

## بررسی رابطه بین ارتفاع و شیب روند متغیرهای اقلیمی در ایران طی دوره زمانی ۲۰۱۶-۱۹۸۷

فاطمه سروش\* و فرشاد فتحیان<sup>۱</sup>

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۰/۱۵؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۶/۱۶)

### چکیده

در این مطالعه، تغییرات مکانی و زمانی متغیرهای اقلیمی نظیر تبخیر از تشت (Ep)، دما (T)، ساعات آفتابی (SD)، رطوبت نسبی (RH)، سرعت باد (W) و بارش (P) و بررسی رابطه شیب روند آنها با ارتفاع برای ۶۸ ایستگاه هواشناسی در سرتاسر ایران طی دوره زمانی ۱۹۸۷-۲۰۱۶ در مقیاس‌های زمانی فصلی و سالانه بررسی شدند. تحلیل روند متغیرهای اقلیمی نشان می‌دهد که طی ۳۰ سال گذشته، اغلب مناطق ایران گرم‌تر و خشک‌تر شده‌اند، اگرچه روندها در همه این مناطق معنی‌دار نبوده است. بررسی ارتباط بین شیب روند متغیرهای اقلیمی و ارتفاع نشان می‌دهد که در دوره مورد مطالعه در مقیاس سالانه، ارتباط معنی‌داری بین شیب روند سنج‌های اقلیمی و ارتفاع وجود ندارد ( $p > 0.1$ ). لیکن در فصل زمستان، نرخ افزایش دما (حداقل، حداکثر و میانگین)، ساعات آفتابی ( $p < 0.1$ ) و نرخ کاهش بارش ( $p < 0.1$ ) و رطوبت نسبی ( $p < 0.001$ ) به‌طور معنی‌داری با افزایش ارتفاع تشدید شده است. نرخ افزایش دمای میانگین ( $p < 0.05$ )، دمای حداکثر ( $p < 0.1$ ) و ساعات آفتابی ( $p < 0.001$ ) در تابستان به‌طور معنی‌داری در ارتفاعات کمتر از مناطق پست بوده است. در فصل پاییز، شیب روند تغییرات دمای حداقل و میانگین ( $p < 0.05$ ) با ارتفاع ارتباط منفی معنی‌دار داشته و نرخ افزایش بارش و رطوبت نسبی ( $p < 0.05$ ) در ارتفاعات افزایش سریع‌تری را نشان داده است. به‌نظر می‌رسد که بیشترین تغییرات اقلیمی در دو فصل پاییز و زمستان رخ داده است. نتایج نشان می‌دهد که در فصل زمستان، بیشترین نرخ گرمایش (دماهای حداقل، حداکثر و میانگین) و کاهش رطوبت نسبی مربوط به پهنه ارتفاعی ۲۰۰۰-۱۵۰۰ متری است، اما بیشترین کاهش بارش مربوط به پهنه ارتفاعی ۲۵۰۰-۲۰۰۰ متری است. در فصل پاییز، بیشترین نرخ کاهش دماهای حداقل و میانگین در پهنه ارتفاعی ۲۵۰۰-۲۰۰۰ متری و بیشترین افزایش بارش در دو پهنه ارتفاعی ۵۰۰-۰ و ۲۵۰۰-۲۰۰۰ متری رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: متغیرهای آب و هوایی، ارتفاع، شیب روند، ایران.

۱. گروه علوم مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ولی عصر (عج) رفسنجان، ایران

\*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: f.soroush@vru.ac.ir

## مقدمه

آب و هوا و اقلیم یک منطقه نقش اساسی در زندگی، معیشت مردم و توسعه اجتماعی و اقتصادی آن منطقه دارد. هیئت بین الدول تغییر اقلیم ( Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) در پنجمین گزارش ارزیابی خود نشان دادند که سیستم‌های اقلیمی به طور معنی داری در حال تغییر هستند (۹). تغییرات آب و هوایی یکی از فرایندهای طبیعی سیستم‌های اقلیمی است و با توجه به اینکه تغییر اقلیم بر اکوسیستم، محیط زیست، منابع آب و زندگی بشر مؤثر است، در دهه‌های اخیر مورد توجه خاص قرار گرفته است (۲۶). در عین حال، آب و هوای هر منطقه تحت تأثیر ترکیبی از عوامل مختلف نظیر موقعیت اقلیمی منطقه، طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، سیستم‌های گردش جوی و توپوگرافی منطقه است. به طوری که، این مسائل منجر به پاسخ غیریکنواخت به تغییرات اقلیمی می‌شود. به عنوان نمونه، آسیب‌پذیری اکوسیستم و یخ کره با افزایش ارتفاع تشدید می‌شود (۱۹). این مسئله سبب تهدید اکوسیستم کوه‌های بلند که زیستگاه بسیاری از گونه‌های نادر (۲۱) و همین‌طور برج‌های آبی برای بسیاری از سیستم‌های رودخانه‌ای هستند (۳۲)، می‌شود.

مطالعات بسیاری به شناسایی ارتباط گرم شدن هوا با ارتفاع پرداخته و آن را ارزیابی کرده‌اند. بیشتر این مطالعات نشان می‌دهند که روند گرم شدن در ارتفاعات بالاتر سریع‌تر است (۲ و ۳۱). به عنوان نمونه، نرخ گرم شدن در مناطق مرتفع مانند کوه‌های آلپ، راک، هیمالیا، آند، تبت، کشمیر، آپاش و غیره روند گرمایشی معنی داری با افزایش ارتفاع نشان دادند (۱۹). لیکن، دیگر مطالعات نشان می‌دهند که افزایش نرخ گرمایش هوا با ارتفاع به صورت جهانی پذیرفته نشده است. در آمریکای جنوبی ارتفاعات کمتر در غرب کوه‌های آند بیشترین افزایش دما را داشته است، در حالی که نرخ گرمایش در ارتفاعات بیشتر در شرق آند متوسط بوده است (۲۹). برخی مطالعات شواهدی بر عدم وجود رابطه یا وجود روابط پیچیده بین روند تغییرات دما و ارتفاع ارائه کرده‌اند (۷ و ۲۰). با تشدید گرمایش وابسته

به ارتفاع در مناطق مرتفع، روند تغییرات بارش با گرادیان ارتفاع مورد توجه قرار گرفته است (۱). در این راستا، روند افزایشی بارش با ارتفاع در مقیاس سالانه و فصلی (بهار و پاییز) در استان سیچوان چین (۳۴) و همین‌طور بارش تابستانه در فلات تبت (۱۶) بررسی شده است. روند زمانی تغییرات رطوبت ویژه در فلات تبت از نظر وابستگی به ارتفاع مشابه بارش بوده است و با افزایش ارتفاع، نرخ تغییرات رطوبت ویژه افزایش یافته است (۱۶). در مورد دیگر متغیرهای اقلیمی، شواهدی مبنی بر تغییرات شدیدتر سرعت باد در مناطق کوهستانی فلات تبت نسبت به مناطق پست‌تر از نظر ارتفاعی به دست آمده است (۸). در حالی که، تغییرات روند تبخیر و تعرق گیاه مرجع در مناطق مرتفع فلات تبت آهسته‌تر از مناطق پست بوده است (۳۵).

ایران کشوری بزرگ با شرایط اقلیمی و جغرافیایی گوناگون است که متأثر از عوامل محلی و گردش جوی در مقیاس بزرگ است. مطالعات پیشین در زمینه تغییر اقلیم، روی تغییرات مکانی و زمانی متغیرهای اقلیمی در ایران متمرکز بوده‌اند. به عنوان نمونه، مطالعات نشان داده‌اند که دما در بخش وسیعی از ایران در سال‌های اخیر روند افزایشی داشته است (۵). علاوه بر این، رطوبت نسبی در شرق و بخش‌های مرکزی ایران روند نزولی داشته است (۱۵). همچنین، در طی سال‌های ۱۹۷۵-۲۰۰۵ روند افزایشی سرعت باد در بیشتر ایستگاه‌های هواشناسی ایران گزارش شده است (۱۳). بررسی روند تغییرات ساعات آفتابی طی سال‌های ۱۹۶۱-۲۰۰۵ نشان داده است که در دهه ۱۹۶۰ و ۲۰۰۰ تاریک شدن در برخی از نقاط ایران مشاهده شده است؛ در حالی که در بقیه این دوره زمانی، افزایش ساعات آفتابی و روشن شدن رخ داده است (۲۲). پژوهش‌ها روند غیر معنی دار بودن تغییرات زمانی بارش در بیشتر ایستگاه‌های هواشناسی ایران را نشان داده است (۱۸). تغییرات زمانی و مکانی تبخیر، به علت اثر مستقیم آن بر چرخه آب-انرژی، پایداری اکوسیستم، پیدایش خشکسالی، مدیریت منابع آب و فعالیت‌های انسانی، همواره مورد توجه خاص بوده است. تبخیر و تعرق گیاه مرجع

نام‌های دشت کویر و دشت لوت است، می‌شوند؛ بنابراین، بخش قابل توجهی از کشور دارای اقلیم خشک و نیمه‌خشک است. از طرفی دیگر، اقلیم کشور هم به‌وسیله سیستم‌های بزرگ جوی و هم اثرات محلی هدایت می‌شود و این عوامل موجب تغییرات زمانی و مکانی ویژگی‌های اقلیمی در ایران می‌شود. در این پژوهش، به‌منظور رسیدن به اهداف مورد نظر، داده‌های هواشناسی ۶۸ ایستگاه که به‌طور گسترده در سرتاسر ایران توزیع شده‌اند و دارای طول آماری ۳۰ سال (۱۹۸۱-۲۰۱۶) هستند از سازمان هواشناسی کشور اخذ شدند. متغیرهای هواشناسی مورد استفاده در این ایستگاه‌ها شامل دماهای حداقل، حداکثر و میانگین ماهانه، رطوبت نسبی، ساعات آفتابی در ارتفاع ۲ متری، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری، بارندگی و تبخیر از تشت هستند. تبخیر از تشت طی فصل زمستان به‌علت انجماد آب در ایستگاه‌های هواشناسی، ثبت نمی‌شود به‌همین دلیل آمار تبخیر از تشت برای فصل زمستان موجود نیست. شکل (۱) پراکنش مکانی ایستگاه‌های مورد استفاده در این پژوهش را نشان می‌دهد. ارتفاع ایستگاه‌های مورد مطالعه از ۲۳/۶- متر (در بندر انزلی) تا ۲۴۶۵ متر (در آبعلی) متغیر است که در این میان ۱۴ ایستگاه در ارتفاعات زیر ۵۰۰ متر؛ ۹ ایستگاه بین ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر، ۲۷ ایستگاه بین ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر، ۱۳ ایستگاه بین ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر و ۵ ایستگاه در ارتفاعات بالای ۲۰۰۰ متر قرار دارند. مقادیر سالیانه و فصلی (بهار، تابستان، پاییز و زمستان) این متغیرهای هواشناسی در ۶۸ ایستگاه مورد مطالعه برای مبحث تحلیل روند مورد استفاده قرار گرفتند. مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه به‌صورت کامل در مطالعه سروش و همکاران (۲۷) آمده است.

## روش‌ها

### روش تحلیل روند من- کندال

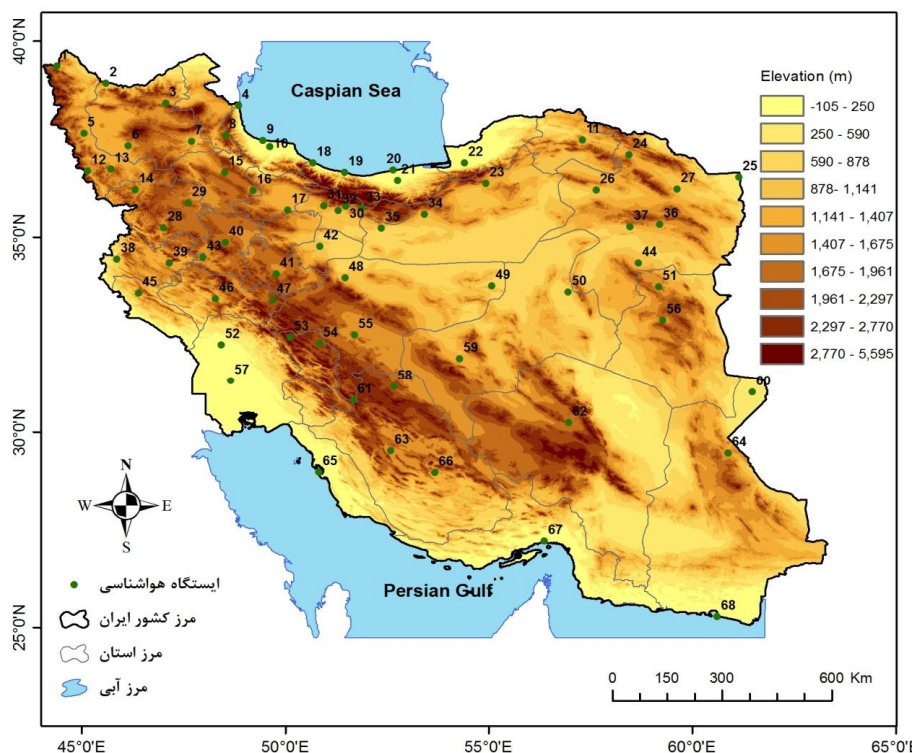
تحلیل روند برای شناسایی رفتار کلی متغیر مورد مطالعه در

در سال‌های ۲۰۰۵-۱۹۶۶ در برخی مناطق ایران روند افزایشی و در بعضی دیگر روند کاهشی داشته است (۴، ۲۵ و ۳۰). لیکن، با وجود مطالعات بسیار در زمینه بررسی روند تغییرات متغیرهای اقلیمی نسبت به زمان، تحلیل وابستگی تغییرات اقلیمی نسبت به ارتفاع در ایران تاکنون مورد توجه قرار نگرفته است. بنابراین، با توجه به اینکه تحلیل تغییرات متغیرهای اقلیمی نسبت به ارتفاع نه تنها موجب درک عمیق‌تر تغییرات اقلیمی می‌شود، بلکه همچنین به مطالعات چرخه هیدرولوژی، محیط زیست، اکولوژیکی و تغییر اقلیم در مقیاس منطقه‌ای و جهانی کمک می‌کند. از این رو، بررسی روند متغیرهای اقلیمی نسبت به ارتفاع در کشور ایران ضرورت می‌یابد.

با توجه به آنچه بیان شد، این مطالعه با هدف بررسی وابستگی روند تغییرات متغیرهای اقلیمی شامل دمای متوسط (Tmean)، دمای حداقل (Tmin)، دمای حداکثر (Tmax)، بارش (P)، سرعت باد (W)، رطوبت نسبی (RH)، ساعات آفتابی (SD) و تبخیر تشت (Ep) نسبت به ارتفاع در ایران با استفاده از داده‌های اقلیمی ۶۸ ایستگاه هواشناسی در ایران طی سال‌های ۲۰۱۶-۱۹۸۷ انجام گرفت.

### منطقه مطالعاتی و داده‌های اقلیمی

کشور ایران در جنوب غربی آسیا و بین عرض‌های جغرافیایی ۲۵° تا ۴۰° شمالی و طول ۴۵° تا ۶۵° شرقی واقع شده است. مساحت تقریبی ایران حدود ۱/۶ میلیون کیلومتر مربع است که بیش از نیمی از مساحت کشور توسط دو رشته کوه، البرز در قسمت شمالی و زاگرس در غرب و جنوب غرب کشور پوشانده شده است. رشته کوه‌ها می‌توانند سبب تغییرات دینامیکی در جریان هوا در طبقات فوقانی اتمسفر شوند؛ از این رو، ارتفاع مهم‌ترین عامل تعیین کننده اقلیم در مناطق مختلف کشور است. دامنه تغییرات ارتفاعی ایران از ۲۸- متر پائین‌تر از سطح آب‌های آزاد تا ۵۵۹۵ متر بالاتر از آن در نواحی کوهستانی تغییر می‌کند (۶). کوه‌ها مانع از رسیدن رطوبت به بخش مرکزی ایران که شامل دو بیابان بزرگ به



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه در ایران

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

سپس، واریانس آماره  $S$  از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$V(S) = n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5) / 18 \quad (3)$$

که در آن  $n$  تعداد داده‌ها،  $m$  تعداد دسته‌ها با داده‌های گره‌دار و  $t_i$  تعداد داده‌های گره‌دار در هر دسته است. دسته گره‌دار، مجموعه نمونه داده‌هایی است که دارای مقادیر مشابه هستند. در مواردی که تعداد نمونه‌ها  $n > 10$  باشد، آماره آزمون نرمال استاندارد ( $Z$ ) از رابطه ۴ محاسبه می‌شود:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

اگر مقدار قدر مطلق آماره  $Z$  کمتر از یک مقدار بحرانی

طول دوره زمانی ثبت شده به کار می‌رود. در این پژوهش، برای شناسایی روند فصلی و سالانه متغیرهای هواشناسی از آزمون تحلیل روند من-کنندال (MK) استفاده شد. این آزمون ناپارامتری (۱۱ و ۱۷) توسط سازمان هواشناسی جهانی برای ارزیابی داده‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی توصیه شده است. از جمله ویژگی‌های این آزمون این است که این آزمون به توزیع احتمالاتی داده‌ها وابسته نیست و نسبت به داده‌های پرت حساس نیست (۳). مراحل محاسبه آماره آزمون من-کنندال به شرح ذیل است:

گام نخست در به دست آوردن آماره  $Z$  آزمون من-کنندال، محاسبه آماره  $S$  به صورت رابطه ۱ است:

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

که در آن  $n$  تعداد مشاهدات،  $x_k$  و  $x_j$ ، آمین و لامین داده مشاهده‌ای هستند و  $\text{sgn}(\cdot)$  تابع علامت است که به صورت رابطه (۲) بیان می‌شود:

مقدار آن حدود ۲۰+ میلی‌متر در دهه است. اما در مورد متغیر دما، بیش از ۸۰ درصد ایستگاه‌های کشور در مقیاس سالانه روند افزایش دمای متوسط، حداکثر و حداقل را نشان داده‌اند، که بیانگر این مسئله است که روند دمای هوای کشور رو به افزایش است، غالب پژوهش‌های انجام شده در ایران این مسئله را تأیید می‌کند (۵ و ۲۷). سرعت باد و ساعات آفتابی نیز در اغلب ایستگاه‌های کشور (به ترتیب ۸۰ و ۹۰ درصد ایستگاه‌ها) روند افزایشی داشته است. افزایش سرعت باد می‌تواند منجر به کاهش ابرناکی و افزایش ساعات آفتابی دریافتی و در نتیجه افزایش دما در مقیاس سالانه در کشور شده باشد. این امر موجب شده است که تقریباً در ۶۰ درصد ایستگاه‌های کشور در مقیاس سالانه رطوبت نسبی و بارش کاهش یابد.

بررسی متوسط شیب روند سنج‌های اقلیمی در مقیاس فصلی (جدول ۱) نشان می‌دهد که مقدار دماهای حداقل، حداکثر و میانگین و همچنین ساعات آفتابی و سرعت باد در سطح کشور در فصل زمستان بیشترین افزایش را داشته است. با وجود این، مقدار رطوبت نسبی و باران در فصل زمستان بیشترین کاهش را نسبت به سایر فصول در طی دوره مورد مطالعه داشته است. تغییرات متغیرهای اقلیمی در فصل زمستان می‌تواند در نتیجه کاهش ابرناکی در این فصل باشد که منجر به کاهش بارش و افزایش دما شده است و در نتیجه کاهش پوشش ابر، ساعات آفتابی افزایش یافته است. با توجه به این مسئله که نرخ افزایش سرعت باد به‌طور متوسط در کشور در فصل زمستان بیش از سایر فصول بوده است، افزایش سرعت باد می‌تواند عامل مؤثری در ایجاد تغییرات اقلیمی مؤثر در فصل زمستان باشد. علاوه بر این، نتایج نشان می‌دهد که در سال‌های ۱۹۸۷-۲۰۱۶ کمترین نرخ افزایش سنج‌های دما (حداقل، حداکثر و میانگین) و بیشترین نرخ افزایش بارش و رطوبت نسبی به‌طور متوسط در فصل پاییز رخ داده است. در فصل تابستان، با وجود آنکه تنها ۳۰ درصد ایستگاه‌ها روند کاهشی برای بارش را نشان داده بودند، متوسط شیب روند در سطح

(برگرفته از جدول نرمال استاندارد برای  $\alpha = 0.1$ ،  $Z_{1-\alpha/2} = 1.64$ ) باشد، فرض صفر ( $H_0$ ) عدم وجود روند معنی‌دار پذیرفته می‌شود، در غیر این صورت، زمانی که  $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$  باشد، روند معنی‌دار افزایشی یا کاهشی در سری زمانی وجود دارد و فرض صفر رد می‌شود.

### روش تایل - سن

مقدار شیب خط روند با استفاده از روش پیشنهادی تایل (۲۸) و سن (۲۴) که به‌عنوان تخمین‌گر سن نیز نامیده می‌شود، محاسبه شد. شیب میانه تایل - سن یک روش ناپارامتری برای تحلیل روند است که داده‌های پرت روی آن اثری ندارد و شیب میانه بین هر ترکیب جفتی از داده‌ها طی زمان را محاسبه می‌کند. برای محاسبه این شیب، ابتدا شیب  $N$  جفت داده به صورت رابطه ۵ محاسبه می‌شود:

$$\beta_k = \frac{x_j - x_i}{j - i} \quad \forall 1 < i < j \quad k=1, \dots, N \quad (5)$$

که در آن  $x_i$  و  $x_j$  به ترتیب مقدار داده‌های اقلیمی در زمان  $i$  و  $j$  هستند،  $N = n \times (n-1) / 2$  و  $n$  تعداد کل داده‌های مشاهداتی است. میانه  $N$  مقدار شیب  $\beta_k$ ، تخمین‌گر شیب سن ( $\beta$ ) است. مقدار منفی آماره سن نشان‌دهنده روند کاهشی و مقدار مثبت آن نشان‌دهنده روند افزایشی سری زمانی داده مورد مطالعه است.

### نتایج و بحث

#### تحلیل شیب روند متغیرهای اقلیمی

جزئیات نرخ تغییر متغیرهای اقلیمی در جدول (۱) آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که سنج‌های هواشناسی در مقیاس سالانه و فصلی در تعدادی از ایستگاه‌های هواشناسی روند افزایشی و در برخی دیگر، روند کاهشی داشتند.

به‌عنوان نمونه، بر اساس نتایج مشاهده می‌شود که در مقیاس سالانه تبخیر تشت تقریباً در ۶۰ درصد از ایستگاه‌های کشور روند افزایشی داشته است؛ بنابراین، متوسط شیب خط روند تبخیر در کشور افزایشی بوده و

جدول ۱. تعداد ایستگاه‌های دارای روند و شیب روند متغیرهای اقلیمی در مقیاس فصلی و سالانه در ایران

شیب متوسط روند	روند کاهش		روند افزایش		مقیاس زمانی	متغیرهای اقلیمی
	شیب	تعداد ایستگاه	شیب	تعداد ایستگاه		
۲۰/۶۹	-۱۰۰/۶۴	۲۴(۱۵)	۹۱/۲۴	۴۴(۲۷)	سالانه	تبخیر تشت Ep (mm/decade)
۶/۷۹	-۳۳/۷۹	۳۲(۱۱)	۴۲/۷۷	۳۶(۲۶)	بهار	
۱/۹۱	-۴۳/۸۹	۳۲(۱۹)	۴۲/۶۳	۳۶(۲۵)	تابستان	
-۶/۱۸	-۱۹/۳۷	۴۰(۲۱)	۱۲/۶۷	۲۸(۱۱)	پاییز	
-	-	-	-	-	زمستان	
۰/۲۹	-۰/۲۰	۱۲(۲)	۰/۴۱	۵۶(۴۶)	سالانه	دمای میانگین Tmean (°C/decade)
۰/۴۰	-۰/۲۲	۹(۱)	۰/۴۹	۵۹(۴۳)	بهار	
۰/۲۵	-۰/۳۱	۱۷(۷)	۰/۴۴	۵۱(۳۶)	تابستان	
-۰/۱۰	-۰/۳۴	۳۵(۹)	۰/۱۷	۳۲(۷)	پاییز	
۰/۸۶	-	۰	۰/۸۶	۵۶(۴۴)	زمستان	
۰/۴۳	-۰/۳۶	۶(۳)	۰/۵۱	۶۲(۵۷)	سالانه	دمای حداقل Tmin (°C/decade)
۰/۵۹	-۰/۳۴	۵(۲)	۰/۶۶	۶۳(۵۸)	بهار	
۰/۴۵	-۰/۴۶	۸(۵)	۰/۵۷	۶۰(۵۱)	تابستان	
۰/۱۲	-۰/۲۶	۲۰(۵)	۰/۳۰	۴۶(۲۰)	پاییز	
۰/۸۵	-۰/۰۵	۲(۰)	۰/۸۸	۵۴(۴۶)	زمستان	
۰/۵۵	-۰/۰۵	۱(۰)	۰/۵۷	۶۷(۶۴)	سالانه	دمای حداکثر Tmax (°C/decade)
۰/۶۴	-۰/۲۶	۱(۰)	۰/۶۶	۶۷(۶۲)	بهار	
۰/۴۷	-۰/۰۹	۲(۰)	۰/۴۹	۶۶(۵۴)	تابستان	
۰/۱۰	-۰/۱۴	۱۷(۰)	۰/۱۸	۵۰(۴)	پاییز	
۱/۳۰	-	۰	۱/۳۰	۵۶(۵۶)	زمستان	
-۰/۸۶	-۱/۶۴	۴۹(۳۷)	۰/۹۱	۱۹(۶)	سالانه	رطوبت نسبی RH (percent/decade)
-۰/۷۴	-۱/۴۵	۴۸(۱۴)	۱/۱۰	۱۹(۲)	بهار	
-۱/۲۶	-۱/۸۵	۴۵(۲۵)	۱/۰۹	۲۳(۷)	تابستان	
۰/۵۶	-۱/۲۸	۱۸(۰)	۱/۶۹	۵۰(۴)	پاییز	
-۲/۰۵	-۲/۵۱	۴۸(۳۲)	۰/۷۱	۸(۲)	زمستان	
۵۲/۱۷	-۳۲/۰۰	۶(۱)	۶۰/۳۲	۶۲(۳۷)	سالانه	ساعات آفتابی SD (hr/decade)
-۰/۶۹	-۹/۹۰	۳۵(۶)	۱۱/۶۹	۳۳(۶)	بهار	
۸/۸۸	-۱۰/۲۶	۲۶(۱۳)	۱۷/۲۱	۴۲(۲۵)	تابستان	
۱۰/۶۵	-۵/۹۶	۱۷(۳)	۱۵/۲۴	۵۱(۱۵)	پاییز	
۲۶/۲۲	-۳/۸۱	۳(۰)	۲۷/۹۲	۵۳(۳۲)	زمستان	
۰/۲۳	-۰/۲۳	۱۲(۶)	۰/۳۵	۵۶(۴۲)	سالانه	سرعت باد W (m.s <sup>-1</sup> /decade)
۰/۲۱	-۰/۳۳	۱۶(۹)	۰/۳۶	۵۲(۳۸)	بهار	
۰/۲۰	-۰/۲۹	۱۷(۱۰)	۰/۳۵	۵۱(۳۸)	تابستان	
۰/۲۱	-۰/۲۶	۱۳(۸)	۰/۳۰	۵۵(۳۵)	پاییز	
۰/۳۵	-۰/۳۵	۴(۳)	۰/۴۰	۵۲(۴۱)	زمستان	
-۱۲/۸۷	-۲۲/۵۰	۴۱(۱۴)	۱۸/۴۰	۲۷(۱۳)	سالانه	بارش P (mm/decade)
۰/۳۷	-۴/۷۴	۳۲(۶)	۵/۰۵	۳۶(۸)	بهار	
-۱/۴۲	-۱۲/۴۴	۲۲(۵)	۱/۴۴	۴۶(۱۱)	تابستان	
۵/۳۳	-۴/۳۴	۱۸(۴)	۱۱/۱۰	۵۰(۱۳)	پاییز	
-۱۵/۵۸	-۱۹/۲۷	۴۹(۲۷)	۱۰/۲۴	۷(۱)	زمستان	

اعداد داخل پرانتز تعداد ایستگاه‌ها دارای روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۰ درصد را نشان می‌دهند.

بین تبخیر از تشت و ارتفاع در مقیاس فصلی و سالانه مربوط به نوار شمالی کشور و ایستگاه‌های رشت، رامسر، آستارا، گرخیل، بندر انزلی و نوشهر بوده است که مقدار بارش تابستانه در این ایستگاه‌ها کاهش چشمگیری داشته است، لیکن در سایر نواحی کشور در تابستان ریزش‌های جوی وجود نداشته یا ناچیز بوده است که در آنها تنها افزایش ناچیز در روند بارش صورت گرفته یا بدون روند بوده است؛ لذا به صورت میانگین، نرخ بارش در تابستان روند کاهشی داشته است. پیش از این، مطالعاتی در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف در سطح ایران در زمینه روند تغییرات زمانی سنجه‌های اقلیمی صورت گرفته است. این مطالعات روند افزایشی دما (۵)، ساعات آفتابی (۱۰ و ۲۲)، سرعت باد (۱۳) و تبخیر و تعرق گیاه مرجع (۴ و ۱۴) در بخش‌هایی از ایران را مورد تأیید قرار دادند. کاهش رطوبت نسبی در نتیجه افزایش دما نیز در توافق با مطالعات پیشین (۱۵) است. علاوه بر این، عدم مشاهده روندهای معنی‌دار بارش در ایران توسط برخی پژوهشگران تأیید شده است (۱۲ و ۱۸).

میانگین بارش در تابستان در مقیاس فصلی و سالانه در ایران در سال‌های ۱۹۸۷-۲۰۱۶ (شکل ۲) نشان می‌دهد که در فصل بهار و تابستان و همچنین در مقیاس سالانه متوسط شیب روند در ایستگاه‌های واقع در ارتفاع ۱۰۰۰-۵۰۰ متری حداکثر مقدار بوده، اما در فصل پاییز بین پهنا ارتفاعی یاد شده و سایر دامنه‌های ارتفاعی از نظر تغییرات پتانسیل تبخیر تفاوتی مشاهده نمی‌شود. به هر حال، برای ارتفاعات بالاتر از ۱۰۰۰ متر با افزایش ارتفاع ایستگاه‌ها، از میزان شیب روند تبخیر آنها در تمامی مقیاس‌های زمانی کاسته شده است (شکل ۲). بررسی سنجه‌های اقلیمی مؤثر بر تبخیر نشان می‌دهد که شیب روند دمای حداقل نیز در پهنا ارتفاعی ۱۰۰۰-۵۰۰ حداکثر بوده است، بنابراین به نظر می‌رسد دمای حداقل بر تغییرات تبخیر تشت نسبت به ارتفاع مؤثر بوده است (۲۷). مطالعه وابستگی تغییرات تبخیر و تعرق گیاه مرجع نسبت به ارتفاع در فلات تبت (۳۴) با دامنه ارتفاعی ۵۰۰۰-۱۰۰۰ متر نیز نشان داده است که تغییرات تبخیر و تعرق گیاه مرجع در مناطق مرتع کمتر از مناطق پست بوده است که با نتایج این مطالعه همخوانی دارد.

#### ارتباط روند دما- ارتفاع

شکل‌های (۳)، (۴) و (۵) به ترتیب نمودارهای ارتباط بین ارتفاع و شیب روند دمای میانگین، حداقل و حداکثر را در مقیاس‌های زمانی فصلی و سالانه نشان می‌دهد. ارتباط بین ارتفاع و شیب روند دمای میانگین در مقیاس سالانه و فصل بهار، تابستان و پاییز منفی است (شکل ۳). البته همبستگی بین ارتفاع و شیب روند دمای میانگین در مقیاس سالانه  $r = -0/09$  و  $p = 0/45$  و بهار  $r = -0/15$  و  $p = 0/23$  غیر معنی‌دار و ارتباط دمای میانگین و ارتفاع در تابستان  $r = -0/28$  و  $p = 0/02$  و

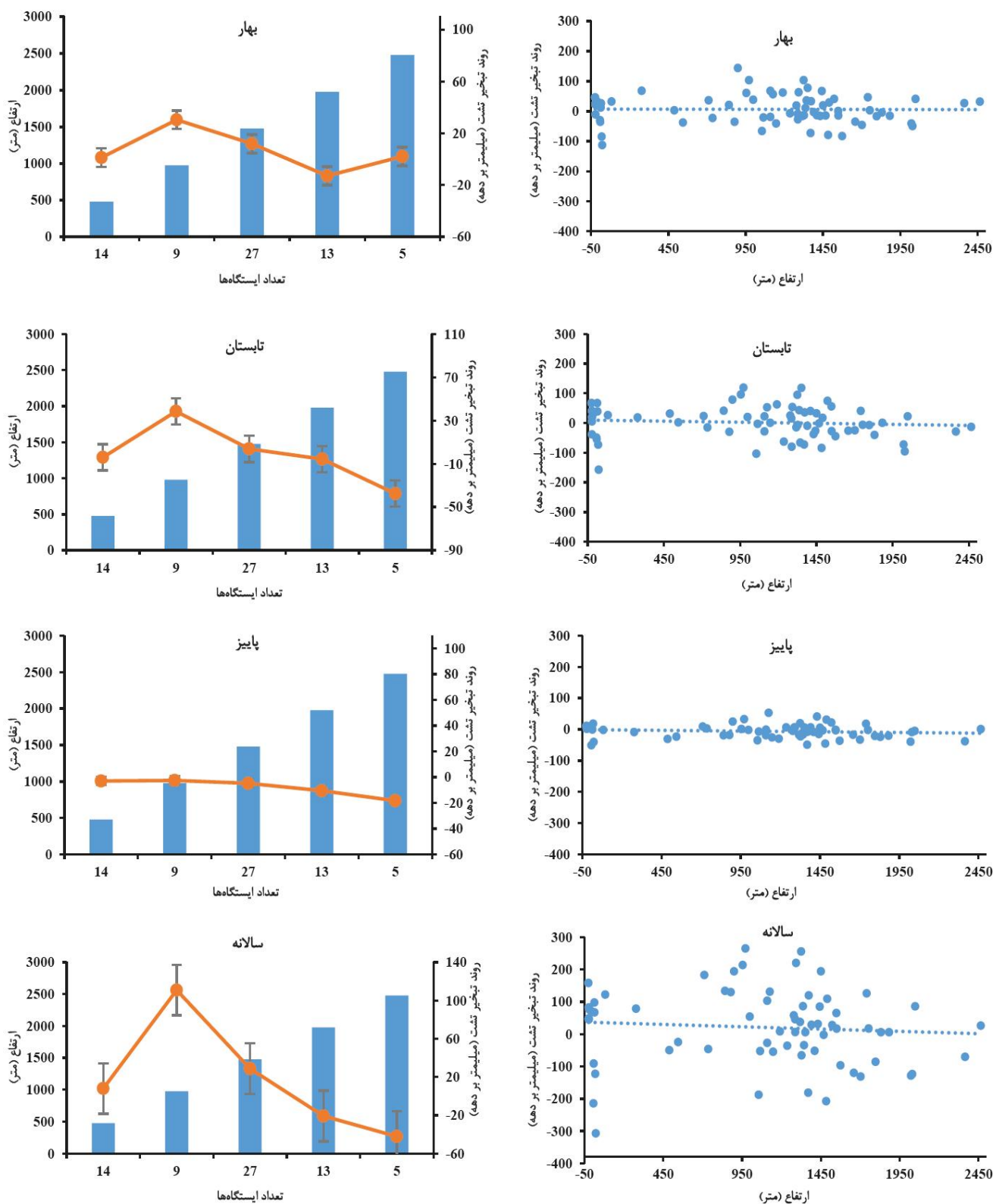
بررسی‌ها نشان می‌دهد بیشتر بارش‌های تابستانه در ایران مربوط به نوار شمالی کشور و ایستگاه‌های رشت، رامسر، آستارا، گرخیل، بندر انزلی و نوشهر بوده است که مقدار بارش تابستانه در این ایستگاه‌ها کاهش چشمگیری داشته است، لیکن در سایر نواحی کشور در تابستان ریزش‌های جوی وجود نداشته یا ناچیز بوده است که در آنها تنها افزایش ناچیز در روند بارش صورت گرفته یا بدون روند بوده است؛ لذا به صورت میانگین، نرخ بارش در تابستان روند کاهشی داشته است. پیش از این، مطالعاتی در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف در سطح ایران در زمینه روند تغییرات زمانی سنجه‌های اقلیمی صورت گرفته است. این مطالعات روند افزایشی دما (۵)، ساعات آفتابی (۱۰ و ۲۲)، سرعت باد (۱۳) و تبخیر و تعرق گیاه مرجع (۴ و ۱۴) در بخش‌هایی از ایران را مورد تأیید قرار دادند. کاهش رطوبت نسبی در نتیجه افزایش دما نیز در توافق با مطالعات پیشین (۱۵) است. علاوه بر این، عدم مشاهده روندهای معنی‌دار بارش در ایران توسط برخی پژوهشگران تأیید شده است (۱۲ و ۱۸).

#### تغییرات روند متغیرهای اقلیمی با ارتفاع

به منظور بررسی تغییرات روند متغیرهای اقلیمی با ارتفاع، نمودارهای پراکندگی و رگرسیون خطی بین روند متغیرهای اقلیمی و ارتفاع (ستون سمت راست شکل‌های ۲ تا ۹) و نمودارهای متوسط شیب روند متغیرهای اقلیمی در هر پهنا ارتفاعی (ستون سمت چپ شکل‌های ۲ تا ۹) ترسیم شدند. جزئیات آماری مربوط به نکویی برآزش خط رگرسیونی و همبستگی آماری به متغیرهای اقلیمی و ارتفاع در جدول ۲ آورده شده است.

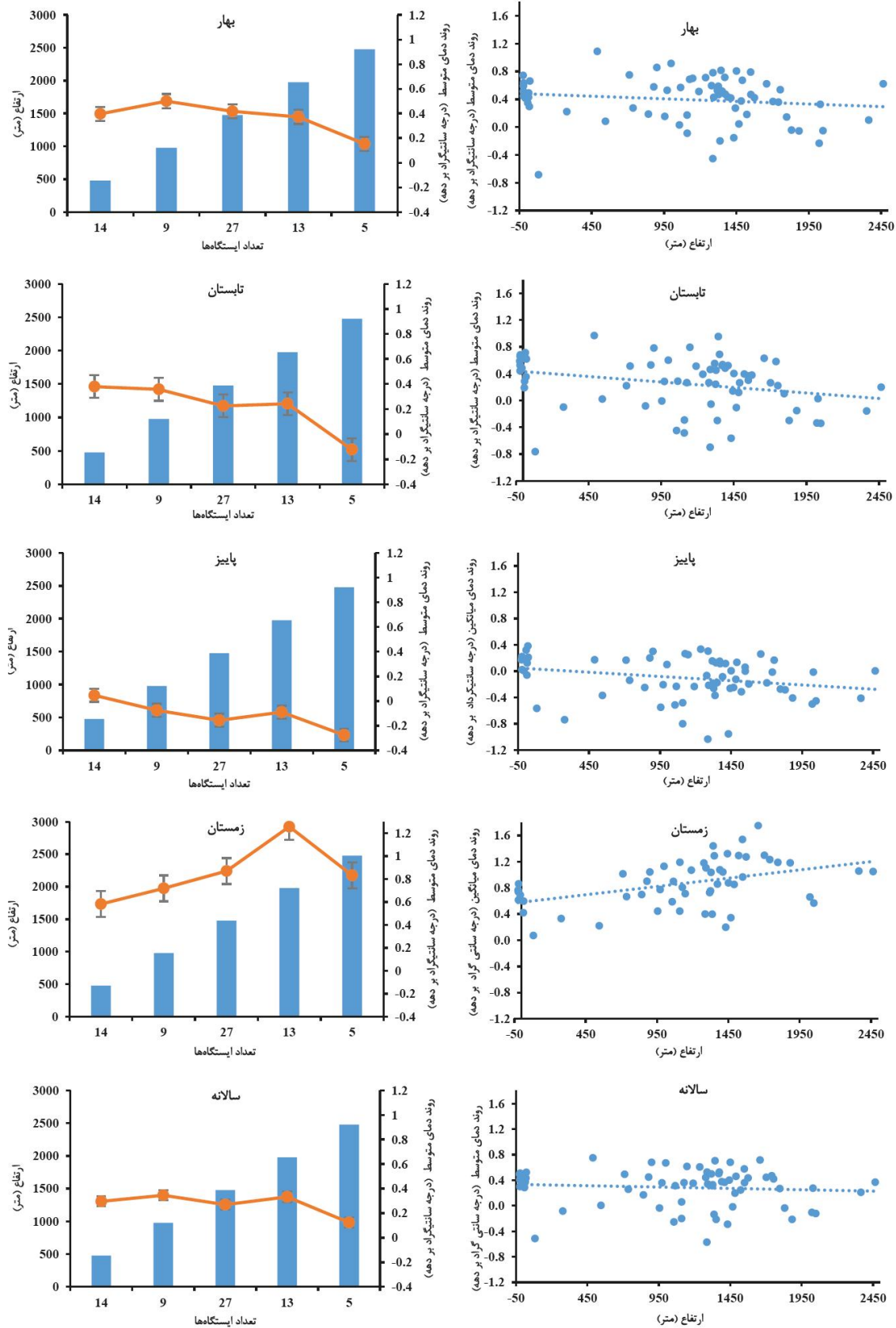
#### ارتباط روند تبخیر از تشت- ارتفاع

نمودار پراکندگی شیب روند تغییرات تبخیر نسبت به ارتفاع طی سال‌های ۱۹۸۷-۲۰۱۶ (شکل ۲) نشان می‌دهد که ارتباط

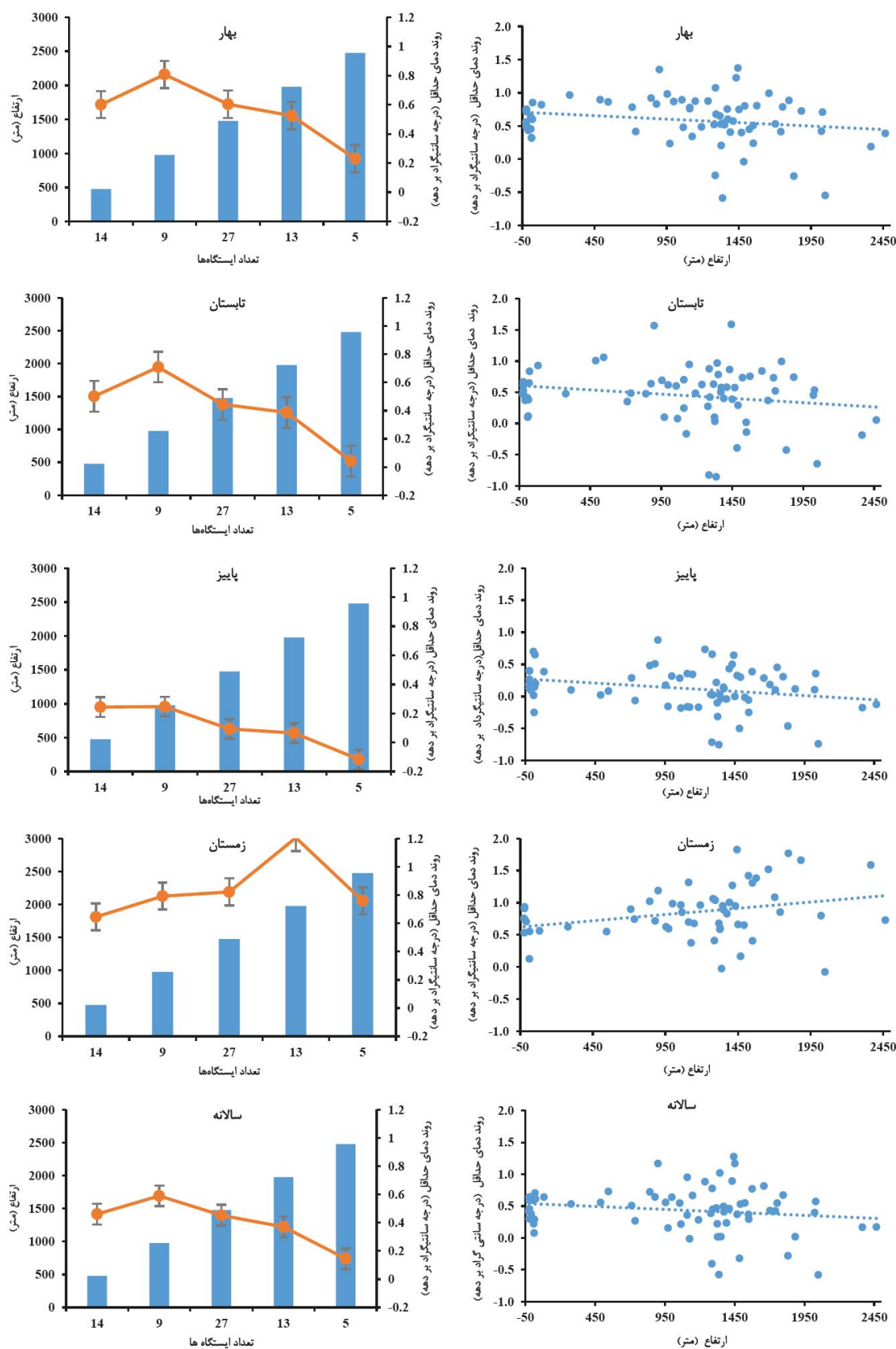


شکل ۲. نمودارهای ارتباط بین شیب روند تبخیر از تشت و ارتفاع در مقیاس‌های زمانی فصلی و سالانه

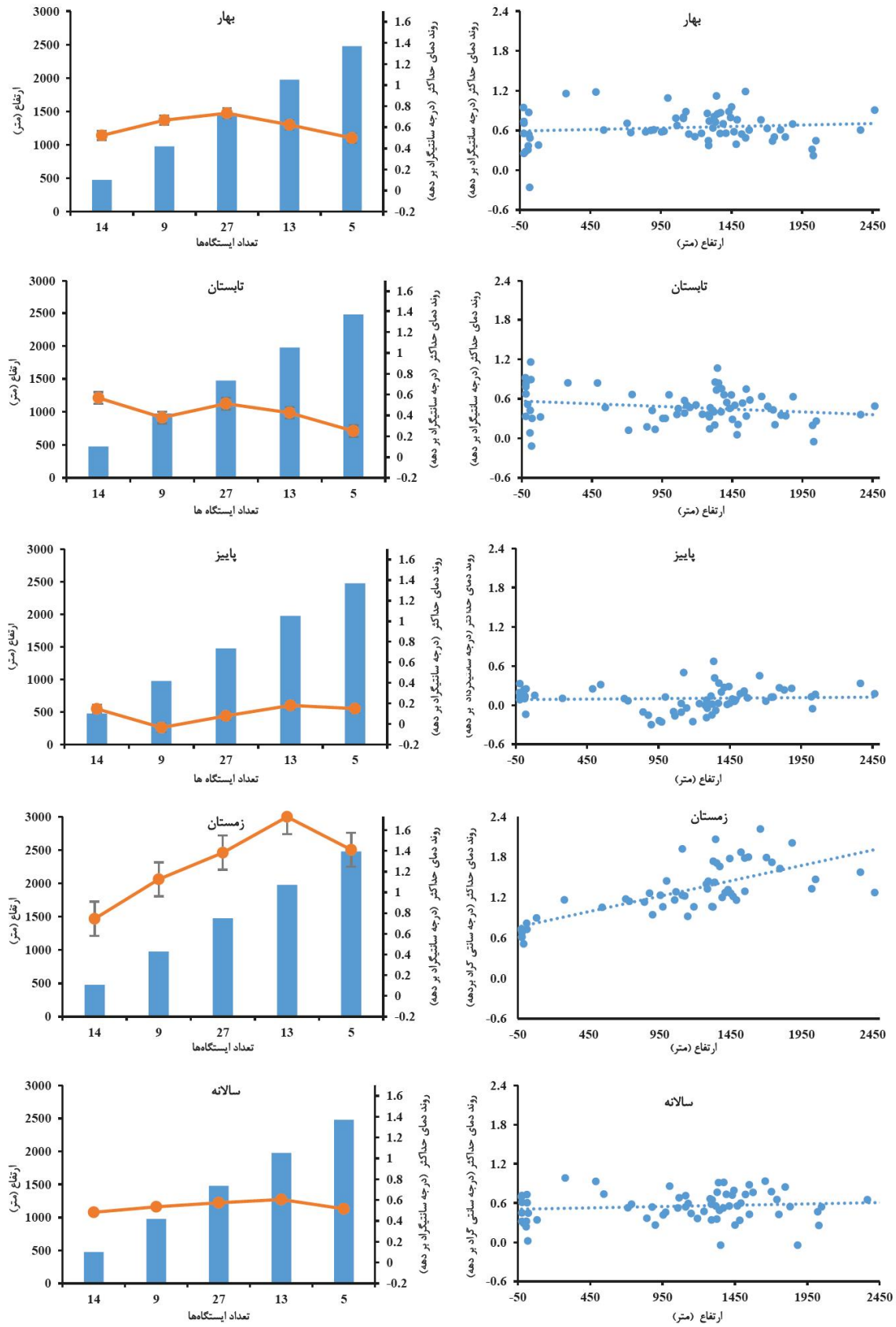




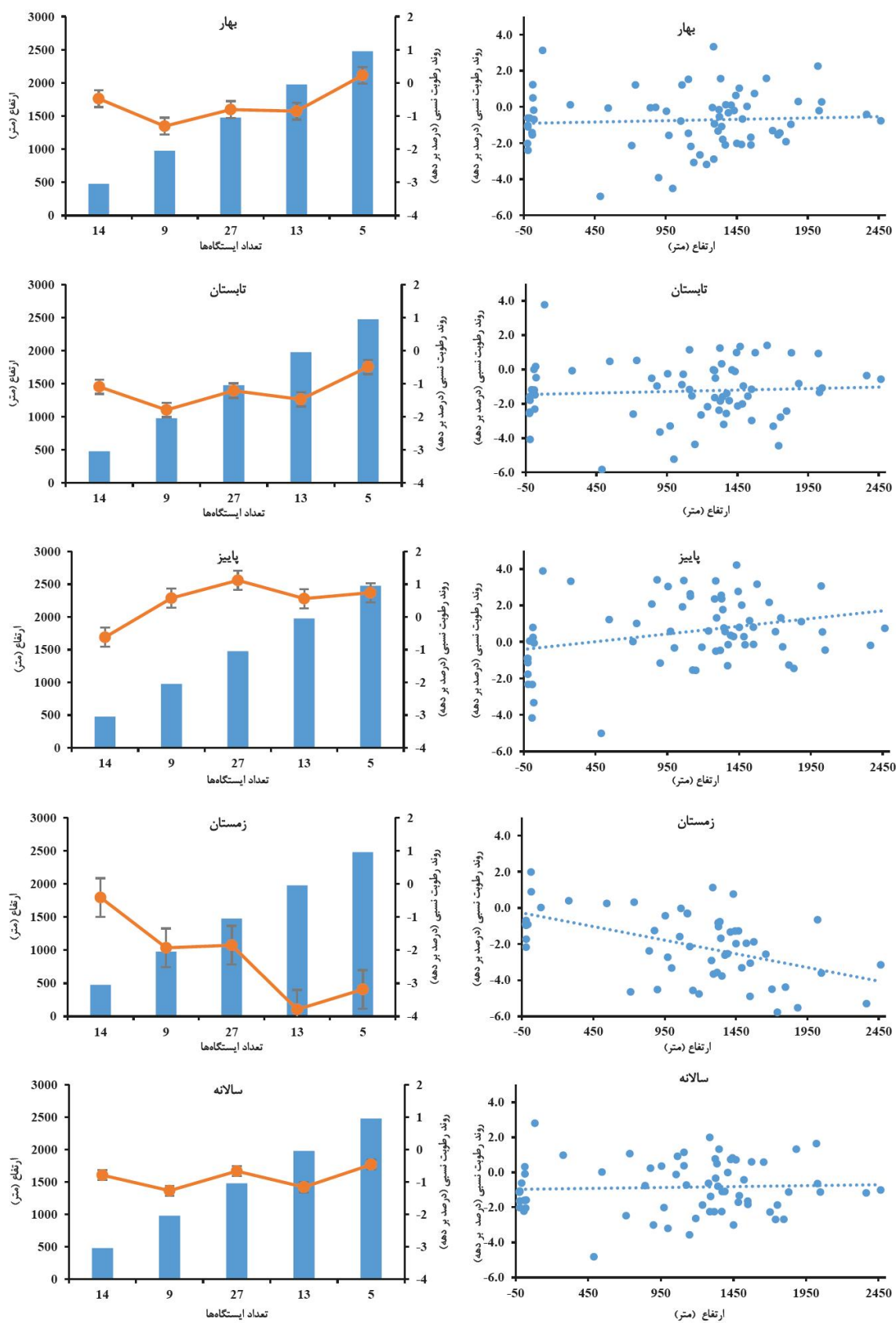
شکل ۳. نمودارهای ارتباط بین دمای متوسط و ارتفاع در مقیاس‌های زمانی فصلی و سالانه



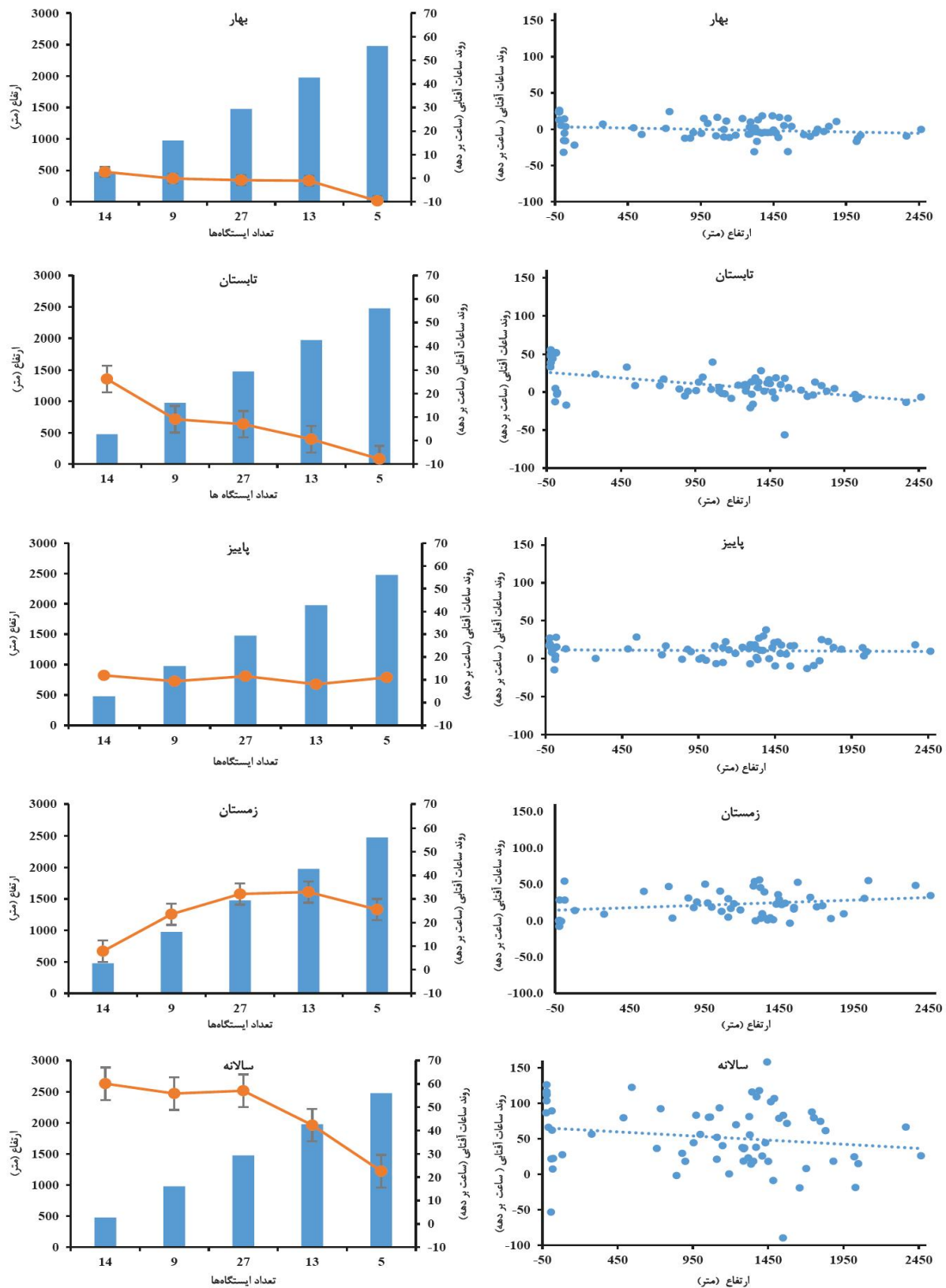
شکل ۴. نمودارهای ارتباط بین دمای حداقل و ارتفاع در مقیاس‌های زمانی فصلی و سالانه



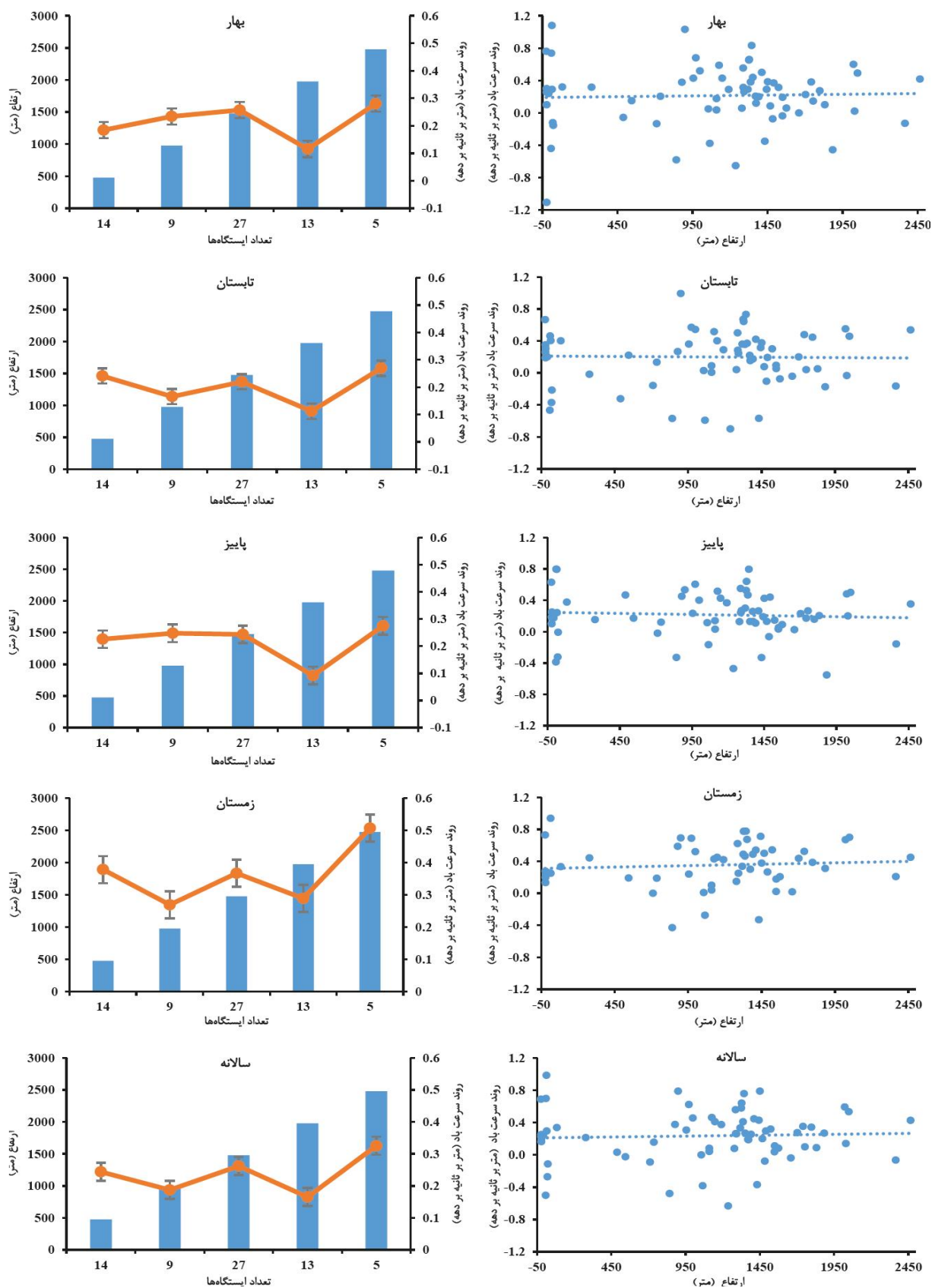
شکل ۵. نمودارهای ارتباطی بین دمای حداکثر و ارتفاع در مقیاس‌های زمانی فصلی و سالانه



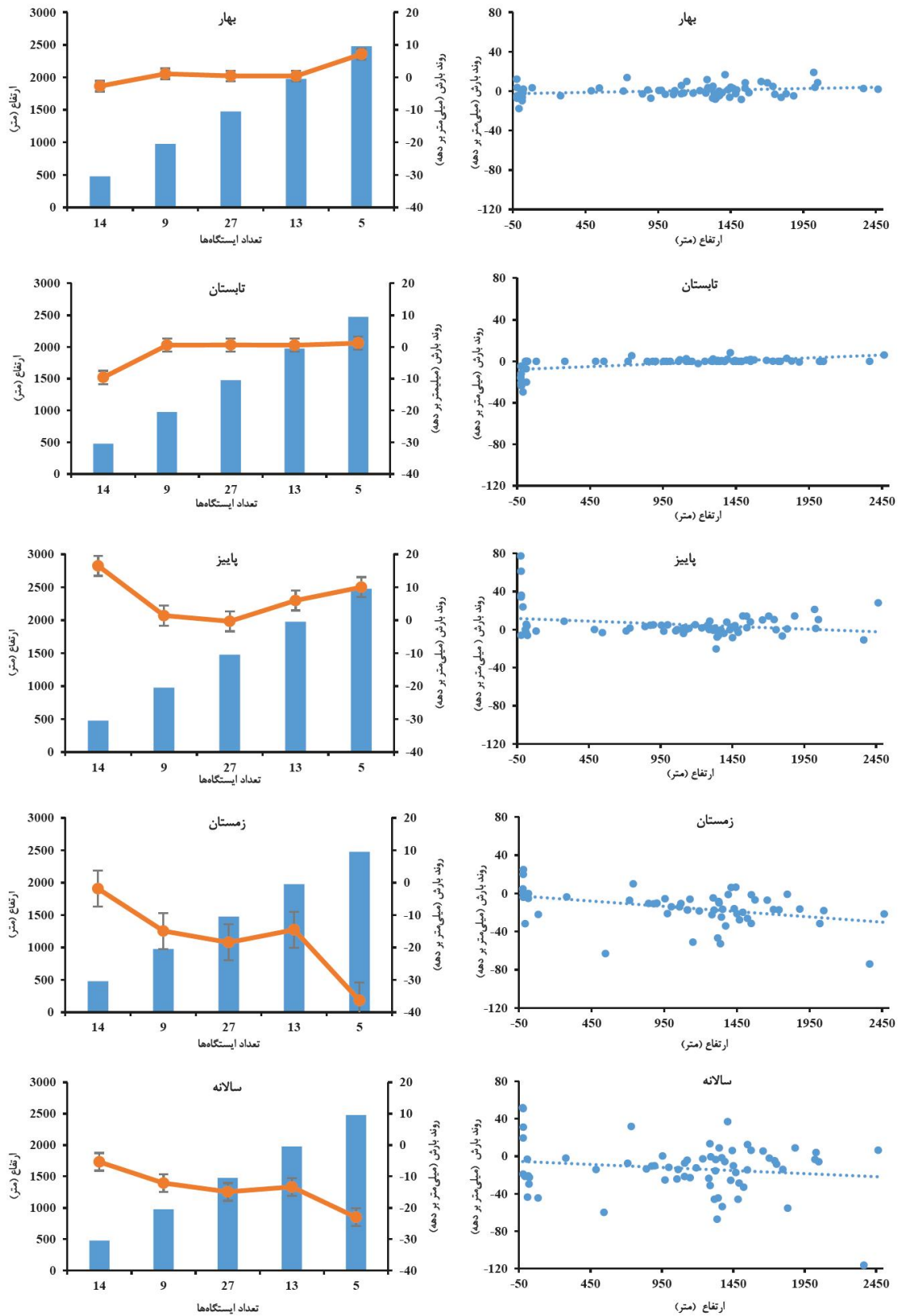
شکل ۶. نمودارهای ارتباطی بین رطوبت نسبی و ارتفاع در مقیاس‌های زمانی فصلی و سالانه



شکل ۷. نمودارهای ارتباط بین ساعات آفتابی و ارتفاع در مقیاس‌های زمانی فصلی و سالانه



شکل ۸. نمودارهای ارتباطی بین سرعت باد و ارتفاع در مقیاس‌های زمانی فصلی و سالانه



شکل ۹. نمودارهای ارتباط بین بارش و ارتفاع در مقیاس‌های فصلی و سالانه

جدول ۲. ضرایب تعیین ( $R^2$ ) و همبستگی ( $r$ ) رابطه متغیرهای اقلیمی و ارتفاع در مقیاس فصلی و سالانه

متغیرهای اقلیمی	بهار		تابستان		پاییز		زمستان		سالیانه	
	$R^2$	$r$	$R^2$	$r$	$R^2$	$r$	$R^2$	$r$	$R^2$	$r$
تبخیر تشت، Ep	۰/۰۰۰	۰/۰۱ <sup>ns</sup>	۰/۰۰۸	۰/۰۹ <sup>ns</sup>	۰/۰۲۰	۰/۱۴ <sup>ns</sup>	-	-	۰/۰۰۶	۰/۰۸ <sup>ns</sup>
دمای میانگین، Tmean	۰/۰۲۲	۰/۱۵ <sup>ns</sup>	۰/۰۷۶	۰/۲۷*	۰/۰۷۲	۰/۲۷*	۰/۱۹۹	۰/۴۵***	۰/۰۰۹	۰/۰۹ <sup>ns</sup>
دمای حداقل، Tmin	۰/۰۳۵	۰/۱۹ <sup>ns</sup>	۰/۰۳۸	۰/۲۰ <sup>ns</sup>	۰/۰۶۴	۰/۲۵*	۰/۰۹۰	۰/۳۰**	۰/۰۲۷	۰/۱۷ <sup>ns</sup>
دمای حداکثر، Tmax	۰/۰۱۴	۰/۱۲ <sup>ns</sup>	۰/۰۴۵	۰/۲۱*	۰/۰۰۳	۰/۰۵ <sup>ns</sup>	۰/۵۳۰	۰/۷۳***	۰/۰۱۴	۰/۱۲ <sup>ns</sup>
رطوبت نسبی، RH	۰/۰۰۴	۰/۰۶ <sup>ns</sup>	۰/۰۰۴	۰/۰۷ <sup>ns</sup>	۰/۰۸۶	۰/۲۹*	۰/۲۶۰	۰/۵۱***	۰/۰۰۲	۰/۰۵ <sup>ns</sup>
ساعات آفتابی، SD	۰/۰۳۲	۰/۱۸ <sup>ns</sup>	۰/۲۶۳	۰/۵۱***	۰/۰۰۳	۰/۰۵ <sup>ns</sup>	۰/۰۵۹	۰/۲۴*	۰/۰۲۹	۰/۱۷ <sup>ns</sup>
سرعت باد، W	۰/۰۰۱	۰/۰۳ <sup>ns</sup>	۰/۰۰۰	۰/۰۲ <sup>ns</sup>	۰/۰۰۴	۰/۰۶ <sup>ns</sup>	۰/۰۰۶	۰/۰۸ <sup>ns</sup>	۰/۰۰۲	۰/۰۵ <sup>ns</sup>
بارش، P	۰/۰۶۹	۰/۲۶*	۰/۳۲۸	۰/۵۷ <sup>ns</sup>	۰/۰۶۲	۰/۲۵*	۰/۱۴۷	۰/۳۸**	۰/۰۲۶	۰/۱۶ <sup>ns</sup>

\*، \*\* و \*\*\* به ترتیب معنی داری در سطوح احتمالی ۰/۰۵، ۰/۰۱ و ۰/۰۰۱ را نشان می دهند.

پاییز ( $p=0/33$  و  $r=-0/27$ ) معنی دار است. با توجه به روند افزایشی دما در کشور در این مقیاس های زمانی، با افزایش ارتفاع نرخ افزایش دمای میانگین با کاهش ناچیزی روبه رو بوده است. لیکن، در فصل زمستان نرخ افزایش دمای میانگین به طور معنی داری (ضریب همبستگی ۰/۴۴) در ارتفاعات بیشتر از مناطق پست بوده است (جدول ۲). متوسط نرخ افزایش دمای میانگین در ایستگاه های واقع در پهنای ارتفاعی ۱۰۰۰-۵۰۰ متری در مقیاس های زمانی مختلف به جز زمستان، بیشتر از دیگر دامنه های ارتفاعی است. در فصل زمستان بیشترین افزایش دمای میانگین در دامنه ارتفاعی ۱۵۰۰-۲۰۰۰ متری دیده شد. الگوی تغییرات دمای حداقل نسبت به ارتفاع در مقیاس فصلی و سالانه مشابه دمای میانگین است؛ به طوری که، مقدار شیب تغییرات دمای حداقل در طول مدت مورد مطالعه در مقیاس های مختلف زمانی به جز زمستان نسبت به ارتفاع روند کاهشی داشته و بیشترین افزایش دمای حداقل مربوط به ارتفاعات ۱۰۰۰-۵۰۰ است (شکل ۴).

بررسی ارتباط دمای حداکثر با ارتفاع (شکل ۵) نشان می دهد که دمای حداکثر تقریباً در تمام ایستگاه ها روند افزایشی داشته و این افزایش دما در فصول بهار ( $p=0/33$  و  $r=0/12$ )، پاییز ( $p=0/66$  و  $r=0/05$ ) و مقیاس سالانه ( $p=0/12$  و  $r=0/12$ ) و

بیشتر ایستگاه های موجود در این دامنه ارتفاعی (زنجان، همدان، بیجار، خلخال، خرمدره، شمیرانات تهران) جزء مناطق با اقلیم سرد کشور محسوب می شوند که به این ترتیب به نظر می رسد این مناطق دست خوش تغییر اقلیم و گرم شدن زیاد در فصل زمستان بوده است.

بررسی رابطه روند تغییرات دما با ارتفاع در کوه های تیان شان (۳۰) بر خلاف فلات تبت (۳۳)، وابستگی آشکاری بین دما و ارتفاع نشان نداد، که با نتایج این پژوهش در مقیاس سالانه مطابقت دارد. درک مکانیسم محرک گرمایش وابسته به ارتفاع برای توصیف تغییرات منطقه ای گرمایش نسبت به ارتفاع ضروری است. تغییر آلبیدو، پوشش ابرها، ریزگردها، بخار آب و فلاکس تشعشع را به گرمایش وابسته به ارتفاع مرتبط



کاهش در ارتفاع بین ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر حداکثر (۳/۸- درصد بر دهه) بوده است. این مسئله با توجه به افزایش شیب روند دما نسبت به ارتفاع در فصل زمستان منطقی به نظر می‌رسد. در فصل پاییز نیز، در ارتفاعات بالای ۵۰۰ متر، روند تغییرات رطوبت نسبی مثبت بوده و حداکثر افزایش رطوبت نسبی (۱/۱ درصد بر دهه) مربوط به دامنه ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر است.

#### ارتباط روند ساعات آفتابی - ارتفاع

نتایج حاصل از بررسی رابطه بین ساعات آفتابی و ارتفاع در شکل (۷) آورده شده است. مطابق شکل مشاهده می‌شود، در مقیاس سالانه و تمامی فصل‌ها به جز زمستان ( $r=0/27$  و  $p=0/07$ )، رابطه منفی بین روند ساعات آفتابی و ارتفاع وجود دارد. بالاترین رابطه همبستگی بین این دو متغیر در فصل تابستان ( $r=-0/51$  و  $p<0/001$ ) است به نحوی که شیب روند ساعات آفتابی در ایستگاه‌هایی که در ارتفاعات بالاتری قرار دارند، کاهش معنی‌دار بیشتری نسبت به مناطق هموارتر داشته است و در سایر فصل‌ها، رابطه همبستگی قوی قابل مشاهده نیست (جدول ۲). در فصل زمستان نرخ افزایش ساعات آفتابی در ارتفاعات بیشتر از مناطق دارای ارتفاع کمتر است (شکل ۷). افزایش نرخ دماهای حداقل، حداکثر و میانگین با ارتفاع در فصل زمستان در نتیجه افزایش ساعات آفتابی در این فصل با افزایش ارتفاع بوده است. افزایش شیب روند ساعات آفتابی با افزایش ارتفاع می‌تواند به کاهش ابرناکی در ارتفاعات در فصل زمستان مربوط باشد. از طرفی دیگر، مطابق شکل مشاهده می‌شود ایستگاه‌هایی که در دامنه ارتفاعی به ترتیب بین صفر تا ۵۰۰ و ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر واقع شده‌اند، در تمامی فصول و مقیاس سالانه (به جز فصل زمستان)، بیشترین (۶۰~۲/۷ ساعت بر دهه) و کمترین (۵/۲۲~۹/۶- ساعت بر دهه) شیب خط روند ساعات آفتابی را دارند. درخصوص فصل زمستان، ایستگاه‌هایی که در ارتفاع بین صفر تا ۲۰۰۰ متر قرار گرفته‌اند، روند ساعات آفتابی آنها با افزایش ارتفاع، افزایش (۳۳~۲۳/۵

دانسته‌اند (۲۱). زمانی که خط برف به ارتفاعات بالاتر صعود کند، در نتیجه کاهش پوشش برف در ارتفاعات و تغییر آلیدو سطح، دمای سطح افزایش می‌یابد. دمای روزانه سطح زمین بدون پوشش برف بیش از دمای سطح دارای پوشش برفی است (۲۳). علاوه بر این، کاهش پوشش ابر پایین، میزان تشعشع رسیده به سطح زمین را افزایش داده است و در نتیجه موجب افزایش دمای سطح زمین می‌شود (۳۳).

با توجه به آنکه پوشش برف در فصل زمستان در ایران در ارتفاعات دیده می‌شود و به علت کاهش ریزش‌های جوی به شکل برف در طی دهه‌های اخیر، گرمایش وابسته به ارتفاع در فصل زمستان به شدت اتفاق افتاده است؛ در حالی که، در فصول دیگر که به طور معمول پوشش برفی تغییر چندانی نداشته است، روند گرم شدن با افزایش ارتفاع به طور ملایمی تضعیف شده است.

#### ارتباط روند رطوبت نسبی - ارتفاع

شکل (۶) ارتباط بین شیب خط روند رطوبت نسبی و ارتفاع را برای ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. مطابق شکل مشاهده می‌شود که در مقیاس زمانی سالانه ( $r=0/05$  و  $p=0/70$ ) و فصل‌های بهار ( $r=0/06$  و  $p=0/62$ ) و تابستان ( $r=0/07$ ) وجود دارد، اما دارای رابطه همبستگی ضعیفی است. در حالی که، در فصل‌های پاییز ( $r=0/29$  و  $p=0/02$ ) و زمستان ( $r=-0/51$ ) وجود دارد، به ترتیب با افزایش ارتفاع شیب روند رطوبت نسبی به طور معنی‌داری افزایش و کاهش یافته است (جدول ۲). علاوه بر این، بررسی میانگین شیب روند رطوبت نسبی در پهنه‌های مختلف ارتفاعی نشان داد که در فصل‌های بهار و تابستان و همچنین در مقیاس سالانه، ایستگاه‌هایی که در ارتفاع بین ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متری قرار دارند، با حداکثر افزایش (بهار و تابستان) یا حداقل کاهش رطوبت نسبی (سالانه) نسبت به ارتفاعات پایین‌تر روبه‌رو بوده‌اند. در فصل زمستان، رطوبت نسبی در تمام ارتفاعات روند کاهشی داشته است و متوسط

میزان همبستگی برای روند مثبت در فصل تابستان ( $r=0/57$ ) و برای روند منفی در فصل زمستان ( $p<0/001$ ) و برای روند منفی در فصل زمستان ( $r=-0/38$ ) است. بررسی تغییرات بارش در دامنه‌های ارتفاعی مختلف نشان می‌دهد که برای فصل‌های بهار و تابستان، ایستگاه‌هایی که دامنه ارتفاعی بین ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر قرار گرفته‌اند، دارای بیشترین مقدار شیب مثبت روند بارش ( $1/2 \sim 7/1$  میلی‌متر بر دهه) هستند؛ در حالی که، در این مقیاس‌های زمانی در ارتفاعات صفر تا ۵۰۰ متری، روند کاهشی بارش دیده می‌شود.

در فصل زمستان و در مقیاس سالانه متوسط شیب بارش در همه دامنه‌های ارتفاعی منفی بوده و به ترتیب ایستگاه‌هایی که در دامنه ارتفاعی بین صفر تا ۵۰۰ و ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متری قرار گرفته‌اند، کمترین کاهش بارش ( $5/3 \sim 1/8$  میلی‌متر بر دهه) و بیشترین کاهش بارش ( $36 \sim 23$  میلی‌متر بر دهه) رخ داده است. شیب روند بارش در اغلب ایستگاه‌ها در فصل پاییز مثبت بوده و ایستگاه‌هایی که در دامنه ارتفاعی بین صفر تا ۵۰۰ متر قرار گرفته‌اند، دارای بالاترین شیب مثبت روند بارش (حدود  $16/5$  میلی‌متر بر دهه) و ایستگاه‌هایی که در دامنه ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متری قرار گرفته‌اند، دارای کمترین شیب روند بارش (حدود  $0/33$  میلی‌متر بر دهه) هستند. روند تغییرات فصلی و سالانه بارش نسبت به ارتفاع در پژوهش حاضر برای ایران، مشابه با روند کلی گزارش شده برای کوه‌های تیان‌شان در آسیای مرکزی (۳۰) است. با توجه به این مسئله که زمستان، فصل بارش در ایران است، بررسی تغییرات روند بارش در فصل زمستان در ارتفاعات مختلف نشان می‌دهد که ایستگاه‌هایی که در ارتفاعات زیر ۵۰۰ متر قرار گرفته‌اند (شامل بندرانزلی، آستارا، بابلسر، نوشهر، رامسر، رشت، گرگان و غیره)، جزء مناطق پرباران کشور هستند که بارش پاییزه آنها افزایش و بارش‌های زمستان، تابستان و بهار در این مناطق کاهش یافته است. اگرچه میزان این کاهش در فصل زمستان نسبت به کاهش در سایر ارتفاعات، ناچیز بوده است. لیکن، در میان ایستگاه‌های موجود در پهنه ارتفاعی ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر،

ساعت بر دهه) می‌یابد و پس از آن برای ایستگاه‌های واقع شده در ارتفاع بین ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر کاهش می‌یابد. تغییر در پوشش و خصوصیات ابرناکی، می‌تواند یکی از عوامل مؤثر بر تغییر ساعات آفتابی نسبت به ارتفاع باشد که با تغییر دریافت طول موج‌های کوتاه و بلند، بر بیلان انرژی سطحی اثر می‌گذارد (۲۱).

### ارتباط روند سرعت باد- ارتفاع

شکل (۸) نمودارهای رابطه همبستگی بین روند سرعت باد و ارتفاع را برای ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. بر طبق شکل مشاهده می‌شود که رابطه همبستگی معنی‌دار و قوی بین این دو متغیر در هیچ یک از مقیاس‌های زمانی مورد بررسی‌های زمانی وجود ندارد و در فصل بهار ( $r=0/03$  و  $p=0/78$ )، زمستان ( $r=0/08$  و  $p=0/56$ ) و مقیاس سالانه ( $r=0/05$ ) و زمستان ( $r=0/08$  و  $p=0/56$ ) و در تابستان ( $r=-0/02$  و  $p=0/89$ ) و پاییز ( $r=-0/06$  و  $p=0/06$ ) رابطه منفی بین آنها وجود دارد (جدول ۲). علاوه بر این، ایستگاه‌هایی که به ترتیب در ارتفاع بین ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ و ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر واقع شده‌اند دارای کمترین ( $0/1 \sim 0/29$  متر بر ثانیه بر دهه) و بیشترین ( $0/27 \sim 0/50$  متر بر ثانیه بر دهه) مقدار روند سرعت باد در کل مقیاس‌های زمانی مورد مطالعه هستند. بر خلاف ایران، کاهش معنی‌دار روند سرعت باد با افزایش ارتفاع در فلات تبت (۸) گزارش شد و کاهش سرعت باد به افزایش زبری در ارتفاعات مربوط دانسته شده است.

### ارتباط روند بارش- ارتفاع

شکل (۹)، نمودارهای رابطه همبستگی بین روند بارش و ارتفاع را برای منطقه مطالعاتی نشان می‌دهند.

از شکل (۹) نتیجه می‌شود که با افزایش ارتفاع، روند بارش ایستگاه‌ها برای فصل بهار ( $r=0/26$  و  $p=0/03$ ) مثبت است و برای فصل‌های پاییز ( $r=0/25$  و  $p=0/04$ ) و زمستان و مقیاس سالانه ( $r=-0/16$  و  $p=0/19$ ) منفی است. به‌نحوی که، بیشترین

وجود دارد و ایستگاه‌هایی که در ارتفاع بین ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر قرار دارند، با حداکثر افزایش (بهار و تابستان) یا حداقل کاهش رطوبت نسبی (سالانه) نسبت به ارتفاعات پایین‌تر روبه‌رو بوده‌اند. در مورد ساعات آفتابی، رابطه منفی بین روند این متغیر و ارتفاع وجود دارد که بالاترین رابطه همبستگی بین این دو متغیر در فصل تابستان است؛ به‌نحوی که، شیب روند ساعات آفتابی در ایستگاه‌هایی که در ارتفاعات بالاتری قرار دارند، کاهش معنی‌دار بیشتری نسبت به مناطق هموارتر داشته است. در مورد سرعت باد نیز، رابطه معنی‌داری بین این متغیر با ارتفاع وجود ندارد و ایستگاه‌هایی که به‌ترتیب در ارتفاع بین ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ و ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متری واقع شده‌اند دارای کمترین و بیشترین مقدار روند سرعت باد در کل مقیاس‌های زمانی هستند. درخصوص بررسی رابطه بین شیب روند بارش و ارتفاع، می‌توان دریافت که برای فصل‌های بهار و تابستان، ایستگاه‌هایی که دامنه ارتفاعی بین ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر قرار گرفته‌اند، دارای بیشترین مقدار شیب مثبت روند بارش هستند. اما، برای فصل زمستان و مقیاس سالانه، به‌ترتیب ایستگاه‌هایی که در دامنه ارتفاعی بین صفر تا ۵۰۰ و ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر قرار گرفته‌اند، بیشترین و کمترین مقدار شیب روند بارش را دارا هستند. این پژوهش می‌تواند به‌عنوان یک مبنای پژوهش‌های بیشتر در زمینه بررسی سایر عوامل جغرافیایی که ممکن است بر روند متغیرهای اقلیمی تأثیرگذار باشند، مورد استفاده قرار گیرد.

مناطق نظیر الیگودرز، کوهرنگ، شهرکرد و ابعلی به چشم می‌خورد که کاهش شدید بارش‌های زمستانه در این مناطق می‌تواند بر آبدهی رودخانه‌های کارون و جنوب غرب کشور اثر بگذارد.

## نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر تلاشی بود برای بررسی رابطه بین ارتفاع و شیب روند متغیرهای اقلیمی برای ۶۸ ایستگاه هواشناسی در سرتاسر ایران طی دوره زمانی ۱۹۸۷-۲۰۱۶ و به‌طور خلاصه، نتایج زیر از این پژوهش قابل ارائه است:

به‌طور کلی، تبخیر از تشت در ایران هم دارای روند افزایش هم‌روند کاهشی است. اما دما، سرعت باد و ساعات آفتابی در بیشتر مناطق کشور دارای روند افزایشی است؛ به‌نحوی که، در فصل زمستان این متغیرها بیشترین افزایش و مقدار رطوبت نسبی و باران بیشترین کاهش را نسبت به سایر فصول در طی دوره مطالعاتی داشته‌اند. درخصوص ارتباط بین روند تبخیر از تشت و ارتفاع، نتایج ارتباط معنی‌داری بین این دو متغیر در مقیاس فصلی و سالانه نشان نداد و بیشترین شیب روند تبخیر در فصل‌های بهار، تابستان و مقیاس سالانه در ایستگاه‌هایی که در ارتفاع ۱۰۰۰-۵۰۰ متر واقع شده‌اند، است. درخصوص دما، رابطه همبستگی منفی بین سنجه‌های دما با ارتفاع وجود دارد و متوسط نرخ دما در ایستگاه‌های واقع شده در پهنای ارتفاعی ۱۰۰۰-۵۰۰ و ۲۰۰۰-۱۵۰۰ متری در مقیاس‌های زمانی مختلف بیشترین مقدار را داشته‌اند. در مورد رطوبت نسبی، ارتباط مثبت و غیرمعنی‌داری بین روند رطوبت نسبی و ارتفاع

## منابع مورد استفاده

1. Beusekom, A. E, G. González and M. M. Rivera. 2015. Short-term precipitation and temperature trends along an elevation gradient in Northeastern Puerto Rico. *Earth Interactions* 19(3): 1-33.
2. Ceppi, P., S. C. Scherrer, A. M. Fischer and C. Appenzeller. 2012. Revisiting Swiss temperature trends 1959-2008. *International Journal of Climatology* 32: 203-213.
3. Chevuturi, A., A. P. Dimri and R. J. Thayyen. 2018. Climate change over Leh (Ladakh), India. *Theoretical and Applied Climatology* 131: 531-545.
4. Dinpashoh, Y., D. Jhajharia, A. Fakheri-Fard, V. P. Singh and E. Kahya. 2011. Trends in reference crop evapotranspiration over Iran. *Journal of Hydrology* 399: 422-433.
5. Ghasemi, A. R. 2015. Changes and trends in maximum, minimum and mean temperature series in Iran. *Atmospheric*

- Science Letters* 16: 366-372.
6. Ghasemifar, E., M. Farajzadeh, M. C. Perry, Y. Ghavidel-Rahimi and A. AliAkbari-Bidokhti. 2018. Analysis of spatiotemporal variations of cloud fraction based on Geographic characteristics in Iran. *Journal of the Earth and Space Physics* 44(1): 103-124.
  7. Gilbert, A. and C. Vincent. 2013. Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures. *Geophysical Research Letters* 40: 2102-2108.
  8. Guo, X., L. Wang, L. Tian and X. Li. 2017. Elevation-dependent reductions in wind speed over and around the Tibetan Plateau. *International Journal of Climatology* 37: 1117-1126.
  9. Intergovernmental Panel on Climate Change Fifth Assessment Report (IPCC). 2013 Summary for Policymakers: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change.
  10. Jahani, B., Y. Dinpashoh and M. Wild. 2018. Dimming in Iran since the 2000s and the potential underlying causes. *International Journal of Climatology* 38: 1543-1559.
  11. Kendall, M. 1975. Rank correlation methods. Charles Griffin, London.
  12. Khalili, A. and J. Rahimi. 2014. High-resolution spatiotemporal distribution of precipitation in Iran: a comparative study with three global-precipitation datasets. *Theoretical and Applied Climatology* 118: 211-221.
  13. Kousari, M. R., H. Ahani and H. Hakimelahi. 2013. An investigation of near surface wind speed trends in arid and semiarid regions of Iran. *Theoretical and Applied Climatology* 114: 153-168.
  14. Kousari, M. R., M. A. Asadi Zarch, H. Ahani and H. Hakimelahi. 2013. A survey of temporal and spatial reference crop evapotranspiration trends in Iran from 1960 to 2005. *Climatic Change* 120(1-2): 277-298.
  15. Kousari, M. R., M. R. Ekhtesasi, M. Tazeh, M. A. Saremi Naeini and M. A. Asadi Zarch. 2011. An investigation of the Iranian climatic changes by considering the precipitation, temperature, and relative humidity parameters. *Theoretical and Applied Climatology* 103: 321-335.
  16. Li, X., L. Wang, X. Guo and D. Chen. 2017. Does summer precipitation trend over and around the Tibetan Plateau depend on elevation? *International Journal of Climatology* 37: 1278-1284.
  17. Mann, H. B. 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica* 13: 245-259.
  18. Modarres, R. and V. de Paulo Rodrigues da Silva. 2007. Rainfall trends in arid and semi-arid regions of Iran. *Journal of Arid Environments* 70: 344-355.
  19. Ohmura, A. 2012. Enhanced temperature variability in high-altitude climate change. *Theoretical and Applied Climatology* 110: 499-508.
  20. Pepin, N. and J. Lundquist. 2008. Temperature trends at high elevations: patterns across the globe. *Geophysical Research Letters* 35: L14701.
  21. Pepin, N., R. S. Bradley, H. F. Diaz, M. Baraer, E. B. Caceres, N. Forsythe, H. Fowler, G. Greenwood, M. Z. Hashmi, X. D. Liu, J. R. Miller, L. Ning, A. Ohmura, E. Palazzi, I. Rangwala, W. Schöner, I. Severskiy, M. Shahgedanova, M. B. Wang, S. N. Williamson and D. Q. Yang. 2015. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change* 5: 424-430.
  22. Rahimzadeh, F., A. Sanchez-Lorenzo, M. Hamed, M. C. Kruk and M. Wild. 2015. New evidence on the dimming/brightening phenomenon and decreasing diurnal temperature range in Iran (1961-2009). *International Journal of Climatology* 2065-2079.
  23. Scherrer, S., P. Ceppi, M. Croci-Maspoli and C. Appenzeller. 2012. Snow albedo feedback and Swiss spring temperature trends. *Theoretical and Applied Climatology* 110: 509-516.
  24. Sen, P. K. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association* 63: 1379-1389.
  25. Shadmani, M., S. Marofi and M. Roknian. 2012. Trend Analysis in Reference Evapotranspiration Using Mann-Kendall and Spearman's Rho Tests in Arid Regions of Iran. *Water Resources Management* 26: 211-224.
  26. Shi, X. H. and X. D. Xu. 2008. Interdecadal trend turning of global terrestrial temperature and precipitation during 1951-2002. *Progress in Natural Science* 18(11): 1383-1393.
  27. Soroush, F., F. Fathian, F. S. H. Khabisi and E. Kahya. 2020. Trends in pan evaporation and climate variables in Iran. *Theoretical and Applied Climatology*. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03262-9>.
  28. Theil, H. 1950. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis, Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Wetenschappen, Series A Mathematical Sciences A53: 386-392.
  29. Vuille, M., R. S. Bradley, M. Werner and F. Keimig. 2003. 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climatic Change* 59: 75-99.
  30. Xu, M., S. Kang, H. Wu and X. Yuan. 2018. Detection of spatio-temporal variability of air temperature and precipitation based on long-term meteorological station observations over Tianshan Mountains, Central Asia. *Atmospheric Research* 203: 141-163.
  31. Yan, L. B. and X. D. Liu. 2014. Has climatic warming over the Tibetan Plateau paused or continued in recent year?

- Journal of Earth Ocean Atmospheric Science* 1(1): 13-28.
32. Yao, J., Y. Chen and Q. Yang. 2016. Spatial and temporal variability of water vapor pressure in the arid region of northwest China, during 1961-2011. *Theoretical and Applied Climatology* 123(3-4): 683-691.
33. You, Q., Y. Zhang, X. Xie and F. Wu. 2019. Robust elevation dependency warming over the Tibetan Plateau under global warming of 1.5 °C and 2 °C. *Climate Dynamics* 53: 2047-2060.
34. Zeng, W., Z. Yu, S. Wu and J. Qin. 2016. Changes in annual, seasonal and monthly precipitation events and their link with elevation in Sichuan province, China. *International Journal of Climatology* 36(5): 2303-2322.
35. Zhang, X., L. Wang and D. Chen. 2019. How does temporal trend of reference evapotranspiration over the Tibetan Plateau change with elevation? *International Journal of Climatology* 39: 2295-2305.

## Investigation of the Relationship between Altitude and Trend Slope in Climate Variables in Iran during 1987-2016

F. Soroush\* and F. Fathian<sup>1</sup>

(Received: January 5-2020 ; Accepted: September 6-2020)

### Abstract

In the present study, the spatial and temporal changes of climate variables such as pan evaporation (Ep), temperature (T), relative humidity (RH), sunshine duration (SD), wind speed (W) and precipitation (P), as well as their relationship with altitude, were investigated. For this purpose, 68 meteorological stations with 30 years of data (1987-2016) throughout Iran on both seasonal and annual time scales were selected. Trend analysis of climate variables showed that over the past 30 years, most areas of Iran have become warmer and drier although all trends have not been significant. Investigation of the relationship between the trend slope of climate variables and altitude illustrated that there was no significant relationship between them during the study period on the annual time scale ( $p > 0.1$ ). However, in winter, the rate of increase in T (minimum, maximum and mean temperatures) and SD ( $p < 0.1$ ), as well as the rate of decrease in P ( $p < 0.01$ ), was significantly enhanced by increasing the altitude. The increase in mean and maximum T ( $p < 0.1$ ) and SD rates ( $p < 0.001$ ) in summer were significantly lower in the highlands than in the lowlands. In autumn, the trend slopes of minimum and mean T ( $p < 0.05$ ) were negatively correlated with altitude; in addition, the rates of increase in P and RH ( $p < 0.05$ ) in the highlands demonstrated a sharper increase. It seems, therefore, that most changes in climate variables have occurred in both autumn and winter. The results also showed that in winter, the highest rates of increase in Ts were related to the altitude of 1500-2000 m; however, the highest decrease in P belonged to the altitude of 2000-2500 m. In autumn, the highest rates of decrease in minimum and mean Ts had occurred in the altitude of 2000-2500 m; as well, the highest rate of increase in P was observed in the altitudes of both 0-500 m and 2000-2500 m.

**Keywords:** Climate variables, altitude, trend slope, Iran.

---

1. Department of Water Engineering, College of Agriculture, Vali-e-Asr University of Rafsanjan, Iran  
Corresponding author, Email: f.soroush@vru.ac.ir