

استخراج معادلات منطقه‌ای مقدار - مدت - فراوانی بارش با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی (مطالعه موردی: استان‌های خراسان)

بیژن قهرمان^{۱*}، حمیرا شامکوئیان^۲ و کامران داوری^۳

چکیده

تعیین معادلات مقدار-مدت-فراوانی بارندگی گامی مهم در علم هیدرولوژی بوده که به منظور تخمین رگبارهای طرح در بسیاری از پروژه‌های مهندسی و طراحی سازه‌های آبی به کار می‌رسند، به طوری که بتوان برآورد قابل قبولی از بارش‌های مورد نظر جهت طراحی پروژه‌های آبی فراهم آورد. همواره کمبود ایستگاه‌های اندازه گیری، کوتاه بودن طول دوره آماری، وجود داده‌های پرت و غیر قابل اطمینان، مهترین مشکلات موجود برای نیل به این هدف بوده است. در این مطالعه به منظور رفع مشکلات مذکور، از تحلیل منطقه‌ای بارش‌های کوتاه مدت بر اساس تئوری گشتاورهای خطی استفاده شده است. به طوریکه در این تحلیل به جای استفاده از آمار یک ایستگاه، آمار و ویژگی‌های مجموعه‌ای از ایستگاه‌های هم‌رفتار مورد مطالعه قرار می‌گیرد. در تمامی مراحل تحلیل منطقه‌ای از جمله تعیین نواحی همگن و هم‌رفتار، برازش و برآورد پارامترهای تابع توزیع مناسب در هر ناحیه همگن و تعیین معادلات مقدار-مدت-فراوانی بارش‌های خطی استفاده شده است. بر این اساس ۲۴ ایستگاه باران سنج ثبات با طول دوره آماری ۸ تا ۲۴ سال واقع در استان‌های خراسان (تحت نظارت وزارت نیرو) با استفاده از تحلیل خوشای و بر اساس ویژگی‌هایی از جمله باران متوسط سالانه، طول و عرض به دو ناحیه تقسیم شده، به طوریکه در ناحیه A، ۱۶ ایستگاه و در ناحیه B، ۸ ایستگاه شده است. همگنی نواحی مذکور با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی ارزیابی و مورد تأیید قرار گرفت. پارامترهای تابع توزیع GEV در هر ایستگاه برآورد شد و معادلات مقدار-مدت و مقدار-فراوانی ناحیه‌ای به دست آمد. معادلات مذکور ترکیب شدند و در نتیجه روابط ناحیه‌ای مقدار-مدت-فراوانی در نواحی دو گانه حاصل گردید. معادلات نهایی مذکور تابعی از مدت، فراوانی، $R_{60\text{ min}}^{10\text{ yr}}$ و MAP منطقه مورد نظر بوده و با حداقل خطای $\pm 19\%$ در نواحی دو گانه قادر به برآورد مقدار بارش در مدت ۵ تا ۱۰۰ دقیقه و فراوانی ۲ تا ۱۰۰ سال می‌باشند. تفاوت نتایج با تحلیل‌های نقطه‌ای با تابع توزیع احتمال گامبل چشمگیر نبود.

واژه‌های کلیدی: گشتاورهای خطی، روابط ناحیه‌ای مقدار - مدت - فراوانی بارندگی، خراسان

مقدمه

جهت پیش‌بینی احتمالات آینده، تعیین ریسک و بالا بردن راندمان طراحی مورد استفاده قرار گرفته و به عنوان یک مفهوم کلیدی در طراحی سازه‌های هیدرولیکی مطرح می‌شوند (Smithers and Schulze, 2000). مدت باران طرح که جهت محاسبه سیلاب طرح مورد نیاز است، از ۵ دقیقه در حوضه‌های آبریز شهری با واکنش هیدرولوژی بالا، تا چندین روز در مطالعات سیلاب منطقه‌ای تغییر می‌کند.

یکی از مسائل مورد نیاز در تحلیل فراوانی، طولانی بودن دوره آماری داده‌های منطقه‌ای است. در حالیکه در اغلب موارد آمار و اطلاعات ناحیه مورد مطالعه در اختیار محقق نبوده و یا در صورت وجود از طول دوره آماری کافی برخوردار نمی‌باشد. در این‌گونه موارد می‌توان از مناطق مشابه و نزدیک (از نقطه نظر هیدرولوژی) استفاده نمود. این نگرش تحت عنوان تحلیل فراوانی منطقه‌ای مطرح می‌شود که در آن از داده‌های چندین ایستگاه مشابه به منظور تخمین توابع توزیع فراوانی داده‌های مشاهده‌ای در هر ایستگاه استفاده می‌شود

تعیین شدت بارندگی در احتمالات و یا دوره‌های بازگشت‌های مختلف، در بسیاری از مدل‌های هیدرولوژی و فرایندهای محاسبات کمی و کیفی آب مورد نیاز می‌باشد. به عنوان مثال مهندسین و هیدرولوژیست‌ها به منظور طراحی سازه‌های هیدرولیکی (پل‌ها، آبراهه‌های زیر گذر جاده‌ای، بندها و سیستم‌های زهکشی)، نیازمند محاسبه فراوانی و اندازه باران‌های حدی و در نتیجه تولید هیدرولوگراف‌های سیل می‌باشند. بنابراین روابط DDF و یا مقدار-مدت-فراوانی که بر اساس آمار ثبت شده بارندگی استخراج می‌شوند،

۱- به ترتیب استاد و دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- نویسنده مسئول: (Email: bijangh@ um.ac.ir)

۳- کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، شرکت سهامی آب منطقه‌ای خراسان رضوی

انتخاب ویژگی‌های مکانی مذکور و همچنین اجرای فرایند منطقه‌بندی با استفاده از تحلیل خوش‌های صورت می‌گیرد. روش‌های تحلیل خوش‌های در دو بخش کلی سلسه مراتبی و غیر سلسه مراتبی مطرح می‌شود (نیرومند، ۱۳۷۸). در این تحلیل به منظور محاسبه فاصله بین حوضه‌های آبریز از روش بلوك شهری، و برای تعیین فاصله بین گروهها و خوش‌بندی آنها از الگوریتم پیوند متوسط استفاده شده است. نتایج حاصل از این تحلیل با استفاده از آزمون‌های گشتاورهای خطی (ناهمنایی و ناهمگنی) مورد بررسی قرار می‌گیرد. همچنین با استفاده از آزمون نیکوئی برازش Z برازش توابع توزیع انتخابی در هر ایستگاه با آمار واقعی مورد بررسی قرار گرفته تا بدین‌وسیله از قابلیت توابع مذکور اطمینان حاصل شود.

برآوردهای توابع توزیع، با استفاده از روش گشتاورهای وزن دار احتمالی (PWM) انجام پذیرفت. گشتاورهای خطی ترکیبات خطی از آماره‌های ترتیبی هستند که به داده‌های پرت حساس نبوده و برای نمونه‌های کوچک از داده‌های مشاهداتی غیر اریب می‌باشند. بنابراین کاربرد آن‌ها برای تحلیل فراوانی (تعیین تابع توزیع مناسب و تخمین پارامترهای آن) مناسب است (Hosking, 1990; Hosking and Wallis, 1993). گشتاورهای وزنی احتمال (PWM) برای متغیر تصادفی X با تابع توزیع تجمعی F و امید ریاضی E توسط Greenwood et al. (1979) به صورت رابطه (۱) بیان می‌شود:

$$\beta_r = E[X[F(X)]^r] \quad (1)$$

که در آن β_r ، برآوردهای موقعیت، و r مرتبه گشتاور می‌باشد (مثلاً ۰، ۱، ۲، و ۳). Hosking (1986, 1990) چهار گشتاورهای خطی نخست که ترکیباتی خطی از گشتاورهای وزن دار احتمالی، را به ترتیب $\lambda_1 = \beta_1 - \beta_0$ ، $\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0$ ، $\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0$ و $\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1$ و $\lambda_5 = 6\beta_4 - 6\beta_3 + \beta_2$ معرفی کرد.

نسبت گشتاورهای خطی نیز توسط Hosking and Wallis (1993) به صورت $\tau_1 = \lambda_2 / \lambda_1$ و $\tau_2 = \lambda_3 / \lambda_2$ (برای $r > 2$) ارائه شده است. در این روابط، میانگین گشتاور خطی یا λ_1 ، معیاری از تمایل به مرکز، و انحراف معیار گشتاور خطی یا λ_2 ، معیاری از پراکندگی است. نسبت λ_2 به λ_1 یا τ_1 ، به عنوان ضریب تغییرات گشتاور خطی، نسبت λ_3 به λ_2 یا τ_2 ، به عنوان ضریب چولگی گشتاور خطی، و نسبت λ_4 به λ_3 یا τ_3 ، به عنوان ضریب کشیدگی گشتاور خطی می‌باشد. علاوه بر موارد یاد شده، λ_1 به عنوان اندازه یا معیار موقعیت و λ_2 ، اندازه مقیاس و پراکنش نیز نام-گذاری می‌شوند. گشتاورهای خطی و وزن دار احتمالی ابزاری مفید برای بررسی همگنی نواحی مورد مطالعه از نظر هیدرولوژیک، و هماهنگی ایستگاه‌های موجود در هر ناحیه و همچنین برآورد پارامترهای توابع توزیع به شمار می‌آیند.

(Hosking and Wallis, 1997) روش متداول مطالعات منطقه‌ای مقدار-مدت-فراوانی بارندگی‌ها، روش بل (Bell, 1969) است. این روش با طول دوره‌ی آماری مختلف در بازه‌هایی از زمان توسط قهرمان و همکارانش (قهرمان و سپاسخواه، ۱۳۶۹الف و ب؛ قهرمان، ۱۳۷۵؛ قهرمان و آبخضر، ۱۳۸۳؛ قهرمان و همکاران، ۱۳۸۵؛ Ghahraman, 1995) در ایران انجام شده است. علیرغم قدمت این روش، شواهدی از بکارگیری آن در سایر کشورهای دیگر مانند آرژانتین (Maurino, 2004) نیز وجود دارد. با این حال روش گشتاورهای خطی نگرشی دیگر در این موضوع است. گشتاورهای خطی که برای اولین بار در سال ۱۹۹۰ توسط Hosking (1990) معرفی شد، در تحلیل‌های فراوانی منطقه‌ای کاربردهای فراوانی دارد. به طور کلی مهم‌ترین کاربرد گشتاورهای خطی را می‌توان در حل مسائل مربوط به تخمین پارامترهای توابع توزیع، تعیین بهترین تابع توزیع، خلاصه کردن توزیع آماری و منطقه‌ای کردن نام برده Dinpashoh et al. (2003). (Hosking, 1990) با استفاده از روش گشتاورهای خطی، به بررسی همگنی و انتخاب توابع توزیعی که بهترین برازش را با آمار بارندگی ۷۷ ایستگاه ایران دارند پرداخته، و منحنی‌های رشد آمار بارش سالانه بدون بعد ناحیه‌ای را استخراج کرده‌اند. آنها در مطالعه خود جهت تقسیم ایران به مناطق همگن از بین ۵۷ متغیر، ۱۲ متغیر مناسب را به کمک روش‌های چند متغیره برگزیدند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که استفاده از روش گشتاورهای خطی برای تحلیل DDF در سطح جهان تنها برای کشورهای آفریقای جنوبی (Smithers and Schulze, 2000) و کانادا (Alila, 2000) انجام شده است.

سوابق قابل تهیه نشان می‌دهد که تا به حال از این روش در ایران استفاده نشده است. هدف از این مقاله در ذیل اشاره می‌گردد:
- همگن سازی منطقه خراسان با استفاده از تحلیل خوش‌های از نقطه نظر مشابهت در روند بارش
- آزمون همگنی و اطمینان از ناحیه بندی حاصله با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی
- استخراج معادلات مقدار-مدت-فراوانی ناحیه‌ای در هر ناحیه همگن
با تعیین این معادلات در هر نقطه از خراسان محاسبه بارش‌های ۵ تا ۶۰ دقیقه در فراوانی‌های ۲ تا ۱۰۰ سال میسر خواهد بود.

روش تحقیق

در مطالعات تحلیل منطقه‌ای ابتدا می‌بایست منطقه مورد مطالعه را به نواحی همگن و مشابه تقسیم نمود. در این مطالعه موقعیت جغرافیایی و بارندگی متوسط سالانه به عنوان ویژگی‌های مکانی و مبنای تقسیم منطقه در نظر گرفته می‌شود. قابل به ذکر است که

$$V_3 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \left((t_3^{(i)} - t_3^{(R)})^2 + (t_4^{(i)} - t_4^{(R)})^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (5)$$

اگر H_i به اندازه کافی بزرگ باشد، ناحیه مورد بررسی ناهمگن خواهد بود. یک ناحیه وقتی می‌تواند ناحیه همگن قابل قبول باشد اگر $<1 < H_i < 2$ ، و می‌تواند ناحیه نسبتاً ناهمگن باشد اگر $2 < H_i < 3$ و به عنوان ناحیه مشخصاً ناهمگن خواهد بود اگر $>3 < H_i$ باشد. با این وجود بر اساس Hosking and Wallis (1991) آماره‌های V_2 و V_3 قادر توان لازم برای تفکیک بین نواحی همگن و ناهمگن بوده و آماره H_1 بر اساس V_1 توان بهتری برای تفکیک دارد. بنابراین عمدتاً آماره H_1 بر اساس V_1 به عنوان شاخص اساسی برای معیار ناهمگنی توصیه شده است. هنگامی که داده‌های موجود در یک ناحیه همگن بوده و متعلق به یک توزیع پارامتری مشخصی باشند، آزمون برازنده‌گی مبتنی بر گشتاورهای خطی انجام می‌گیرد تا یکی از توزیع‌های رایج انتخاب و پارامترهای آن تخمین زده شود. سپس فراوانی‌های سیل در داخل یک ناحیه بر اساس توزیع منطقه‌ای منتخب تعیین می‌شود. معیار برازنده‌گی برای هر توزیع بر اساس گشتاورهای خطی تعیین و آماره Z نام می‌گیرد (Hosking and Wallis, 1993).

$$Z^{\text{DIST}} = (t_4^{\text{DIST}} - t_4^R + B_4) / \sigma_4 \quad (6)$$

در این رابطه DIST اشاره به توزیع منتخب می‌کند. B_4 و σ_4 به ترتیب مقدار اریب و انحراف از معیار t_4^R یا ضریب کشیدگی خطی متوسط ناحیه‌ای می‌باشند و با استفاده از روابط (۷) و (۸) محاسبه می‌شوند:

$$B_4 = N_{\text{sim}}^{-1} \sum_{m=1}^{N_{\text{sim}}} (t_4^{[m]} - t_4^R) \quad (7)$$

$$\sigma_4 = \left[\frac{\left\{ \sum_{m=1}^{N_{\text{sim}}} (t_4^{[m]} - t_4^R)^2 - N_{\text{sim}} B_4^2 \right\}}{(N_{\text{sim}} - 1)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

تعداد سری داده‌های منطقه‌ای شبیه‌سازی شده می‌باشد که با استفاده از توزیع کاپا و همانند روش آماره همگن تولید گردیده است. حرف m اشاره به m^{th} ناحیه شبیه‌سازی شده دارد که بدین روش

آزمون ناهموایی مبتنی بر گشتاورهای خطی به منظور تشخیص ایستگاه‌های ناهمنوا از مجموعه ایستگاه‌های مورد مطالعه انجام می‌گیرد. برای این منظور آماره D_i بر اساس نسبت گشتاورهای خطی τ_3 و τ_4 هر ایستگاه محاسبه می‌شود. اگر D_i بزرگ باشد، ایستگاه i ناهمنوا تلقی می‌گردد. تعریف مقدار بزرگ بودن، بستگی به تعداد ایستگاه‌های موجود در گروه دارد. اگر D_i از مقادیر تعیین شده جدول مقادیر بحرانی بیشتر باشد، ایستگاه مورد نظر ناهمنوا خواهد بود. مقادیر حد مجاز آماره مذکور حسب تعداد ایستگاه‌های موجود در ناحیه مورد بررسی از $1/333$ برای ۵ ایستگاه، تا $3/15$ برای ۱۵ ایستگاه و بیشتر تغییر می‌کند (Hosking and Wallis, 1997).

اگر تغییرپذیری یا فضای پراکنش ایستگاهها بزرگ باشد، احتمال تعلق این ایستگاه‌ها به یک مجموعه واحد را می‌توان به وسیله آزمون ناهمگنی گشتاورهای خطی بررسی کرد. آزمون ناهمگنی گشتاورهای خطی یک توزیع چهار پارامتری کاپا را به سری داده‌های مشاهداتی منطقه برازش داده، و به روش شبیه‌سازی مونت کارلو یک دسته ۵۰۰ تابی از داده‌های منطقه‌ای معادل را تولید می‌کند. سپس تغییرپذیری گشتاورهای خطی ناحیه‌ای واقعی را با گشتاورهای خطی سری شبیه‌سازی مقایسه می‌نماید (Hosking and Wallis, 1997). عموماً سه آماره ناهمگنی H_1 برای بررسی ضریب تغییرات خطی (L_{CV})، آماره H_2 برای ترکیبی از ضریب تغییرات خطی و ضریب چولگی (L_{CS}) و آماره H_3 برای ترکیبی از ضریب چولگی خطی و ضریب کشیدگی خطی (L_{CK}) در بررسی تغییرپذیری سه آماره خطی مختلف به کار گرفته می‌شود. هر یک از آماره‌های H دارای فرم عمومی مطابق رابطه (۲) است:

$$H = \frac{(V_{\text{obs}} - \mu_v)}{\sigma_v} \quad (2)$$

که در آن μ_v و σ_v به ترتیب میانگین و انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده متغیر مورد نظر، و پارامتر V_{obs} مقادیر محاسبه شده متغیر مورد نظر با استفاده از داده‌های منطقه‌ای است. این پارامتر مبتنی بر یک آماره V بوده که برای هر یک از آماره‌های H (به

ترتیب H_1 , H_2 و H_3) در روابط (۳) تا (۵) تعریف می‌شود:

$$V_1 = \sum_{i=1}^N n_i (t^{(i)} - t^{(R)})^2 / \sum_{i=1}^N n_i \quad (3)$$

$$V_2 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \left((t^{(i)} - t^{(R)})^2 + (t_3^{(i)} - t_3^{(R)})^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (4)$$

زمانی و مکانی بارندگی و درجه حرارت هوا شده است. به طوریکه تعییرات بارندگی سالانه از حدود $650 \text{ میلیمتر تا } 60 \text{ میلیمتر}$ در حاشیه کویر مرکزی و کویر لوت متغیر است. در مطالعه حاضر از آمار بارش‌های کوتاه مدت ایستگاه‌های باران-سنجد ثبات تحت نظارت وزارت نیرو، واقع در این استان‌ها و ویژگی‌هایی از جمله موقعیت جغرافیایی و باران متوسط سالانه ایستگاه‌های مذکور استفاده شده است. به طور کلی در استان‌های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی، 33 ایستگاه باران سنجد ثبات تحت نظارت وزارت نیرو وجود دارد. به طوریکه از این تعداد، 9 ایستگاه آل، باغ سنگان، بلغور، بیرجند، فردوس، گوش بالا، مارشك، مغان و نمنج طول دوره آماری کمتر از 5 سال داشته، و در نتیجه مطالعه بر 24 ایستگاه باقی مانده صورت می‌گیرد. به طور کلی طول دوره آماری ایستگاه‌های مورد بررسی متفاوت بوده و بین 8 تا 24 سال (به ترتیب برای ایستگاه‌های اردک و گناباد) متغیر می‌باشد.

در جدول (۱) برخی از ویژگی‌های ایستگاه‌های باران سنجد ثبات مورد استفاده در مطالعه حاضر ارائه شده است. کمیت و کیفیت آمار ایستگاه‌های مذکور قبلاً بررسی شده است (قهرمان و همکاران، 1385 موقعيت ایستگاه‌های مورد نظر در استان‌های خراسان شمالی، جنوبی و رضوی و همچنین مرز دو ناحیه همگن مورد مطالعه شکل (۱) آورده شده است.

نتایج و بحث

در قدم اول و در یک روال سعی و خطابا با استفاده از تحلیل خوشهای در محیط نرم‌افزار MATLAB، ضریب کوفتیک حاصل از تحلیل خوشهای هر ترکیب مختلفی از متغیرهای موجود محاسبه گردید. بر این اساس بالاترین ضریب کوفتیک با انتخاب سه متغیر باران متوسط سالانه، طول و عرض ایستگاه معادل با $7781/0$ بود. بدست آمد. در گام بعد با در نظر گرفتن تعداد خوشهای مختلف، مقادیر متوسط عرض سیلهوت هر یک از آنها محاسبه گردید. در نتیجه بهترین گروه‌بندی با انتخاب دو خوشه توأم بود که بیشترین مقدار این عامل ($S=0/665$) را در بر داشت (نیرومند، 1378). در شکل (۱) ایستگاه‌هایی واقع در هر یک از دو خوشه حاصل مشخص شده است. ضرائب گشتاورهای خطی (ضرائب تعییرات خطی 2 ، چولگی 3 و کشیدگی 4) و آماره ناهمنوای D ایستگاه‌هایی واقع در هر ناحیه محاسبه شد. نتایج نشان داد که هیچ یک از ایستگاه‌ها را دو ناحیه محاسبه نمی‌توان ناهمنوا قلمداد نمود. بنابراین تحلیل بر اساس تمامی ایستگاه‌ها صورت خواهد گرفت. آزمون ناهمگنی به منظور اطمینان از همگنی نواحی دو گانه مفروض بر بارش‌های با مدت مختلف ایستگاه‌های موجود صورت گرفت. به عنوان مثال جدول (۲) نتایج هر یک از آزمون‌های H را در ناحیه A نشان می‌دهد.

به دست آمده است.

به منظور اجرای کلیه مراحل پژوهش از نرم‌افزار MATLAB استفاده گردیده به طوریکه متن این برنامه‌ها در مرجع شامکوئیان (۱۳۸۷) موجود است. برنامه‌های مذکور توانایی اجرای تحلیل خوشهای و تعیین نواحی همگن بر اساس متغیرهای انتخابی، اجرای آزمون‌های گشتاورهای خطی، برآورد پارامترهای توابع توزیع متداول لوگ‌نرمال سه پارامتری، پیرسون نوع ۳، پارتو تعمیم‌یافته، لوجستیک تعمیم‌یافته و مقادیر حدی تعمیم‌یافته را دارد. ورودی برنامه‌ها شامل اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های مورد بررسی مانند تعداد سال‌های آماری، آمار بارندگی‌های کوتاه مدت در طول دوره آماری و ویژگی‌های موقعیت ایستگاه‌ها می‌باشد. روابط نظری این توابع به همراه تابع توزیع کاپا در اینجا آورده نشده است. خواندنگان علاقه‌مند به هاسکینگ و والیس (Hosking and Wallis, 1997) مراجعه نمایند. به منظور استخراج معادلات منطقه‌ای (DDF) (مقدار-مدت-

فراوانی)، 4 مرحله زیر مورد استفاده قرار می‌گیرد:

الف- در هر ناحیه همگن با استفاده از روش گشتاورهای خطی و آمار بی‌بعد بارندگی سالانه مدت‌های 5 تا 60 دقیقه ایستگاه‌های موجود، بهترین تابع توزیع احتمالی برازش داده می‌شود و با استفاده از آن در هر ایستگاه و برای مدت‌های مختلف مقادیر بارندگی با دوره بازگشتهای 2 ، 5 ، 10 ، 20 ، 50 و 100 ساله محاسبه می‌گردد.

ب- با استفاده از روش رگرسیون حداقل مربع‌ها، مناسب‌ترین رابطه داخلی مقدار-مدت ناحیه‌ای استخراج می‌شود.

پ- با استفاده از روش رگرسیون حداقل مربع‌ها، مناسب‌ترین رابطه داخلی مقدار-فراوانی ناحیه‌ای استخراج می‌گردد.

ت- روابط مقدار-مدت و مقدار-فراوانی حاصل از گام‌های ب و پ، به منظور استخراج معادلات نهایی مقدار-مدت-فراوانی ناحیه‌ای ترکیب می‌شوند.

منطقه مورد بررسی

استان‌های خراسان با وسعتی معادل 330000 کیلومتر مربع حدود یک پنجم خاک کشور را در بر می‌گیرند. این سه استان در طول $30-13$ - $38-8$ تا $18-55$ - $61-30$ کمتر و عرض جغرافیایی $13-18$ واقع شده‌اند، به طوریکه از شمال و شمال شرق به ترکمنستان، از مشرق به افغانستان، از جنوب شرق به استان سیستان و بلوچستان، از جنوب به کرمان، از غرب به استان‌های یزد و اصفهان و سمنان و از شمال غرب به مازندران محدود می‌گردد. بلندترین نقطه استان‌های خراسان در قله بینالود به ارتفاع 3300 متر و پائین ترین آن در منتهی الیه دشت سرخس به ارتفاع 250 متر از سطح دریا می‌باشد. آب و هوای استان‌های مذکور متنوع و به طور کلی از نوع نیمه خشک تا خشک متغیر می‌باشد. تنوع آب و هوایی موجب توزیع بسیار متغیر

است نیز استفاده کردیم.

نتایج نشان داد که از نظر آماری ($\alpha = 5\%$) تابع GEV برای تمامی مدت‌ها (۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۵۰ و ۶۰ دقیقه) قابل قبول می‌باشد. پس از برآورد پارامترهای تابع توزیع GEV در هر یک از ایستگاه‌های نواحی ۲ گانه، مقادیر بارش در دوره بازگشت‌های ۵، ۲۰، ۴۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال و مدت‌های مذکور محاسبه گردید. اخیراً قهرمان و همکاران (۱۳۸۵) اطلاعات باران‌های حداکثر در استان‌های خراسان را با روش‌های کلاسیک تحلیل کردند و از تابع توزیع احتمال گامبل استفاده نمودند. مقایسه‌ی نتایج نشان داد که بین این دو روش تفاوت ناچیزی (میانگین قدر مطلق تفاوت برای باران ۶۰ دقیقه‌ای برای ۶ دوره‌ی بازگشت انتخابی برای ایستگاه‌های مشهد، بجنورد و قاین به ترتیب برای استان‌های خراسان رضوی، شمالی و جنوبی $0.68/42.0$ وجود دارد.

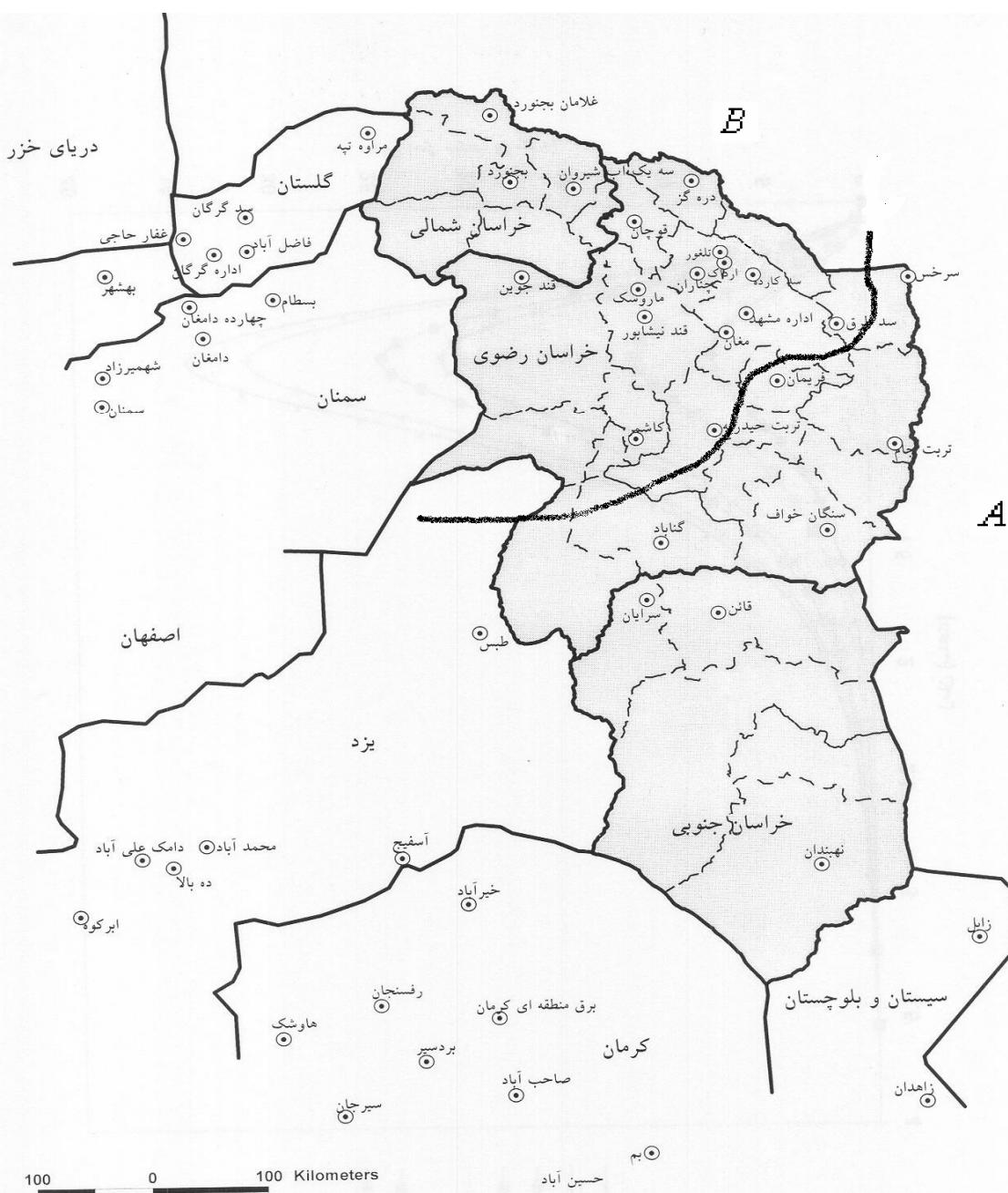
همان‌طور که مشاهده می‌شود، مقادیر H تماماً کمتر از یک بوده و لذا همگنی این ناحیه در مدت‌های مذکور به خوبی تأیید می‌شود.

نتایجی مشابه نیز در ناحیه B حاصل گردید (نتایج آورده نشد). مقادیر بزرگتر H₁ در مقایسه با H₂ و H₃ نشان می‌دهد که غالباً چنانچه آماره H₁ همگنی نواحی را تأیید نماید، دو آماره دیگر نیز این مطلب را تأیید می‌کنند. این مورد در منابع دیگر نیز اشاره شده است (Hosking and Wallis, 1993, 1997). به علت برآش مناسب تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته (GEV) غالباً از آن به عنوان تابع مناسب یاد می‌شود (مثلاً Smithers and Schulze-2000 و Alila-2000). بنابراین در اینجا نیز به منظور برآورد معادلات ناحیه‌ای DDF، از تابع توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته Z (GEV) استفاده گردید. با این حال ما از آزمون نیکوئی برآش Z که همان معیار برآزندگی برای هر توزیع بر اساس گشتاورهای خطی

(جدول ۱)- مشخصات ایستگاه‌های باران سنج ثبات استان‌های خراسان شمالی، رضوی و جنوبی* وابسته به وزارت نیرو

ردیف	نام ایستگاه	کد ایستگاه	طول جغرافیایی	مختصات جغرافیایی				سال تاسیس	طول دوره آماری	تعداد سالهای پیوسته	ردیف
				عرض جغرافیایی	ارتفاع	سال تاسیس	طول دوره آماری				
۱	بجنورد	۱۱-۰۴۶	۵۷-۱۹-۳۸	۳۷-۲۸-۴۴	۱۰۶۰	۱۳۴۹	۴۹-۸۱	۱۱			
۲	سه یک آب شیروان	۱۱-۰۰۶	۵۷-۵۶-۴۹	۳۷-۲۴-۳۹	۱۱۱۵	۱۳۵۴	۶۳-۸۱	۱۶			
۳	غلا مان بجنورد	۱۱-۰۳۸	۵۷-۰۸-۳۹	۳۸-۰۳-۲۳	۱۲۴۰	۱۳۶۴	۶۶-۸۱	۱۳			
۴	اردک	۶۴-۰۱۵	۵۹-۲۳-۴۱	۳۶-۴۳-۵۵	۱۳۰۵	۱۳۶۸	۷۰-۸۱	۸			
۵	تربت حیدریه	۴۷-۰۷۸	۵۹-۱۳-۳۰	۳۵-۱۷-۴۲	۱۳۹۰	۱۳۶۳	۶۲-۸۲	۱۷			
۶	تربت جام	۶۲-۰۰۲	۶۰-۵۶-۰۰	۳۵-۰۷-۰۰	۹۰۰	۱۳۶۳	۶۳-۷۹	۱۵			
۷	تلغور	۶۴-۰۵۰	۵۹-۲۱-۳۳	۳۶-۴۹-۳۰	۱۵۴۰	۱۳۶۸	۶۸-۸۲	۱۰			
۸	چناران	۶۴-۰۵۶	۵۹-۰۷-۳۵	۳۶-۳۸-۵۳	۱۱۷۰	۱۳۶۳	۶۲-۸۱	۱۵			
۹	دره گز	۶۸-۰۱۰	۵۹-۰۶-۲۹	۳۷-۲۶-۵۰	۴۸۰	۱۳۵۳	۵۵-۸۱	۱۵			
۱۰	سد طرق	۶۴-۰۴۴	۵۹-۳۳-۱۲	۳۶-۱۰-۲۷	۱۲۴۰	۱۳۶۷	۶۷-۸۱	۱۱			
۱۱	سد کارده	۶۴-۰۴۰	۵۹-۴۰-۰۰	۳۶-۳۷-۲۲	۱۳۰۰	۱۳۶۴	۶۷-۸۱	۱۱			
۱۲	سرخس	۶۵-۰۱۳	۶۱-۰۹-۴۷	۳۶-۳۲-۳۵	۲۷۵	۱۳۴۵	۵۴-۸۲	۲۴			
۱۳	سنگان خوف	۵۵-۰۲۲	۶۰-۱۵-۰۰	۳۶-۲۴-۰۰	۸۷۰	۱۳۵۵	۶۳-۷۴	۱۱			
۱۴	فریمان	۶۲-۰۱۲	۵۹-۰۵-۵۵	۳۵-۴۲-۳۱	۱۳۹۵	۱۳۶۳	۶۳-۸۱	۱۵			
۱۵	قند جوین	۴۷-۱۴۰	۵۷-۲۵-۰۰	۳۶-۳۹-۲۴	۱۱۶۰	۱۳۶۹	۵۵-۸۰	۱۶			
۱۶	قند نیشابور	۴۷-۱۴۶	۵۸-۳۵-۵۲	۳۶-۱۷-۴۰	۱۱۷۰	۱۳۶۳	۶۳-۸۱	۱۵			
۱۷	قوچان	۱۱-۰۰۳	۵۸-۳۲-۰۰	۳۷-۰۶-۴۷	۱۳۶۰	۱۳۵۹	۵۱-۸۰	۱۶			
۱۸	کاشمر	۴۷-۱۴۲	۵۸-۲۸-۱۹	۳۵-۱۴-۳۲	۱۰۶۰	۱۳۶۳	۶۳-۸۲	۱۴			
۱۹	گناباد	۴۷-۰۸۲	۵۸-۴۰-۲۷	۳۴-۲۰-۲۹	۱۱۱۵	۱۳۵۴	۵۵-۷۹	۲۴			
۲۰	ماروسک	۴۷-۱۴۴	۵۸-۳۲-۴۷	۳۶-۳۱-۴۷	۱۴۹۵	۱۳۶۹	۶۹-۸۱	۹			
۲۱	مشهد	۶۴-۰۱۸	۵۹-۳۵-۰۰	۳۶-۱۷-۴۲	۹۹۰	۱۳۶۳	۶۳-۸۲	۱۶			
۲۲	سرایان	۴۷-۱۳۷	۵۸-۳۱-۱۳	۳۳-۵۱-۳۲	۱۴۴۰	۱۳۶۳	۶۳-۸۰	۱۵			
۲۳	قائمن	۵۵-۰۰۷	۵۹-۱۱-۱۸	۳۳-۴۳-۴۷	۱۴۴۰	۱۳۴۵	۵۵-۸۰	۱۸			
۲۴	نهیندان	۴۵-۰۴۲	۶۰-۰۲-۱۸	۳۱-۳۲-۰۰	۱۱۶۰	۱۳۵۴	۶۲-۸۱	۱۶			

* ردیف‌های ۱ تا ۳ مربوط به خراسان شمالی، ۲۲ تا ۲۴ مربوط به خراسان جنوبی و بقیه مربوط به خراسان رضوی می‌باشد (تهیه شده از آرشیو شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی).



(شکل ۱) - موقعیت ایستگاههای باران سنج ثبات استان‌های خراسان (علامت نقطه- دایره) و مرز دو ناحیه همگن مورد مطالعه. ناحیه B در بالا و A در پائین مرز واقع شده است.

(جدول ۲)- نتایج آزمون ناهمگنی ناحیه A

H ₃	H ₂	H ₁	مدت بارش (دقیقه)
-0/٣٢	-0/٢١	-1/٠٠	٥
-0/١٤	-0/١٦	-0/٨٨	١٠
-0/١٧	-0/١٣	-0/٩٥	٢٠
-0/٣٦	-0/٣٠	-0/٧٢	٣٠
-0/٢٠	-0/٧٥	-0/٦٨	٥٠
-0/١٥	-0/٠٩	-0/٧٣	٦٠

$$a = 0.3463t^{0.2408} \quad (10)$$

که در آن‌ها t مدت بارش بر حسب دقیقه می‌باشد. مقادیر عرض از مبدأ کمیت‌های نزدیک به صفر را به خود اختصاص داده‌اند، بنابراین از آن‌ها چشم‌پوشی می‌شود. با جایگذاری روابط (۹) و (۱۰) در رابطه خطی حاصل میان مقادیر بارش و بارش ۶۰ دقیقه A برابر مقدار $R_t^T = aR_{60\text{min}}^T + b$ ، روابط مقدار-مدت به ترتیب برای نواحی B حاصل می‌شود:

$$R_t^T = 0.3725t^{0.2504}R_{60\text{min}}^T \quad (11)$$

$$R_t^T = 0.3463t^{0.2408}R_{60\text{min}}^T \quad (12)$$

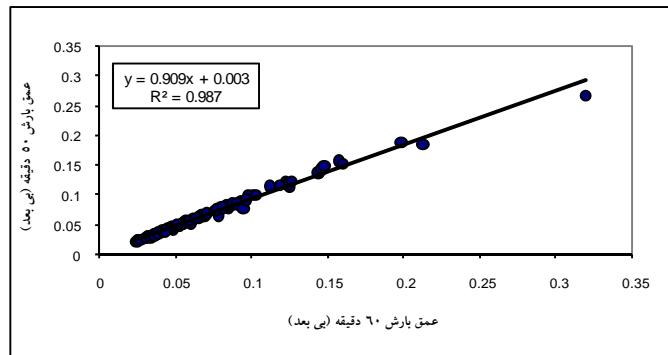
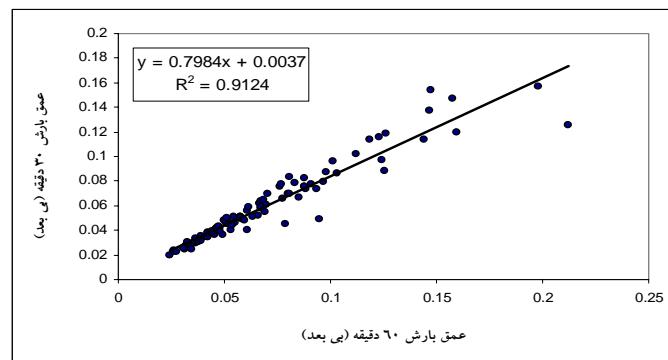
همان‌طور که مشاهده می‌شود در دو رابطه اخیر مقدار بارش در هر فراوانی، به صورت تابعی از مدت و مقدار بارش ۶۰ دقیقه در همان فراوانی می‌باشد. این نتیجه با یافته‌های دیگر محققین مانند قهرمان و آبخضر (۲۰۰۰) و Alila (۲۰۰۳) نیز هماهنگی دارد.

معادلات ناحیه‌ای مقدار-مدت

فارغ از دوره‌ی بازگشت، همچون یافته‌های Bell (۱۹۶۹) مقدار باران در مدت‌های مختلف ضریبی از مقدار باران در مدت ۶۰ دقیقه بود. بنابراین به منظور برآورد معادلات ناحیه‌ای مقدار-مدت، رگرسیون خطی مقدار بارش هر یک از مدت‌های مختلف، در مقابل مقدار بارش با مدت ۶۰ دقیقه برای دوره بازگشت‌های ۵، ۱۰، ۲۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال محاسبه گردید. به عنوان مثال شکل (۲) رابطه مقدار-مدت بارندگی-های ۳۰ و ۵۰ در برابر ۶۰ دقیقه در دوره بازگشت‌های مذکور را برای ایستگاه‌های موجود در ناحیه B نشان می‌دهد.

خطوط رگرسیون نشان می‌دهند که عرض از مبدأ روابط حاصل در تمامی مدت‌ها از مقادیر نزدیک به صفر برخوردار بوده و لذا قابل صرف نظر کردن می‌باشند. در نواحی مورد مطالعه مقادیر عرض از مبدأ و شیب در مدت‌های ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰ و ۵۰ دقیقه صعودی بوده، به طوریکه می‌توان به ترتیب برای نواحی A و B رابطه شیب و مدت را به شکل روابط نمایی زیر بیان نمود (ضرایب تعیین به ترتیب ۰/۹۳ و ۰/۹۴ است):

$$a = 0.3725t^{0.2504} \quad (9)$$



(شکل ۲)- رابطه خطی مقدار-مدت برای بارندگی‌های ۵۰ و ۳۰ دقیقه در مقابل بارش ۶۰ دقیقه در ناحیه B. (خط پر نشان دهنده بهترین خط ترسیم شده در بین نقاط محاسبه شده است).

روابط (۱۵) و (۱۶) به عنوان عاملی اساسی در استخراج معادلات DDF مطرح می‌شوند که در ادامه شرح داده شده است.

معادلات مقدار-مدت-فراوانی (DDF)

به منظور استخراج معادلات DDF ناحیه‌ای، روابط مقدار-مدت و مقدار-فراوانی حاصل از آن چه پیشتر گفته شد، با یکدیگر ترکیب می‌گردند. برای این منظور ابتدا معادلات مقدار-فراوانی (روابط ۱۵ و ۱۶) در مدت ۶۰ دقیقه در نظر گرفته می‌شوند. سپس با جایگذاری این روابط در معادلات مقدار-مدت (۱۱) و (۱۲)، روابط DDF تمییم یافته در هر ناحیه حاصل می‌گردد. نتایج برای نواحی A و B به ترتیب عبارتند از:

$$R_t^T = [(2.169 \log(T) - 1.8275 \log(MAP) + (-4.3667 \log(T) + 4.6242)] 0.3725 t^{0.2504} R_{60\text{min}}^{10\text{yr}} \quad (17)$$

$$R_t^T = [(-3.4594 \log(T) + 2.7054 \log(MAP) + (9.0446 \log(T) - 6.2169)] 0.3463 t^{0.2408} R_{60\text{min}}^{10\text{yr}} \quad (18)$$

با داشتن مقدار بارش ۱۰ سال-۶۰ دقیقه در هر نقطه از نواحی ۲ گانه، مقدار بارندگی با مدت ۵ تا ۶۰ دقیقه و فراوانی ۲ تا ۱۰۰ سال به کمک روابط (۱۷) و (۱۸) قابل محاسبه است. مقدار بارش ۱۰ سال-۶۰ دقیقه در مناطق فاقد ایستگاه می‌تواند با استفاده از نقشه‌های هم-باران برآورد شود (قهرمان و آبخض، ۱۳۸۳؛ قهرمان و همکاران، ۱۳۸۵). توجه شود که معادلات DDF حاصل تنها برای مدت و فراوانی‌های موجود در دو بازه‌ی ذکر شده قابل استفاده‌اند و همان‌طور که مشاهده می‌شود تابعی از مدت، فراوانی، مقدار بارش متوسط سالانه و مقدار بارش ۱۰ سال-۶۰ دقیقه می‌باشد.

بررسی میزان خطای معادلات مقدار-مدت-فراوانی ناحیه‌ای
در این بخش خطای حاصل از معادلات مقدار-مدت-فراوانی نواحی ۲ گانه مورد بررسی قرار می‌گیرد. در شکل (۳) به عنوان نمونه R_t^T محاسبه شده با استفاده از روابط (۱۷) و (۱۸)، با مقادیر مشاهده شده نظری آن‌ها در مقدار بارش ۱۰۰ سال-۳۰ دقیقه مقایسه شده است. شکل مذکور نشان می‌دهد که حداقل خطای ناحیه‌ای (رابطه ۱۹) معادلات DDF $\pm ۱۹\%$ می‌باشد. برای مقادیر بارش با مدت و فراوانی‌های دیگر نیز نتایج مشابهی در هر دو ناحیه حاصل شد. این مقدار خطای با محدوده‌های گزارش شده در منابع همخوانی دارد. (Alila, 2000) Pagliari and Viti (1993) در ایتالیا دامنه خطای $\pm ۲۰\%$ ، و Kothyari and Garde (1992) در هند، ایالت متحده و سریلانکا به ترتیب دامنه خطای $\pm ۱۸\%$ ، $\pm ۲۵\%$ و $\pm ۳۰\%$ تخمین

معادلات ناحیه‌ای مقدار-فراوانی

نتایج نشان داد که نسبت مقدار بارش‌های با مدت‌های مختلف و یک فراوانی خاص، به بارش‌های نظری ۱۰ ساله (مثلاً نسبت تمامی بارش‌های با دوره بازگشت ۱۰۰ سال به بارش‌های نظری با دوره بازگشت ۱۰ سال) در هر ناحیه ثابت نبوده و با لگاریتم MAP (بارش متوسط سالانه) نظری آن‌ها رابطه خطی به شکل $R_t^T / R_{10\text{yr}}^{10\text{yr}} = c \log(\text{MAP}) + d$ برقرار می‌کنند. در هر دو ناحیه همگن رگرسیون‌های حاصل در دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۲۰ و ۱۰۰ سال دارای شبیب و عرض از مبدأ صعودی می‌باشند. روابط خطی این مقادیر با لگاریتم دوره بازگشت‌های مختلف در نواحی A و B به ترتیب به صورت روابط (۱۳) و (۱۴) است (ضرایب تعیین برای عامل c برای دو ناحیه به ترتیب 0.97 و 0.90 و برای عامل d به ترتیب 0.91 و 0.96 است):

$$c = 1.66 \log(T) - 1.35 \quad (13)$$

$$d = -3.16 \log(T) + 3.45 \quad (13)$$

$$c = -3.34 \log(T) + 2.56 \quad (14)$$

$$d = 8.78 \log(T) - 5.88 \quad (14)$$

با جایگذاری مقادیر c و d حاصل از روابط (۱۳) و (۱۴) در رابطه خطی موجود میان نسبت‌های مذکور و لگاریتم MAP، معادلات مقدار-فراوانی به دست می‌آید. رابطه (۱۵) برای ناحیه A و رابطه (۱۶) برای ناحیه B می‌باشد.

$$R_t^T = [(1.66 \log(T) - 1.35) \log(\text{MAP}) + (-3.16 \log(T) + 3.45)] R_{t^{10\text{yr}}}^{10\text{yr}} \quad (15)$$

$$R_t^T = [(-3.34 \log(T) + 2.56) \log(\text{MAP}) + (8.78 \log(T) - 5.88)] R_{t^{10\text{yr}}}^{10\text{yr}} \quad (16)$$

روابط (۱۵) و (۱۶) برای فراوانی‌های ۲ تا ۱۰۰ سال و مدت‌های ۵ تا ۶۰ دقیقه قابل استفاده می‌باشند. Bell و Hershfield (1961) چنین نتیجه گرفتند که روابط مقدار-فراوانی مستقل از موقعیت جغرافیایی است و معادلات یکسانی را در بسیاری از مناطق دنیا همچون ایالات متحده، استرالیا، جنوب آفریقا، هاوایی، آلاسکا و پورتوریکو پیشنهاد کرده و قابل استفاده دانستند. در حالیکه بر اساس نتایج مطالعه حاضر و همچنین Alila (2000) مشاهده می‌شود که این فرض صحیح نبوده و معادلات مذکور وابسته به مقدار MAP محل به عنوان شاخصی از موقعیت جغرافیایی می‌باشند.

صورت گرفته در دهه‌های اخیر می‌توان گفت، نتایج تحلیل منطقه‌ای نسبت به تحلیل نقطه‌ای از اطمینان بالاتری برخوردار است. بنابراین پیشنهاد می‌شود مطالعات مشابه دیگر از جمله تحلیل بارش‌های بلند مدت، فراوانی سیلاب و دیگر پارامترهای هیدرولوژی-هواشناسی با استفاده از این روش انجام گردد.

همچنین در مطالعه حاضر با توجه به رگرسیون‌های محاسبه شده مشاهده شد که مقدار بارش ۶۰ دقیقه با فراوانی ۱۰ سال و همچنین مقدار MAP در هر ناحیه با بارش‌های مختلف از همبستگی قابل قبولی برخوردار می‌باشند. بنابراین با توجه به اهمیت این مقادیر تلاش جهت تدقیق آنها چه در اندازه‌گیری و چه در برآورد بسیار حائز اهمیت است.

به علاوه پیشنهاد می‌گردد مطالعاتی از جمله تحلیل ممیزی به منظور تخصیص بهتر یک منطقه خاص به ناحیه همگن مربوطه آن انجام گردد تا بتوان پس از شناسایی ناحیه همگن مربوطه هر نقطه مورد نظر مراحل بعدی تحلیل را مطابق این مقاله دنبال نمود.

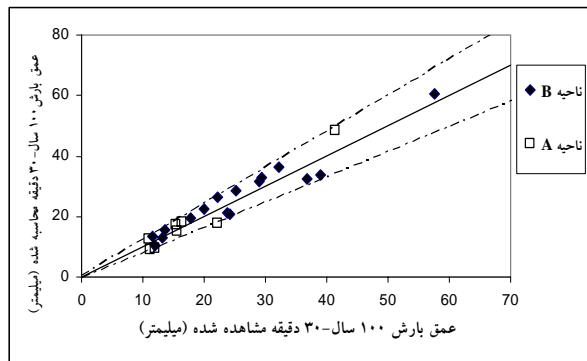
زده شده است.

$$E(\%) = 100 \left[\frac{(R_t^T)_{\text{observed}} - (R_t^T)_{\text{computed}}}{(R_t^T)_{\text{observed}}} \right] \quad (19)$$

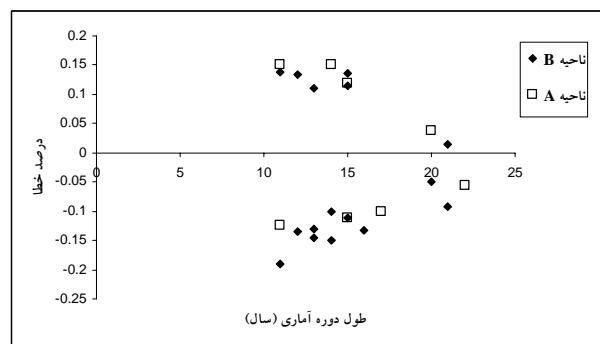
در شکل (۴) رابطه طول دوره آماری و خطای محاسبه شده در دوره آماری A و B نشان داده شده است. مشخص است که با افزایش طول دوره آماری درصد خطا در هر دو ناحیه همگن کاهش می‌یابد.

نتیجه‌گیری

در این روش با توجه به انجام تحلیل منطقه‌ای و استفاده از آمار و ویژگی‌های چندین ایستگاه هم‌رفتار به جای استفاده از یک ایستگاه (تحلیل نقطه‌ای)، تأثیر داده‌های پرت و غیر قابل اعتماد کاهش یافته و همان‌طور که نتایج نشان می‌دهد حداقل خطای محاسبه شده در برآورد بارش‌های با مقدار، مدت و فراوانی‌های مختلف $\pm 19\%$ در نواحی دو گانه می‌باشد که با نتایج مطالعات پیشین قابل مقایسه است. بر این اساس و با توجه به مطالعات مختلف تحلیل منطقه‌ای



(شکل ۳)- مقایسه مقادیر محاسبه شده و مشاهده شده بارش ۱۰۰ سال-۳۰ دقیقه با استفاده از روابط (۱۷) و (۱۸) در نواحی دو گانه. خطوط خط چین نمایش دهنده خطای $\pm 1\%$ و خط پر نمایانگر خط یک به یک می‌باشد.



(شکل ۴): خطای محاسبه شده در معادلات DDF به منظور تخمین مقدار بارش ۱۰۰ سال-۳۰ دقیقه به عنوان تابعی از طول دوره آماری.

مراجع

- Dinpashoh, Y., Fakheri-Fard, A., Moghaddam, M., Jahanbakhsh, S. and Mirnia, M. (2003). Selection of variables for the purpose of regionalization of Iran's precipitation climate using multivariate methods, *J. Hydrol.*, 297, 109-123.
- Ghahraman, B. 1995. A general dimensionless rainfall depth-duration-frequency relationship. *Iran Agric. Res.*, 14(2):217-235.
- Greenwood, J.A., Landwehr, J.M., Matalas, N.C. and Wallis, J.R. (1979). Probability weighted moments: Definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form, *Water Resour. Res.*, 15 (5), 1049-1054.
- Hershfield, D. M. (1961). Rainfall frequency atlas of the United States, Tech. Pap. 40, U.S. Weather Bur., Washington, D.C.
- Hosking, J.R.M. (1986). The theory of probability weighted moments, Res. Rep. RC 12210, IBM Research Division, Yorktown Heights, NY.
- Hosking, J.R.M. (1990). L-Moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics, *J. Royal Stat. Soc. B*, 52, 105-124.
- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R. (1991). Some statistics useful in regional frequency analysis, Res. Rep. RC 17096, IBM Research Division, Yorktown Heights, NY 10598.
- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R. (1993). Some statistics useful in regional frequency analysis, *Water Resour. Res.*, 29(2), 271-281.
- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R. (1997). Regional frequency analysis: An approach based on L-Moments, Cambridge University Press, New York, USA.
- Kothiyari, U.C. and Garde, R.J. (1992). Rainfall intensity-duration-frequency formula for india, *J. Hydrol.* 118(2), 323-336.
- Maurino, M.F. (2004). Generalized rainfall-duration-frequency relationships: Application in different climate regions of Argentina. *J. Hydrol. Engrng.*, ASCE, 9(4), 269-274.
- Pagliara, S. and Viti, C. (1993). Comment on Rainfall intensity-duration-frequency formula for India by U. C. Kothari and R. J. Garde", *J. Hydrol.* 119(8), 962-966.
- Smithers, J.C. and Schulze, R.E. (2000). A methogology for the estimation of short duration design storms in South Africa using a regional approach based on L-moments, *J. Hydrol.*, 241, 42-52.
- شامکوئیان، ح. (۱۳۸۶). تحلیل فراوانی سیالاب منطقه‌ای با استفاده از تئوری گستاورهای خطی و سیالاب نمایه در حوضه‌های آبریز استان‌های خراسان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، آبیاری و زهکشی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- قهربانی، ب. (۱۳۷۵). رابطه به روز شده شدت-مدت-فراوانی بارندگی در ایران با استفاده از باران یکساعتیه ده ساله. *دانش کشاورزی*, ۶ (۲-۱): ۳۲-۱۳.
- قهربانی، ب. و آبخضر ح.ر. (۱۳۸۳). اصلاح روابط شدت-مدت-فراوانی بازندگی در ایران. *محله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی* ۸ (۲)، ۱-۱۴.
- قهربانی، ب. س.م. حسینی و ک. داوری. (۱۳۸۵). تحلیل باران‌های کوتاه مدت در استان خراسان. شرکت سهامی آب منطقه‌ای خراسان، کمیته تحقیقات کاربردی. ۱۵۲ ص.
- قهربانی، ب. و سپاسخواه ع.ر. (۱۳۶۹الف). تخمین باران یکساعتیه ده ساله برای تعیین روابط شدت-مدت-فراوانی بارندگی در ایران. در: انوار، س.ا. و طالب بیدختی، ن. (ویرایشگران). مجموعه مقالات سومین کنگره بین‌المللی مهندسی راه و ساختمان. ۲۸-۲۴ اردیبهشت ۱۳۶۹، جلد پنجم، دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز، شیراز، ایران، ۳۵-۵۳.
- قهربانی، ب. و سپاسخواه ع.ر. (۱۳۶۹ب). تخمین رابطه شدت-مدت-فراوانی بارندگی در ایران با استفاده از باران یکساعتیه ده ساله. در: انوار، س.ا. و طالب بیدختی، ن. (ویرایشگران). مجموعه مقالات سومین کنگره بین‌المللی مهندسی راه و ساختمان. ۲۸-۲۴ اردیبهشت ۱۳۶۹، جلد پنجم، دانشکده مهندسی دانشگاه شیراز، شیراز، ایران، ۵۵-۷۴.
- نیرومند، ح. (۱۳۷۸). تحلیل آماری چند متغیره کاربردی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- Alila, Y. 2000. Regional rainfall depth-duration-frequency equations for Canada, *Water Resour. Res.*, 36(7), 67-78.
- Bell, F.C. 1969. Generalized rainfall depth-duration-frequency relationships, *Journal of Hydraulic Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 95(1), 331-327.

تاریخ دریافت: ۸۷/۹/۳۰
تاریخ پذیرش: ۸۸/۱۱/۱۴

Derivation of the Regional Rainfall Depth-Duration-Frequency Equations using Linear Moment Theories (Case Study: Khorasan Provinces)

B. Ghahraman^{1*}, H. Shamkoian², K. Davary³

Abstract

The Rainfall Depth-Duration-Frequency (DDF) relationship is an important concept in hydrology, which is of importance in engineering projects as well as in water structures. In this study twenty four recording raingage stations (from Ministry of Energy) in Khorasan provinces were considered. The region was divided in two homogeneous sections (A and B with 8 and 16 stations, respectively), by considering different parameters of mean annual precipitation (MAP), longitude, and latitude by using cluster analysis. The homogeneity of these regions were confirmed by linear moment theories. Generalized Extreme Value (GEV) were fitted to the short duration rainfalls, regional depth-duration, and depth-frequency, which were established for each region. The equations were combined to assign regional DDF relationships. The derived equations are functions of duration, frequency, and a key parameter; 10-year, 60-minute rainfall were showed a maximum error of 19%, which are able to determine the depth of rainfall in the duration of 5 to 60 minute and the frequency of 2 to 100 years. The differences of these results were negligible, as compared with the Gumble distribution.

Key words: Linear Moments, Regional Depth-Duration-Frequency Relationships, Khorasan

1- Associate Professor, Faculty of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad
(* - Corresponding author Email: bijangh@ um.ac.ir)

2- Senior Irrigation Specialist, Khorasan Razavi Water Authority

3- Assistant Professor, Faculty of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad