا می‌کند. به این منظور، داده‌های دمای هوای ایستگاهی دخالت داده شدند و نتایج نشان داد در ماه ژانویه، هنگامی که دمای هوا زیر ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد است، ارتباط مثبت و معناداری (۰/۳۲) بر روابط دمای سطحی و تبخیر و تعرق حاکم است؛ اما در همین ماه، هنگامی که دما به

بالای ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌رسد، این ارتباط به منفی سوق می‌یابد (۰/۲۴-). در ماه ژوئیه که هیچ ایستگاهی دمای زیر ۵ درجه را ثبت نکرده است و دمای هوا در کل ایران بیش از ۱۰ درجه است، ارتباط منفی و معناداری به‌میزان ۰/۶۴- مشاهده شده است. دلیل اینکه هنگامی که بدون درنظر گرفتن آستانه‌ی دمایی این ارتباط در ماه ژانویه منفی و به‌میزان ۰/۰۶- بوده، این است که هم دماهای بالا و هم دماهای پایین ۵ درجه‌ی سانتی‌گراد با هم دخالت داده شده است. عامل دیگر، محتوای رطوبت خاک است که در کار سان و همکاران نیز به آن اشاره شده است؛ یعنی در هر دو ماه، رطوبت خاک به حداقل ممکن خود رسیده است. در ماه ژانویه، به‌دلیل یخ‌زدگی و سرمای شدید و در ماه ژوئیه، به‌دلیل گرمایش بسیار بالا این نرخ رطوبت بسیار پایین بوده و باعث شده این ارتباط منفی شود. برای بررسی دقیق‌تر، پیشنهاد می‌دهیم که از داده‌های رطوبت خاک ماهواره‌ای مانند سنجنده‌ی AMSR به‌دلیل وضوح فضایی بیشتر، استفاده شود و این نتایج تحت شرایطی غیر از دماهای حدی نیز بررسی شوند.

فهرست منابع

- Rezaei, M., Ghasemifar, E and Ghavidel, Y, 2016. Application of remote sensing products to identification of critical regions resulted from monthly extreme temperatures, physical geography, 30: 89-98.
- Masodian, A., Darand, M., Recognition and regionalization of extreme cold temperature regions of Iran. Arid Regions Geographic Studies. 2011; 1 (2) :43-54, URL: <http://journals.hsu.ac.ir/jarhs/article-1-65-fa.html>.
- Abtew, W., Melesse, A, 2012. Evaporation and Evapotranspiration, Chapter Climate Change and Evapotranspiration, Springer. DOI: 10.1007/978-94-007-4737-1_13.
- Afrasiabi Gorgani S, Panahi M and Rezaie F, 2013. The Relationship between NDVI and LST in the urban area of Mashhad, Iran, International Conference on Civil Engineering Architecture & Urban Sustainable Development 27&28 November 2013, Tabriz, Iran
- Alberto M. C. R., Quilty J. R., Buresh R. J. et al., 2014. "Actual evapotranspiration and dual crop coefficients for dry-seeded rice and hybrid maize grown with overhead sprinkler irrigation," Agricultural Water Management, vol. 136, pp. 1-12, 2014. View at Publisher · View at Google Scholar · View at Scopus.

- Alexander, L. V. and Coauthors ,2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, J. Geophys. Res. Atmos., 111, D05109, doi: 10.1029/2005JD006290.
- Anderson MC, C. Hain, B. Wardlow, A. Pimstein, J. R. Mecikalski, and W. P. Kustas,2011. "Evaluation of drought indices based on thermal remote sensing of evapotranspiration over the continental United States," Journal of Climate, vol. 24, no. 8, pp. 2025–2044, 2011. View at Publisher · View at Google Scholar · View at Scopus
- Balogh J., S. Fóti, K. Pintér et al.,2015. "Soil CO₂ efflux and production rates as influenced by evapotranspiration in a dry grassland," Plant and Soil, vol. 388, no. 1-2, pp. 157–173, 2015. View at Publisher · View at Google Scholar · View at Scopus
- Donat MG., Alexander LV.,2012. The shifting probability distribution of global daytime and night-time temperatures,Geophysic research,lett39,14, 114707.DOI: 10.1029/2012GL052459.
- El Kenawy A, López-Moreno JI and Vicente-Serrano SM, 2013. Summer Temperature Extremes in Northeastern Spain: Spatial Regionalization and Links to Atmospheric Circulation (1960-2006), Theoretical and Applied Climatology, 113: pp.387-405.
- Faramarzi,M., Karami,J., Gholami, N.,Sobhani, B., Ghorbani, A. 2015. Evaluation and comparison of the SEBAL and METRIC algorithms in the estimation of evapotranspiration: A case study, Malayer County. MJSP. 2015; 19 (2) :153-184
URL: <http://journals.modares.ac.ir/article-21-3314-fa.html>
- Haynes, J.V., Senay,G.B, 2012. Evaluation of the Relation between Evapotranspiration and Normalized Difference Vegetation Index for Downscaling the Simplified Surface Energy Balance Model, Scientific Investigations Report 2012–5197.



- Huete, A. J., 1999. MODIS VEGETATION INDEX (MOD 13), ALGORITHM THEORETICAL BASIS DOCUMENT. *Version 3, 2University of Virginia Department of Environmental Sciences Clark Hall Charlottesville.*
- Hope, A., Engstrom R., and Stow, D, 2005. "Relationship between AVHRR surface temperature and NDVI in Arctic tundra ecosystems," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 26, no. 8, pp. 1771–1776, 2005. View at Publisher · View at Google Scholar · View at Scopus
- IPCC, 2012. Summary for Policymakers. In: Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D., Ebi, K.L., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Plattner, G.-K., Allen, S.K., Tignor, M., Midgley, P.M. (Eds.), *Intergovernmental Panel on Climate Change Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jakob, D., Walland, D., 2016. Variability and long-term change in Australian temperature and precipitation extremes, *Weather and Climate Extremes* 14:36–55.
- Kosa, P., 2009. Air Temperature and Actual Evapotranspiration Correlation Using Landsat 5 TM Satellite Imagery, *Kasetsart J. (Nat. Sci.)* 43 : 605 – 611.
- Kunkel, K E., Andsager, K, 1999. Long-Term Trends in Extreme Precipitation Events over the Conterminous United States and Canada, *J climate*, 12, 2515-2527. DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2515:LTTIEP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2515:LTTIEP>2.0.CO;2).
- Khorani, A., Bazgir, S., Zeaiean, P., Farajzadeh, M, 2012. The analysis of the agrclimatological indices and climatic elements effect on rainfed wheat in different phenological stages in Kurdistan province. *MJSP*. 2012; 15 (4) :1-17 URL: <http://journals.modares.ac.ir/article-21-6507-fa.html>
- Monteith, J. L. 1965, *Evaporation and environment*. In: B.D. Fogg, (Ed.), *The State and Movement of Water in Living Organism*, Symposium of the society of experimental biology, 19, Cambridge University Press, Cambridge (1965), 205–234.

- Mu, Q., Zhao, M., and Running, S. W.: Brief Introduction to MODIS Evapotranspiration Data Set (MOD16), available at: ftp://ftp.ntsg.umt.edu/pub/MODIS/NTSG_Products/MOD16/MOD16A3.105_MERRAGMAO/Geotiff (last access: July 2014), 2012. Segal, M., Avissar, R., McCumber, M. C., Pielke, R. A., 1988. Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations, *J. Atmos. Sci.*, 45, pp. 2268–2293.
- Mobasheri, M R., Khavarian, H., Zeaiean, P., Kamaly, G., 2007. Evapo-Transpiration Assessment Using Terra/MODIS Images in the Gorgan General District. *MJSP*. 2007; 11 (1) :121-142
URL: <http://journals.modares.ac.ir/article-21-5221-fa.html>
- Stull, R. B, 1988. An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer academic publications.
- Sun, Z., Wang, Q., Bathkishig, O., and Ouyang, Z, 2016. Relationship between Evapotranspiration and Land Surface Temperature under Energy- and Water-Limited Conditions in Dry and Cold Climates, Volume 2016 (2016), Article ID 1835487, 9 pages, <http://dx.doi.org/10.1155/2016/1835487>.
- Seguin, S., Courault, D., M, 1994. Surface temperature and evapotranspiration: Application of local scale methods to regional scales using satellite data, *Remote Sensing of Environment*
Volume 49, Issue 3, September 1994, Pages 287-295
- Wan, Z. and Z.-L. Li, 1997. “A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 35, no. 4, pp. 980-996.
- Wang K. and R. E, 2012. Dickinson, “A review of global terrestrial evapotranspiration: observation, modeling, climatology, and climatic variability,” *Reviews of Geophysics*, vol. 50, no. 2, pp. 1–54, View at Publisher · View at Google Scholar · View at Scopus



- Zhang, Y., Gao, Z., Li, D., Huang, X, 2017. Spatiotemporal variability of extreme temperature frequency and amplitude in China, Atmospheric Research Volume 185, 1 March 2017, Pages 131–141.