

## سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دوره

۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱

پری سیما کتیرایی<sup>۱\*</sup>، سهراب حجاج<sup>۲</sup> و پرویز ایران نژاد<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری هواشناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات و عضو هیئت علمی گروه فیزیک دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ایران

<sup>۲</sup> استادیار گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۵/۱/۲۸، پذیرش نهایی: ۸۵/۱۱/۱۸)

### چکیده

برای بررسی تغییرات بلندمدت بارش سالانه، تعداد روزهای بارانی سالانه و فصلی و شدت بارش روزانه، آمار بارش روزانه دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱ در ۳۸ ایستگاه در ایران تحلیل شده است. برای هر ایستگاه سری‌های بارش روزانه، بارش سالانه و فصلی محاسبه و با استفاده از روش دنباله‌ای، همگنی داده‌ها آزمون شد. سری‌های بارش سالانه در همه ایستگاه‌ها و بارش فصلی در اغلب ایستگاه‌ها همگن و فقط در پاره‌ای از ایستگاه‌های مناطق خشک فصل تابستان ناهمگن بود. برای بررسی وجود روند از آزمون من کندال و برای برآورد اندازه روند از روش خطی حداقل مربعات استفاده شد. اندازه روند بارش کل سالانه و فصلی برحسب درصدی از میانگین بارش سالانه و فصلی طی دوره مطالعه (۴۲ سال) ارائه شده است. روند بارش کل سالانه در ۱۰ ایستگاه و تعداد روزهای بارانی در ۲۱ ایستگاه معنی‌دار (حداقل در سطح اعتماد ۹۰٪) است. اغلب ایستگاه‌های واقع در منطقه غرب و شمال غرب دارای روند بارش سالانه کاهشی و بیشتر ایستگاه‌های واقع در نواحی جنوبی و مرکزی ایران دارای روند افزایشی‌اند. روند بارش فصل زمستان شبیه به روند بارش سالانه است. روند بارش فصل بهار در اغلب ایستگاه‌ها کاهشی و فصل پاییز افزایشی است. برای شناخت دلایل این تغییرات، به بررسی بزرگ‌مقیاس تغییرات توده‌های هوا و بررسی‌های محلی از راه شناسه ایستگاه‌ها (meta data) نیاز است. در پاره‌ای از ایستگاه‌ها سیر صعودی از روند کاهشی در بارش‌های خفیف به سمت روند افزایشی بارش‌های سنگین ملاحظه می‌شود که با روند افزایشی قوی و اغلب معنی‌دار بارش کل سالانه یا فصلی مطابقت دارد. در بعضی ایستگاه‌ها نیز سیر نزولی از روند افزایشی در بارش‌های خفیف به سمت روند کاهشی در بارش‌های سنگین دیده می‌شود که با روند کاهشی قوی و غالباً معنی‌دار بارش کل سالانه یا فصلی هماهنگ است.

واژه‌های کلیدی: روند بارش، تغییر اقلیم، بارش‌های سنگین

### ۱ مقدمه

افزایش شدت بارش‌های سنگین در اثر گرمایش جهانی، ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای را نشان می‌دهند (هافتن و همکاران، ۱۹۹۶). این گزارش همچنین حاکی است که تغییر اقلیم با احتمال افزایش رواناب در نواحی عرض‌های بالا، تغییر بسامد سیل در بعضی مناطق به ویژه در عرض‌های شمالی و همچنین افزایش خطر سیل ناشی از ذوب برف همراه است. افزایش بسامد و شدت خشکسالی‌ها ناشی از تغییر بارش و تبخیر-تعرق نیز می‌تواند یکی از نتایج تغییر اقلیم باشد. اثر تغییر اقلیم بر رژیم هیدرولوژیکی می‌تواند در طول سال متفاوت باشد و

تغییر اقلیم بر چرخه هیدرولوژیکی و در نتیجه منابع آب قابل دسترس، فراوانی سیل و خشکسالی، اکوسیستم طبیعی و مصنوعی، امنیت و اقتصاد تأثیر عمده‌ای دارد. گزارش اداره ارزیابی فناوری آمریکا (Office of Technology Assessment، ۱۹۹۳) نشان می‌دهد که تشدید قابل انتظار چرخه هیدرولوژیکی ناشی از تغییر اقلیم، ممکن است باعث افزایش ۷ تا ۱۵ درصدی بارش و ۵ تا ۱۰ درصدی تبخیر و تعرق شود. بنابر گزارش IPCC (Inter-governmental Panel on Climate Change) مدل‌های اقلیمی جهانی (GCM, Global Climate Models)

در نتیجه موجب تغییر در چرخه سالانه هیدرولوژیکی شود. مثلاً افزایش دما در زمستان باعث جلو افتادن پدیده ذوب برف و در نتیجه تغییر زمان رواناب بیشینه از بهار به اواخر زمستان و کاهش رواناب در تابستان می شود.

در بررسی‌های زیادی تغییر بارش طی سده بیستم گزارش شده است (راموس، ۲۰۰۱، برن و حاج‌النور، ۲۰۰۲ و گونگ و همکاران، ۲۰۰۴). بررسی‌ها، (ماسمن و همکاران، ۲۰۰۴) نشان می‌دهد که در عرض‌های میانی این تغییرات، مقیاس منطقه‌ای دارد.

در نواحی دیم کاری جایی که بارش تنها منبع آب برای کشاورزی است، تغییر در مقدار و توزیع فصلی بارش می‌تواند بر اقتصاد منطقه تأثیر زیادی داشته باشد. تعیین الگوی توزیع بارش طی سال و تغییرات زمانی آن در چنین مناطقی بسیار مهم است. تأثیرات اقتصادی و اجتماعی تغییرپذیری باران در ایران که عمدتاً دارای اقلیم خشک و نیمه‌خشک است (خلیلی و همکاران ۱۳۷۰) و در آن آب مهم‌ترین نهاده محدود کننده تولید است، می‌تواند بسیار مهم باشد.

مطالعات چندی در رابطه با روند بارندگی در ایران صورت گرفته است. خلیلی و بذرافشان (۱۳۸۳) جمع بارش ماهانه چهار ایستگاه بوشهر، اصفهان، تهران و مشهد که از کهن‌ترین ایستگاه‌های ایران هستند را برای دوره (۱۸۹۳-۲۰۰۱) بررسی کردند. نتایج آنها نشان می‌دهد که روند بارش سالانه در ایستگاه اصفهان منفی و در سایر ایستگاه‌ها مثبت است، اما هیچ‌کدام معنی‌دار نیست. سری‌های بارش فصلی ایستگاه‌های بالا در ۲۵٪ موارد دارای روند منفی معنی‌دار، ۸٪ روند مثبت معنی‌دار است و در بقیه موارد روندها معنی‌دار نیست.

گزارش پژوهشکده هواشناسی (۱۳۸۱) نیز روند بارش سالانه و فصلی ۳۴ ایستگاه با داده‌های آماری بیش از ۳۰ سال در ایران را مورد بررسی قرار داده است. نتایج نشان داد که در آبادان، بابلسر، شاهرود و سبزوار، روند

افزایشی و در انزلی، روند کاهشی معنی‌دار (سطح اعتماد ۹۵٪) بود. در سایر ایستگاه‌ها، روند معنی‌داری وجود نداشت. به‌طورکلی نتایج این بررسی نشان داد که روند بارش سالانه در اغلب ایستگاه‌های واقع در غرب رشته کوه زاگرس، منفی ولی در ایستگاه‌های واقع در مناطق جنوبی و مرکزی مثبت است.

رحیم‌زاده (۱۳۸۴) نیز بررسی موردی از روند بارش‌های روزانه بیش از ۱۰ میلی‌متر در چند ایستگاه به انجام رسانده است. نتایج این بررسی الگوی مکانی خاصی را در مورد روند تغییرات این کمیت نشان نمی‌دهد.

تحقیقات صورت گرفته در ایران، معطوف به مطالعه روند بارش کل سالانه، فصلی و ماهانه است و اطلاعاتی در مورد چگونگی تغییرات تعداد روزهای بارانی و تأثیر آن بر روند بارش کل سالانه و فصلی و همچنین چگونگی تغییرات بارش با شدت‌های متفاوت از خفیف، متوسط و سنگین به‌دست نمی‌دهد. در بررسی حاضر به دلیل استفاده از داده‌های روزانه، علاوه بر روند بارش کل (سالانه و فصلی)، روند تعداد روزهای بارانی (سالانه و فصلی) و سهم آن در روند بارش، سهم روند میانگین بارش روزانه در بارش کل و بالاخره روند بارش با شدت‌های متفاوت بررسی شده است.

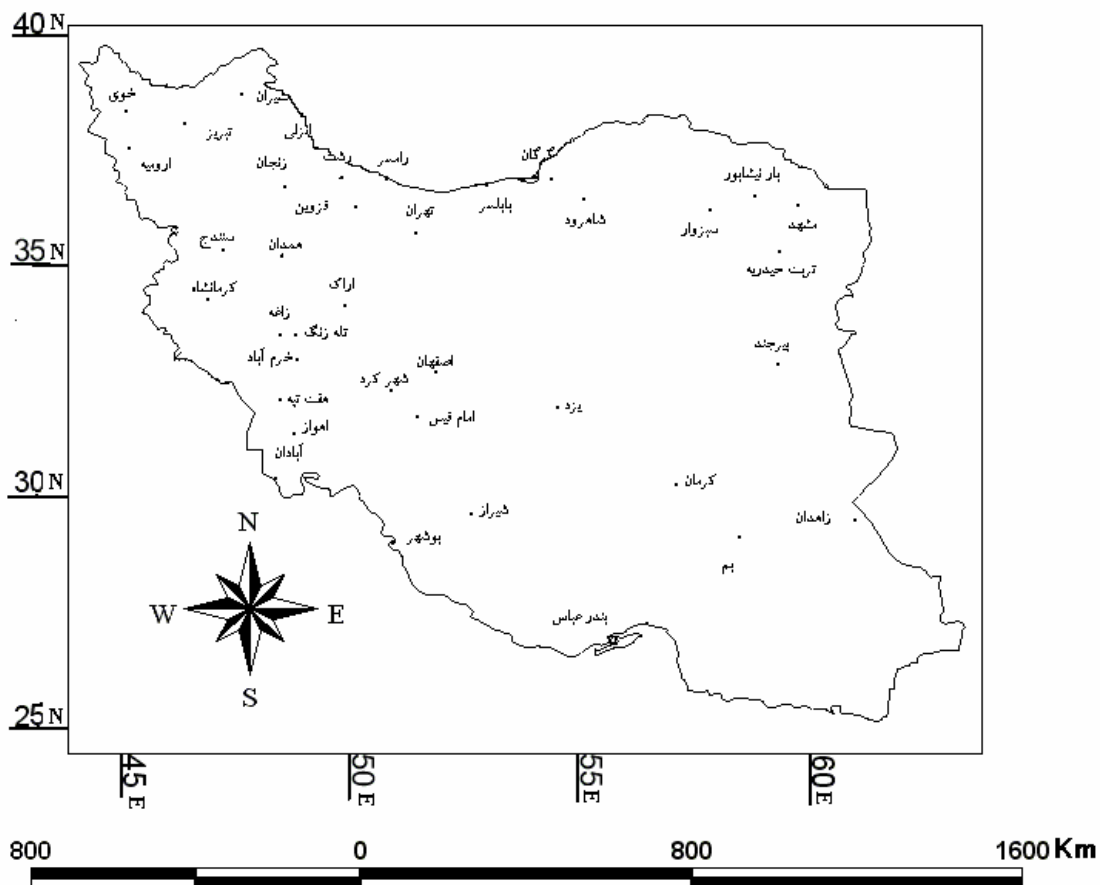
## ۲ داده‌ها و روش‌ها

لازمه بررسی منطقه‌ای روند بلندمدت بارش، به‌کار بردن داده‌های بیشترین تعداد ایستگاه‌ها با طولانی‌ترین آمار بارش روزانه است. اما تغییرات این دو عامل در جهت عکس یکدیگر عمل می‌کنند، به این ترتیب که هر چه طول دوره آماری بلندتر باشد، تعداد ایستگاه‌های مورد نظر کمتر و هر چه تعداد ایستگاه‌ها بیشتر شود دوره آماری مناسب برای بررسی کوتاه‌تر می‌شود.

پس از بررسی‌های جامع و مصالحه بین طول دوره آماری و تعداد ایستگاه‌ها، دوره آماری ۴۲ ساله ۱۹۶۰-

بررسی، محاسبه شد و همگنی آنها با استفاده از روش دنباله‌ای مورد آزمون قرار گرفت. نتایج نشان داد که سری‌های بارش کل سالانه و فصلی در همه ایستگاه‌ها همگن و تنها در پاره‌ای از ایستگاه‌های واقع در مناطق خشک سری‌های بارش فصل تابستان ناهمگن است. از آنجا که مقدار بارش کل تابستان در این ایستگاه‌ها ناچیز و عمدتاً کمتر از ۵٪ بارش کل سالانه است، می‌توان پذیرفت که ناهمگنی این داده‌ها، تأثیر چندانی در نتیجه بررسی ندارد.

۲۰۰۱ برای بررسی‌ها انتخاب شد. از ۷۷ ایستگاه قدیمی سازمان هواشناسی کشور متشکل از ۳۴ ایستگاه همدیدی، ۳۴ ایستگاه اقلیم‌شناسی و ۹ ایستگاه باران‌سنجی، با کنار گذاشتن ایستگاه‌هایی که دارای خلأهای آماری بیش از ۴٪ بودند، ۳۲ ایستگاه همدیدی، ۴ ایستگاه اقلیم‌شناسی و ۲ ایستگاه باران‌سنجی برای بررسی نهایی باقی ماند. پراکنش جغرافیایی ایستگاه‌های مورد بررسی در شکل ۱ نشان داده شده است. سری‌های بارش کل سالانه و فصلی ایستگاه‌های مورد



شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌های مورد بررسی در نقشه ایران.

## ۱-۲ تکمیل داده‌ها

در سری داده‌های بارش برخی ایستگاه‌ها، خلأهای روزانه و گاه ماهانه وجود داشت. برای تکمیل خلأهای چند روزه، از روش کارل و همکاران (۱۹۹۵) و کارل و نایت (۱۹۹۸) استفاده شد. در این روش، ابتدا در مورد بارانی یا غیر بارانی بودن روز فاقد آمار تصمیم‌گیری می‌شود. به این منظور، احتمال (فراوانی) تجربی وجود بارندگی برای آن روز سال محاسبه می‌شود:

$$P_e = \frac{n_i}{N} \quad (1)$$

که در آن  $P_e$  احتمال تجربی وجود بارندگی در روز  $i$  ام از ماه مورد نظر،  $n_i$  تعداد روزهای بارانی روز  $i$  ام همین ماه و  $N$  تعداد کل روزهای  $i$  ام از ماه مورد نظر در سری داده‌ها است. در نتیجه برای هر روز سال یک عدد بین صفر و یک محاسبه می‌شود که احتمال رویداد بارندگی در آن روز را به دست می‌دهد. در پی آن عددی تصادفی بین صفر و یک تولید می‌شود. اگر عدد تصادفی کوچک‌تر یا مساوی احتمال تجربی رویداد بارندگی در روز  $i$  ام ماه مورد نظر باشد، آن روز بارانی و در غیر این صورت، روز بدون بارش در نظر گرفته می‌شود.

اگر نتیجه آزمون فوق بر بارانی بودن روز تحت بررسی حکم کرده باشد، باید مقدار بارش نیز برای این روز برآورد شود. به این منظور یک تابع چگالی احتمال بر مقادیر بارندگی روزانه هریک از دوازده ماه سال برآزش می‌یابد. بررسی‌ها (مثلاً تام، ۱۹۴۷ و سمنف، ۲۰۰۲) نشان داده است که داده‌های بارش روزانه از توزیع گاما پیروی می‌کنند. ابتدا به کمک آمار روزهای بارانی ماه مورد بررسی در سال‌های آماری یک تابع چگالی احتمال گاما بر مقادیر بارش روزانه ماه یاد شده برآزش می‌شود. سپس با انتگرال‌گیری از تابع یاد شده، تابع توزیع تجمعی گاما برای هریک از ماه‌های سال به دست می‌آید. بار دیگر عدد تصادفی دیگری بین صفر و یک تولید می‌شود و براساس

آن، با استفاده از تابع تجمعی وارون توزیع گاما، مقدار بارندگی روز تحت بررسی، برآورد می‌شود (کتیرایی بروجردی، ۱۳۸۴).

روش کارل و نایت (۱۹۹۸) هنگامی به کار می‌رود که در سری داده‌ها، یک یا چند روز خلأ وجود داشته باشد. در بررسی حاضر، در داده‌های بارش روزانه به‌ویژه در ایستگاه‌های همدیدی، خلأهای ماهانه نیز وجود داشت. انگلهارت و داگلاس (۱۹۸۵) با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی روشن ساختند که همبستگی مکانی تعداد روزهای بارانی ماهانه، منطقی‌تر از همبستگی بارش کل ماهانه است. بر این اساس، در بررسی حاضر ابتدا رابطه همبستگی بین تعداد روزهای بارانی ماهانه ایستگاه مورد نظر و سایر ایستگاه‌ها به دست آمد. سپس از بین ایستگاه‌های همسایه ایستگاهی که بزرگ‌ترین ضریب همبستگی با داده‌های ایستگاه مورد نظر را داشت، انتخاب و تعداد روزهای بارانی در ماه مورد نظر برآورد شد. در پی آن، تابع توزیع گاما بر داده‌های بارش روزانه در آن ماه برآزش داده شد و پارامترهای شکل و مقیاس به دست آمد. با تولید اعداد تصادفی به تعداد روزهای بارانی و به کمک پارامترهای شکل و مقیاس و وارون تابع گاما، مقدار بارش در هر یک از روزهای بارانی برآورد شد.

## ۲-۲ مؤلفه‌های بارش

پس از تکمیل داده‌های بارش، برای هر ایستگاه، ابتدا سری بارش کل و تعداد روزهای بارانی سالانه و فصلی تهیه شد. تغییر مقدار کل بارش ممکن است مربوط به تغییر در بسامد روزهای بارانی یا تغییر در شدت بارش (در این بررسی منظور از شدت بارش، مقدار بارش روزانه است) یا ترکیبی از این دو باشد. در اینجا سهم هریک از این دو (تغییر تعداد روزهای بارانی و تغییر شدت بارش) در روند بارش کل مشخص شد. اگر  $\bar{P}_e$  متوسط مقدار بارش روزانه و  $b_f$  روند بسامد تعداد روزهای بارانی باشد

سپس این روزها را برحسب تعداد یا برحسب مقدار بارش کل به ده قسمت مساوی تقسیم می‌کنیم. در نتیجه ده گروه با تعداد روزهای بارانی مساوی (کارل و نایت، ۱۹۹۸) یا با جمع مقدار بارش مساوی (آزبورن، ۲۰۰۰) به دست می‌آید. در بررسی حاضر از روش آزبورن (۲۰۰۰) استفاده شده است. به این ترتیب گروه اول بارندگی در اغلب ایستگاه‌ها شامل قسمت اعظم روزهای بارانی است که بارش آنها خفیف و جمع بارش آنها ۱۰٪ بارش کل در طول دوره آماری است. گروه دوم نیز شامل روزهای بارانی با بارش خفیف است که جمع بارش آنها نیز حدود ۱۰٪ بارش کل در طول دوره آماری است و در نهایت گروه دهم، شامل بارش‌های سنگین با تعداد روزهای بسیار کم‌تر است ولی باز هم جمع بارش حدود ۱۰٪ بارش کل در طول دوره آماری است. رویدادهای واقع در هر دهک (طبق تعریف) در حدود ۱۰٪ در بارش کل دوره آماری سهم دارند، ولی درصد سهم آنها سال به سال تغییر می‌کند. به این ترتیب برای هر ایستگاه مرز دهک‌های بارندگی روزانه براساس بارش کل سالانه و فصلی معین شد. سپس مقدار بارش کل فروریخته در هر دهک در هر سال یا فصل به دست آمد و به صورت درصدی از بارش سالانه یا فصلی محاسبه شد.

سال شامل دوره اول دسامبر تا ۳۰ نوامبر، فصل زمستان شامل ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه، فصل بهار شامل ماه‌های مارس، آوریل و مه، فصل تابستان شامل ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت و فصل پاییز شامل ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر در نظر گرفته شده است.

#### ۲-۴ آزمون‌های روندیابی

برای تعیین وجود روند در هر یک از سری‌های بارش کل، تعداد روزهای بارانی، و بارش‌های روزانه با شدت‌های گوناگون در هر ایستگاه و برای هر فصل و سال، از آزمون ناپارامتری من-کندال و برای تعیین اندازه روند از شیب

تغییر در بارش ناشی از روند بسامد تعداد روزهای بارانی  $b_e$  برابر است با:

$$b_e = \bar{P}_e(b_f) \quad (۲)$$

که در آن  $b_f$  مثلاً برحسب روز در سال و  $\bar{P}_e$  برحسب میلی‌متر در روز و  $b_e$  بر حسب میلی‌متر در سال است. اگر روندهای شدت بارش و تعداد روزهای بارانی همسو باشند، ممکن است باعث روند افزایشی یا کاهش‌ی بزرگی در بارش کل شوند. ولی اگر این دو کمیت تغییراتی مخالف یکدیگر داشته باشند روند بارش کل ممکن است بسیار جزئی یا صفر باشد. برای محاسبه روند ناشی از تغییر شدت بارندگی از رابطه زیر استفاده شده است:

$$b_i = b - b_e \quad (۳)$$

که در آن  $b$  روند بارش کل سالانه یا فصلی و  $b_i$  روند ناشی از تغییر شدت بارش در رویداد بارندگی است.

#### ۲-۳ دهک‌های بارش

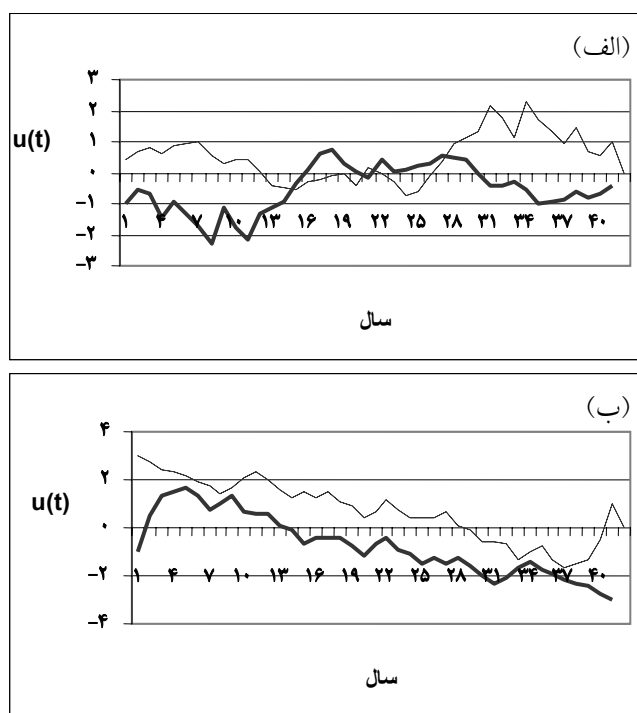
در این بخش روند تغییر تعداد روزهای بارانی به تفکیک شدت بررسی می‌شود. افزون بر این می‌بینیم که آیا شدت بارش در همه چندک‌های توزیع یا فقط در بعضی از آنها تغییر یافته است. اطلاعات در مورد این نوع تغییرات را می‌توان با به کار بردن روابط (۲) و (۳) به گروه‌های خاصی از چندک‌های توزیع بارندگی به دست آورد. برای این بررسی، توزیع بارندگی به ده دهک تقسیم می‌شود. برای هر ایستگاه این دهک‌ها براساس بارش سالانه و یا فصلی تعریف می‌شود. بنابراین باید روند هر یک از دهک‌های بارندگی سالانه یا فصلی، طی دوره آماری را حساب کرد.

برای تقسیم‌بندی بارش‌های سالانه یا فصلی به دهک‌ها می‌توان از دو روش متفاوت استفاده کرد. ابتدا روزهای بارانی دوره آماری را به ترتیب صعودی مرتب و

شده است. در روش اخیر علاوه بر تعیین وجود روند می‌توان زمان شروع آن را با استفاده از روش توالی مشخص کرد. در این روش دو سری مربوط به سنجه‌های تعریف شده محاسبه و در یک نمودار رسم می‌شوند. اگر این دو سری چند بار با یکدیگر نقطه مشترک (برخورد) داشته باشند (برای مثال شکل ۲-الف برای ایستگاه انزلی) این امر نشان‌دهنده نبود روند است. اگر روند معنی دار وجود داشته باشد، دو نمودار فقط یک نقطه برخورد دارند (برای مثال شکل ۲-ب). به طوری که در شکل ۲-ب مربوط به ایستگاه تبریز ملاحظه می‌شود، به نظر می‌رسد زمان شروع روند (نقطه تغییر) قبل از دوره آماری مورد بررسی است. در ضمن در این ایستگاه ضریب من-کندال بارش سالانه بسیار قابل توجه و در سطح ۹۹٪ معنی دار است.

خط برازش شده بر داده‌ها با روش حداقل مربعات استفاده شد.

آزمون‌های ناپارامتری به دلیل اینکه در آنها توزیع احتمال سنجه آزمون به شکل توزیع دیده‌بانی‌ها بستگی ندارد، عمومیت زیادی دارند. زیرا تحت تأثیر مقادیر غیر معمول و دور افتاده در داده‌ها قرار نمی‌گیرند و در نتیجه نسبت به خطاهای احتمالی در داده‌ها، مقاوم هستند (لانزنت، ۱۹۹۶). آزمون‌های همبستگی رتبه‌ای که عموماً در روندیابی به کار می‌روند، شامل روش ضریب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن (Spearman) و روش من-کندال (Mann-Kendall Tau) هستند. در این بررسی از روش من-کندال (اسنیرز، ۱۹۹۰) و همچنین روش گرافیکی بررسی گام به گام روند (اسنیرز، ۱۹۹۰) استفاده



شکل ۲. نمونه کاربرد بررسی گام به گام روند سالانه در انزلی (الف) و تبریز (ب). محور افقی سال و محور قائم سنجه‌های سری مربوطه را نشان می‌دهد.

## ۳ بحث نتایج

## ۱-۳ بارش کل و تعداد روزهای بارانی

در جدول ۱ مقدار روند تغییرات بارش کل سالانه  $b_i$ ، مقدار روند ناشی از تغییر تعداد روزهای بارانی  $b_e$  و ناشی از تغییر شدت بارش روزانه  $b_i$ ، (برحسب درصدی از میانگین بارش کل سالانه در طول دوره آماری) برای ۳۸ ایستگاه مورد بررسی، ارائه شده است. روند بارش کل سالانه در ۲ ایستگاه در سطح ۹۹٪، در ۵ ایستگاه در سطح ۹۵٪ و در ۱۰ ایستگاه در سطح ۹۰٪ معنی دار است. روند تغییر تعداد روزهای بارانی نیز در ۸ ایستگاه در سطح ۹۹٪، در ۱۱ ایستگاه در سطح ۹۵٪ و در ۲۱ ایستگاه در سطح ۹۰٪ معنی دار است. صرف نظر از علامت، این مقایسه نشان دهنده میزان قطعیت بیشتر روند تغییرات تعداد روزهای بارانی نسبت به روند بارش کل است.

در ایستگاه‌های هفت‌تپه، همدان، تله‌زنگ و بم، علامت ضریب من-کندال و علامت شیب خط برازش شده بر داده‌ها مخالف یکدیگرند که ممکن است به علت چگونگی پراکنش داده‌ها باشد، به این معنی که یک یا دو عدد غیرمعمول و دورافتاده در داده‌ها می‌تواند، باعث ایجاد خطا در ضریب همبستگی خطی بین داده‌ها شود.

ولی این عامل نمی‌تواند در ضریب همبستگی رتبه‌ای داده‌ها (ضریب من-کندال) ایجاد خطا کند. ذکر این نکته ضروری است که ضریب من-کندال در هیچ کدام از ایستگاه‌های بالا، حتی در سطح ۹۰٪، نیز معنی دار نیست، به طوری که ضریب من-کندال سه ایستگاه اول (هفت‌تپه، همدان و تله‌زنگ) کمتر از ۰/۱ و ایستگاه بم کم‌تر از ۰/۴ است. از طرفی روند تغییرات در هفت‌تپه، همدان و تله‌زنگ کمتر از ۳/۵ درصد بارش میانگین سالانه است.

از نتایج ارائه شده در جدول ۱، ملاحظه می‌شود که در پاره‌ای از ایستگاه‌ها، مانند آبادان، روند بارش افزایشی است که قسمت عمده آن ناشی از افزایش تعداد روزهای بارانی است. در بعضی ایستگاه‌ها مانند اهواز، بارش کل و تعداد روزهای بارانی، روند افزایشی و شدت بارش روزانه روند کاهشی، نشان می‌دهد. در برخی دیگر از ایستگاه‌ها مانند انزلی، بارش کل دارای روند کاهشی است ولی چون روند ناشی از تعداد روزهای بارانی افزایشی است، شدت بارش روزانه روند کاهشی با قدر مطلق بزرگ‌تر از بارش کل را نشان می‌دهد. سطح معنی دار بودن روندهای سالانه و فصلی نیز در جدول ۲ مشخص شده است.

جدول ۱. روند بارش سالانه برحسب درصدی از میانگین بارش طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱.

ایستگاه	روند بارش کل (b)	روند ناشی از تغییر فراوانی (b <sub>e</sub> )	روند ناشی از تغییر شدت بارش (b <sub>i</sub> )
	برحسب درصد	برحسب درصد	برحسب درصد
آبادان	* ۳۶/۴	* ۲۵/۸	۱۰/۶
اراک	** -۳۳/۹	۱۱/۳	-۴۵/۲
ارومیه	-۲۴/۰	-۳/۴	-۲۰/۶
اصفهان	۳۰/۷	* ۲۵/۷	۵/۰
امام قیس	۱۱/۰	* ۲۳/۰	-۱۱/۹
انزلی	-۵/۲	۶/۰	-۱۱/۲
اهواز	۲۵/۴	*** ۶۱/۰	-۳۵/۶
بابلسر	* ۱۴/۸	* ۱۴/۱	۰/۷
بار نیشابور	-۱/۵	۸/۰	-۹/۵
بم	# -۳/۴	# ۵/۱	-۸/۴
بندرعباس	* ۶۲/۳	*** ۶۱/۵	۰/۹

ادامه جدول ۱

۱۸/۰	** ۴۰/۹	** ۵۸/۹	بوشهر
-۲۱/۰	* ۲۳/۱	۲/۱	بیرجند
-۳۷/۴	-۱۰/۱	*** -۴۷/۴	تبریز
-۸/۵	* ۲۳/۵	۱۵/۰	تربت حیدریه
۰/۳	# -۰/۶	# -۰/۳	تله زنگ
-۸/۱	* ۲۱/۵	۱۳/۴	تهران
۴/۲	-۸/۰	-۳/۸	خرم آباد
۱/۱	*** -۳۱/۹	** -۳۰/۸	خوی
-۵/۷	-۲/۴	-۸/۱	رامسر
-۷/۵	* ۱۳/۵	۶/۰	رشت
-۲۴/۶	۴/۲	* -۲۰/۳	زاغه
-۲۴/۶	۴/۲	* -۳۳/۰	زاهدان
-۳۴/۰	۱۶/۲	-۱۷/۸	زنجان
-۱۵/۹	*** ۴۰/۳	۲۴/۴	سبزوار
۶/۰	** -۲۰/۹	-۱۴/۹	سنندج
۶/۵	۹/۴	۱۵/۸	شاهرود
-۴۶/۶	*** ۴۳/۸	-۲/۸	شهرکرد
۱/۲	* ۲۸/۵	۲۹/۷	شیراز
۱۶/۳	# -۳/۵	۱۲/۹	قزوین
-۳۲/۳	۱۹/۶	-۱۲/۷	کرمان
-۲۷/۳	۱۴/۳	-۱۳/۰	کرمانشاه
-۳۳/۴	۶/۷	*** -۲۶/۷	گرگان
-۹/۲	** ۲۱/۴	۱۲/۲	مشهد
-۱۱/۰	*** ۵۱/۶	۴۰/۶	مشیران
-۳۹/۵	*** ۳۹/۶	# ۰/۲	هفت تپه
-۱۵/۶	* ۱۸/۱	# ۲/۵	همدان
-۲۶/۹	*** ۴۶/۷	۱۹/۸	یزد

\*\*\* ۹۹٪ معنی دار، \*\* ۹۵٪ معنی دار، \* ۹۰٪ معنی دار.

# علامت ضریب من-کندال از علامت روند حاصل از روش حداقل مربعات متفاوت است.

جدول ۲. تعداد ایستگاه‌هایی (برحسب درصد) که روند بارش کل یا تعداد روزهای بارانی آنها معنی دار است.

درصد ایستگاه‌ها با روند معنی دار در سطح ۹۰٪		درصد ایستگاه‌ها با روند معنی دار در سطح ۹۵٪		درصد ایستگاه‌ها با روند معنی دار در سطح ۹۹٪		
تعداد روزهای بارانی	بارش کل	تعداد روزهای بارانی	بارش کل	تعداد روزهای بارانی	بارش کل	
۵۵/۳	۲۶/۳	۲۹	۱۳/۲	۲۱/۱	۵/۳	سالانه
۴۴/۷	۲۶/۳	۲۶/۳	۱۵/۸	۱۵/۸	۲/۶	زمستان
۲۱/۱	۱۸/۴	۵/۳	۱۰/۵	۲/۶	۷/۹	بهار
۲۱/۱	۲۱/۱	۱۵/۸	۱۰/۵	۲/۶	۵/۳	تابستان
۲۳/۷	۱۰/۵	۱۰/۵	۷/۹	۰	۰	پاییز



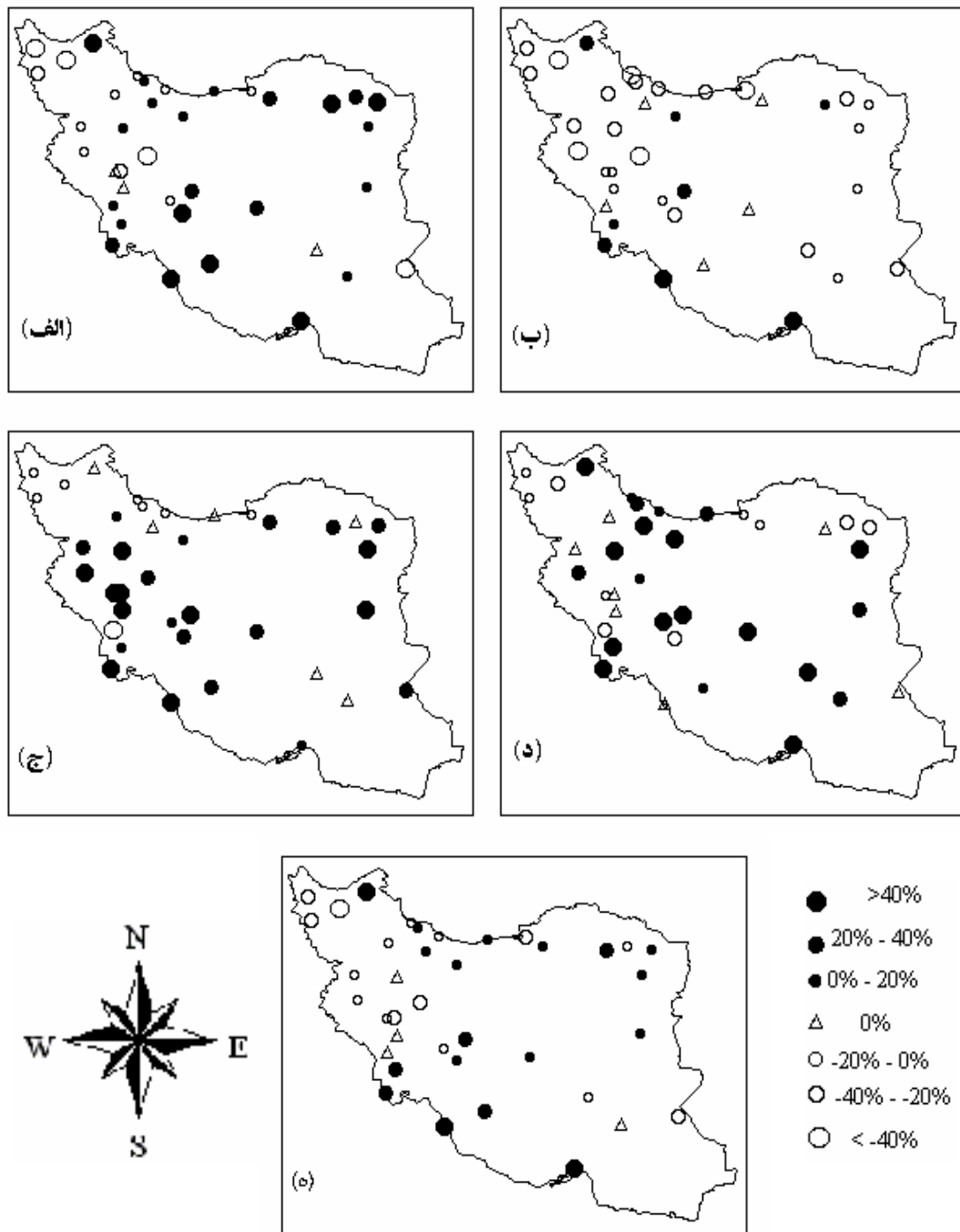
فصلی و سالانه است.

شکل ۴، روند ناشی از تغییرات تعداد روزهای بارانی را برحسب درصدی از میانگین بارش سالانه و فصلی طی دوره آماری برای ایستگاه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد. به طوری که ملاحظه می‌شود، روند افزایشی تعداد روزهای بارانی سالانه و فصلی، غیر از بهار، کاملاً چشم‌گیر است و فقط در شمار اندکی از ایستگاه‌های موجود در منطقه شمال غرب، روند کاهشی بسیار ضعیف وجود دارد. برعکس، در فصل بهار (شکل ۴-ب) در اغلب ایستگاه‌ها، تعداد روزهای بارانی روند کاهشی دارد. اما بازهم در مناطق جنوب و جنوب غرب این روند افزایشی است. با مقایسه این نمودار و نمودار مربوط به بارش کل در فصل بهار در شکل (۳-ب) وابستگی روند بارش کل به روند تعداد روزهای بارانی در این فصل آشکار می‌شود. همان‌طور که پیشتر ذکر شد، غیر از ایستگاه‌های واقع در نوار ساحلی دریای خزر، نتایج مربوط به سایر ایستگاه‌ها در فصل تابستان قابل اعتماد نیست. همچنین نتایج مربوط به فصل پاییز (شکل ۴-د) نیز در ایستگاه‌های جنوب، جنوب غرب و مرکزی، به دلیل کوتاه بودن دوره آماری و خشک بودن این فصل، چندان قابل اعتماد نیست.

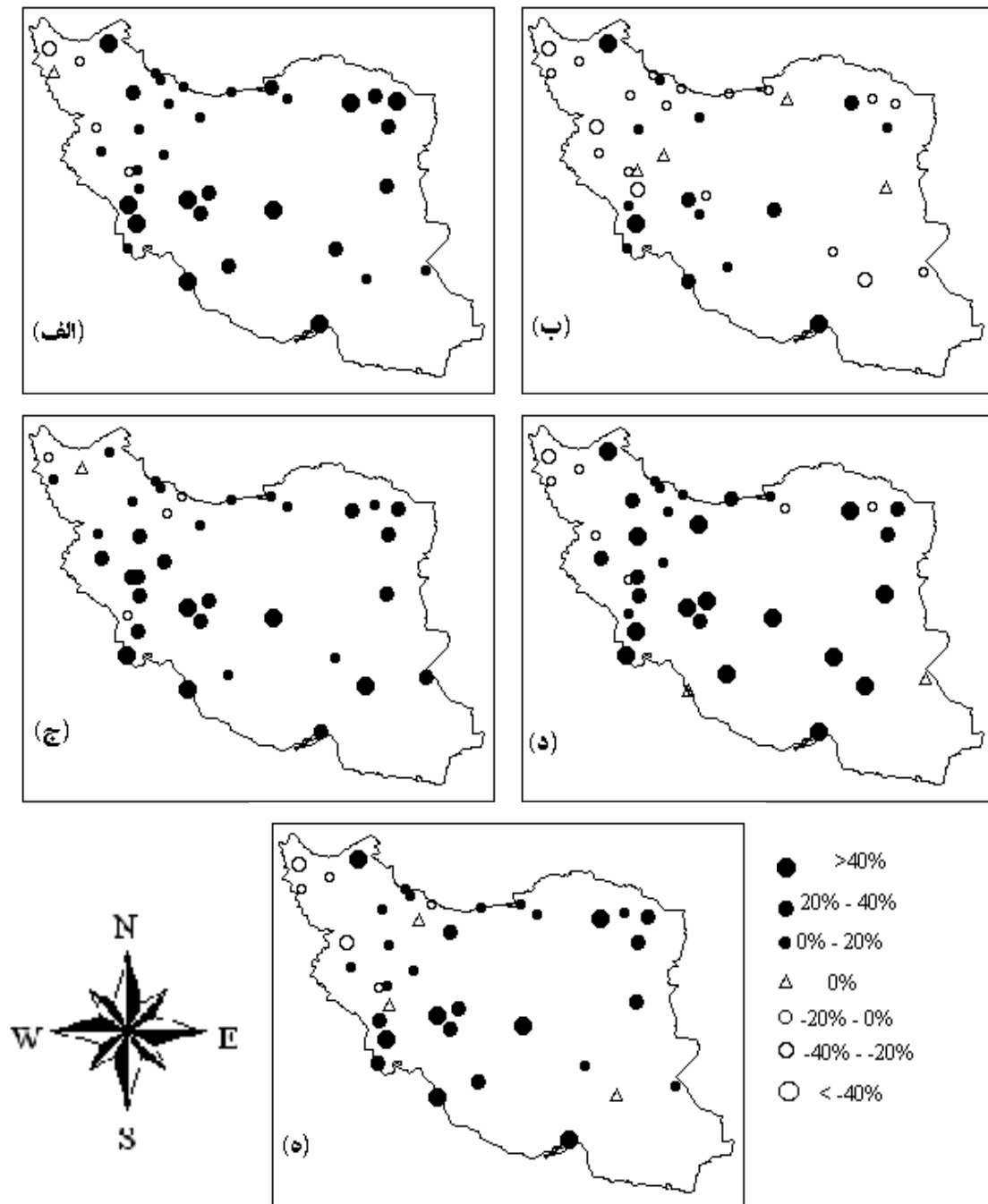
شکل ۵ روند ناشی از تغییرات میانگین شدت بارش روزانه را برحسب درصدی از میانگین بارش سالانه و فصلی نشان می‌دهد. آن‌گونه که در نمودارها ملاحظه می‌شود، شدت بارش روزانه فصلی و سالانه، در اغلب ایستگاه‌ها، روند کاهشی قابل ملاحظه‌ای دارد و فقط در معدودی از ایستگاه‌های واقع در نوار ساحلی دریای خزر، در فصل پاییز (شکل ۵-د) در میانگین شدت بارش روزانه، روند افزایشی ضعیفی دیده می‌شود. در فصل تابستان (شکل ۵-ج) نیز کم‌اکان روند کاهشی شدت بارش روزانه ملاحظه می‌شود، ولی پاره‌ای از ایستگاه‌های منطقه غرب و شمال شرق، روند افزایشی نسبتاً ضعیفی را نشان می‌دهند.

مقدار روند تغییرات بارش کل، روند ناشی از تغییر تعداد روزهای بارانی و ناشی از تغییر شدت بارش روزانه فصلی برای ایستگاه‌های مورد بررسی نیز محاسبه و نتایج در شکل‌های ۳ تا ۵ نمایش داده شده است.

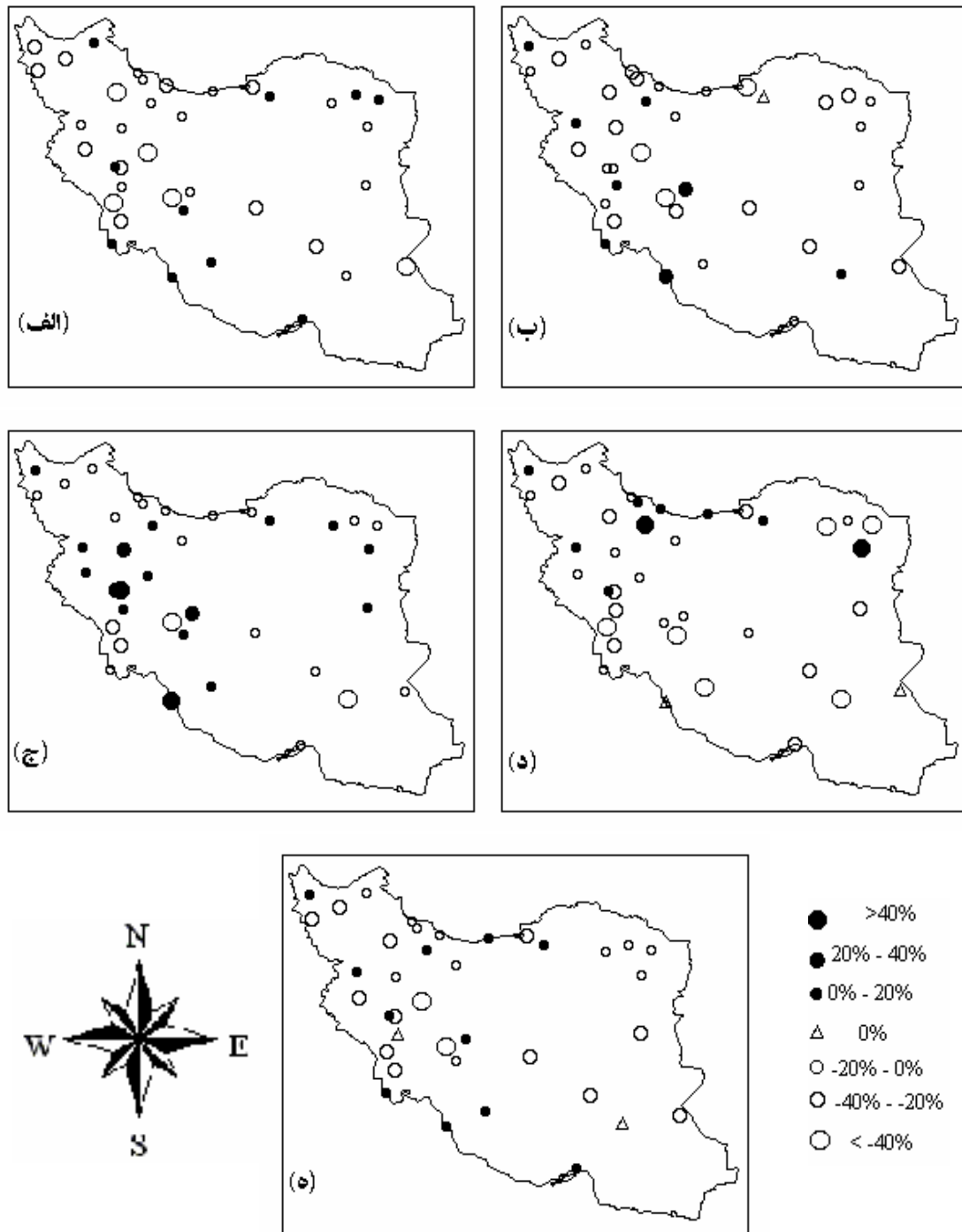
شکل ۳ روند بارش کل سالانه و فصل‌های زمستان، بهار، پاییز و تابستان را در ایستگاه‌های مورد بررسی در ایران نشان می‌دهد. علامت‌های بزرگ‌تر مربوط به روندهایی با قدر مطلق بزرگ‌تر است. این شکل نشان می‌دهد که توزیع مکانی روند بارش سالانه بسیار شبیه روند بارش زمستانی (شکل ۳-الف) است. این نتایج سهم چیره بارش زمستانی را در بارش سالانه نشان می‌دهد. نکته بارز شکل ۳، کاهش بارش کل بهاری (شکل ۳-ب) در اغلب مناطق کشور از جمله همه ایستگاه‌های حاشیه دریای خزر است. نمای کلی نمودار مربوط به فصل تابستان (شکل ۳-ج) نشان‌دهنده روند افزایشی در اغلب ایستگاه‌های کشور، به جز سه ایستگاه موجود در شمال شرق و ایستگاه‌های واقع در نوار ساحلی دریای خزر است. اما همان‌طور که پیشتر اشاره شد، در اغلب مناطق ایران (غیر از نوار ساحلی دریای خزر) نقش بارش تابستانی در بارش کل سالانه قابل چشم‌پوشی است. افزون بر این، به دلیل تعداد اندک روزهای بارانی این فصل، برای ارائه نتایج معتبر به دوره آماری بسیار طولانی‌تر از دوره آماری در نظر گرفته شده احتیاج است. در فصل پاییز (شکل ۳-د) روند کاهشی بارش کل در ایستگاه‌های شمال غرب و شمال شرق و روند افزایشی در اغلب ایستگاه‌های نوار ساحلی خزر و نواحی جنوبی و مرکزی کشور به چشم می‌خورد. با مقایسه نمودارهای موجود در شکل ۳ ملاحظه می‌شود که روند بارش کل در همه فصل‌ها و سال (شکل ۳-ه) در ایستگاه‌های شمال غرب، کاهشی و در ایستگاه‌های جنوب، افزایشی است. ولی در اغلب ایستگاه‌های دیگر تغییرپذیری الگوی تغییرات درون فصلی، نشان‌دهنده نبود روند موازی



شکل ۳. نمایش روند بارش سالانه و فصلی در ایستگاه‌های مورد بررسی، طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱. (الف) فصل زمستان، (ب) فصل بهار، (ج) فصل تابستان، (د) فصل پاییز، و (هـ) مربوط به بارش سالانه است. درصدها برای فصل تابستان در عدد چهار ضرب شده‌اند.



شکل ۴. نمایش روند تعداد روزهای بارانی سالانه و فصلی در ایستگاه‌های مورد بررسی، طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱. (الف) فصل زمستان، (ب) فصل بهار، (ج) فصل تابستان، (د) فصل پاییز، و (هـ) مربوط به تعداد روزهای بارانی سالانه است. درصدها برای فصل تابستان در عدد چهار ضرب شده‌اند.



شکل ۵. نمایش روند شدت بارش روزانه در سال و فصل در ایستگاه‌های مورد بررسی، طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱. (الف) فصل زمستان، (ب) فصل بهار، (ج) فصل تابستان، (د) فصل پاییز، و (ه) مربوط به سال است. درصدها برای فصل تابستان در عدد چهار ضرب شده‌اند.

سودان) ایجاد می‌شود (ایزدنگهدار، ۱۳۷۰). شاید یکی از دلایل روند افزایشی بارش‌های منطقه جنوب و جنوب غرب ایران افزایش تعداد این سامانه‌ها یا مرطوب‌تر شدن آنها و یا حرکت کند آنها از روی ایران باشد؛ که بررسی درستی آن به مطالعه تفصیلی همدیدی نیاز دارد. به طوری که ملاحظه می‌شود، چون منشأ بارش در اغلب مناطق ایران، پدیده‌های بزرگ‌مقیاس است، در نتیجه، عوامل بسیار متعددی ممکن است در تغییرات آنها دخیل باشند.

### ۲-۳ روند بارش با شدت‌های گوناگون

با آن‌که بررسی‌های مربوط به روند بارش کل سالانه و فصلی، گرچه کاربردهای زیادی دارد، اطلاعاتی در مورد تغییرات شدت بارش، به ویژه بارش‌های سنگین که می‌تواند منجر به بروز سیل شود، به دست نمی‌دهد. به منظور دستیابی به اطلاعاتی در مورد چگونگی تغییرات بارش با شدت‌های متفاوت، از خفیف تا متوسط و سنگین، در اینجا روند تغییر تعداد روزهای بارانی، به تفکیک شدت، بررسی شده است. برای بررسی تغییرات بارش با شدت‌های متفاوت سبک تا متوسط و سنگین در هر ایستگاه، ابتدا مرز دهک‌های بارش روزانه براساس بارش کل سالانه و فصلی معین شد. سپس مقدار بارش کل فروریخته در هر دهک در هر سال یا فصل به دست آمده و به صورت درصدی از بارش سالانه یا فصلی محاسبه شد. به این ترتیب، سری بارش برحسب درصدی از بارش سالانه یا فصلی برای هر دهک طی دوره آماری، به دست آمد. در این سری‌ها با استفاده از روش من-کندال، وجود روند در هر یک از دهک‌ها آزمون شد. همچنین با استفاده از روش حداقل مربعات، مقدار روند هر یک از دهک‌ها طی دوره آماری در هر ایستگاه، به دست آمد. شکل‌های ۶ تا ۹، نمونه‌وار، نتایج این بررسی را برای چند ایستگاه به دست می‌دهند. به طور کلی نمودارها را می‌توان به چند دسته تقسیم کرد:

هنگامی که در یک منطقه معین، علامت روند یک ایستگاه با ایستگاه‌های اطراف متفاوت است، بیشترین احتمال می‌تواند به تغییرات عوامل محلی مربوط باشد. مثلاً در منطقه شمال غرب که اغلب ایستگاه‌ها، روند منفی (بارش کل سالانه و فصلی) دارند، ایستگاه مشیران روند مثبت را نشان می‌دهد. در این حالت به نظر می‌رسد که تغییر در شرایط محلی ایستگاه، مهم‌ترین علت باشد. این تغییرات ممکن است ناشی از تغییر شرایط خرداقليمی در اطراف ایستگاه باشد و به طور ناگهانی اتفاق افتد. مثلاً ایستگاه تغییر مکان یابد، پل یا سدی در اطراف آن احداث شود، دستگاه اندازه‌گیری یا دیده‌بان یا نوع ایستگاه تعویض شود. از طرفی ممکن است این تغییرات به صورت تدریجی باشد، مثلاً رشد درختان یا احداث تدریجی ساختمان در اطراف ایستگاه یا به طور کلی تغییر تدریجی محیط اطراف ایستگاه، عامل این امر باشد. برای تشخیص میزان روند واقعی، باید عوامل زیادی از این قبیل را بررسی کرد. این کار با مطالعه تفصیلی شناسه داده (meta data) کاملاً دقیق و ترجیحاً مکتوب ایستگاه، میسر است.

قبل از هر بررسی درباره تغییرات الگوی بارش ابتدا باید منشأ بارش منطقه را بررسی کرد. در پاره‌ای از ایستگاه‌ها، منشأ بارش، عوامل محلی و میان‌مقیاس است، ولی در اغلب ایستگاه‌ها بارش ناشی از عبور سامانه‌های بزرگ‌مقیاسی است که از ایران عبور می‌کنند. از عوامل اصلی بارش‌های غرب، شمال غرب، نواحی مرکزی، شرق و شمال شرق، سامانه‌های کم‌فشار مدیترانه‌ای است (ایزدنگهدار، ۱۳۷۰). احتمالاً علت روند کاهشی مناطق غرب و شمال غرب و روند افزایشی مناطق مرکزی، شرق و شمال شرق را می‌توان در تغییرات این سامانه‌ها جستجو کرد. یکی از سامانه‌های عامل بارش، به خصوص در جنوب و جنوب غرب ایران، کم‌فشاری است که معمولاً در ناحیه پشت به باد سلسله جبال غرب عربستان در قسمت غرب دریای سرخ و معمولاً بین سودان و مصر (کم‌فشار

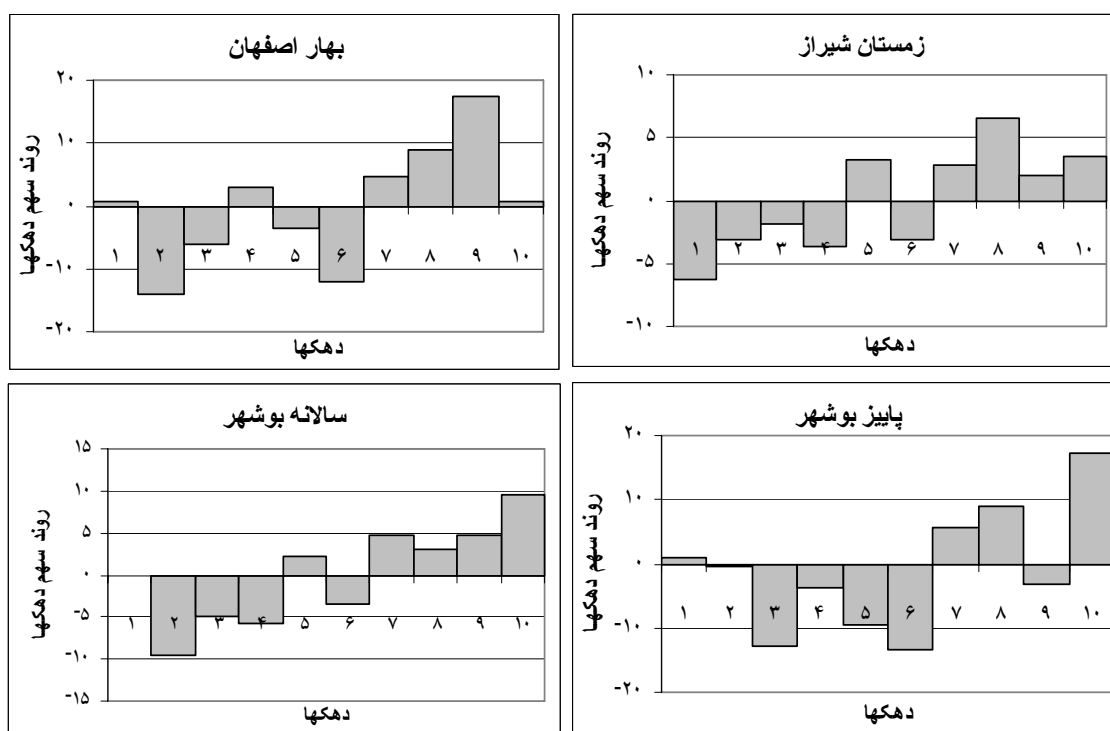
ملاحظه می‌شود که بیانگر کاهش بارش‌های سنگین و افزایش بارش‌های سبک است (شکل ۷). در واقع هر یک از نمودارهای یادشده، نشان‌دهنده تأثیر بارش‌های سنگین بر بارش کل ایستگاه‌هایی نظیر ایستگاه‌های بالا است.

ج- در پاره‌ای از نمودارها مانند زمستان خوی، بهار کرمانشاه، تابستان قزوین و پاییز شیراز، روند دهک‌های متفاوت، نامنظم است (شکل ۸).

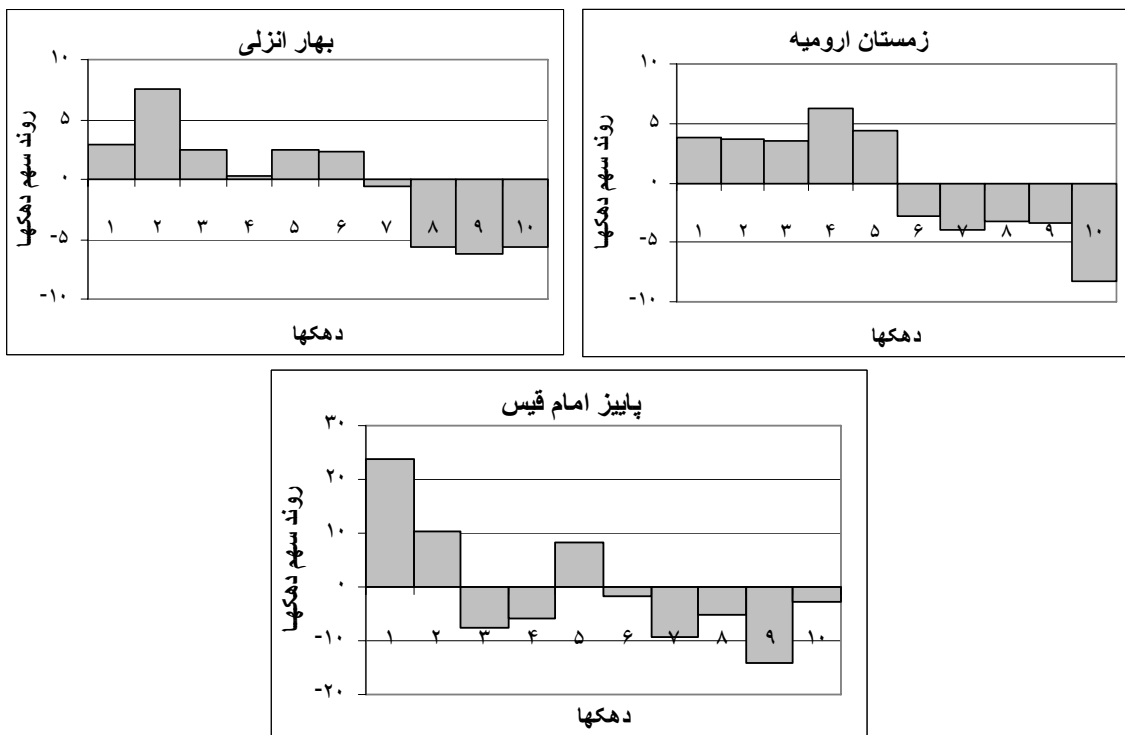
د- در بعضی ایستگاه‌ها مانند تابستان امام قیس، پاییز هفت تپه و کرمان و سالانه مشیران، در اغلب دهک‌ها، روند یکسان و طبعاً موازی با روند بارش فصلی و یا سالانه است (شکل ۹).

الف- در بعضی نمودارها مانند زمستان شیراز، بهار اصفهان، پاییز و سالانه بوشهر که در آنها روند بارش سالانه و یا فصل مربوطه قوی، مثبت و معنی‌دار است، تمایلی از روند کاهشی دهک‌های اولیه به روند افزایشی دهک‌های آخر ملاحظه می‌شود که نشان‌دهنده کاهش بارش‌های خفیف و افزایش بارش‌های سنگین در این ایستگاه‌ها است (شکل ۶).

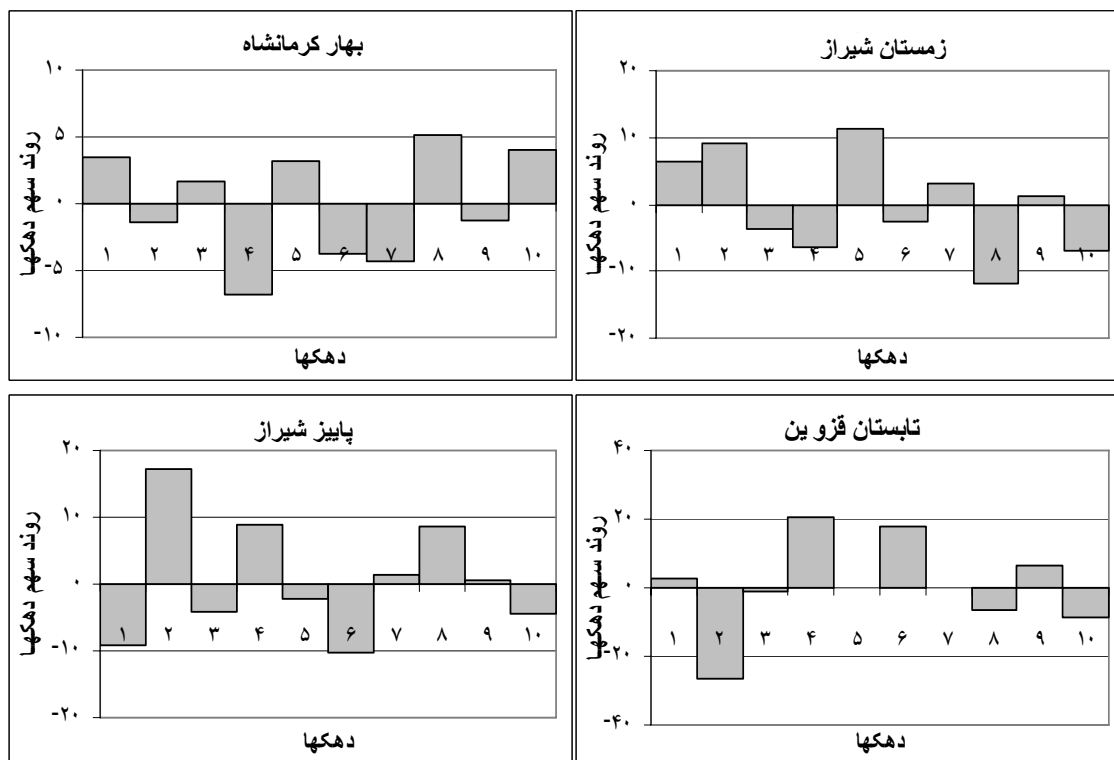
ب- در بعضی نمودارها مانند زمستان ارومیه، بهار انزلی و پاییز امام قیس که روند بارش فصل مربوطه قوی، منفی و معنی‌دار است، سیر نزولی از روند مثبت در دهک‌های اول به روند منفی در دهک‌های آخر



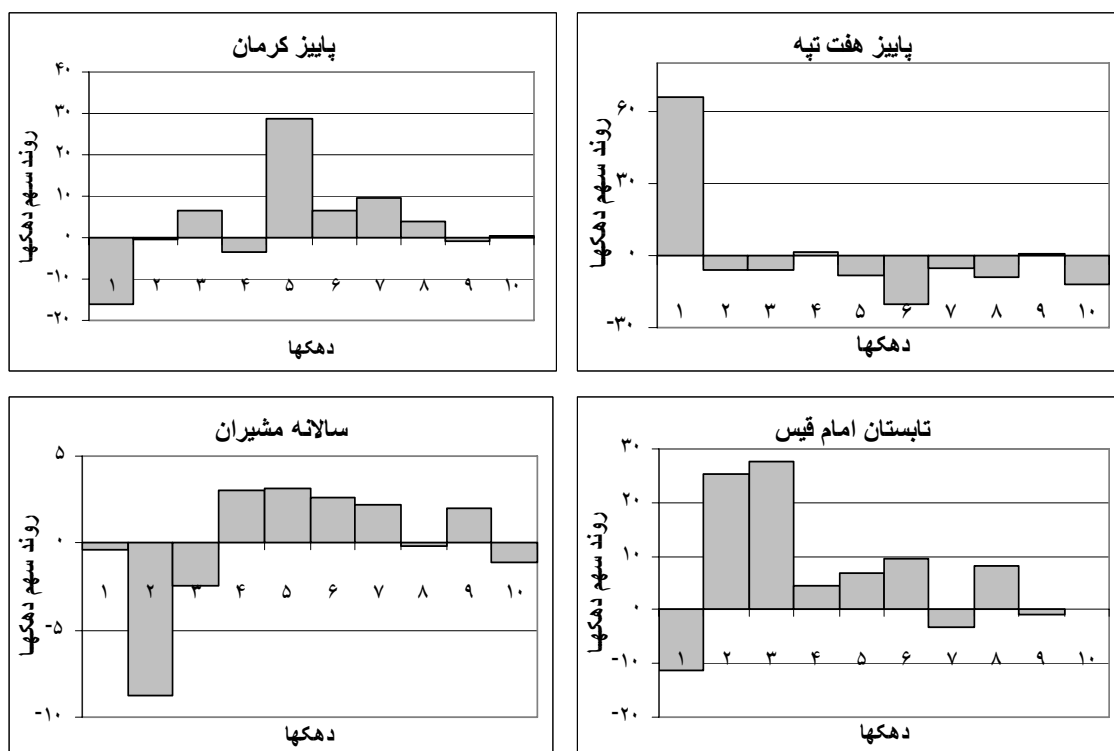
شکل ۶. روند سهم دهک‌های بارندگی برای ایستگاه‌های نوع الف.



شکل ۷. روند سهم دهکهای بارندگی برای ایستگاههای نوع ب.



شکل ۸. روند سهم دهکهای بارندگی برای ایستگاههای نوع ج.



شکل ۹. روند سهم دهکهای بارندگی ایستگاههای نوع د.

#### ۴ نتیجه گیری

مهم ترین نتایج بررسی روند بارش در ۳۸ ایستگاه موجود، طی دوره آماری ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱ را می توان به صورت زیر خلاصه کرد:

- ۱- روند بارش کل سالانه در مناطق جنوب و جنوب غرب، مرکزی، شرق و شمال شرق مثبت (در ۱۸ ایستگاه) و در مناطق غرب و شمال غرب، شمال و جنوب شرق (در ۱۶ ایستگاه) منفی است. روند در ۱۰ ایستگاه حداقل در سطح اعتماد ۹۰٪ معنی دار است.
- ۲- تعداد روزهای بارانی سالانه در بیشتر مناطق کشور (۲۹ ایستگاه از ۳۸ ایستگاه) روند افزایشی دارد که در ۲۱ ایستگاه در سطح ۹۰٪ به بالا معنی دار است.
- ۳- شدت بارش در اغلب مناطق (۲۸ ایستگاه) دارای روند کاهش می باشد.

۴- روندهای مربوط به فصل زمستان بسیار شبیه روندهای سالانه است که نشان دهنده سهم عمده بارش زمستانی در بارش سالانه است.

۵- روند بارش کل فصل بهار در اکثر مناطق (غیر از مناطق مرکزی و جنوب و جنوب غرب) کاهش می باشد که در منطقه شمال در سطح ۹۹٪ معنی دار است. در اکثر مناطق، شدت بارش روزانه نیز دارای روند کاهش می باشد.

۶- روند بارش کل فصل پاییز در اکثر مناطق افزایشی است که این امر ناشی از افزایش شدید تعداد روزهای بارانی است، زیرا در اغلب مناطق، شدت بارش روزانه روند منفی دارد.

۷- در اغلب ایستگاهها روند دهکهای بارندگی نامنظم است.



- Burn, D. H., and Haj Alnur, M. A., 2002, Detection of hydrologic trends and variability, *J. Hydrol.*, **255**, 107-122.
- Englehart, P. J., and Douglas, A.V., 1985, A statistical analysis of precipitation frequency in the conterminous United States include a comparison with precipitation totals, *J. Climate*, **24**, 350-362.
- Gong, D. Y., Shi, P. J., and Wang, J. A., 2004, Daily precipitation changes in the semi arid region over northern China, *J. Arid Environ.*, **59**, 771-784.
- Houghton, J. T., Mira Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg, A., and Maskell, K. (eds), 1996, *Climate Change 1995, The science of climate change*, Cambridge University press, UK., 572.
- Karl, T. R., Knight, R. W., 1998, Secular trends of precipitation amount, frequency and intensity in the United States, *B. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 231-241.
- Karl T. R., Knight, R. W., Plummer, N., 1995, Trends in high frequency climate variability in the twentieth century, *Nature*, **377**, 217-220.
- Lanzante, J. R., 1996, Resistant, robust and nonparametric techniques for the analysis of climate data: theory and examples including applications to historical radiosond station data, *Int. J. Climatol.*, **16**, 1197-1226.
- Masman, V., Castro, A., Fraile, R., Dessens, J. D., Sanchez, J. L., 2004, Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of main land Spain, *Atmos. Res.*, **70**, 43-53.
- Office of Technology Assessment, 1993, *Preparing for an uncertain climate, Technology assessment OTA-0-568*, United States Congress.
- Osborn, Ty., Hulme, M., Joes, P. D., Basnet, T. A., 2000, Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation, *Int. J. Climatol.*, **20**, 347-364.
- Ramos, M. C., 2001, Rainfall distribution patterns and their change over time in a Mediterranean area, *Theo. Appl. Climatol.*, **69**, 163-170.
- Semenov, V. A., and Bengtsson, L., 2002, Secular trends in daily precipitation characteristics green house gas simulation with a coupled AOGCM, *Clim. Dynam.*, **19**, 123-140.
- Sneyers, R., 1990, On the statistical analysis of series of observation WMO, Technical Note N. 143, Geneva.
- Thom, HCS., 1947, A note on the Gamma distribution. Statistical Laboratory, Iowa State College (unpubl. Manuscript).

- ۸- در پاره‌ای از ایستگاه‌ها (برای مثال، سالانه ایستگاه بوشهر) سیر صعودی از روند کاهش در بارش‌های خفیف به سمت روند افزایشی بارش‌های سنگین ملاحظه می‌شود که با روند افزایشی قوی و اغلب معنی‌دار بارش کل سالانه یا فصلی مطابقت دارد.
- ۹- در بعضی ایستگاه‌ها (برای مثال، بهار ایستگاه انزلی) سیر نزولی از روند افزایشی در بارش‌های خفیف به سمت روند کاهش در بارش‌های سنگین دیده می‌شود که با روند کاهش قوی و غالباً معنی‌دار بارش کل سالانه یا فصلی هماهنگی دارد.

#### منابع

- ایزدنگهدار، ز.، ۱۳۷۰، بررسی سینوپتیکی بعضی از سیستم‌های مدیترانه‌ای مخصوص و اثرات آن بر روی ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- خلیلی، ع. و بذرافشان ج.، ۱۳۸۳، تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های سالانه، فصلی و ماهانه پنج ایستگاه قدیمی ایران در ۱۱۶ سال گذشته، بیابان، ۹، شماره ۱، صفحات ۳۳-۲۵.
- خلیلی، ع.، حجام، س. و ایران‌نژاد، پ.، ۱۳۷۰، طرح جامع آب کشور، شناخت اقلیمی ایران، جلد چهارم تقسیمات آب و هوا.
- رحیم‌زاده، ف.، ۱۳۸۴، بررسی تغییرات مقادیر حدی بارش در ایران، نیوار، پاییز و زمستان ۸۴ شماره ۵۸ و ۵۹، صفحات ۲۰-۷.
- کنترایی بروجردی، پ. س.، ۱۳۸۴، بررسی روند بارش در ایران طی دوره ۱۹۶۰ الی ۲۰۰۱، رساله دکترای هواشناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- گزارش پژوهشکده هواشناسی، ۱۳۸۱، گزارش نهایی پروژه آشکارسازی تغییر اقلیم در ایران، سازمان هواشناسی ایران.