فصل پنجم

بارش و نزولات جوّی

کلیات
فرایند بارش
چگونگی تشکیل قطرات باران
شکلهای مختلف بارش
الگوهای مختلف بارش
تغییرات بارندگی
اندازه گیری نزولات جوّی
باران‌سنجی
برف‌سنجی
محل نصب باران‌سنجها
تعداد باران‌سنجها در شبکه باران‌سنجی
مشخصات بارش
تخمین بارندگی در سطح یک منطقه
روابط بین خصوصیّات بارندگی
رابطه بین شدّت و مدّت بارش
رابطه بین مقدار و مساحت بارندگی
رابطه مقدار، مساحت و مدت بارندگی
حداکثر بارش محتمل
باران طرح
مسائل
منابع برای مطالعه بیشتر

۵-۱ کلیات

بارندگی را می‌توان مهمترین عاملی دانست که بطور مستقیم در چرخه هیدرولوژی دخالت دارد. منظور از بارندگی کلیهٔ نزولات جوّی است که به سطح زمین وارد می‌شوند. از زمانی که یک قطره باران در هوا تشکیل می‌شود تا موقعی که به زمین می‌رسد پدیده‌هایی رخ می‌دهد که بیشتر در قلمرو علم هواشناسی است. اما هنگامی که به سطح زمین رسید به عنوان اساسی‌ترین عنصر چرخه هیدرولوژی به حساب می‌آید. هرچند رطوبت موجود در هوا به لحاظ کمّی در مقایسه با کل آب موجود در کره زمین زیاد نیست اما از نظر تأمین آب قابل تجدید، مهمترین منبع حیاتی برای بشر به شمار می‌رود. زیرا بارندگی در واقع تراکم و میعان ذرّات ریز بخار آب موجود در هوا می‌باشد که بصورت باران ، برف و یا شکلهای دیگر به زمین می‌رسد.

تراکم رطوبت به عنوان فرایندی که عکس تبخیر می‌باشد در نظر گرفته می‌شود. شکلهای

مختلف میعان یا تراکم رطوبت، بسیاری از پدیده‌های زیبای هواشناختی را تشکیل می‌دهند. زیرا قبل از هرگونه بارندگی باید تراکم رطوبت بشکل ابر صورت گیرد. هنگامی که دمای هوا کمتر از دمای نقطهٔ شبنم شود *تراکم یا میعان* (condensation) اتفاق می‌افتد و بخشی از بخار آب موجود در هوا به‌صورت مایع در می‌آید. وقتی دمای هوا به کمتر از نقطهٔ انجماد برسد، بخار آب مستقیماً به یخ تبدیل می‌گردد که این فرایند **تصعید** نام دارد (این عبارت به تبدیل مستقیم یخ به بخار آب نیز گفته می‌شود).

گرچه هوا ممکن است از طریق افزایش بخارآب نیز اشباع گردد، مثل هوای بالای سطح دریا و یا وضعیت هوا در زمان ریزش برف و باران، امّا معمولاً اشباع شدن هوا در اثر کاهش دما صورت می‌گیرد. حداقل سه شرط برای تراکم رطوبت و تولید قطرات باران الزامی است. (۱) رطوبت کافی در هوا وجود داشته باشد. (۲) هسته‌هائی که رطوبت بتواند در اطراف آنها متراکم شود در اتمسفر وجود داشته باشد. (۳) هوا بصورت دینامیک سرد شده و دما به زیر نقطه شبنم برسد. شرط اول از نظر مفهومی کاملاً روشن است زیرا بدون وجود رطوبت پیدایش قطرات باران امکان‌پذیر نخواهد بود. اما شرط دوم یعنی وجود هسته‌های تراکم کمی ظریف بنظر می‌رسد. می‌دانیم تراکم به شکل قطرات کوچک آب صورت می‌گیرد و تمایل ذرّات آب برای فرار از سطح آب، فشار بخار نامیده می‌شود. فشار بخار روی قطرات کروی شکل بیشتر از فشار بخار در سطح صاف آب است و در مورد قطرات کوچکتر نیز زیادتر از قطرات بزرگ می‌باشد. فشار بخار یک ذرّه کروی شکل با شعاع آن نسبت معکوس دارد. با توجه به این موضوع، با کاهش قطر یک قطره، فشار بخار در سطح آن بیشتر می‌شود و اگر قطرهٔ آب خیلی کوچک باشد به محض تشکیل تبخیر می‌گردد. بنابراین برای این که قطر قطرات از حد معینی کوچکتر نشود یک ذرّه جامد با قطر کافی باید در هوا وجود داشته باشد تا قطرهٔ آب در اطراف آن تشکیل و در اثر تبخیر از بین نرود، این ذره جامد را هسته تراکم گویند. از طرف دیگر هسته‌های تراکم باید قابلیت جذب آب را داشته، یعنی *آبدوست* (hygroscopic) باشند. اگر هوا خالص می‌بود عمل تقطیر به سختی و فقط زمانی صورت می‌گرفت که هوا بیش از حد اشباع و بیش از اندازه سرد می‌شد. اما وجود همین ذرات ناخالص که به آنها **هستک** یا *آئروسل* (aerosol) هم گفته می‌شود باعث می‌گردد تا در شرایط اشباع معمولی نیز بخار آب در اطراف این ذرات متراکم شود، زیرا این ذرات اصولاً آبدوست بوده و بخار آب را دور خود جمع می‌کنند. در مورد این که تراکم در اطراف هستکها چگونه صورت می‌گیرد مطالعات زیادی صورت گرفته است. در این رابطه دو نوع هستک در هوا وجود دارد که عبارتند از ذرات ***جاذب رطوبت*** و ذرات ***غیرجاذب رطوبت***.

ذرات جاذب رطوبت ذرات جاذب رطوبت یا هیگروسکوپیک (hygroscopic) تمایل شدیدی به جذب آب دارند و بخار آب را به سرعت به خود جذب می‌کنند، بطوریکه قبل از آن

که هوا به حد اشباع برسد عمل تقطیر در اطراف این‌گونه هستکها شروع و قطرات ریز آب بوجود می‌آید. از این نوع هستکها می‌توان ذرات نمک موجود در هوا را نام برد که منشأ آنها یا اقیانوسهاست که در اثر امواج به فضا پرتاب می‌شوند، و یا کویرهاست که همراه با باد به بالا رانده می‌شوند. مقدار نمک در هوای روی دریاها بیشتر بوده و هرچه به طرف خشکیها پیش رویم از مقدار آن کاسته می‌شود.

ذرات غیرجاذب رطوبت این ذرات که غیر هیگروسکوپیک (non-hygroscopic) نام دارند تمایل چندانی به جذب بخار آب ندارند و عمل تقطیر در اطراف آنها فقط زمانی صورت می‌گیرد که هوا بیش از حد از بخار آب اشباع شده باشد. از این‌گونه ذرات می‌توان گرد و غبار معمولی و ذرات مواد آلی را نام برد که همراه با باد از سطح زمین به فضا برده می‌شوند.

هستکهایی که عمل تقطیر در اطراف آنها صورت می‌گیرد از نظر اندازه بین ۰/۰۰۱ تا ۱۰ میکرون قطر دارند. تعداد آنها در هر سانتی‌متر مکعب هوا نیز متفاوت است. بطوری که در بعضی شرایط ممکن است در یک سانتی‌متر مکعب هوا بیش از ۴۰،۰۰۰ هستک، و در حالات دیگر در هر سانتی متر مکعب فقط یک هستک بزرگ وجود داشته باشد.

در فرایند تصعید، بخار آب بدون این‌که از مرحلهٔ میعان بگذرد مستقیماً به یخ تبدیل می‌شود. در این فرایند، ذرّات گرد و غبار معدنی غیرجاذب رطوبت نقش مهمی دارند. ذرّاتی که شکل کریستالی آنها شبیه یخ است مهمترین نقش را در تصعید ایفا می‌کنند. از این اصل در استفاده از یدور نقره (AgI) ، برای افزایش تصعید یخ، بارور کردن ابرها و در باران‌سازی مصنوعی استفاده می‌شود. زیرا بلورهای یدور نقره شبیه بلورهای یخ می‌باشند. مشاهداتی که در مناطق سرد ارتفاعات بالا انجام شده، نشان داده است که آب می‌تواند در دماهای پایین (تا حدود ۴۰- درجه سانتی‌گراد) نیز به صورت مایع باقی بماند. دلیل وجودی این آب فوق سرد، به وجود هسته‌های بلورساز نسبت داده شده است. شکلهای معمولی تراکم رطوبت شامل **شبنم، یرنک، مه و ابر** می‌باشد.

شبنم شبنم (dew) رطوبتی است که به جای این که بر روی هسته‌های موجود در هوا متراکم شود بر روی سطوح اجسام مختلف متراکم می‌شود. شاخ و برگ علفهای پوشیده از قطرات درخشان آب و منظرهٔ زیبای صبح فصلهای بهار و پاییز در اثر شبنم است. در غروبهای آرام با هوای صاف، زمین از طریق تابش برگشتی به سرعت سرد شده و دمای آن کمتر از هوای روی سطح زمین می‌شود. در نتیجه هوایی که در تماس با زمین است سرد می‌شود. با ادامه یافتن این فرآیند، هوا تا نقطهٔ شبنم خنک شده و قطرات آب روی برخی اجسام بوجود می‌آید. باید توجه کرد که تمام این پدیده‌ها در چند سانتی‌متر اوّل هوای چسبیده به سطح زمین صورت می‌گیرد زیرا هوا یک هادی بسیار ضعیف برای گرماست.

با سرد شدن بیشتر هوا تا زیر نقطهٔ شبنم، بخار آب اضافی در هوا متراکم می‌گردد. اشیاء تیره مثل گیاهان، همیشه زودتر از هوا سرد می‌شوند، زیرا اشیاء تیره انرژی را بخوبی جذب کرده و بخوبی نیز پس می‌دهند. بنابراین، رطوبت مستقیماً روی سطوح تیره متراکم می‌شود، چه منشأ آنها طبیعی باشد و چه مصنوعی. در نتیجهٔ آنچه به نام «**عرق کردن**» در اشیایی مثل لوله‌ها و یا بدنهٔ کشتیها دیده می‌شود در واقع تشکیل شبنم است. واضح است که برای این‌کار شرایط آرام و صاف باید وجود داشته باشد. ابرها به عنوان محافظی برای کاهش سرد شدن زمین در اثر بازتابش، و همچنین سردشدن هوا عمل می‌کنند. شبهایی که باد می‌وزد سبب می‌شود تا هوای گرم نتواند به اندازهٔ کافی در مجاورت سطح زمین و یا اشیاء بماند (حتی اگر هوا صاف باشد)، لذا هوای صاف و بدون باد از شرایط لازم برای تشکیل شبنم می‌باشد.

برفک برفک (frost) در واقع شبنم یخ زده است. شرایط تشکیل شبنم و برفک عملاً یکی است، بجز یک شرط. شبنم وقتی تشکیل می‌شود که تراکم بر روی اشیاء سرد، بالاتر از نقطهٔ انجماد، اتفاق می‌افتد و برفک وقتی تشکیل می‌گردد که تراکم در پایین‌تر از نقطهٔ انجماد صورت می‌گیرد. دراین وضعیت، رطوبت مستقیماً از حالت بخار به یخ تبدیل می‌شود، بدون این که از مرحلهٔ مایع شدن گذر کند. نظیر این مسأله - اما بصورت معکوس - برای یخ خشک پیش می‌آید که در آن دی‌اکسیدکربن جامد بدون این که مایع شود مستقیماً به‌گاز تبدیل می‌گردد.

مه و ابر از لحاظ فیزیکی بین مه و ابر تفاوت زیادی وجود ندارد و هر دو از قطرات کوچک آب در اثر تراکم بخار آب بوجود می‌آیند. مه معمولاً در هوای نزدیک سطح زمین تشکیل می‌شود امّا ابر مشخصه هوای ارتفاعات بالاتر است. ابر هنگامی تشکیل می‌شود که هوا با صعود و انبساط خود بصورت بی‌دررو خنک شود اما مه از طریق خنک شدن هوا در اثر تماس با سطح سرد ایجاد می‌گردد. با این وجود تفاوت مه غلیظ و ابرهایی که در سطح پائین قرار دارند بقدری کم است که وقتی در مجاورت هم قرار می‌گیرند نمی‌توان آنها را از یکدیگر متمایز ساخت.

۵-۲ فرایند بارش

بنا به تعریف، **بارش** (precipitation)، هرگونه رطوبت متراکم شده‌ای است که به سطح زمین فرو می‌ریزد. بنابراین فرایند تراکم باید قبل از بارندگی صورت گیرد. معمولاً بارندگی از انواع ابرها صورت می‌گیرد امّا ممکن است تمام ابرها ایجاد بارندگی نکنند. فقط هنگامی‌که قطرات آب یا تکه‌های یخ و یا بلورها آن‌قدر بزرگ شوند که بر نیروهای شناوری و بالا دهندهٔ قطرات آب در هوا فایق آیند بارندگی انجام می‌شود.

اگر مقایسه‌ای بین اندازهٔ ذرّات ابری که باران از آن می‌بارد و ابری که ایجاد باران نمی‌کند به

عمل آید، متوجه می‌شویم که فرایند و یا فرایندهایی وجود دارند که هنوز شناخته نشده‌اند. برای مثال، متوسط اندازهٔ یک ذرهٔ متراکم شده بخار آب ۰/۲ میلی‌متر است اما قطر معمولی قطرات باران از ۰/۵ تا ۴ میلی‌متر تغییر می‌کنند و اینکه چه فرایندهائی باعث می‌شود که قطر ذرات متراکم شده بخار آب افزایش پیداکند بسیار متعدد و پیچیده است.

مسأله مهم در فیزیک ابر و بارندگی این است که چرا بعضی از ابرها قطراتی به اندازهٔ قطرهٔ باران درست می‌کنند امّا بعضی ابرها چنین کاری را نمی‌کنند. اگر چه تراکم مستقیم سبب ایجاد قطرات بزرگ نمی‌شود، امّا برخورد و همامیزی قطرات با یکدیگر قطرات بزرگی را بوجود می‌آورد. برخورد مکرّر، قطراتی با اندازهٔ باران را تشکیل می‌دهد. پس از این که اندازهٔ قطرات به ۰/۰۴ میلی‌متر رسید، رشد آنها بیشتر به علّت همامیزی است تا تراکم. ولی تراکم و همامیزی نیز مساله‌ای که بهمین سادگی صورت گیرد نیست.

هنوز این سؤال وجود دارد که چرا همامیزی در بعضی از ابرها اتفاق می‌افتد و در بعضی دیگر نه. کمتر از یک حدّ آستانه (حدود ۰/۰۴ میلی‌متر) قطرات آن‌قدر کوچک هستند که با یکدیگر ادغام نمی‌شوند. امّا چرا بعضی از قطرات در ابرها به این اندازه می‌رسند و در بعضی دیگر نمی‌رسند؟ جواب این سؤال در اندازهٔ هسته‌های تراکم اولیه نهفته است. در مناطق حارّه، ذرّات درشت نمک در هوا زیاد است که قطرات باران در اطراف آنها تشکیل می‌گردد. این قطرات سپس با همامیزی درشت‌تر می‌شوند. ولی در سایر مناطق دنیا فرایندهای دیگری در کار می‌باشد که نظریات مختلفی پیرامون آن ارائه شده است. در زیر به منطقی‌ترین، توصیفی که برای بزرگ شدن قطرات بخار آب ارائه شده است می‌پردازیم.

۵-۲-۱ چگونگی تشکیل قطرات باران

یک قطرهٔ کوچک از ابر بسادگی نمی‌تواند در اثر جذب آب بزرگ شده و به یک قطرهٔ باران تبدیل شود. بخصوص اگر به یاد داشته باشیم که یک میلیون قطرهٔ ۱۰ میکرونیِ ابر، وزنی معادل یک قطرهٔ باران دارند. بزرگ شدن طبیعی قطرات باران باعث می‌شود تا ذراتی حداکثر به شعاع ۱۰۰ میکرون ساخته شود و این مقدار نخواهد توانست چنان سنگینی به قطرات بدهد که در اثر وزن خود سقوط کنند. هرچند در وضعیت بسیار آرام مشاهده شده است که قطرات ۱۰۰ الی ۵۰۰ میکرونی هم ریزش می‌کنند ولی باید عوامل دیگری در بزرگ شدن آنها دخالت داشته باشد، بطوری که قطرات کوچک ابر به قطره‌های باران مبدل شده و در اثر وزن نسبتاً زیاد خود ریزش نمایند. در این رابطه نظریه‌های مختلفی وجود دارد که از آن جمله نظریه برژرون (Bergeron) می‌باشد.

براساس نظریه برژرون (دانشمند هواشناس نروژی)، در عرضهای جغرافیایی میانه و بالا، ابرها بقدری مرتفع هستند که درجه حرارت آنها به زیر نقطهٔ انجماد می‌رسد. در چنین ابرهایی

قطرات کوچک آب و بلورهای یخ به صورت توأم وجود دارند. در این وضعیت چون فشار بخار آب روی آب بیشتر از فشار بخار روی یخ در همان درجه حرارت است لذا چنین به نظر می‌رسد که هوا از نظر قطرات آب در حالت اشباع و از نظر بلورهای یخ در حالت فوق اشباع است. باتوجه به این که بخار آب به‌تدریج در اطراف ذرّات یخ انباشته می‌شود، کم‌کم هوا از حالت اشباع خارج شده و قطرات کوچک آب شروع به‌تبخیر می‌کنند. این عمل آن‌قدر ادامه پیدا می‌کند تا تمام قطرات کوچک آب تبخیر شوند و یا آن‌که بلورهای یخ در اثر تراکم بخار روی آنها بقدری بزرگ شوند که از ابر خارج و به پایین سقوط نمایند. ذرات یخ در طی سقوط، گرم و ذوب می‌شوند و به صورت قطرات باران درمی‌آیند که با همامیزی، درشت و درشت‌تر می‌شوند. به عبارت دیگر، بزرگ شدن بلورهای یخ به قیمت از بین رفتن قطرات کوچک آب تمام می‌شود. این پدیده - که معمولاً در ابرهایی که دمای آنها ۱۰- تا ۳۰- درجه سانتی‌گراد است به خوبی عمل می‌کند - به نام پدیدهٔ برژرون نام‌گذاری شده است.

همامیزی فرایند دیگری است که در بزرگ شدن قطرات باران مؤثر است. در ابرهایی که دمای آنها بالاتر از صفر درجه است، ذرات یخ وجود ندارند و قطرات کوچک ابر در اثر تصادم و برخورد با یکدیگر بتدریج بزرگ و سپس در اثر وزن خود سقوط کرده که در طی سقوط نیز با قطرات کوچک دیگر برخورد می‌کنند. بدین‌ترتیب قطره‌های نسبةً بزرگ باران بوجود می‌آیند. باتوجه به این که هستکها در این شرایط عمدةً از ذرات ریز نمک تشکیل می‌شوند چنین پدیده‌ای بیشتر در روی اقیانوسها تشکیل می‌شود. از شرایط لازم برای این همامیزی، بالا بودن دما در ابر و وجود آب مایع در آن است. به این دلیل تشکیل این‌گونه بارانها بیشتر در ماههای تابستان و در ابرهای کم‌ارتفاع صورت می‌گیرد.

از نظر شکل، قطرات باران تا قطر ۱ میلی متر کروی باقی می‌مانند اما بزرگتر از این اندازه قطرات از انتها شروع به پهن شدن می‌کنند تا این که سرانجام ناپایدار شده و به قطرات کوچکتر تبدیل می‌شوند. معمولاً قطر قطرات باران بین ۰/۱ تا ۳ میلی متر است ولی قطراتی با قطر ۵ الی ۶ میلی متر نیز دیده شده است.

باروری ابرها یک فرایند مصنوعی برای وارد کردن هستک‌ها به داخل ابر است تا به این وسیله شرایط برای ایجاد باران فراهم گردد. یدور نقره یکی از موادی است که توسط هواپیما در ابر پاشیده می‌شود. در این عمل محلول یدور نقره با شعله پروپان تبخیر شده و ایجاد ذرات ریزی که بتوانند بعنوان هستک عمل کنند می‌نماید. گرچه پژوهشها و آزمایشات زیادی در این مورد صورت گرفته است اما بدلیل متغیر بودن فرایندهای هواشناسی که در ایجاد بارندگی دخالت دارند نتایج مشابه و یکنواختی از این گونه تجارب بدست نیامده است. در آفریقای جنوبی که بارندگی‌های همرفتی زیاد اتفاق می‌افتد نکته جالبی مشاهده شد بطوریکه مقدار بارندگی روی کارخانجات کاغذسازی بیشتر از سایر مناطق بود. چون این موضوع با کلرور

پتاسیم متصاعد شده از دودکش‌های این کارخانجات ارتباط داده شد چنین نتیجه گیری گردید که برای بارورسازی ابرهای همرفتی می‌توان بجای یدور نقره از کلرور پتاسیم استفاده کرد. هر چند نتایج پژوهش نشان داده است که استفاده از کلرور پتاسیم بعنوان هستک نتایج بهتری نسبت به یدور نقره بدست می‌دهد، اما اصولاً هنوز در مورد کارائی روشهای بارورسازی ابرها تردید وجود دارد. در سالهای ۱۹۵۰ و ۱۹۶۰ میلادی فعالیت‌های زیادی در این زمینه صورت می‌گرفت اما این فعالیت‌ها بتدریج رو به کاهش گذاشته و در حال حاضر اکثر فعالیت‌های بارورسازی ابرها جنبه تحقیقاتی دارد. حتی *سازمان عمران امریکا* (Bureau of reclamation) نیز که زمانی بیشترین بودجه تحقیقاتی را در این مورد صرف می‌کرد در سال ۱۹۹۴ اعلام کرد که هیچگونه طرح تحقیقاتی را در این زمینه سرمایه گذاری نخواهد کرد.

قطراتی که بصورت باران از ابر جدا می‌شوند پس از مدتی سقوط در هوا به سرعت حدّ می‌رسند. سرعت حدّ قطرات بستگی به قطر آنها داشته و از فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$V_t = \left[\frac{4gD}{3C}\left(\frac{\rho_w}{\rho_a} - 1\right)\right]^{0.5} \qquad (۱-۵)$$

در این فرمول:

V_t = سرعت حد قطرات (m/s)

g = شتاب ثقل زمین ($9.8 m/s^2$)

D = قطر قطرات باران (m)

ρ_w = دانسیته آب ($998 kg/m^3$)

ρ_a = دانسیته هوا ($1.2 kg/m^3$)

C = ضریب کشش (drag coefficient) قطرات باران که از جدول ۵-۱ بدست می‌آید:

جدول ۵-۱ ضریب کشش قطرات کروی شکل باران در شرایط متعارف

قطر قطرات (میلی‌متر)	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0	2	3	4	5
ضریب کشش (C)	4.2	1.66	1.07	0.815	0.671	0.517	0.503	0.460	0.360

● **مثال ۵-۱**

حساب کنید سرعت حد قطرات بارانی که قطر آنها ۱ میلی متر باشد.

حل

$$V_t = \left[\frac{4gD}{3C}\left(\frac{\rho_w}{\rho_a} - 1\right)\right]^{0.5}$$

با توجه به جدول ۵-۱ برای قطرات ۱ میلی‌متری ضریب کشش برابر ۰/۶۷۱ می‌باشد لذا:

$$V_t = \left[\frac{4 \times 9.81 \times 0.001}{3 \times 0.671}\left(\frac{998}{1.2} - 1\right)\right]^{0.5}$$

$$V_t = 4.02 \text{ m/s}$$

■ **تمرین ۵-۱**

با استفاده از معادله ۵-۱ و اعداد جدول ۵-۱ منحنی تغییرات سرعت حد قطرات باران را نسبت به قطر آنها در شرایط متعارف بدست آورید.

در صورتی که دمای ابر از صفر کمتر و ابر حاوی ذرات یخ نیز باشد از برخورد آنها با یکدیگر ***دانه‌های برف*** به وجود می‌آید. بهترین وضعیت برای این پدیده در دمای بین صفر تا ۴- درجهٔ سانتی‌گراد است. هرچه دما و درصد آب کاهش یابد، اندازهٔ دانه‌های برف نیز کوچکتر می‌شوند. دانه‌های برف با آرایشهای خاص به هم متصل و سقوط می‌نمایند.

در ابرهایی که محتوی مخلوطی از قطرات ریز آب و ذرات یخ باشند، به همان شیوه‌ای که در پدیدهٔ برژرون گفته شد، بخار آب روی ذرات یخ متراکم می‌شود. با این تفاوت که در این حالت برای برخورد بخار آب با ذرات یخ لازم است مقدار زیادی آب مایع وجود داشته باشد. پس از آن که دانه‌های برف یا یخ به اندازهٔ کافی بزرگ شدند به طرف پایین سقوط می‌نمایند ولی در طبقات پایین‌تر به دلیل اشباع نبودن هوا و بالا بودن دما ذرات یخ ذوب و به قطرات باران مبدل می‌شوند. حتی ممکن است قطرات باران کلاً تبخیر گردند که این حالت بیشتر در روزهای تابستان اتفاق می‌افتد، یعنی بارانها قبل از آن که به سطح زمین برسند عمدةً تبخیر می‌شوند.

بطور خلاصه، گرچه وجود رطوبت در هوا برای ایجاد بارندگی الزامی است اما تنها این شرط کافی نمی‌باشد و باید شرایط دیگری نیز وجود داشته باشد. مثلاً در سواحل خلیج‌فارس رطوبت به‌اندازه کافی وجود داشته و حتی مقدار آن ممکن است بمراتب بیشتر از مقدار رطوبت موجود در هوای سواحل دریای خزر باشد ولی بارندگی در نواحی جنوبی ایران کمتر است و یا در بسیاری مواقع که هوا ابری است ممکن است بارندگی وجود نداشته باشد. لذا علاوه بر وجود رطوبت و موجود بودن هسته‌های خارجی برای انجام عمل تراکم، فرایند خنک شدن دینامیک هوای مرطوب نیز الزامی است. **سرد شدن دینامیک** (dynamic cooling) هوا به طرق گوناگون ممکن است صورت گیرد که از جمله عبارتند از:

الف ـ انبساط بی‌دررو هوا. مثلاً هنگام عبور یک تودهٔ هوا از روی یک رشتهٔ کوه در اثر کم شدن فشار هوا، دما کاهش پیدا می‌کند.

ب ـ برخورد دو تودهٔ هوا با خصوصیات مختلف. به عنوان مثال هنگامی که یک تودهٔ هوای

گرم و مرطوب به تودهٔ هوای سردی برخورد کند، هوای گرم به بالا رانده می‌شود و در طی صعود ممکن است به نقطهٔ شبنم برسد و اشباع گردد.

ج ـ تصادم یک تودهٔ هوای مرطوب به جسم سردی مانند سطح زمین.

بر اساس نحوه سرد شدن و ایجاد بارندگی، شکلهای مختلف بارش با خصوصیات مختلف اتفاق می‌افتد.

۵-۲-۲ شکلهای مختلف بارش

تمام شکلهای بارندگی، بدون توجه به وضع ظاهری آنها، **نزولات جوی** یا **هیدرومتئور** (hydrometeor) نامیده می‌شوند. سازمان ملّی هواشناسی آمریکا، هیدرومتئورها را به ۵۰ نوع طبقه‌بندی کرده است که در اینجا فقط ۶ نوع معمولی آنها با اختصار بررسی می‌شود.

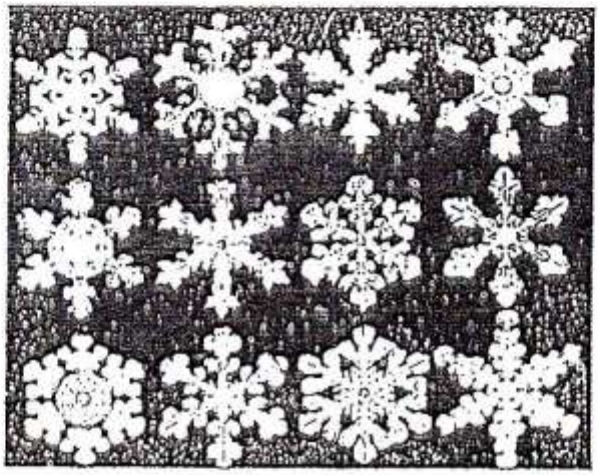
باران مسلماً باران آشناترین فرم ریزشهای جوّی است. اگرچه تعریف باران ساده است، امّا باتوجه به مطالب قبلی، توضیح منشاء آن مشکل می‌باشد. بطور مختصر، بارانها نزولاتی هستند به شکل قطرات مایع که ابرها منبع آن هستند. باران از تراکم قطرات آب در ابرها و بزرگ شدن این قطرات به‌اندازه‌ای که بتوانند بر نیروی شناوری هوا فایق آیند نتیجه می‌شود.

بدون توجه به اندازهٔ قطرات در ابر، وقتی قطرات آب به سطح زمین نزدیک می‌شوند، دو عامل بر روی اندازه‌های آنها تأثیر می‌گذارد: ۱) میزان تبخیر در طول مدت نزول؛ و ۲) اثر اصطکاک هوا بر روی قطرات سقوط کننده. در هوای نسبةً آرام، اصطکاک هوا محدودکنندهٔ اندازهٔ قطرات است. اگر در منطقهٔ بارندگی، هوا نیز در حال نزول باشد (که در بعضی قسمتها رگبارهای رعد و برق‌دار وجود دارد)، قطرات بسیار درشتی تشکیل می‌شوند. بنابراین اندازهٔ قطرات باران و شدّت‌بارندگی، بسیارمتغیراست. به‌طورکلّی، وضعیتی‌که سبب‌بارانهای‌شدیدمی‌شودکوتاه‌مدت است در حالی که بارندگیهای خفیف و معمولی در وضعیتهای بلند مدت ایجاد می‌گردند. پس در حالت کلّی، طول مدت‌بارندگی نسبت معکوس با شدّت آن دارد. بارانهای با شدّت بسیار خفیف شامل قطرات بسیار ریز که به ندرت به زمین می‌رسند *باران‌ریزه* (drizzle) نامیده می‌شود. اندازه قطرات باران ریزه کمتر از ۰/۵ میلی متر است.

برف وقتی در هوای صعود کننده‌ای که به دمای زیر نقطهٔ انجماد رسیده است تراکم صورت گیرد، به‌جای قطرات باران، بلورهای شش‌گوشه برف تشکیل می‌شوند. به‌خاطر داریم که اگرنقطهٔ شبنم زیر صفر درجهٔ سانتی‌گراد باشد، تراکم در سطح زمین، ایجاد برفک می‌کند. بلورهای برف ممکن است یکی باشند و یا در هم ادغام شده و تشکیل **پره‌برف** (snow flake) با اندازه‌ها و شکلهای متفاوت را بدهند (شکل ۵-۱). در نتیجه، از ادغام بلورهای شش‌گوشهٔ برف طرحهای زیبایی از پره‌های برف تشکیل می‌شود. در یک ابر ممکن است قسمت پایین آن دارای قطرات

آب و قسمت بالای آن شامل پره‌های برف شود.

برفابه برفابه یا *باران یخ زده* (sleet) را می‌توان قطرات منجمد شده باران دانست. اگر قطرات آبی که از ابر نزول می‌کنند با لایه‌ای از هوا مواجه شوند که دمای آن در حدّ انجماد است، به حبّه‌های کوچک و سرد یخ تبدیل می‌گردند. بنابراین ریزش *باران یخ زده*، مسأله وارونگی دما را نشان می‌دهد، در یک ابر معمولی دمای داخل ابر ممکن است نزدیک به نقطهٔ انجماد باشد، اما اگر هوای زیر ابرها کمی سردتر باشد، باران یخ‌زده شکل می‌گیرد. همچنین باران یخ‌زده ممکن است از یخ زدن برف ذوب شده‌ای که از لایه هوای سرد نزدیک زمین می‌گذرد تشکیل شود.

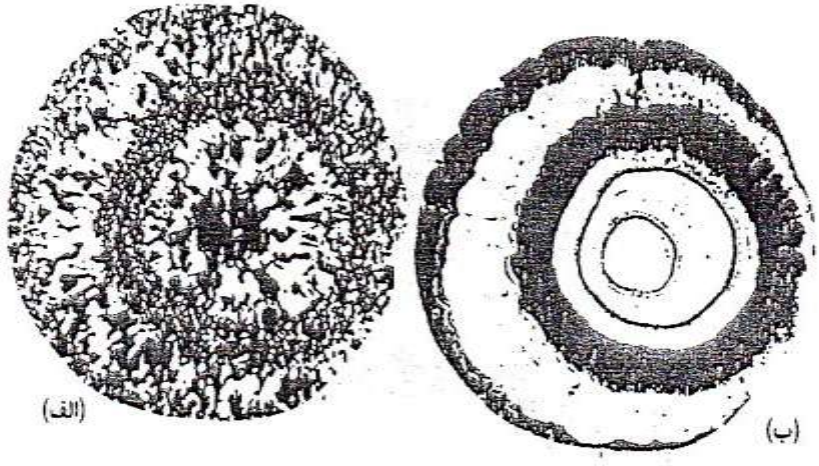


شکل ۵-۱ شکلهای مختلف بلورهای برف که با میکروسکوپ پلاریزه عکس‌برداری شده است.

تگرگ تگرگ (hail) نتیجهٔ وجود تلاطم و جابجایی (همرفت) در ابرهاست و فقط در رابطه با طوفانهای شدید به‌وجود می‌آید. طرز تشکیل تگرگ بدین صورت است که در داخل ابرهای کومولونیمبوس قسمتی از آن که از اطراف خود گرمتر است بسرعت به شکل پیچکی به بالا رانده می‌شود و همراه خود قطرات باران را نیز به لایه‌های بالاتر که دمای آن پایین‌تر از نقطهٔ انجماد است می‌برد. قطرات باران در این لایه‌ها منجمد می‌شوند و در اثر بالا و پایین رفتن مجدد ممکن است دانه‌های برف و قطرات دیگر نیز به آنها بپیوندد و گویچه‌های کم‌وبیش بزرگی را به‌وجود آورد که به آن تگرگ گفته می‌شود. دانه‌های تگرگ بسته به شرایط اندازه‌ای بین ۵ تا ۱۲۵ میلی متر و دانسیته‌ای معادل ۰/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب دارند. اگر از یک دانه تگرگ مقطع تهیه شود در آن دوایر متحدالمرکزی مشاهده خواهد شد که نشان‌دهندهٔ عبور متناوب تگرگ از لایه‌هایی است که دمای متفاوت دارند (شکل ۵-۲). با توجه به این که تگرگ در وضعیتی می‌بارد که

معمولاً دما در سطح زمین بالاتر از نقطه انجماد است، لذا پس از ریزش به سرعت ذوب، و در نتیجه عکس‌العمل هیدرولوژیکی تگرگ بسیار سریع و مشابه باران در نظر گرفته می‌شود.

یخ‌پوشهٔ شفاف وقتی باران و بخصوص باران ریزه بر روی اشیاء یا زمینی ببارد که دمای آن زیر نقطهٔ انجماد است، به صورت لایه‌های یخ در می‌آید که به آن یخ‌پوشهٔ شفاف (glaze) گفته می‌شود. اگر این پوشش یخی ضخیم شود، در اثر وزن زیاد اثر تخریبی شدیدی در بر خواهد داشت.



شکل ۵-۲ مقطع یک دانهٔ تگرگ. (الف) عکسبرداری شده با میکروسکوپ مجهز به نور پلاریزه و (ب) عکسبرداری شده با میکروسکوپ مجهز به نور معمولی.

یخ‌پوشهٔ مات یخ‌پوشهٔ مات (rime) وقتی شکل می‌گیرد که اشیایی با دمای زیر نقطهٔ انجماد در داخل مه قرار گیرند. در چنین حالتی، ذرّات کوچک مه یخ می‌زنند و به سطح سرد جسم می‌چسبند. یخ پوشه در سمت رو به باد اشیاء، ضخیمتر است، بخصوص وقتی بر روی دکلها و تیغه‌های وسایلی که در هوای سرد حرکت می‌کنند تشکیل شود. یخ‌پوشهٔ مات همچنین بر روی قسمتهای جلو هواپیماهایی که در داخل بعضی از انواع ابرها حرکت می‌کنند شکل می‌گیرد.

۵-۲-۳ الگوهای مختلف بارش

مطالعهٔ چرخش هوا در جوّ و پیش‌بینی حرکت توده‌های هوا از وظایف متخصصان هواشناسی است ولی برای هیدرولوژی نیز لازم است اطلاعاتی در این رابطه داشته باشند.

اگر یک تودهٔ هوا در مسیر حرکت خود مجبور به صعود از کوه گردد به هنگام بالا رفتن تحت تأثیر گرادیان قائم درجهٔ حرارت سرد شده و پس از رسیدن به نقطهٔ چگالش تولید بارندگی می‌کند. بارندگیهایی که به این صورت به وجود می‌آید به نام **کوه بارش** معروفند. این بارانها را

بارانهای *اوروگرافیک* (orographic) یا کوهستانی نیز می‌نامند. کوه بارشها را در اکثر مناطق کوهستانی و تپه‌ای جهان که شرایط برای متراکم شدن ابرها وجود داشته باشد می‌توان مشاهده کرد. بنابراین ساده‌ترین شکل سردشدن دینامیکی هوا و ایجاد بارش از نوع اوروگرافیک است.

ابرهای کوهساری در زمستان محتوی انبوهی از قطرات بسیار سرد (ابر سرد) می‌باشند. اما بعضی از آنها حاوی ذرات یخ کافی جهت تبدیل قطرات ابر سرد به بارندگی نیستند، بهمین دلیل در برنامه‌های باورسازی ابرها سعی می‌شد با استفاده از ژنراتورهای سوخت مایع یدور نقره را از روی زمین و یا با پاشیدن آن توسط هواپیما از بالا وارد ابرهائی که دمای آنها کمتر از ۵- درجه سانتی گراد است کرده و فرایند تراکم را سرعت بخشند. هر گرم یدور نقره می‌تواند 10^{14} ذره را از خود آزاد سازد. ادعا می‌شود که در بعضی مناطق دنیا توانسته‌اند از طریق باروورسازی ابرهای کوهساری مقدار بارندگی را ۵ الی ۱۵ درصد افزایش دهند ولی هیچ گونه دلیل علمی برای این افزایش ارائه نشده است.

چنانچه سرد شدن هوا در اثر تلاقی دو تودهٔ هوای مختلف باشد، تولید بارانهایی می‌کند که توأم با باد است و چون مرز بین دو توده، جبهه نام دارد این بارانها نیز جبهه‌ای (frontal) نام گرفته‌اند. در دنیا فقط محدودهٔ مشخصی است که بیشتر محل برخورد توده‌های هواست. این محدوده بین مدارهای ۳۰ درجه تا ۶۰ درجه در دو نیمکره قرار گرفته است. در این مناطق جبهه‌های قطبی توده‌های هوایی راکه منشأ قطبی دارند از توده‌هایی که منشأ حاره‌ای دارند مجزا می‌سازند.

بسیاری از بارندگیهای مناطق گرم جهان به دلیل شرایط محلی است که نمی‌توان موقعیت آنها را در نقشه‌های جهانی هواشناسی مشخص کرد. مثلاً توده‌های گرم دریایی در هنگام عبور از سطح زمین بتدریج گرم می‌شوند و به بالا صعود می‌نمایند تا جایی که به اندازهٔ کافی سرد شده و به نقطهٔ شبنم می‌رسند. به این نوع بارندگیها *بارانهای همرفتی یا جابجایی* (convective) گویند. گرم شدن موضعی هوایی که در مجاورت سطح زمین قرار گرفته است نیز باعث انبساط و در نتیجه سبک شدن آن می‌گردد. این هوا طی فرایند گرم شدن مقدار زیادی رطوبت نیز به خود جذب می‌کند. هوای گرم شده، ناپایدار و باتوجه به فشار هوای اطراف به بالا کشیده می‌شود. بدین‌ترتیب هوای گرم، سبک و مرطوب به بالا صعود می‌کند و بتدریج که از حرارت آن کاسته شد عمل تقطیر صورت گرفته و بارندگی ایجاد می‌شود . نمونه‌هایی از این نوع بارندگیها در بعدازظهرهای گرم و داغ تابستان به وقوع می‌پیوندد که غالباً کوتاه مدت و شدیدند. **رگبار رعد و برقی** (thunderstorm) نمونهٔ بارز این نوع بارندگیهاست. حتی یک آتش‌سوزی شدید نیز می‌تواند چنین بارندگیهایی را ایجاد نماید. بارندگیهای معمول پس از آتش سوزیهای جنگلی غالباً به همین دلیلند. در صورتی که سرعت بالا رفتن هوای گرم زیاد باشد، قطرات بارانی که تشکیل می‌شوند دوباره به بالا رانده شده و در طی بالا و پایین رفتن مقدار زیادی رطوبت به

خود می‌گیرند بطوری که قطرات درشت باران به‌وجود می‌آید. باران ممکن است در شرایط بسیار سرد به تگرگ تبدیل شود.

بنابراین بارندگی‌ها بسته به این که مکانیسم سرد شدن هوای مرطوب در آنها چگونه بوده است به سه دسته تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

- بارانهای کوهستانی
- بارانهای جبهه‌ای
- بارانهای همرفتی

در وضعیت آب و هوایی ایران هر سه نوع بارندگی را می‌توان مشاهده کرد. نزولات زمستانی بیشتر جبهه‌ای و رگبارهای کوتاه مدت بهاری، عمدتاً از نوع همرفتی می‌باشند. در کوهپایه‌ها نیز به‌دلیل عبور توده‌های هوا از روی ارتفاعات، بارندگی‌ها بیشتر از نوع اوروگرافیک است.

۵-۲-۴ تغییرات بارندگی

بارندگی در سطح کرهٔ زمین دارای تغییرات مکانی و زمانی زیاد است. هیچ دلیلی وجود ندارد که تصور کنیم بارندگی در همه‌جای دنیا باید یکسان باشد. میانگین بارندگی در سطح کرهٔ زمین بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ میلی‌متر در سال تخمین زده شده است. ولی تغییرات بارندگی در دنیا به نحوی است که برخی کویرها ممکن است در چند سال متوالی هیچ‌گونه بارندگی دریافت نکرده باشند در حالیکه طولانی‌ترین دوره‌ای که در یک منطقه هیچ بارندگی صورت نگرفته است مربوط به *آریکا* (Arica) در شیلی بوده است که طی ۱۴ سال متوالی (اکتبر ۱۹۰۳ تا ژانویه ۱۹۱۸) اصلاً بارندگی رخ نداده بود. در بعضی نقاط دیگر دنیا مثل کوههای *وایالیال* (Waialeale) در هاوایی سالانه ۱۲۰۰۰ میلی‌متر و یا در جاهایی مانند *چراپونجی* (Cherrapuunji) واقع در شمال خلیج بنگال سالانه حدود ۲۶۴۰۰ میلی‌متر بارندگی وجود دارد. این ارقام نشان می‌دهد که تغییرات بارندگی در سطح خشکیهای زمین تا چه اندازه شدید است. از نحوه تغییرات بارندگی در سطح دریاها و اقیانوسها به دلیل عدم وجود داده‌های اندازه‌گیری اطلاع زیادی در دست نمی‌باشد. بطور کلی خشک‌ترین نقاط دنیا مربوط به قسمت‌های پشت باد (leeward) کوهستانها، نوار پرفشار زیرحاره‌ای در مدارات ۱۵ تا ۳۰ درجه و مناطق قطبی می‌باشد. در ایران بارندگی سالانه بین ۲۰ میلی‌متر (درکویر) تا ۲۰۰۰ میلی‌متر (در نواحی انزلی) متغیر است. متوسط بارندگی سالانه در ایران حدود ۲۵۲ میلی‌متر می‌باشد. به طور کلی بارندگی در روی اقیانوسها زیاد و هرچه از اقیانوسها دورتر شویم از مقدار بارندگی سالانه کاسته می‌شود. به لحاظ زمانی نیز مقدار نزولات جوی دستخوش نوسانات (fluctuation) مختلف است. این نوسانات را می‌توان در ۳ گروه تقسیم‌بندی کرد:

الف ـ نوسانات درازمدت

ب ـ نوسانات دوره‌ای

ج – نوسانات نامشخص

تغییرات درازمدت نزولات جوی در اثر تغییراتی که در آب و هوای یک منطقه اتفاق می‌افتد بروز می‌کند مانند تغییراتی که پس از دورهٔ یخبندانها به وجود آمده است. با توجه به این که اندازه‌گیریهای دقیقی از بارندگی در زمانهای قدیم وجود نداشته لذا از کمّوکیف چنین نوساناتی اطلاعی در دست نیست. تحقیقات بسیار وسیعی که روی آمار بارندگی و رواناب صورت گرفته است نشان می‌دهد که حداقل در ۱۶۰ سال گذشته چنین تغییراتی در نزولات جوی کرهٔ زمین رخ نداده است. اما در چند سال اخیر شاهد بی‌نظمی در روند بارندگی بوده‌ایم که ممکن است دلیل آن اثرات گازهای گلخانه‌ای و تغییرات آب و هوا باشد.

نوسانات دوره‌ای به تغییرات بارندگی در دوره‌های کمتر از یک سال اطلاق می‌شود. مانند تغییرات فصلی، ماهانه و روزانه بارندگی. مثلاً در ایران بارندگیها عمدتاً زمستانی و بهاره است و یا در برخی دیگر از مناطق، این بارندگی در تابستان بیشتر از سایر فصول سال است. چنین نوساناتی در ماهها و حتی در طول روز نیز ممکن است به وضوح مشاهده شود، بطوری که در بعضی مناطق دنیا بارندگی در عصرها بیشتر از هنگام صبح است.

چنانچه بارندگی در یک ماه بخصوص مثلاً فروردین را در نظر بگیریم مشاهده خواهد شد که مقدار آن در هر سال متفاوت است، چنین تغییراتی را نوسانات نامشخص یا تصادفی گویند.

در بسیاری موارد چنین تصور می‌شود که بارندگی سالانه در هر منطقه به صورت دوره‌ای در نوسان است و در این رابطه از دوره‌های ۱۱ ساله و ۳۳ ساله و غیره نام برده می‌شود و آن را به فعالیت خورشیدی ارتباط می‌دهند ولی اثبات چنین ادعایی به وجود تعداد بسیار زیاد داده‌های اندازه‌گیری و تجزیه و تحلیلهای آماری نیاز داشته که به دلیل عدم دسترسی به چنین اطلاعات تأیید و یا ردّ این نظریه امکان‌پذیر نمی‌باشد. مثلاً در حال حاضر در مطالعات هیدرولوژی با رسم تغییرات مقدار بارندگی در سالهای مختلف که معمولاً بصورت میانگینهای متحرک ۳ یا ۵ ساله رسم می‌شود، در مورد دوره‌های ترسالی و خشکسالی اظهار نظر می‌گردد که با داشتن داده‌های محدود چنین اظهار نظرهایی صحیح نمی‌باشد و از آنها فقط باید بعنوان نوسانات سالانه یاد کرد.

۵-۳ اندازه‌گیری نزولات جوّی

منظور از اندازه‌گیری بارندگی تعیین مقدار ارتفاع آب حاصله از نزولات جوی در سطح زمین است. به عبارت دیگر چنانچه آب ناشی از نزولات جوی در سطح زمین تجمع پیدا می‌کرد ـ

بدون آن که تبخیر شده و یا در زمین نفوذ نماید ـ ارتفاعی را به وجود می‌آورد که به آن **مقدار بارندگی** گفته می‌شود. اندازه‌گیری باران قدمتی ۲۰۰۰ ساله دارد. در واقع اولین اندازه‌گیریهای سادهٔ بارندگی از ۴۰۰ سال قبل از میلاد مسیح در هندوستان آغاز گردید. اما نخستین باران‌سنجی که بصورت امروزی در دنیا نصب شده است مربوط به سال ۱۴۰۰ میلادی و در کشور کره می‌باشد. ثبت خودکار بارندگیها نیز از سال ۱۶۰۰ در انگلستان آغاز گردید. باتوجه به این که اندازه‌گیری تمام بارانهایی که روی یک حوضه می‌بارد امکان‌پذیر نیست، لذا به اندازه‌گیری نمونه‌ای آن درنقاط مختلف حوضه اکتفا می‌شود. نقاطی که در آن بارندگی اندازه‌گیری می‌شود *ایستگاه باران‌سنجی* نام دارد و چون نتایج حاصله از این نمونه‌های اندازه‌گیری‌شده برای کل منطقه تعمیم داده می‌شود باید در انتخاب محل و تعداد ایستگاهها، نحوهٔ اندازه‌گیری و ثبت و تحلیل داده‌ها دقت کافی به عمل آید. اندازه‌گیری نقطه‌ای باران توسط دستگاههای **باران‌سنج** (rain gauge) انجام می‌شود. اصولاً هر ظرفی که دهانهٔ باز آن مستقیماً در معرض برخورد قطرات باران باشد می‌تواند به‌عنوان باران‌سنج مورد استفاده قرار گیرد.

۵-۳-۱ باران‌سنجی

در ایستگاههای هواشناسی (باران‌سنجی) معمولاً دو نوع باران‌سنج مورد استفاده قرار می‌گیرد که عبارتند از باران سنج ساده و باران سنج ثبات یا باران نگار.

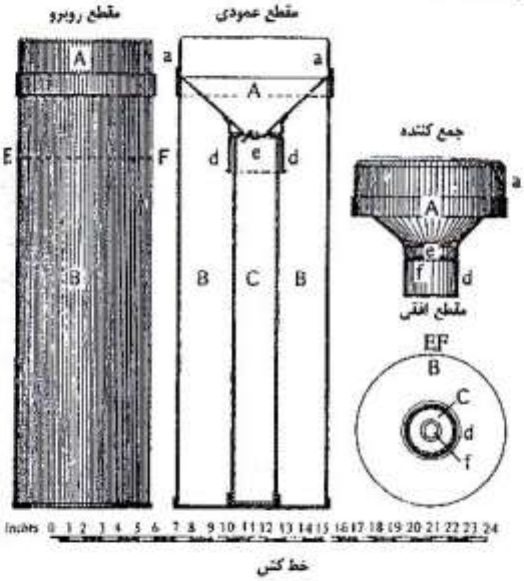
باران‌سنجهای ساده

باران‌سنجهای ساده خود به دو گروه باران‌سنجهای معمولی و باران‌سنجهای ذخیره‌ای تقسیم بندی می شوند که در زیر به اختصار در مورد آنها بحث می‌شود.

الف ـ باران‌سنج روزانهٔ معمولی باران‌سنجهای روزانه(daily rain gauge) از یک قیف گیرنده که آب را به داخل استوانه‌ای هدایت می‌کند تشکیل شده‌اند. قیف و استوانه بطور کامل در داخل محفظهٔ استوانه‌ای شکل بزرگتری قرار می‌گیرند (استوانهٔ خارجی) تا در صورت پر شدن استوانهٔ داخلی، آب در داخل آن ریخته شود. هرچند بزرگی و کوچکی سطح قیف گیرنده چندان اهمیتی ندارد ولی بهتر آن است استانداردهایی که در این مورد تهیه شده است رعایت شود. نوع معمول باران‌سنج در شکل ۵-۳ تشریح شده است. قسمت A دریافت کننده، B جزء سرریز کننده، C لولهٔ داخلی اندازه‌گیری، و d اتصال دهندهٔ قسمتهای A و C است.

باران‌سنج معمولاً بر روی سه‌پایه و یا پایهٔ مناسب دیگری بطور عمودی قرار داده می‌شود. در بعضی کشورها برای قیف گیرنده سطحی معادل ۱۰۰۰ سانتی‌متر مربع و برای استوانهٔ داخلی سطحی معادل ۱۰۰ سانتی‌متر مربع در نظر می‌گیرند. در استاندارد امریکایی قطر دایرهٔ قیف گیرنده ۸ اینچ (۲۰/۳۲ سانتی‌متر) است. در باران سنجها سطح مقطع A ده برابر سطح مقطع لولهٔ اندازه‌گیری C است. لذا، با جمع شدن باران در لولهٔ داخلی C، عمق آن به اندازهٔ ۱۰ برابر بزرگ

شده که با دقت بیشتری قابل اندازه‌گیری است. زیرا آب مربوط به یک سطح مشخص در محلی که سطح آن ۱۰ برابر کوچکتر است تجمع پیدا کرده است. چون معمولاً ارتفاع لولهٔ داخلی ۵۰ سانتی‌متراست، بنابراین فقط می‌تواند تا ۵ سانتی‌متر (۵۰ میلی‌متر) باران واقعی را اندازه‌گیری کند. عمق باران با قرار دادن یک خط‌کش چوبی مخصوص از طریق قیف A به داخل لولهٔ اندازه‌گیری تعیین می‌گردد. وقتی خط‌کش بیرون کشیده می‌شود، قسمت خیس شدهٔ آن نشانگر عمق آب داخل لوله است. خط‌کش فوق به طریقی درجه‌بندی شده که به ازاء هر میلی‌متر بارندگی روی قیف عمق آب اندازه‌گیری شده در استوانه باران‌سنج توسط خط‌کش ۱۰ میلی‌متر (یک سانتی‌متر) باشد. درجه‌بندی خط‌کش به نحوی است که می‌توان ارتفاع باران را تا دقت ۰/۱۲ میلی‌متر اندازه‌گیری کرد.



شکل ۵-۳ باران‌سنج معمولی که عمق باران با قرار دادن یک خط‌کش در استوانه داخلی، سنجیده می‌شود.

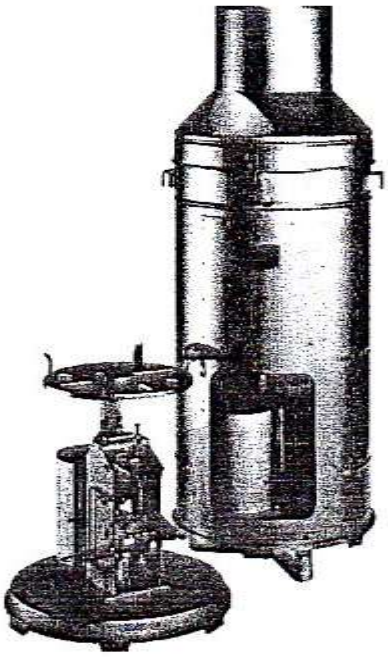
ب ـ باران‌سنج ذخیره‌ای باران‌سنجهای ذخیره‌ای(storage gauge) برای استفاده در نقاط دوردست که امکان اندازه‌گیری روزانهٔ باران در آنها وجود ندارد به کار برده می‌شود. اجزای تشکیل دهندهٔ این باران‌سنجها مشابه باران‌سنجهای روزانه است. اکثر آنها از لوله‌های بلند فولادی به قطر ۳۰ سانتی‌متر تشکیل شده‌اند که دهانه آن در ارتفاعی بالاتر از ارتفاع برفگیر منطقه قرار می‌گیرد. در داخل مخزن باران‌سنج مقداری محلول ضدیخ ریخته می‌شود تا در صورت وارد شدن برف در آن ذوب شود و آب داخل مخزن نیز یخ نزند. مخلوط ۳۷/۵ درصد کلرور کلسیم و ۶۲/۵ درصد آب برای این منظور کافی است. حجم محلول ضدیخ نباید از یک سوم ظرفیت استوانه تجاوز

نماید. برای جلوگیری از تبخیر آب نیز مقداری روغن در داخل استوانه ریخته می‌شود. اندازه‌گیری ارتفاع بارندگی در باران‌سنجهای ذخیره‌ای، هر فصل یا هر سال یکبار انجام می‌شود. چون این باران‌سنجها معمولاً در نقاط دوردست و کوهستانی نصب می‌شوند زمان قرائت باران‌سنج و یا به اصطلاح شارژ آنها در اواخر شهریور یا اوایل مهر انتخاب می‌شود تا اگر چند روزی در بازدید و شارژ باران‌سنج تأخیری به عمل آمد این اطمینان وجود داشته باشد که بارندگی وجود نداشته و لذا تمام باران‌سنجها بارندگی سالانه را اندازه‌گیری کرده باشند.

باران‌سنجهای ثبات

باران‌سنج ثبات یا باران‌نگار (recording rain gauge) وسیله‌ای است که مقدار بارندگی را نسبت به زمان بطور پیوسته ثبت می‌کند. سه نوع معمول آن که در ایستگاههای هواشناسی به کار برده می‌شوند عبارتند از: *باران‌نگار وزنی*، *باران‌نگار سیفونی* و *باران نگار با سیستم ترازویی*.

در باران‌نگار وزنی آب باران در داخل سطلی که روی کفهٔ ترازویی قرار گرفته است جمع می‌شود. نیروی حاصله از وزن ظرف باعث به حرکت درآوردن اهرمی می‌شود که نوک آن مجهز به قلم رسام بوده و روی صفحهٔ کاغذی که دور استوانهٔ دواری پیچیده شده است، علامت‌گذاری می‌کند. شکل ۵-۴ اجزای یک باران نگار وزنی را نشان می‌دهد.



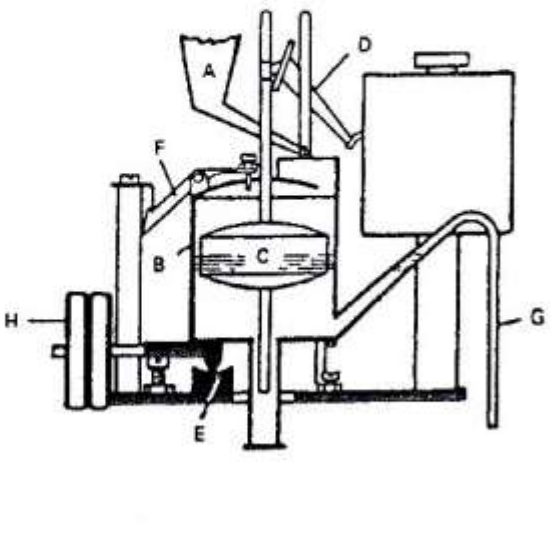
شکل ۵-۴ باران‌نگار وزنی

باران‌نگار سیفونی از یک قیف گیرنده به قطر ۲۸۷ میلی‌متر که آب باران را به داخل استوانه‌ای هدایت می‌کند، تشکیل شده است. در داخل استوانه جسم شناوری تعبیه شده است که با پایین و بالا رفتن خود خطوطی را از طریق اهرم مجهز به قلم رسام روی کاغذی که حول استوانهٔ دواری پیچیده شده است رسم می‌کند. هنگامی که سطح آب در استوانه به حد معینی رسید، آب داخل مخزن توسط سیفون مطابق شکل ۵-۵ بصورت خودکار تخلیه می‌شود. تخلیه مخزن ۱۵ تا ۲۰ ثانیه طول می‌کشد.

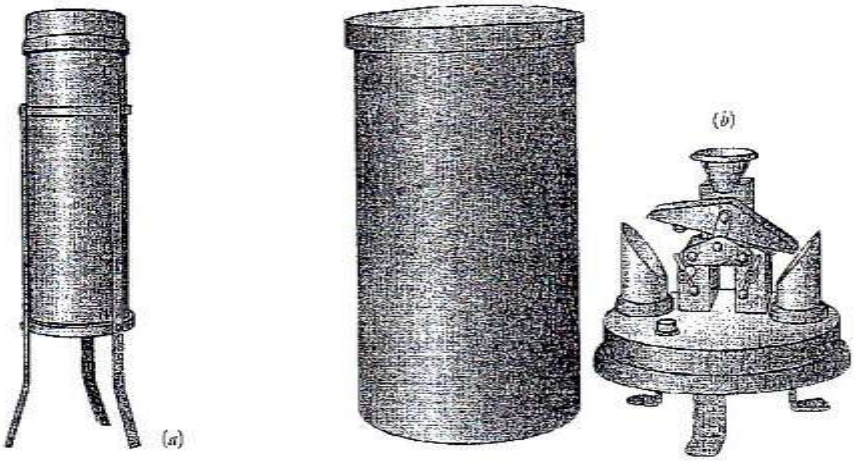
در باران‌نگارترازویی یا الّاکلنگی که اجزای تشکیل دهندهٔ آن در شکل ۵-۶ نشان داده شده است، بارانی که روی قیف گیرنده می‌بارد به داخل یکی از کفه‌های ترازو که در زیر قیف تعبیه شده است هدایت می‌شود. پس از پر شدن کفهٔ ترازو، تعادل به‌هم می‌خورد و آب موجود در آن به داخل ظرف دیگری تخلیه شده و کفهٔ دیگر ترازو زیر قیف قرار می‌گیرد. هر کفهٔ ترازو گنجایش ۱۵ گرم آب را دارد که با توجه به ابعاد باران‌نگار معادل یک میلی‌متر ارتفاع بارندگی است (به شرط آن‌که سطح قیف گیرنده ۱۵۰ سانتی‌متر مربع باشد). تعداد دفعات پر و خالی شدن کفه‌های ترازو از طریق یک آهن‌ربا و قطع و وصل جریان برق شمارش می‌شود.

باران سنج ثبات نوع الّاکلنگی به همراه باران‌سنج استاندارد امریکائی با دهانه ۸ اینچ (۲۰ سانتی‌متر) دو نوع باران سنجی هستند که در کلیه ایستگاه‌های هواشناسی ایران بعنوان استاندارد مورد استفاده قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).

امروزه در ایستگاههای مدرن هواشناسی از باران‌سنج‌هایی استفاده می‌شود که در آنها حساسه‌های کامپیوتری بکار برده شده و لذا مقدار بارندگی به دقت ثبت و توسط کامپیوتر پردازش می‌شود. با این دستگاهها می‌توان بارندگی را در دوره‌های بسیار کوتاه ثبت و اندازه‌گیری کرد. بنابراین باران سنج های ثبات الکترونیکی را نیز که امروزه در ایستگاههای هواشناسی بکار دیده می‌شوند باید به انواع باران‌سنجها اضافه کرد.



شکل ۵-۵ اجزای تشکیل دهندهٔ باران‌نگار سیفونی. A- قیف گیرنده، B- استوانهٔ جمع‌کنندهٔ آب C- جسم شناور D- بازوی قلم رسام E- تیغه F- بازو G- سیفون و H- وزنه



شکل ۵-۶ باران‌سنج استاندارد امریکائی (a) و باران‌سنج ترازوئی (b)

امروزه استفاده از دستگاه‌های رادار در ایستگاه‌های هواشناسی مدرن معمول شده است. با یک رادار می‌توان مقدار، شدت و حتی قطر قطرات باران را در شعاعی معادل ۲۰۰ کیلومتر اندازه‌گیری کرد. اندازه‌گیری باران با استفاده از رادارهای هواشناسی بر اساس پالس‌های انرژی است که از دستگاه خارج شده و پس از برخورد با قطرات باران بخشی از آن منعکس و دوباره به دستگاه رادار برمی‌گردد. مقدار اندازه‌گیری شده پالس‌های انرژی برگشتی بستگی به خصوصیات باران دارد. معادله‌ای که در رادار برای پالس‌های الکترومغناطیسی دریافتی بکار برده می‌شود بصورت زیر می‌باشد:

$$P_r = \frac{P_t\, h\, Ae}{8\,\pi\, r^2}\left(\frac{\pi^4}{\lambda^4}\right)\left(\frac{E-1}{E+2}\right)^2 \Sigma D^6 \qquad (۲-۵)$$

در این معادله:

P_t = مقدار انرژی گسیل شده از دستگاه رادار

P_r = مقدار انرژی دریافت شده توسط دستگاه رادار پس از انعکاس توسط قطرات باران

h = عرض باند انرژی گسیل شده توسط دستگاه رادار

Ae = بازشدگی موثر دریچه آنتن رادار

r = بازه مربوط به قطرات باران

λ = طول موج

E = ثابت دی الکتریک قطرات باران

ΣD^6 = ضریب قابلیت انعکاس رادار که در آن D نمایه اندازه قطرات باران در هر متر مکعب هواست.

از آنجائی که بسیاری از علائم فوق برای یک دستگاه رادار اعداد ثابتی هستند اگر ΣD^6 را با علامت Z_e نشان دهیم معادله بالا بصورت زیر خواهد بود:

$$P_r = \frac{C.Z_e}{r^2} \qquad (۳-۵)$$

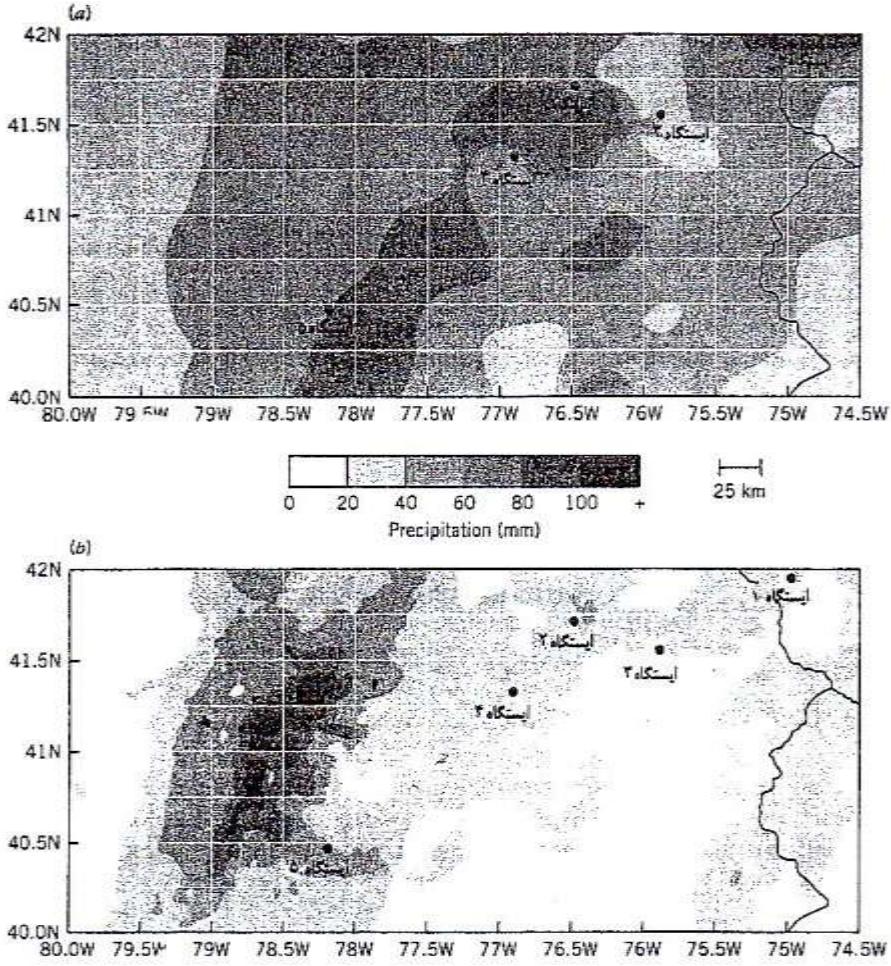
برای استفاده از این فرمول لازم است رابطه بین Z_e و میزان بارندگی (مثلاً توزیع اندازه قطرات باران) از طریق واسنجی دستگاه بدست آید. با داشتن سرعت حدّ قطرات باران در اندازه‌های مختلف این امکان وجود دارد که توزیع اندازه قطرات را به توزیع حجم بارندگی تبدیل کنیم. بنابراین مقدار متوسط پالس‌های انرژی دریافتی توسط رادار متناسب با عکس توان دوم بازه قطرات باران است. با اندازه‌گیری P_r برحسب وات می‌توان Z_e و سپس از روی معادله $Z_e = \Sigma D^6$ مقدار اندازه قطرات باران (D) را محاسبه کرد. یکی از معادلات تجربی در این مورد که زیاد استفاده می‌شود عبارت است از:

$$Z_e = \Sigma D^6 = aR^b = 200\ R^{1.6} \qquad (۴-۵)$$

که در آن R شدت بارندگی است. بنابراین با داشتن P_r ابتدا مقدار Z_e و سپس شدت باران اندازه‌گیری می‌شود، که اگر D^6 برحسب mm^6/m^3 باشد R برحسب میلی‌متر بر ساعت خواهد بود. از مزایای رادار این است که می‌توان مقدار، شدت و اندازه قطرات باران را (بخصوص اگر بارش بصورت تگرگ باشد) فی الفور (read time) اندازه‌گیری کرده و از روی رابطه بارش - رواناب مقدار و شدت سیل حاصله از آن را تخمین زد.

داده‌های باران سنجی که از شبکه رادارهای هواشناسی بدست می‌آیند بخصوص در مناطق کوهستانی بمراتب تصویر بهتری از مقدار و توزیع بارندگی را بدست می‌دهند. بعنوان مثال شکل ۵-۷ پهنه‌بندی مقدار بارندگی و توزیع آن را در یک منطقه کوهستانی که با استفاده از دو شبکه باران سنجی معمولی و رادار بدست آمده است نشان می‌دهد. بطوریکه مشاهده می‌شود نقشه حاصله از رادار تصویر بسیار دقیق‌تری را نسبت به نقشه بدست آمده از شبکه باران‌سنج معمولی نشان داده و می‌توان از روی آن حتی هسته‌های بارندگی شدید را نیز تشخیص داد.

بزرگترین مشکل باران‌سنجی با رادار گران بودن دستگاه‌ها، هزینه‌های زیاد نگهداری و داشتن پرسنل ورزیده برای کار با دستگاه‌ها و تفسیر نتایج می‌باشد. اخیراً روش دیگری نیز برای اندازه‌گیری خصوصیات باران در سطح حوضه‌های آبریز پیشنهاد شده است که گفته می‌شود دقت آن برای هر نقطه مطابق باران سنج‌های نقطه‌ای است. این روش که هنوز در مراحل مقدماتی و مطالعه می‌باشد استفاده از شبکه امواج سیستم تلفن‌های همراه (موبایل) است که علاوه بر ارزان بودن پوشش آن نیز برای این کار بسیار مطلوب می‌باشد.



شکل ۵-۷ تفسیر داده‌های باران‌سنجی و تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی باران با استفاده از (a) شبکه باران‌سنج‌های معمولی و (b) با استفاده از رادار.

۵-۳-۲ برف‌سنجی

اگر نزولات جوی علاوه بر باران بصورت تگرگ یا دانه‌های ریز برف باشد اندازه‌گیری آنها توسط باران‌سنج امکان‌پذیر است اما چنانچه مقداری برف روی دهانهٔ قیف باران‌سنج جمع شده باشد باید آن را ذوب کرد و به آب داخل باران‌سنج افزود. برای این منظور مقدار مشخصی آب گرم روی برف ریخته می‌شود تا آن را ذوب نماید. البته در هنگام قرائت ارتفاع باران، مقدار آب گرم اضافه شده کسر خواهد شد. در مناطق برفگیر پیشنهاد می‌شود ارتفاع برف روی سطح صاف و غیرقابل نفوذی که برای این منظور درنظر گرفته می‌شود اندازه‌گیری شود. علاوه بر آن ارتفاع

آب حاصله از ذوب برف نیز جداگانه اندازه‌گیری گردد. مقدار آب حاصله از ذوب برف به وزن مخصوص برف بستگی دارد که در مورد برف‌تازه حدود ۵۰ تا ۲۰۰ گرم در هر لیتر است. بطور متوسط هر ۳۰ سانتی‌متر برف معادل ۲۵ میلی‌متر بارندگی است. در صورتی که برف به مدت چند روزی روی زمین باقی مانده باشد وزن مخصوص آن افزایش می‌یابد و تا ۳۰۰ گرم در لیتر می‌رسد.

در مورد برفهایی که برای مدتی روی زمین مانده باشند وزن مخصوص برف در سطح و اعماق زیرین آن متفاوت است. معمولاً در این صورت وزن مخصوص برف در لایه سطحی حدود ۰/۰۸ گرم در سانتی متر مکعب بوده و بتدریج زیاد می‌شود بطوریکه در عمق یک متری ممکن است به ۰/۳۵ گرم در سانتی متر مکعب برسد. در چنین مواردی، برای برف وزن مخصوص متوسط ۰/۲۷ گرم در سانتی متر مکعب در نظر گرفته می شود. در اندازه‌گیریهای ساده هر ۱۰ سانتی‌متر برف تازه مساوی ۱۰ میلی‌متر باران درنظر گرفته می‌شود یعنی نسبت ارتفاع برف به آب ۱۰ به ۱ بوده و یا گفته می‌شود که چگالی برف ۱۰ درصد است هرچند که چگالی برف کهنه ممکن است به ۶۰ درصد نیز برسد.

ذوب برف و سیلابهای ناشی از آن در حوضه‌های آبریز اهمیت فراوان دارد. میزان ذوب برف تابع پیچیده‌ای از خصوصیات فیزیکی برف و مقدار انرژی حرارتی موجود است. بطور متوسط مقدار آن ۲ میلی‌متر به ازای هر «درجه ـ روز» (بر مبنای صفر) است. مثلاً اگر در یک روز حداکثر دما ۱۲ و حداقل آن ۵- درجه باشد ارتفاع آب حاصله از ذوب برف $۷=۲\times\frac{۱۲+(-۵)}{۲}$ میلی‌متر است. در مطالعات هیدرولوژی برای محاسبه مقدار ذوب برف در اثر دما می‌توان از فرمول ساده زیر استفاده کرد:

$$M = 45.72\ KD \qquad (۵-۵)$$

که در آن :

M = ارتفاع آب حاصله از ذوب برف از سطح حوضه برحسب میلی‌متر در روز.

K = ضریب ثابتی که مقدار متوسط آن ۰/۰۶ است.

D = درجه ـ روز بالای صفر برای هر روز مشخص.

مثلاً اگر متوسط دما در یک روز ۱۵ درجه سلسیوس باشد مقدار ذوب برف در آن روز ۴۱ میلی‌متر پیش‌بینی می‌شود.

از عوامل دیگری که در ذوب شدید برفها مؤثر است ریزش باران روی آن است. گروه مهندسی ارتش امریکا برای محاسبهٔ ذوب برف در اثر ریزش باران فرمول زیر را ارائه نموده‌اند.

$$M = (0.3 + 0.012\ R)T + 1.0 \qquad (۶-۵)$$

در این فرمول :

M = ارتفاع روزانهٔ آب حاصله از ذوب برف در اثر ریزش باران روی آن (میلی‌متر).

T = متوسط درجهٔ حرارت روزانه (°C).

R = مقدار بارندگی روزانه (میلی‌متر).

● **مثال ۵-۲**

پوشش برف روی یک حوضهٔ آبریز ۳۵ کیلومتر مربع است. اگر متوسط دما در یک روز ۶/۵ °C و مقدار بارندگی ۹ میلی‌متر باشد. متوسط دبی حاصله از ذوب برف در اثر باران در طول روز چقدر خواهد بود.

حل

$$M = (0.3 + 0.012R)\,T + 1.0$$

$$M = (0.3 + 0.012 \times 9) \times 6.5 + 1.0 = 3.65 \quad \text{میلی‌متر}$$

$$Q = \frac{v}{t} \quad (v \text{ حجم آب روزانه و } t \text{ تعداد ثانیه در هر روز است})$$

$$Q = \frac{3.65 \times 35 \times 10^6}{10^3 \times 86400} = 1.48 \quad \text{مترمکعب در ثانیه}$$

در صورتی که فرض شود آبی که از ذوب برف حاصل می‌شود در سطح حوضه نفوذ نکند مقدار فوق باید به دبی حاصله از بارندگی افزوده شود.

در مناطق پوشیده از برف که اکثر نزولات جوّی از این نوع است عمق برف و چگالی آن بطور مرتب اندازه‌گیری و ثبت می‌شود. برای این منظور در هر منطقه ۵ تا ۱۰ نقطه را به فواصل ۲۰ متر ازیکدیگر انتخاب کرده و علاوه بر ارتفاع برف از آن مغزه‌گیری (core sample) می‌شود. با وزن کردن نمونه بدست آمده، می‌توان مقدار معادل آب برف را اندازه‌گیری کرد.

● **مثال ۵-۳**

عمق برف در یک منطقه ۰/۵ متر و چگالی آن ۲۰ درصد برآورد شده است. عمق آب معادل آن چقدر است.

حل

چگالی برف = 0.2

عمق برف = $0.5 \times 100 = 50$ cm

عمق آب معادل = $50 \times 0.2 = 10$ cm $= 100$ mm

۵-۴ محل نصب باران‌سنجها

انتخاب محل برای نصب باران‌سنج کار ساده‌ای نیست. مقدار بارانی که توسط باران‌سنج اندازه‌گیری می‌شود باید بتواند نمایانگر بارندگی در سطح وسیعی از منطقه خود باشد. مثلاً چنانچه باران‌سنجی را که سطح دهانهٔ قیف آن ۱۵۰ سانتی‌مترمربع است در حوضه‌ای به وسعت ۱۵ کیلومترمربع نصب کرده باشیم در واقع این نقطه باید نمایانگر ۱۰۹ جزء مشابه خود باشد. از این‌رو هرچه در انتخاب این نقطه دقت شود نتایج حاصله بیشتر به واقعیت نزدیک خواهد بود. بعبارت دیگر دقت تخمین بارندگی در یک منطقه بستگی به دقت اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای دارد. در این رابطه دور بودن محل باران‌سنج از ساختمانها و یا درختهای بلند، چه در زمان نصب و چه پیش‌بینی آن برای گسترشهای آینده مهم است. محل باران‌سنج باید طوری باشد که اگر از دهانهٔ آن خطی به بلندترین نقطهٔ ساختمان یا دیوارهای مجاور وصل شود زاویه‌ای کوچکتر از ۳۰ درجه را تشکیل دهد (شکل ۵-۸). یعنی فاصله باران‌سنج تا بلندیهای اطراف مثل ساختمان و یا درختها بیش از دوبرابر ارتفاع آنها باشد. هرگونه تغییری که در اطراف محل باران‌سنج در طول دورهٔ آمارگیری به عمل آید بر نتایج حاصله مؤثر بوده و لازم است داده‌ها بر مبنای آن اصلاح شود. بنابراین باید به مسئول مربوطه تذکر داده شود که چنین تغییراتی را بلافاصله گزارش نماید.

موارد دیگری را که در انتخاب محل نصب باران سنج باید در نظر داشت عبارتند از:

- باران سنج در زمین مسطح نصب گردد و از قرار دادن آن در شیب تپه‌ها و محل‌های پرشیب خودداری گردد.
- فضاهای اطراف باران سنج باز باشد.
- دسترس به محل باران سنج ساده باشد.
- باران سنج بصورت عمودی قرار گیرد.
- حداقل ۱۰ درصد از تعداد باران سنج‌های یک حوضه آبریز باید از نوع ثبات باشند.

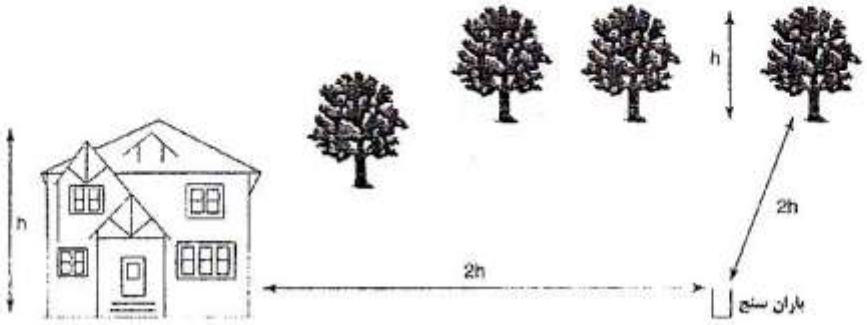
۵-۵ تعداد باران‌سنجها در شبکه باران‌سنجی

موضوعی که در اکثر مطالعات هیدرولوژیکی به آن توجه می‌شود این است که برای تخمین بارندگی در یک منطقه چه تعداد ایستگاه باید در شبکهٔ باران‌سنجی گنجانده شوند. چنانچه تعداد ایستگاهها کم باشد مسلماً تخمین، دقیق نخواهد بود و اگر بیش از تعداد مورد نیاز باشد مخارج اضافی در برخواهد داشت.در صورتی که برای اولین‌بار در یک منطقه به نصب باران‌سنج اقدام می‌شود بهتر است از توصیه‌های سازمان جهانی هواشناسی استفاده شود. براین اساس مناطق مختلف به سه گروه تقسیم می‌شود:

الف ـ در مناطق مسطح و با آب و هوای معتدل یک ایستگاه در هر ۶۰۰ تا ۹۰۰ کیلومتر مربع کافی است، ولی در کشورهایی که به دلایلی مثلاً فقدان راههای ارتباطی و یا کارمندان ماهر مشکلاتی دارند در هر ۹۰۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتر مربع یک ایستگاه قابل قبول است.

ب ـ در مناطق کوهستانی با آب و هوای معتدل یک ایستگاه در هر ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر مربع. ضمناً از نظر ارتفاع نیز باید حداقل یک ایستگاه در هر فاصله تراز ۵۰۰ متری وجود داشته باشد. در مناطق دور تا یک ایستگاه به ازای هر ۲۵۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر مربع نیز قابل قبول است.

ج ـ در مناطق کویری یک ایستگاه به ازای هر ۱۵۰۰ تا ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع کفایت دارد.



شکل ۵-۷ محل نصب باران‌سنج در رابطه با بلندیهای اطراف.

توصیه‌های فوق بیشتر برای کسب اطلاعات عمومی هواشناسی و بارندگی از منطقه است و در حوضهٔ‌های آبریز که به منظور اجرای طرحهای هیدرولیکی مورد مطالعه قرار می‌گیرند تعداد ایستگاههای باران‌سنجی در وهلهٔ اول به وسعت حوضه و دوم به دقت مورد نیاز در تخمین بارندگی بستگی دارد. از لحاظ رابطه بین وسعت منطقه و تعداد ایستگاهها می‌توان از توصیه‌های زیر استفاده نمود.

وسعت حوضهٔ (Km^2)	حداقل تعداد ایستگاههای باران‌سنجی
تا ۷۵	۱
۷۵ تا ۱۵۰	۲
۱۵۰ تا ۳۰۰	۳
۳۰۰ تا ۵۵۰	۴
۵۵۰ تا ۸۰۰	۵
۸۰۰ تا ۱۲۰۰	۶

مثلاً اگر وسعت حوضه‌ای ۶۰۰ کیلومتر مربع باشد برای تخمین بارندگی حداقل باید ۵ باران‌سنج در حوضه وجود داشته باشد. در مطالعات دقیق آبخیزداری و فرسایش و هیدرولوژی کشاورزی شبکه مورد نیاز برای ایستگاههای باران‌سنجی باید بسیار فشرده باشد. سازمان حفاظت منابع در آمریکا برای این منظور معیارهای زیر را پیشنهاد نموده است.

وسعت حوضه موردنظر	تعداد باران‌سنجهای مورد لزوم
۲۰ هکتار	۲
۵۰ هکتار	۳
۱۰۰ هکتار	۴
۲ کیلومتر مربع	۱۰
۴ کیلومتر مربع	۱۵
۴۰ کیلومتر مربع	۲۰
۱۰۰ کیلومتر مربع	۳۰

بعنوان مثال در صورتی که وسعت حوضه مطالعاتی حدود ۵۰ هکتار باشد با توجه به ارقام جدول فوق نصب ۳ عدد باران‌سنج بفواصل مطلوب کفایت خواهد کرد.

حال اگر در حوضهٔ موردنظر قبلاً تعدادی ایستگاه باران‌سنجی نصب شده باشد پس از تجزیه و تحلیل آماری داده‌های آنها نیز می‌توان مشخص نمود که آیا تعداد ایستگاههای موجود کافی است یا نه و یا این که بسته به درجهٔ دقت موردنظر تعداد مطلوب ایستگاههای اندازه‌گیری باران چقدر است؟ برای تعیین *تعداد مطلوب ایستگاههای باران‌سنجی* در رابطه با درجهٔ دقت تخمین بارندگی می‌توان فرمول سادهٔ آماری زیر را به کار برد.

$$N = \left(\frac{C_v}{E}\right)^2 \qquad (۷-۵)$$

در این فرمول:

C_v- ضریب تغییرات بارندگی منطقه براساس تعداد ایستگاههای موجود و داده‌های آماری آنها.

E- درصد اشتباه مجاز در تخمین میانگین بارندگی منطقه که معمولاً ۱۰ درصد در نظر گرفته می‌شود.

N- تعداد ایستگاههای باران‌سنجی لازم.

مقدار C_v براساس بارندگی سالانه ایستگاههای موجودبه صورت زیر محاسبه می‌گردد:

- متوسط بارندگی سالانه ($\overline{P}$) براساس تعداد ایستگاههای موجود (n) و مقدار بارندگی سالانه در هرکدام (P) محاسبه شود.

$$\overline{P} = \frac{\Sigma P}{n} \qquad (۸-۵)$$

ΣP مجموع بارندگی سالانه در ایستگاههای موجود و n تعداد ایستگاههاست.

- متوسط مجذورات بارندگی سالانه ایستگاه محاسبه شود.

$$\overline{P^2} = \frac{\Sigma P^2}{n} \qquad (۹-۵)$$

- انحراف از معیار (S) با استفاده از فرمول زیر محاسبه شود.

$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\overline{P^2} - (\overline{P})^2\right]} = \sqrt{\frac{\Sigma (P - \overline{P})^2}{n-1}} \qquad (۱۰-۵)$$

حال ضریب تغییرات از فرمول زیر تعیین می‌گردد.

$$C_v = \frac{100\ S}{\bar{P}} \qquad (۱۲-۵)$$

● **مثال ۵-۴**

در حوضهٔ آبریز یک رودخانه تعداد ۴ ایستگاه اندازه‌گیری موجود است که متوسط بارندگی سالانه در این ایستگاهها به ترتیب ۸۰۰، ۶۲۰، ۴۰۰ و ۵۴۰ میلی‌متر است. اگر بخواهیم با حداکثر ۱۰ درصد اشتباه مجاز میانگین بارندگی را در این حوضه تخمین بزنیم چه تعداد ایستگاه باید داشته باشیم، در این صورت چند ایستگاه اضافی دیگر باید تأسیس شود؟

حل

$$\bar{P} = \frac{\Sigma P}{n} = \frac{800 + 620 + 400 + 540}{4} = 590\ mm$$

$$\Sigma P^2 = (800)^2 + (620)^2 + (400)^2 + (540)^2$$

$$= 1476000$$

$$\bar{P}^2 = \frac{\Sigma P^2}{n} = \frac{1476000}{4} = 369000$$

$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\overline{P^2} - (\bar{P})^2\right]}$$

$$S = \sqrt{\frac{4}{4-1}\left[369000 - (590)^2\right]}$$

$$S = 167$$

$$C_v = \frac{100\ S}{\bar{P}} = \frac{100\ (167)}{590} = 28.3$$

$$N = \left(\frac{C_v}{E}\right)^2 = \left(\frac{28.3}{10}\right)^2 = 8$$

بنابراین تعداد مطلوب ایستگاههای لازم ۸ عدد می‌باشد که ۴ ایستگاه کم است زیرا خواهیم داشت ۴=۴-۸ و لذا برای اندازه‌گیری با دقت ۱۰ درصد ۴ ایستگاه دیگر لازم می‌باشد.

● **مثال ۵-۵**

وسعت یک حوضه آبریز ۱۰۳۸ کیلومتر مربع است. در این حوضه ۷ باران سنج وجود دارد که بارندگی نرمال سالانه در آنها به شرح زیر است.

ایستگاه	A	B	C	D	E	F	G
بارندگی سالانه (cm)	62	94	62	47	32	88	70

اگر بخواهیم بارندگی در سطح حوضه را با خطای کمتر از ۱۰ درصد تخمین بزنیم. چه تعداد باران سنج دیگر لازم خواهد بود (در صورت نیاز). این باران سنجها را در کجا باید نصب کرد. آیا این امکان وجود دارد که بتوان بارندگی حوضه را با صفر درصد خطا تخمین زد.

حل

در صورتی که مقادیر S، C_v و N را مطابق فرمول‌های ۵-۱۰ و ۵-۱۱ و ۵-۷ محاسبه کنیم با توجه به آمار بارندگی ایستگاهها خواهیم داشت:

$S = 21.7$

$C_v = 33.39\%$

$N = 11$

بنابراین باید ۴ ایستگاه دیگر (۴=۷-۱۱) تاسیس کرد. با توجه به وسعت حوضه (۱۰۳۸ کیلومتر مربع) و تعداد ایستگاههای مورد نیاز (۱۱) تقریباً هر ایستگاه باید ۹۴ کیلومتر مربع از حوضه را پوشش دهد. برای اینکه بدانیم ایستگاهها را در کجا نصب کنیم، توصیه می‌شود ابتدا با همان ۷ ایستگاه چند ضلعی‌های تیسن را مطابق آنچه بعداً خواهد آمد رسم کنیم تا مشخص شود که هر ایستگاه چند کیلومتر مربع را پوشش می‌دهد، سپس ۴ ایستگاه اضافی را در مناطقی تاسیس کنیم که مساحت مربوط به ایستگاههای موجود قبلی بیش از ۹۴ کیلومتر مربع می‌باشد. انجام این کار با آزمون و خطا صورت گرفته و در واقع یک کار هنری می‌باشد بطوریکه توزیع ایستگاهها در نهایت به نحوی صورت گیرد که اگر چند ضلعی‌های تیسن را برای شرایط جدید یعنی برای ۱۱ ایستگاه رسم کنیم مساحت‌های آنها هر کدام در محدود ۹۴ کیلومتر مربع باشد. امکان اینکه بارندگی را با خطای صفر درصد تخمین زد وجود ندارد زیرا اگر در فرمول $N = (\frac{C_v}{E})^2$ بخواهد $E = 0$ باشد باید به تعداد بی‌نهایت ایستگاه تاسیس نمائیم.

■ تمرین ۵-۲

در یک حوضه آبریز ۶ ایستگاه باران سنجی وجود دارد. طی سال مقدار بارندگی در این ایستگاهها به ترتیب عبارت بوده‌اند از: ۸۲/۶، ۱۰۲/۹، ۱۸۰/۳، ۱۱۰/۳، ۹۸/۸ و ۱۳۶/۷ سانتی متر. چنانچه بخواهیم بارندگی را با ۱۰٪ اشتباه تخمین بزنیم چه تعداد ایستگاه باید در حوضه وجود داشته باشد.

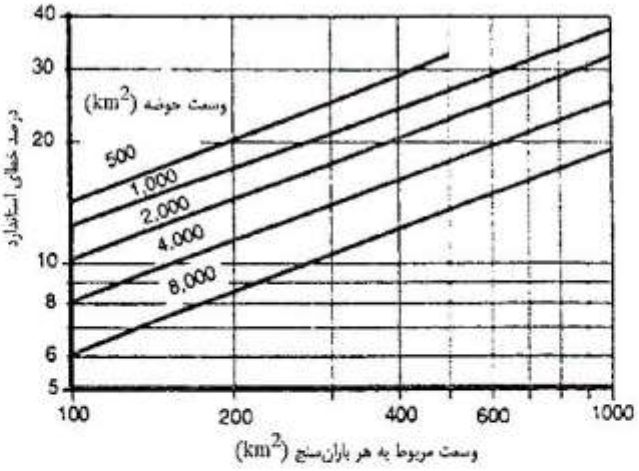
(جواب: ۹ ایستگاه).

گرچه نصب تعداد زیادتری ایستگاه باران‌سنجی در یک حوضه مطالعاتی باعث می‌شود که

بارندگی حوضه را بتوان با دقت بیشتری تخمین زد اما وجود باران‌سنجهای متعدد نه تنها هزینه زیادی دربردارد بلکه جمع‌آوری و پردازش داده‌های آنها نیز مشکل می‌سازد. بنابراین در تعیین تعداد ایستگاهها باید علاوه بر درجه دقت مورد نیاز به مسائل اقتصادی نیز توجه کرد. در هر حوضه آبریز هر چه تعداد باران سنجها کمتر باشد یعنی وسعت مربوطه به هر یک از باران‌سنجها افزایش یابد درصد اشتباه معیار ناشی از اندازه‌گیری نیز مطابق آنچه در شکل ۵-۹ نشان داده شده است افزایش می‌یابد اما در عوض هرچه تعداد باران‌سنجها افزایش یابد هزینه‌های مربوطه نیز افزایش پیدا می‌کند. مطابق شکل ۵-۹ چنانچه در یک حوضه آبریز که مساحت آن ۲۰۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد مساحت مربوط به هر ایستگاه ۵۰۰ کیلومتر مربع باشد در چنین حوضه‌ای با شرایط مذکور درصد خطای تخمین بارندگی ۲۳ درصد خواهد بود.

۵-۶ مشخصات بارش

نزولات جوی از مجموعه بارشهای مجزا تشکیل می‌شود. منظور از بارش مجزا این است که ابتدا و انتهای بارش یا مدت دوام آن مشخص باشد. مثلاً بارش ۰/۵ ساعته، یک ساعته، ۱/۵ ساعته و غیره. در برخی مطالعات هیدرولوژی ممکن است نزولات جوی بدون توجه به تعداد بارشها مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرند مانند بارندگی سالانه، ماهانه، و یا روزانه که صرف نظر از



شکل ۵-۹ رابطه بین مساحت مربوط به هر یک از باران‌سنجها، وسعت حوضه و درصد اشتباه تخمین بارندگی حوضه

تعداد بارندگیها مقدار ریزش در طول سال، ماه و یا یک روز مورد نظر می‌باشد. اما در مطالعات پیش‌بینی سیلابها هر یک از بارشها بطور جداگانه و یا بصورت ترکیب با یکدیگر مورد بررسی قرار گیرند. هر بارش دارای مشخصاتی از جمله دوام (مدت بارندگی)، مقدار، شدت، فراوانی

وقوع و سطح بارش می‌باشد که به اختصار در مورد آنها بحث می‌شود.

مدت بارندگی فاصلهٔ زمانی بین شروع و خاتمهٔ هر بارندگی را **مدت یا دوام بارندگی** (duration) گویند. مدت بارش یک متغیر تصادفی پیوسته است و می‌تواند هر عدد بزرگتر از صفر را به خود اختصاص دهد. گرچه مدت بارندگی یک ویژگی مربوط به همان بارش بوده و هیچ وقت دوباره تکرار نخواهد شد اما بارشها را می‌توان بر اساس مدت طبقه‌بندی کرد در این صورت یک بازه زمانی را در نظر گرفته و تمام باران‌هائی که مدت آنها در آن بازه قرار گیرند در یک گروه طبقه بندی می‌شوند. مثلاً باران ۲ ساعته گرچه به بارشی گفته می‌شود که از زمان شروع تا خاتمهٔ آن ۲ ساعت به طول می‌انجامد ولی ممکن است تمام بارانهائی راکه مدت آنها بین یک ساعت و ۴۵ دقیقه تا ۲ ساعت و ۱۵ دقیقه می‌باشند نیز تحت عنوان باران‌های ۲ ساعته بنامیم. بطور کلی بارشها به انواع کوتاه، متوسط و درازمدت تقسیم‌بندی می‌شوند. دوام بارانهای کوتاه مدت کمتر از ۶ ساعت، بارانهای متوسط مدت دوامی بین ۶ تا ۲۴ ساعت داشته و به بارانهائی درازمدت گفته می‌شود که دوام آنها بیش از یک روز باشد ولی این طبقه‌بندی قراردادی بوده و جنبه عام ندارد. برای مدت بارندگی معمولاً واحد دقیقه، ساعت و یا روز به کار برده شده که به نزدیکترین عدد استاندارد شده گرد می‌شود.

مقدار بارندگی ارتفاع آب حاصله از بارندگی را در طول مدت بارش **مقدار بارندگی** گویند که بر حسب میلی‌متر، سانتی‌متر و یا اینچ توصیف می‌شود. در هیدرولوژی برخی از نمایه‌های بارندگی برای استفاده‌های فنی در طرحهای آبی بسیار حائزاهمیت می‌باشند. از جمله این مقادیر عبارتند از:

- ***متوسط بارندگی سالانه*** (mean annual rainfall): به مقدار کل بارانی گفته می‌شود که بطور متوسط در طول یک سال در یک نقطه یا سطح حوضه آبریز باریده است.
- ***متوسط بارندگی ماهانه*** (mean monthly rainfall): مقدار کل متوسط نزولات جوی در طول هر یک از ماههای سال می‌باشد. تغییرات بارندگی ماهانه در طی سال معمولاً بصورت نمودارهای ستونی (هیستوگرام) نشان داده می‌شود.
- ***حداکثر بارش روزانه در سال*** (maximum daily rainfall): اگر در یک ایستگاه هواشناسی آمار بارشهای روزانه را در نظر بگیریم، یک روز (۲۴ ساعت) در طول سال وجود خواهد داشت که مقدار بارندگی آن از بارندگی بقیه روزهای سال بیشتر و در واقع حداکثر است که آن را حداکثر بارش ۲۴ ساعته در آن سال می‌نامیم. حداکثرهای بارش ۲۴ ساعته را می‌توان تجزیه و تحلیل آماری کرد تا بر اساس آن بتوان میانگین حداکثر بارش روزانه و یا مقدار تخمینی آن را در دوره‌های برگشت مختلف محاسبه نمود. مانند حداکثر بارش روزانه با دوره برگشت ۵ سال، حداکثر بارش ۲۴ ساعته ۱۰ ساله و غیره.

ـ **حداکثر بارش ۶ ساعته.** حداکثر مقدار بارندگی است که در طول مدت ۶ ساعت ممکن است اتفاق افتد. حداکثر بارش ۶ ساعته از روی روابط تجربی یا در دست داشتن حداکثر بارش ۲۴ ساعته و یا از روی تجزیه و تحلیل آماری داده‌های باران نگاری بدست آمده و می‌توان مقادیر آن را در دوره‌های برگشت مختلف برآورد نمود. غالباً ممکن است ما هیچ وقت از باران ۶ ساعته یک حوضه آمار نداشته باشیم ولی در تخمین سیلاب حوضه معمولاً از نمایه‌ای بنام باران ۶ ساعته استفاده می‌شود که در صورت نبودن آمار مقدار آن از روی حداکثر باران ۲۴ ساعته تخمین زده می‌شود. در این صورت باران ۲۴ ساعته حدوداً ۱/۵ برابر باران ۶ ساعته در نظر گرفته می‌شود.

ـ **حداکثر بارش یک ساعته.** بالاترین مقدار بارندگی است که در مدت یک ساعت اتفاق می‌افتد. این مقدار از روی تحلیلهای آماری و از روی داده‌های باران‌نگاری برای دوره‌های برگشت مختلف بدست می‌آید، مثلاً حداکثر باران یک ساعته (۶۰ دقیقه) با دوره برگشت ۱۰ سال اساس تخمین سیلاب در برخی معادله‌های تجربی قرار گرفته است.

در تعیین مقدار بارندگی که معمولاً بصورت متوسط در طول دوره آماری بدست می‌آید نباید تنها به‌مقدار میانگین بدست آمده اکتفا کرد، بلکه لازم است همراه آن ***انحراف از معیار*** (standard deviation) بارندگیها نیز محاسبه شود تا بتوان از روی آن و تعداد سالهای آماری به درجه اطمینان عدد حاصله پی برد. مثلاً اگر در دو ایستگاه با تعداد سالهای آماری مساوی در یکی انحراف از معیار زیاد و در دیگری کم باشد عدد مربوط به ایستگاه دوم معتبرتر است.

شدّت بارندگی **شدت بارش** (intensity) مقدار بارندگی در واحد زمان است که معمولا برحسب میلی‌متر بر ساعت یا اینچ بر ساعت توصیف می‌شود.

$$i = p/t \qquad (۱۲-۵)$$

در این فرمول p مقدار بارندگی، t مدت بارندگی و i شدت بارش می‌باشد.

فراوانی وقوع منظور از ***فراوانی وقوع*** (frequency) یک باران با مدت مشخص این است که در یک دورهٔ زمانی معین بطور متوسط چند بار می‌توان انتظار داشت که بارانی مشابه با آن رخ دهد. مثلاً یک باران ۲ ساعته با مقدار ۱۵ میلی‌متر یا بیشتر را درنظر بگیرید. اگر بررسی داده‌ها نشان دهد که در طول مدت ۲۰ سال ۴ مرتبه بارانهای ۲ ساعته‌ای رخ داده است که مقدار بارش به اندازهٔ ۱۵ میلی‌متر یا بیشتر از ۱۵ میلی‌متر بوده است، در این صورت گفته می‌شود که فراوانی وقوع باران ۲ ساعته با مقدار ۱۵ میلی‌متر یا بیشتر، ۴ بار در هر ۲۰ سال است که معادل با ۲۰ بار در هر ۱۰۰ سال می‌باشد. به عبارت دیگر انتظار وقوع باران ۲ ساعته‌ای که مقدار آن ۱۵ میلی‌متر یا بیشتر باشد در هر ۵ سال یک بار می‌باشد. به جای فراوانی وقوع در اکثر موارد از واژهٔ **دورهٔ**

برگشت (return period) یا دوره بازگشت نیز استفاده می‌شود و آن متوسط تعداد سالهایی است که بین وقوع دو بارندگی مشابه وجود دارد. اما چراگفته نشد باران ۲ ساعته با مقدار ۱۵ میلی‌متر دلیل این موضوع آن است که بارندگی همانطورکه ذکر شد یک متغیر پیوسته است و نمی‌توان برای آن مقدار دقیقی مثل ۱۵ میلی‌متر را ذکر کرد، اما می‌توان یک آستانه مثل ۱۵ میلی‌متر را مشخص کرد و گفت هر بارانی که اتفاق بیفتد دو نوع است یا مقدار آن ۱۵ میلی‌متر یا بیشتر خواهد بود و یا ۱۵ میلی‌متر یا کمتر. مثلاً مقدار ۱۷ میلی‌متر جزء گروه ۱۵ میلی‌متر یا بیشتر خواهد بود.

حال اگر فراوانی وقوع را با F و دورهٔ برگشت را با T نشان دهیم بین این دو رابطه $F = 1/T$ برقرار است. مثلاً یک باران ۱۰ ساله (دورهٔ برگشت ۱۰ سال) دارای فراوانی وقوع ۰/۱ دفعه در سال ($F = 1/10$) است و اگر یک بارندگی نیم ساعته با شدت ۲۰ mm/hr یا بیشتر دارای دورهٔ برگشت ۵ سال باشد یعنی چنین بارانی هر ۵ سال یکبار اتفاق می‌افتد و یا در یکصد سال، ۲۰ مرتبه چنین بارانی به وقوع خواهد پیوست که معادل ۰/۲ مرتبه در یک سال است. البته این بدان معنی نخواهد بود که دقیقاً هر ۵ سال یکبار باید انتظار وقوع آن را داشت زیرا ممکن است در طول ۵ سال اصلاً اتفاق نیفتد ولی بجای آن در طول ۱۰ سال دو مرتبه اتفاق افتد و یا آن‌که در طول ۱۰ سال نیز اصلاً رخ نداده ولی در عوض در مدت ۱۵ سال ۳ بار اتفاق افتد و الخ. در هر حال در طولانی مدت متوسط تعداد سالهای بین این وقوع بارندگیها ۵ سال است. محاسبات فراوانی وقوع بارندگی بر اساس تجزیه و تحلیل آماری داده‌های بارندگی صورت می‌گیرد.

اگر تعداد سالهای آماری y باشد و مقادیر بارندگی را صرف نظر از سال وقوع آنها به ترتیب نزولی یا صعودی ردیف و آنها را شماره‌گذاری کرده باشیم بین شماره ردیف هر بارندگی (m) و دوره برگشت آن بارندگی (T) رابطه زیر برقرار است:

$$y = T\,m \qquad (۱۳-۵)$$

در این فرمول m شمارهٔ ردیف جدولی است که در آن بارندگیها صرفنظر از سال وقوع به ترتیب نزولی یا صعودی ردیف شده باشند. برای روشن شدن مطلب به ذکر دو مثال می‌پردازیم.

● مثال ۵-۶

حداکثر بارش ۲۴ ساعته (روزانه) در یک ایستگاه هواشناسی در طی سالهای مختلف آماری به شرح زیربوده است. در این‌ایستگاه حداکثر بارش ۲۴ ساعته با دوره برگشت ۵ سال چقدر است؟

سال	بارندگی (mm)	سال	بارندگی (mm)	سال	بارندگی (mm)	سال	بارندگی (mm)
۱۳۶۱	۳۶/۵	۱۳۶۴	۸۲/۰	۱۳۶۷	۷۱/۲	۱۳۷۰	۱۸/۱
۱۳۶۲	۲۹/۰	۱۳۶۵	۲۷/۸	۱۳۶۸	۴۸/۳	۱۳۷۱	۲۹/۰
۱۳۶۳	۵۶/۲	۱۳۶۶	۲۳/۴	۱۳۶۹	۳۱/۴	۱۳۷۲	۶۵/۰

حل

چون منظور این است که بدانیم حداکثر بارش ۲۴ ساعته که هر ۵ سال یکبار اتفاق می‌افتد **چه مقدار یا بیشتر** است لذا داده‌های فوق را به ترتیب نزولی ردیف می‌کنیم و به هر کدام یک شماره اختصاص می‌دهیم (m).

ردیف	بارندگی(mm)	ردیف	بارندگی(mm)	ردیف	بارندگی(mm)	ردیف	بارندگی(mm)
۱	۸۲/۰	۴	۵۶/۲	۷	۳۱/۴	۱۰	۲۷/۸
۲	۷۱/۲	۵	۴۸/۳	۸	۲۹/۰	۱۱	۲۳/۴
۳	۶۵/۰	۶	۳۶/۵	۹	۲۹/۰	۱۲	۱۸/۱

در این جدول مشاهده می‌شود که بارانی با مقدار ۸۲/۰ میلی‌متر در صدر جدول بوده لذا احتمال وقوع بارانی که مقدار آن حداقل ۸۲ میلی‌متر باشد یک دوازدهم یا ۸/۳ درصد است بعبارت دیگر دوره بازگشت آن یکبار در ۱۲ سال است و بارانی که مقدار آن ۷۱/۲ میلی‌متر یا بیشتر باشد در هر ۱۲ سال دوبار اتفاق و یا بارانی که مقدار آن ۱۸/۱ میلی‌متر یا بیشتر باشد بر اساس ۱۲ سال آمار هر سال (یک بار در هر سال) اتفاق افتاده است. لذا بر طبق فرمول y=T.m خواهیم داشت:

$y = 12$

$T = 5$

بنابراین مقدار m برابر ۲/۴ بدست می‌آید. یعنی بارانی که بخواهد هر ۵ سال یکبار اتفاق افتد در ردیف ۲/۴ قرار دارد که مقدار آن بین ردیف دوم و سوم و در حدود $\frac{۷۱/۲ + ۶۵/۰}{۲} = ۶۸/۰$ میلی‌متر می‌باشد. به عبارت دیگر هر ۵ سال یکبار وضعیتی خواهیم داشت که حداکثر مقدار بارندگی در ۲۴ ساعت، ۶۸ میلی‌متر یا بیشتر باشد. البته در عمل چون ردیف ۲/۴ نداریم برای اطمینان بیشتر رقم ردیف ۲ یعنی ۷۱/۲ میلی‌متر در نظر گرفته می‌شود. اگر خواسته باشیم مقدار بارانی راکه هر ۵ سال یکبار مشابه آن یا کمتر از آن اتفاق می‌افتد به دست آوریم باید دومین رقم از پایین (ترتیب صعودی) را درنظر می‌گرفتیم که در این صورت ۲۳/۴ میلی‌متر خواهد بود و خواهیم گفت هر ۵ سال یکبار وضعیتی خواهیم داشت که در آن حداکثر بارش روزانه ۲۳/۴ میلی‌متر یا کمتر باشد.

ترتیب صعودی در محاسبات مربوط به خشکسالیها و ترتیب نزولی در محاسبات مربوط به ترسالیها مورد استفاده دارد و این کار را از آن جهت انجام می‌دهیم زیراکه باران یک متغیر پیوسته بوده و باید هر مقدار آن بصورت بیشتر از .... یاکمتر از .... توصیف شود. برای آنکه مفهوم فوق روشن شود به ذکر یک مثال در مورد تخمین مقادیر خشکسالی می‌پردازیم.

● مثال ۵-۷

بارندگی سالانه در یک منطقه بر اساس آمار ۱۲ سالهٔ آن مطابق جدول زیر است. مقدار بارندگی در خشکترین سالی که دورهٔ برگشت آن ۴ سال است چقدر می‌باشد؟

سال	بارندگی (mm)	سال	بارندگی (mm)	سال	بارندگی (mm)	سال	بارندگی (mm)
۱۳۶۸	۲۴۰	۱۳۷۱	۱۶۵	۱۳۷۴	۲۳۰	۱۳۷۷	۲۰۵
۱۳۶۹	۱۷۵	۱۳۷۲	۲۶۸	۱۳۷۵	۱۹۵	۱۳۷۸	۱۹۵
۱۳۷۰	۲۱۰	۱۳۷۳	۲۱۰	۱۳۷۶	۱۶۸	۱۳۷۹	۲۱۲

حل

چون منظور بدست آوردن خشکترین سال (و نه پرباران‌ترین سال) است لذا صرفنظر از سال وقوع بارندگیها را به ترتیب صعودی ردیف می‌کنیم.

ردیف	بارندگی (mm)	ردیف	بارندگی (mm)	ردیف	بارندگی (mm)	ردیف	بارندگی (mm)
۱	۱۶۵	۴	۱۹۵	۷	۲۱۰	۱۰	۲۳۰
۲	۱۶۸	۵	۱۹۵	۸	۲۱۰	۱۱	۲۴۰
۳	۱۷۵	۶	۲۰۵	۹	۲۱۲	۱۲	۲۶۸

توجه داشته باشید که حتی موقعی که می‌گوئیم متوسط بارندگی تهران مثلاً ۲۵۵ میلی‌متر در سال است به این معنی نیست که ما هر سال ۲۵۵ میلی‌متر باران داریم بلکه معنی آماری آن این است که هر سال احتمال این که بارندگی تهران ۲۵۵ میلی‌متر یا بیشتر باشد ۵۰ درصد است و چون احتمال این که بارندگی تهران ۲۵۵ میلی‌متر یا کمتر باشد نیز ۵۰ درصد خواهد بود و این دو احتمال برابر می‌باشند لذا گفته می‌شود که متوسط بارندگی تهران ۲۵۵ میلی‌متر است.

مطابق جدول فوق سالی که باران مربوط به آن هر ۴ سال یکبار اتفاق می‌افتد ($T = 4$) برابر است با بارندگی ردیف سوم زیرا:

$$y = T\,m \qquad y = 12 \qquad T = 4$$

و لذا m برابر ۳ می‌باشد که اگر بارندگی ردیف ۳ را انتخاب کنیم ۱۷۵ خواهد بود. یعنی هر ۴ سال یکبار چنان خشکسالی اتفاق خواهد افتاد که مقدار باران سالانه در آن سال ۱۷۵ میلی‌متر یا کمتر باشد. استفاده از فرمول $y = T.m$ در تعیین شدیدترین بارندگیها دقیق نیست، زیرا در اینجا کلیهٔ پیش‌بینیهای ما بر اساس همان آماری است که در اختیار بوده است و اگر بخواهیم آن را برای بارندگیهایی با دورهٔ برگشت زیادتر تعمیم دهیم اعداد قابل قبول و معتبری به دست نمی‌دهد. برای این منظور از روشهای آماری دیگری استفاده می‌شود که بعداً تشریح خواهد شد.

سطح بارش سطح بارش به مساحتی گفته می‌شود که هنگام اندازه‌گیری باران در یک نقطه می‌توان برای اطراف آن نقطه تعمیم داد. در واقع هر بارش در هنگام وقوع مساحتی را دربرمی‌گیرد که به آن سطح بارش گویند. سطح بارش ثابت نیست و در طول مدت بارش مرتب در حال تغییر است. برای اندازه‌گیری سطح بارش می‌بایست تعداد زیادی باران‌سنج در نقاط مختلف وجود داشته باشد تا بتوان در هنگام وقوع یک باران گسترش آن را تخمین زد. در بطورکلی وسعت بارش مساحتی است که در یک زمان معین تحت ریزش قرار می‌گیرد.

۵-۷ تخمین بارندگی در سطح یک منطقه

داده‌های باران‌سنجی مربوط به اندازه‌گیری باران در یک نقطه می‌باشد که به آن ***بارش نقطه‌ای*** گفته می‌شود و معمولاً لازم می‌شود که آن را به مساحت یک حوضه یا منطقه تعمیم دهیم. در عملیات هیدرولوژی این کار معمولاً با سه روش ساده انجام می‌شود که عبارتند از: روش ***میانگین‌گیری ریاضی***، روش استفاده از ***چند ضلعیهای تیسن*** (Thissen) و روش استفاده از ***خطوط همباران***.

الف ـ روش میانگین ریاضی

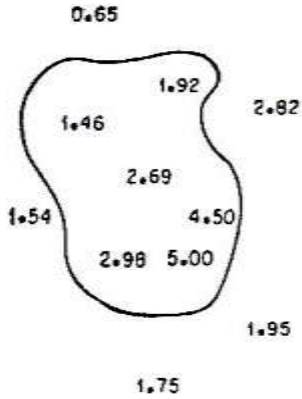
اگر منطقه مسطح باشد و باران‌سنجها به فواصل نسبةً مساوی از یکدیگر قرار داشته باشند ساده‌ترین روش برای محاسبهٔ بارندگی در یک منطقه استفاده از میانگین ریاضی است. فرمولی که در این مورد به کار برده می‌شود عبارت است از:

$$\overline{P} = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \ldots + P_n}{n} \qquad (۱۴-۵)$$

که در آن P_1 و P_2 و ... P_n بارندگی نقطه‌ای در ایستگاههای 1 و 2 و ... و n و $\overline{P}$ متوسط ارتفاع بارندگی در سطح منطقه است. در این روش از باران‌سنجهای داخل منطقه مورد نظر استفاده شده و ایستگاههای خارج از منطقه معمولاً مورد استفاده قرار نمی‌گیرند. علاوه بر این به دلیل وجود پستی و بلندی و تغییرات مکانی بارندگی نتایج حاصله از این روش چندان رضایت‌بخش نیست و تنها مزیت آن سادگی عمل است. البته عدم استفاده از ایستگاههای خارج از منطقه در روش میانگین‌گیری ریاضی یک قانون کلی می‌باشد ولی اکثراً مشاهده می‌شود که در محاسبات هیدرولوژی از تمام ایستگاههای داخل و مجاور حوضه استفاده شده است

● مثال ۵-۸

در حوضه شکل زیر مقدار متوسط بارندگی را در حوضه‌ای که مشخص شده است به روش میانگین ریاضی محاسبه کنید.



حل

$$\overline{P} = \frac{1.46 + 1.92 + 2.69 + 4.50 + 2.98 + 5.00}{6} = 3.09 \text{ cm}$$

$$\overline{P} = 3.09 \text{ cm}$$

بطوریکه مشاهده می‌شود در این مثال از داده‌های ایستگاههای خارج استفاده نشده است.

ب ـ روش چندضلعیهای تیسن

در این روش کلیهٔ ایستگاههای داخل حوضه و در صورت وجود، ایستگاههای مجاور می‌تواند مورد استفاده قرار گیرند. ابتدا ایستگاههای همجوار بهم متصل می‌شوند تا تعدادی مثلث ایجاد گردد. با رسم عمودمنصفهای اضلاع این مثلثها چندضلعی و یا پلی‌گونهایی حاصل می‌شود که هر ایستگاه در داخل یکی از این چند ضلعیها قرار می‌گیرد. اگر مساحت مربوط به هر چندضلعی به ترتیب A_1 ، A_2 ، ... و A_n و مقدار بارندگی در ایستگاههای داخل چندضلعی نیز P_1 و P_2 و ... و P_n باشد در این صورت متوسط بارندگی منطقه $\overline{P}$ از فرمول زیر به دست می‌آید.

$$\overline{P} = \frac{A_1 P_1 + A_2 P_2 + \ldots + A_n P_n}{A_1 + A_2 + \ldots + A_n} \qquad (۱۵-۵)$$

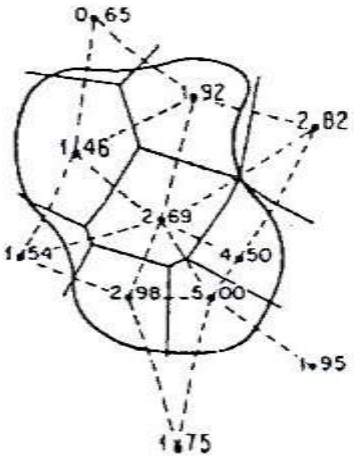
لازم به تذکر است که منظور از مساحت مربوط به هر چند ضلعی بخشی از مساحت چندضلعی است که در داخل حوضه قرار می‌گیرد. به عبارت دیگر سطح حوضه توسط اضلاع چندضلعی به تعدادی قطعات تقسیم می‌شود که بارندگی ایستگاه واقع شده در داخل هر چندضلعی فقط برای همین قطعه صادق است.

● مثال ۵-۹

برای حوضه‌ای که در مثال قبل آمده است متوسط بارندگی را به روش تیسن محاسبه کنید.

حل

پس از رسم چندضلعیهای تیسن، مشاهده می‌شود که هر ایستگاه فقط معرف قسمتی از مساحت منطقه می‌باشد. با اندازه‌گیری این مساحت‌ها جدول زیر تنظیم می‌شود.



مساحت × مقدار بارندگی	سطوح مربوط به هر چندضلعی (کیلومترمربع)	بارندگی درهرایستگاه (سانتی‌متر)
۴/۵۵	۷	۰/۶۵
۱۷۵/۲	۱۲۰	۱/۴۶
۲۰۹/۲۸	۱۰۹	۱/۹۲
۳۲۲/۸	۱۲۰	۲/۶۹
۳۰/۸	۲۰	۱/۵۴
۲۷۴/۱۶	۹۲	۲/۹۸
۴۱۰	۸۲	۵/۰۰
۳۴۲	۷۶	۴/۵۰
۱۷۶۸/۷۹ = جمع	۶۲۶ = جمع	

لذا مقدار متوسط بارندگی برابر است با:

$$\overline{P} = \frac{1768.79}{626} = 2.83 \text{ cm}$$

ج ـ روش خطوط همباران

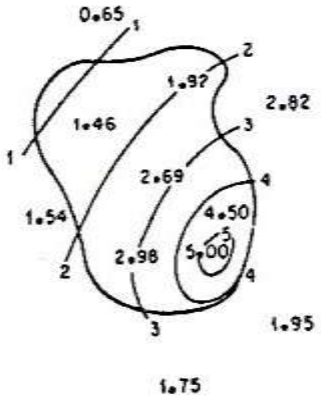
خط همباران مکان هندسی نقاطی است که مقدار بارندگی آن در یک دورهٔ مشخص، مثلاً یک سال یکسان باشد. رسم خطوط همباران مشابه رسم خطوط تراز (ارتفاع) است. اگر در یک منطقه که مرزهای آن مشخص است خطوط همباران رسم شوند و مساحتهایی از منطقه که بین خطوط همباران واقع می‌شوند A_1 ، A_2 ، ... و A_n باشند متوسط بارندگی نیز در این مساحتها P_1 ،

P_2 ، ... و P_n است که در واقع معدل بارندگی دو خط تراز بالایی و پایینی می‌باشد. سپس مقدار متوسط بارندگی در حوضه از فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$\overline{P} = \frac{(P_1A_1) + (P_2A_2) + \ldots + (P_nA_n)}{(A_1 + A_2 + \ldots + A_n)} \qquad (۱۶-۵)$$

● **مثال ۵-۱۰**

در حوضه مربوط به مثال قبل مقدار متوسط بارندگی را به روش خطوط همباران به دست آورید.



حل

در شکل فوق خطوط همباران روی نقشه رسم شده‌اند. باتوجه به مساحتهای محصور بین هر دو خط تراز جدول زیر را تشکیل می‌دهیم.

خطوط‌همباران (سانتی‌متر)	سطح‌محصوربین‌دوخط‌همباران (کیلومترمربع)	متوسط‌بارندگی (سانتی‌متر)	مساحت×متوسط‌بارندگی مساحت×متوسط‌بارندگی
۵	۱۳	۵/۳	۶۸/۹
۴	۷۷	۴/۵	۳۴۶/۵
۳	۱۱۶	۳/۵	۴۰۶/۰
۲	۱۹۶	۲/۵	۴۹۰/۰
۱	۱۹۳	۱/۵	۲۸۹/۵
<۱	۳۱	۰/۸	۲۴/۸
	جمع = ۶۲۶		جمع = ۱۶۲۵/۷

و مقدار متوسط بارندگی برابر است با:

$$\overline{P} = \frac{1625.7}{626} = 2.6 \text{ cm}$$

باتوجه به مطالب بالا ملاحظه می‌شود که روشهای اول و دوم یعنی میانگین‌گیری ریاضی و تیسن در واقع روشهای ریاضی هستند حال آن‌که روش سوم به درجه دقت و مهارت در رسم

خطوط‌همباران بستگی دارد. برتری‌روشهای تیسن و خطوط همباران دراین است که به هر یک از ایستگاهها وزنی متناسب باموقعیت ایستگاه داده می‌شود ولی درروش میانگین ریاضی تمام ایستگاهها یکسان در نظر گرفته می‌شوند. رسم خطوط همباران می‌تواند به دو صورت انجام شود:

چنانچه منطقه مسطح بوده و به لحاظ ارتفاع تفاوت فاحشی بین آنها وجود نداشته باشد رسم خطوط همباران مشابه رسم خطوط تراز یا هم ارتفاع از طریق درون‌یابی (interpolation) بارندگی در بین ایستگاهها صورت می‌گیرد. امادرحوضه‌های کوهستانی برای‌رسم خطوط همباران روش ساده‌تری وجود دارد و آن استفاده از معادلهٔ گرادیان بارندگی و نقشهٔ توپوگرافی حوضه است. در این روش عملیات زیر صورت می‌گیرد.

الف - در یک دستگاه محور مختصات، تغییرات بارندگی در هر ایستگاه را نسبت به ارتفاع ایستگاه از سطح دریا رسم و معادله تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع را محاسبه کنید.

ب - از روی معادلهٔ گرادیان بارندگی، برای هر مقدار مشخص بارندگی ارتفاع مربوطه محاسبه می‌شود. بااین فرض که خط همباران از خط تراز تبعیت کند می‌توان روی نقشه این خط ارتفاعی راکه خود یک خط همباران خواهد بود مشخص کرد. بدین‌ترتیب اگر بخواهیم مثلاً خط همباران ۱۲۰ میلی‌متر را به دست آوریم ابتدا از روی معادلهٔ تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع یا از روی خط تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع محاسبه می‌کنیم که چه ارتفاعی از زمین مربوط به این بارندگی است. اگر فرضاً به ازای بارندگی ۱۲۰ میلی‌متری ارتفاع ۱۴۵۰ متر به دست آمد در در واقع خط تراز ۱۴۵۰ متر درنقشهٔ توپوگرافی بعنوان خط همباران ۱۲۰ میلی‌متر درنظر گرفته می‌شود. این عمل برای سایر خطوط همباران انجام می‌شودتا خطوط همباران تکمیل شود.

● مثال ۵-۱۱

معادلهٔ تغییرات‌بارندگی‌نسبت به ارتفاع در یک حوضهٔ آبریز به صورت $P = 200 + 0.08\ H$ به دست آمده است که H ارتفاع از سطح دریا (متر) و P بارندگی سالانه (میلی‌متر) است. خطوط همباران ۲۵۰، ۲۶۰، ۲۷۰، ۲۸۰، ۲۹۰ و ۳۰۰ میلی‌متر را در این حوضه رسم کنید.

حل

باتوجه به معادلهٔ تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع، به ازای مقادیر بارندگی ۲۵۰ تا ۳۰۰ میلی‌متر ارتفاع از سطح دریا به صورت زیر محاسبه می‌شود.مثلا برای خط ۲۵۰ میلی‌متر داریم

$$H_1 = \frac{250 - 200}{0.08} = 625$$

برای سایر خطوط همباران نیز مقادیر متناظر ارتفاعی بصورت فوق محاسبه می‌شود که نتایج عبارت خواهند بود از:

$H_2 = 750 \quad H_3 = 875 \quad H_4 = 1000 \quad H_5 = 1125 \quad H_6 = 1250$

بنابراین در نقشه توپوگرافی حوضه، اگر خطوط تراز مربوط به H_1 ، H_2 ، ... و H_6 را در نظر

بگیریم این خطوط همان خطوط همباران ۲۵۰، ۲۶۰، ... و ۳۰۰ میلی‌متری خواهند بود.

برای استفاده از روش پلی‌گن‌های تیسن و خطوط همباران توصیه می‌شود که نقشه حوضه روی کاغذ شطرنجی مطابق شکل‌های زیر رسم شود تا بدین وسیله اندازه‌گیری مساحت داخل چندضلعی‌ها یا بین خطوط تراز ساده باشد. در این روش مساحت بین دو خط تراز برابر است با:

(نصف تعداد مربع‌های ناقص + تعداد مربع‌های کامل)(مساحت یک مربع)= مساحت بین دو خط تراز

■ تمرین ۵ - ۳

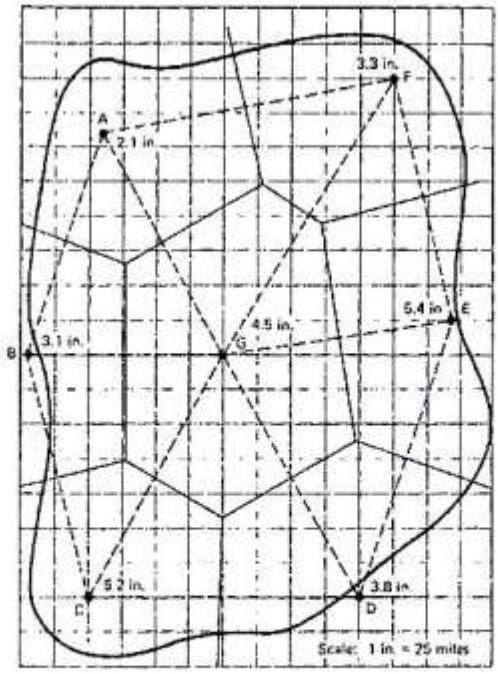
موقعیت ایستگاههای داخل و خارج یک حوضه آبریز همراه با مقدار بارندگی اندازه‌گیری شده در آنها برای یک بارش مشخص در شکل زیر داده شده است حساب کنید مقدار متوسط بارش را روی سطح حوضه با هر یک از سه روش میانگین‌گیری ریاضی، چند ضلعی‌های تیسن و خطوط همباران (مقادیر بارندگی‌ها بر حسب اینچ می‌باشد).

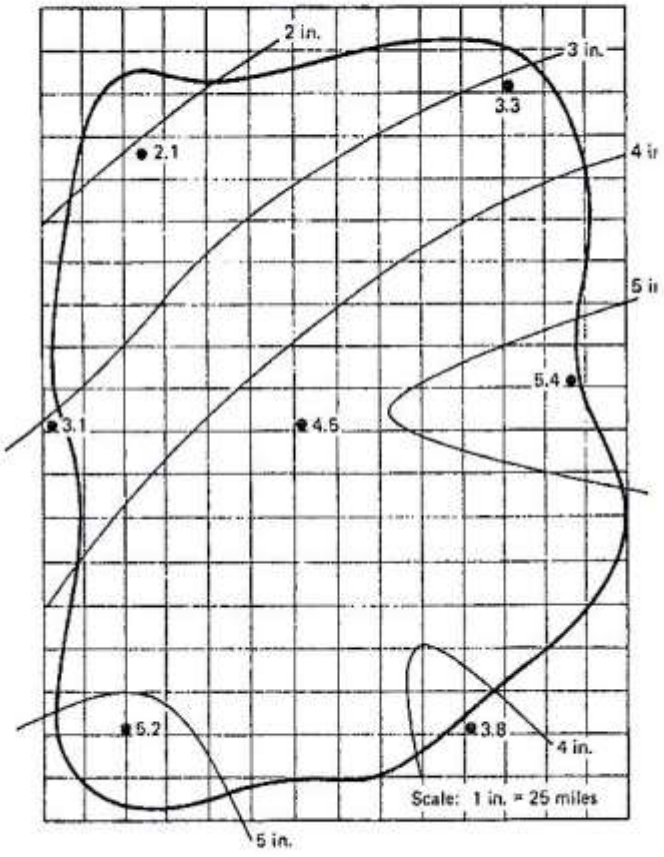
جواب :

الف - با روش میانگین‌گیری ریاضی متوسط بارندگی ۳/۹۱ خواهد بود.

ب - با روش چند ضعلی‌های تیسن که بصورت زیر رسم شودمتوسط‌بارندگی ۴/۰می‌باشد.

ج - با روش خطوط همباران که بصورت زیر رسم شود متوسط بارندگی ۳/۹۶ می‌باشد.





۵-۸ روابط بین خصوصیات بارندگی

بین خصوصیات بارندگی روابط معقولی حاکم است که از آنها در مطالعات هیدرولوژی زیاد استفاده می‌شود. این روابط ثابت نبوده بلکه در هر منطقه اقلیمی ممکن است متفاوت باشد که شناخت آنها از وظایف متخصصان هیدرولوژی است.

۵-۸-۱ رابطه بین شدت و مدت بارش

بطور کلی در یک رگبار هرچه مدت بارش کوتاه باشد شدت آن زیاد خواهد بود و برعکس بارانهای درازمدت از شدت کمتری برخوردار می‌باشند. تجربه نشان داده است که رابطه بین شدت و مدت بارندگی در بارانهایی که مدت آنها از ۲ ساعت کمتر است به صورت زیر می‌باشند.

$$i = \frac{a}{t + b} \qquad (۱۷-۵)$$

که در آن:

i = شدت بارندگی (میلی‌متر در ساعت)

t = مدت بارندگی (ساعت) است.

a و b ضرایبی هستند که به موقعیت جغرافیایی محل بستگی دارند.

در مورد بارانهایی که مدت آنها بیشتر از ۲ ساعت است رابطهٔ شدت ـ مدت به شکل زیر پیشنهاد شده است.

$$i = \frac{a}{t^b} \qquad (۱۸-۵)$$

a و b نیز ضرایب منطقه‌ای هستند که برای هر محل باید تعیین شود.

فرمول دیگری که هم در مورد بارانهای کوتاه مدت (کمتر از ۲ ساعت) و هم در مورد بارانهایی که مدت آنها از ۲ ساعت بیشتر است صادق می‌باشد بصورت زیر است.

$$i = \frac{a}{(t + b)^c} \qquad (۱۹-۵)$$

که ضرایب a، b و c اعداد تجربی می‌باشند. براساس این فرمول ضرایب فوق برای ایستگاههای باران‌سنجی مختلف ایران که مجهز به باران‌نگار هستند محاسبه شده است که از سازمان هواشناسی کشور قابل دریافت است. مثلاً تجزیه و تحلیل آمار بارندگی در مشهد معادله مذکور را برای این ایستگاه برای دوره بازگشت ۲ سال بصورت زیر بدست داده است.

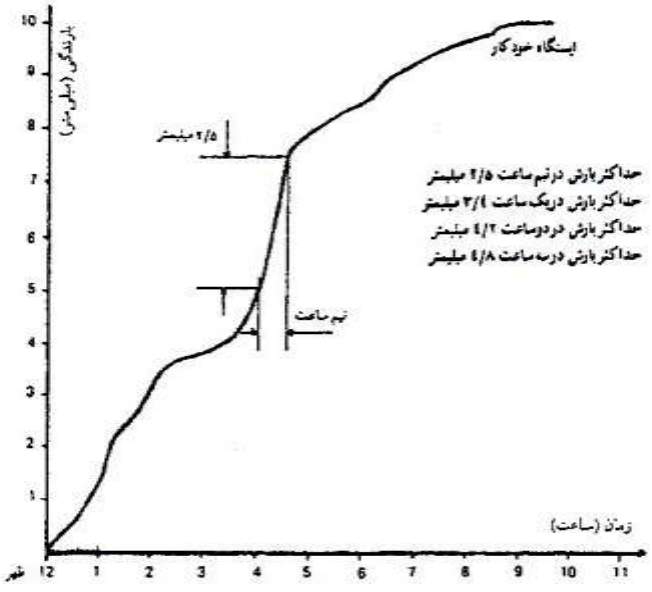
$$i = \frac{272.6}{(t + 5.1)^{0.75}} \qquad (۲۰-۵)$$

در فرمول فوق i شدت متوسط بارندگی برحسب میلی‌متر در ساعت (دوره برگشت ۲ سال) و t مدت بارندگی بر حسب دقیقه می‌باشد.

روابط شدت ـ مدت بارندگیها با تناوب یا دوره برگشت آنها نیز تغییر می‌کند. هر چه دوره بازگشت طولانی باشد باید انتظار بارانهای شدیدتری را داشت. به ازاء یک مدت معین هرچه دوره بازگشت افزایش یابد شدت بارانهایی که اتفاق خواهند افتاد بیشتر می‌شود.

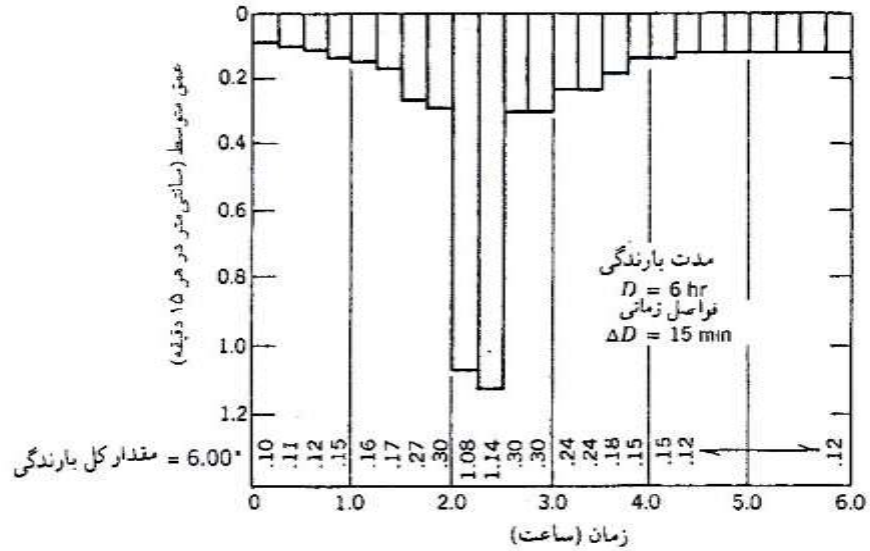
برای بدست آوردن روابط شدت ـ مدت ـ تناوب بارندگی ابتدا لازم است از روی آمار باران‌نگارها برای هر بارندگی حداکثر شدت در تداومهای مختلف محاسبه شود. بدین ترتیب که مثلاً فرض کنید بارانی به مدت ۸ ساعت رخ داده و منحنی حاصل از باران‌نگار که آن را ثبت نموده است مطابق شکل ۵-۱۰ باشد. چند دوره تداوم مثلاً ۱۵، ۳۰، ۴۵، ۶۰ دقیقه و ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۶ ساعت را انتخاب و در طول نمودار باران‌نگار به جستجو می‌پردازیم تا ببینیم کدام ۱۵ دقیقه حداکثر مقدار بارش و در نتیجه حداکثر شدت را داشته است. بدین‌ترتیب حداکثر شدت باران ۱۵ دقیقه در طول این بارش ۸ ساعته بدست می‌آید. توجه داشته باشید که اگر یک باران ۸ ساعته را در نظر بگیریم طیّ این ۸ ساعت بی‌نهایت دوره ۱۵ دقیقه‌ای می‌توانیم تفکیک کنیم که

هر کدام از آنها مقدار بارندگی متفاوت دارند، اما تنها یک تداوم ۱۵ دقیقه‌ای وجود دارد که مقدار بارندگی آن از همه زیادتر است. در واقع تنها در این دوره است که شدت بارندگی با تداوم ۱۵ دقیقه حداکثر می‌باشد، لذا آنچه اهمیت دارد پیداکردن این مقدار در داخل این ۸ ساعت است که این کار یا از طریق چشمی و یا از طریق روش‌های کامپیوتری انجام می‌شود. بدین ترتیب حداکثر شدت باران ۱۵ دقیقه‌ای بدست می‌آید. به همین طریق دوباره در طول این مدت ۸ ساعت بارندگی به جستجو می‌پردازیم تا این‌بار ببینیم درکدام دوره ممتد ۳۰ دقیقه حداکثر مقدار بارندگی را داشته‌ایم و لذا حداکثر شدت بارش نیم‌ساعته (۳۰ دقیقه‌ای) در طول این بارش محاسبه می‌شود. همین کار را برای سایر تداومها انجام می‌دهیم تا سرانجام حداکثر شدت بارش برای هر یک از تداومهای مورد نظر محاسبه شود. مسلم است که در این باران فقط می‌توانیم حداکثر شدت تا تداوم ۸ ساعت را محاسبه کنیم. این کار را می‌بایست برای سایر بارانهایی که در طول دوره آماری در همین ایستگاه اتفاق افتاده است انجام داده و حداکثر شدتهای بارندگی را در آن بارندگیها نیز برای همین تداومها بدست آورد. در نتیجه برای هر تداوم در هر بارندگی یک عدد بدست می‌آید. مثلاً ممکن است در مورد بارانهای ۳۰ دقیقه‌ای حداکثر شدت بارندگی در یک مورد ۲۷ میلی‌متردر ساعت، و در مورد یک باران دیگر ۳۵ میلی‌متر در ساعت، و یا در مورد دیگر ۱۲ میلی‌متر در ساعت باشد. حال اگر این ارقام تجزیه و تحلیل آماری شوند حداکثر شدت باران ۳۰ دقیقه‌ای بطور متوسط و یا با احتمالات مختلف در این ایستگاه محاسبه می‌شود.



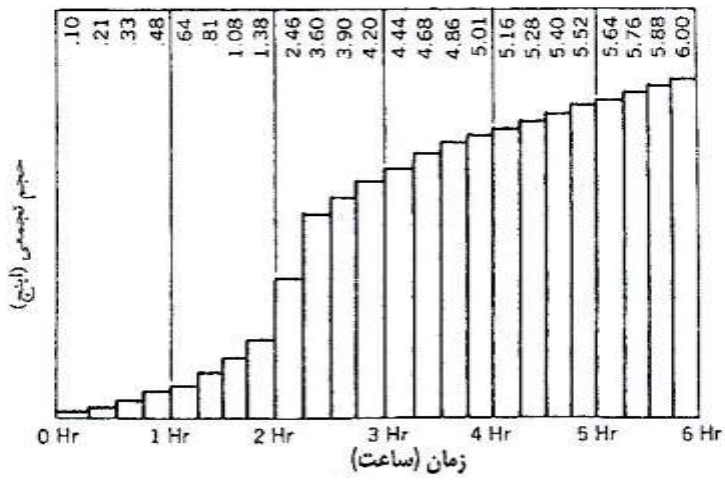
شکل ۵-۱۰ تیپ منحنی حاصل ازبارندگی تجمعی در طول مدت بارش در یک باران‌نگار

برای این‌که مطلب بهتر روشن شود موضوع را بصورت دیگر مطرح می‌کنیم. فرض کنید در بارانی که به مدت ۶ ساعت باریده است مقدار بارش در هر ۱۵ دقیقه توسط یک دستگاه باران نگار ثبت شده است که نتایج آن مطابق شکل ۵-۱۱ بصورت نمودار استوانه‌ای نشان داده شده است. چنین نمودارهای استوانه‌ای (هیستوگرام) که در آن محور افقی فواصل زمانی و محور عمودی مقدار بارندگی در هر کدام از فواصل زمانی باشد هایتوگراف (hyetograph) نام دارد. در شکل ۵-۱۱ مقدار بارندگی در هر دوره ۱۵ دقیقه‌ای در زیر دوره مربوطه نوشته شده است. مثلاً مقدار بارش در دوره ۱۵ دقیقه اول ۰/۱ و یا در دوره ۱۵ دقیقه چهارم ۰/۱۵ سانتی متر است.



شکل ۵-۱۱

حال اگر در یک گراف دیگر مقدار بارش را بصورت تجمعی رسم کنیم شکلی مطابق ۵-۱۲ بدست خواهد آمد که آن را هایتوگراف تجمعی باران می‌نامند. در این شکل مقدار بارش بصورت تجمعی برای هر ۱۵ دقیقه در قسمت بالای گراف نوشته شده است که جمعاً ۶ سانتی متر بوده است. برای این که مقدار بارندگی در هر دوره ۱۵ دقیقه‌ای بدست آید کافی است هر عدد از عدد مابعد خود کسر شود تا ببینیم کدام دوره ۱۵ دقیقه‌ای بیش از همه بارندگی داشته است. این کار بصورت گرافیکی در شکل ۵-۱۲ نشان داده شده است. در این شکل مشاهده می‌شود که بیشترین مقدار بارندگی مربوط به ساعت ۲:۱۵ تا ۲:۳۰ از شروع بارش بوده است که مقدار آن ۱/۱۴ سانتی متر در یک دوره ۱۵ دقیقه‌ای می‌باشد. لذا حداکثر بارش ۱۵ دقیقه‌ای برای این رگبار ۱/۱۴ سانتی متر (۱/۱۴ = ۲/۴۶ - ۳/۶) می‌باشد که معادل ۴/۵۶ سانتی متر در ساعت است. بصورت عینی نیز مشاهده می‌شود که در این تصویر فاصله ستونی دوره‌های ۹ و ۱۰ بیش از سایر دوره‌ها می‌باشد.



شکل ۵-۱۲

شدیدترین بارانی که تا به حال در دنیا ثبت شده است بارانی به مقدار ۴۰ میلی‌متر در مدت یک دقیقه بوده است که در سال ۱۹۷۰ در جزیرهٔ گوادلوپ اندازه‌گیری شده است. در جدول ۵-۲ شدیدترین بارانهای مشاهده شده دنیا با توجه به مدت بارش آنها نشان داده شده است. چنانچه مقادیر بارندگیهای جدول ۵-۲ را در یک دستگاه مختصات رسم کنیم رابطه بین مدت و مقدار بارندگی شکل یک منحنی درخواهد آمد که معادلهٔ آن به صورت زیر می‌باشد.

$$R = 425\ D^{0.47} \qquad (۲۱-۵)$$

در این فرمول:

D = مدت برحسب ساعت

R = مقدار بارندگی برحسب میلی‌متر است.

تیپ منحنیهای شدت ـ مدت ـ تناوب بارندگیها در شکل ۵-۱۳ نشان داده شده است که در آن مدت بارندگی نسبت به شدت بارندگی روی کاغذ لگاریتمی رسم شده تا روابط مذکور برای دوره‌های برگشت مختلف حتی الامکان بصورت خطی ظاهر شوند. اما معمولاً در دستگاه محورهای مختصات لگاریتمی که این منحنیها رسم می‌شود روابط شدت - مدت خطی نمی‌باشند. مثلاً در شکل ۵-۱۴ روابط شدت ـمدت ـ تناوب بارندگیها برای ایستگاه مشهد استخراج و رسم شده‌اند که با آنچه در شکل ۵-۱۳ نشان داده شده است از نظر ظاهری تفاوت وجود ندارد. داشتن منحنیهای شدت - مدت - تناوب بارندگی و یا روابط دیگری که بتواند شدت بارندگی را به ازاء یک تداوم مشخص تعیین کند ازملزومات طراحی در هر طرح مهندسی هیدرولوژی است. زیرا سیل طرح بر اساس رگبار طرح بوده و رگبار طرح نیز دارای تداوم معینی است که می‌بایست شدت آن مشخص گردد.

جدول ۵-۲ شدیدترین بارانهای ثبت شدهٔ در دنیا

مدت	مقدار (mm)	محل وقوع	سال
۱ دقیقه	۴۰	گوادلوپ	۱۹۷۰
۸ دقیقه	۱۲۶	بواریا	۱۹۲۰
۲۰ دقیقه	۲۰۶	رومانی	۱۸۸۹
۴۲ دقیقه	۳۰۵	میسوری	۱۹۴۷
۲ ساعت و ۴۵ دقیقه	۵۵۹	تکزاس	۱۹۳۵
۱۲ ساعت	۱۳۴۰	رنیون (جزیره‌ای در اقیانوس هند)	۱۹۶۴
۲۴ ساعت	۱۸۷۰	رنیون	۱۹۵۲
۲ روز	۲۵۰۰	رنیون	۱۹۵۲
۴ روز	۱۷۲۱	چراپونجی (هندوستان)	۱۹۷۴
۸ روز	۴۱۳۰	رنیون	۱۹۵۲
۱ ماه	۹۳۰۰	چراپونجی	۱۸۶۱
۶ ماه	۲۲۴۵۴	چراپونجی	۱۸۶۱
۱ سال	۲۶۴۶۱	چراپونجی	۱۸۶۱

بر اساس تحقیقاتی که روی بارندگیهای مختلف در انگلیس صورت گرفته است بین مقدار، مدت و فراوانی وقوع بارشها رابطه تجربی زیر به دست آمده است.

$$P = \{\frac{(1.214 \times 10^5)tT}{600}\}^{0.282} - 2.54 \qquad (۲۲-۵)$$

در این فرمول T دورهٔ بازگشت بارندگی یا فاصلهٔ وقوع دو بارندگی مشابه (سال)، t مدت بارش برحسب دقیقه و P مقدار بارش برحسب میلی‌متر است. مثلاً حداکثر مقدار بارانهای ۲۰ دقیقه‌ای با دوره برگشت ۵۰ سال برابر ۲۸/۸ میلی‌متر بدست می‌آید. اما تجربه نشان داده است که چنین روابطی از درجه همبستگی بالایی برخوردار نیستند.

در امریکا آمار تعداد زیادی از ایستگاههای باران‌سنجی بررسی و رابطه‌ای بین مقدار ـ مدت ـ تناوب بارندگیها بدست آمده است که می‌تواند برای سایر نقاط دنیا نیز مورد استفاده قرار گیرد. این رابطه که بنام رابطه بل (Bell, 1969) معروف است به شرح زیر می‌باشد.

$$P_T^t = (0.21 \ln T + 0.52)(0.54\, t^{0.25} - 0.5)P_{10}^{60} \qquad (۲۳-۵)$$

در این فرمول t مدت بارندگی برحسب دقیقه، T دوره بازگشت برحسب سال، P_{10}^{60} مقدار باران یک ساعته با دوره برگشت ۱۰ سال برحسب میلی‌متر و P_T^t مقدار باران t دقیقه‌ای مورد نظر برحسب میلی‌متر با دوره برگشت T (سال) می‌باشد. مثلاً اگر مقدار باران یک ساعته با دوره برگشت ۱۰ سال در منطقه ۳۰ میلی‌متر باشد، مطابق این فرمول مقدار باران ۲۰ دقیقه‌ای با دوره

برگشت ۵۰ سال برابر ۲۵/۸ میلی‌متر بدست می‌آید. بطوری که مشاهده می‌شود در فرمول فوق ابتدا لازم است P_{10}^{60} در منطقه محاسبه شود که برای این منظور از روابط همبستگی استفاده می‌شود. مثلاً روی داده‌های باران‌نگارهای ایستگاههای ایران مطالعه و مقدار P_{10}^{60} بصورت زیر برای نقاط مختلف ایران -محاسبه شده است.

$$P_{10}^{60} = 2.26(P_{24h})^{1.1374}(P_{year})^{-0.3072} \qquad (۲۴-۵)$$

که در آن (P_{24h}) متوسط حداکثر بارشهای ۲۴ ساعته و (P_{year}) متوسط بارندگی سالانه منطقه برحسب میلی‌متر می‌باشد.

رابطه دیگری که در آن به دلیل نقش اندک بارش سالانه فقط از میانگین حداکثر بارش ۲۴ ساعته استفاده شده است بصورت زیر می‌باشد.

$$P_{10}^{60} = 1.34(P_{24h})^{0.694} \qquad (۲۵-۵)$$

حال با داشتن مقدار عددی P_{10}^{60} می‌توان ابتدا از روی معادله ۵-۲۰ مقدار P_T^t و سپس شدت باران t دقیقه‌ای با دوره بازگشت T را محاسبه نمود. توجه شود در حالیکه فرمول ۵-۲۰ توسط پل برای بارانهای ۱۵ تا ۱۲۰ دقیقه و دوره بازگشت ۲ تا ۱۰۰ سال پیشنهاد شده است برای نقاط مختلف ایران در مدتهای بین ۱۵ دقیقه تا ۲۰ ساعت فرمول زیر ارائه شده است که ممکن‌است بجای معادله ۵-۲۰ از آن نیز استفاده شود.

$$P_T^t = [0.4524 + 0.2471 \ln(T - 0.6)](0.3710 + 0.6184t^{0.4484})P_{10}^{60} \qquad (۲۶-۵)$$

در معادله فوق t برحسب ساعت و T دوره برگشت برحسب سال و P_{10}^{60} برحسب میلی‌متر می‌باشد.

باید توجه داشت که آنچه از فرمول‌های ۵-۲۴ و ۵-۲۶ برای ایران بدست آمده است براساس تجزیه و تحلیل داده‌های بسیار محدود حاصله از ایستگاههای باران نگاری در سالهای قبل از دهه ۱۹۹۰ بوده است که ممکن است از درجه دقت زیادی برخوردار نباشد و اکنون که داده‌های بیشتری در این مورد وجود دارد می‌بایست فرمول‌های فوق مجدداًواسنجی شده و روابط جدید بدست آید.

● مثال ۵-۱۲

در یک ایستگاه هواشناسی میانگین سالانه بارندگی ۲۵۰ میلی‌متر و میانگین حداکثر بارش‌های ۲۴ ساعته ۱۵ میلی‌متر می‌باشد. شدت بارانهای ۱۵ دقیقه این ایستگاه را با دوره برگشت ۲۵ سال تخمین بزنید.

حل

$P_{24h} = 15$ mm

$P_{year} = 250$ mm

با توجه به معادله ۵-۲۴ خواهیم داشت

$$P_{10}^{60} = 2.26\ (P_{24h})^{1.1374}\ \ (P_{year})^{-0.3072}$$

$$P_{10}^{60} = 2.24\ (15)^{1.1374}\ \ (250)^{-0.3072}$$

$$P_{10}^{60} = 8.9 \text{ mm}$$

با استفاده از فرمول ۵-۲۳ خواهیم داشت

$t = 15$ min

$T = 25$ year

$$P_{25}^{15} = [0.21\ (\ln 25) + 0.52]\ [0.54\ (15)^{0.25} - 0.5]\ 8.9$$

$$P_{25}^{15} = 6 \text{ mm}$$

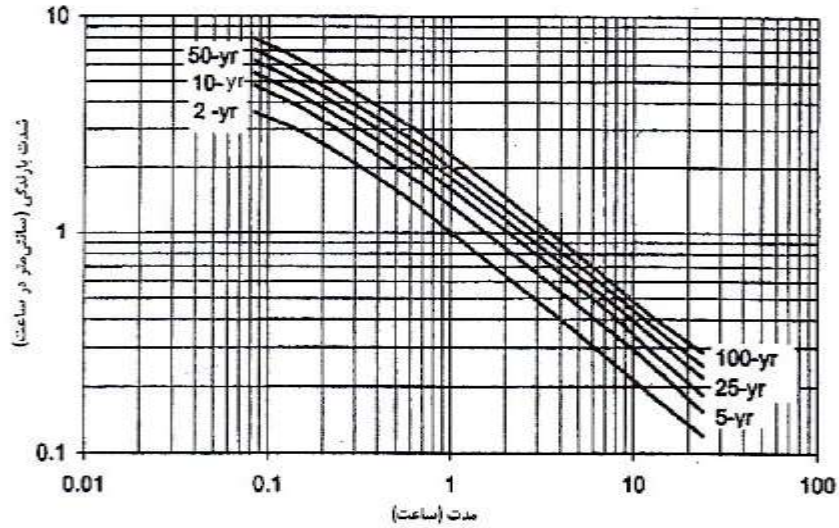
که با توجه به ۶ میلی‌متر در ۱۵ دقیقه شدت بارندگی معادل ۲۴ میلی‌متر در ساعت خواهد بود و اگر بخواهیم از معادله ۵-۲۶ استفاده کنیم:

$t = 15$ min $= 0.25$ hr

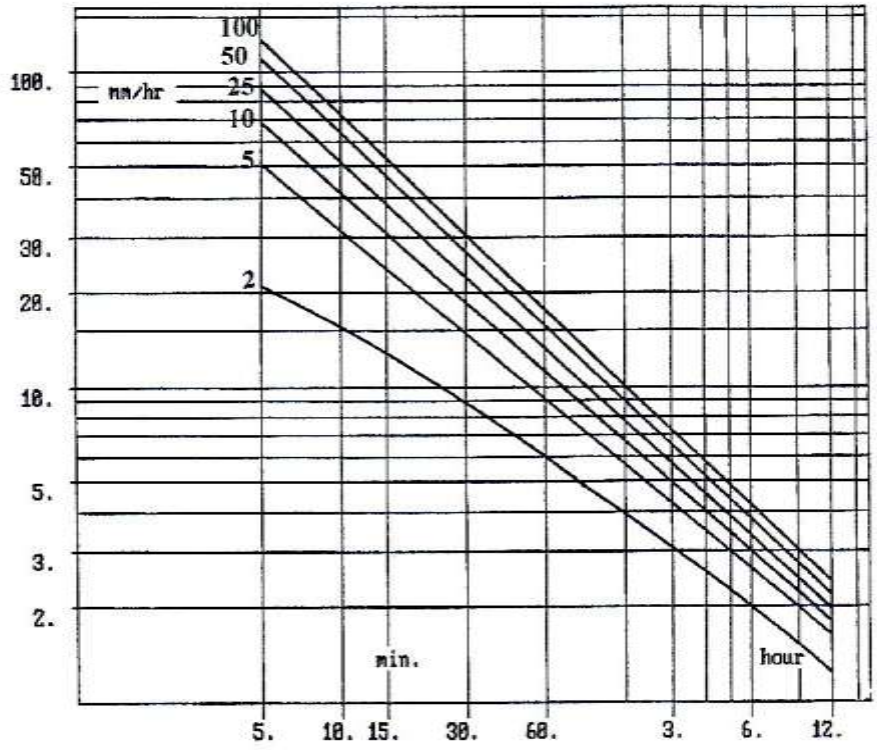
$$P_{25}^{15} = [0.4524 + 0.2471 \ln (25 - 0.6)]\ [(0.3710 + 0.6184\ (0.25)^{0.4484}]\ 8.9$$

$$P_{25}^{15} = 7.76 \text{ mm}$$

در این حالت شدت بارندگی ۳۱ میلی‌متر در ساعت بدست می‌آید.



شکل ۵-۱۳ تیپ روابط بین شدت ـ مدت و فراوانی وقوع بارندگیها. اعداد روی منحنی‌ها نشان دهنده دوره بازگشت بارندگی‌ها می‌باشد.



شکل ۵-۱۴ روابط شدت ـ مدت ـ تناوب بارندگی در ایستگاه مشهد. ارقام روی منحنیها دوره بازگشت (سال) می‌باشد.

۵-۸-۲ رابطه بین مقدار و مساحت بارندگی

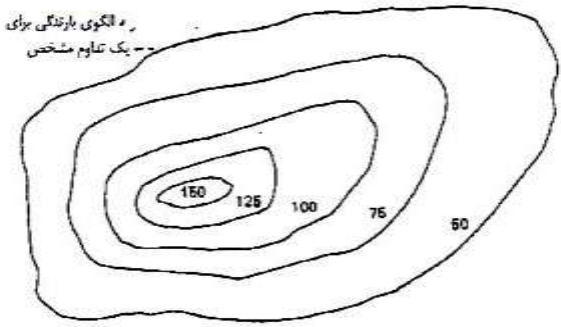
قبلاً بطور ساده گفته شد که مقدار بارندگی در تمام نقاط سطح بارش یکسان نمی‌باشد بلکه همیشه یک نقطه بنام مرکز بارش وجود دارد که بارندگی در آن حداکثر بوده و بارندگی درسایر نقاطی که در سطح مذکور قرار دارند کمتر از آن می‌باشد. هم‌چنین گفته شد که برای محاسبه متوسط بارندگی در کل سطح بارش از فرمول‌های تجربی استفاده می‌شود ولی اگر بخواهیم رابطه بین مقدار بارندگی و مساحت بارش را بدست آوریم باید به تحلیل رابطه بین مقدار بارندگی و مساحت (Depth - Area) بارش بپردازیم. برای این منظور لازم است در سطح بارش چندین ایستگاه باران سنجی داشته باشیم که همزمان مقدار بارندگی را اندازه‌گیری کرده باشند. فرض کنید روی یک منطقه که ۱۲ باران‌سنج دارد باران ۲۴ ساعته را اندازه‌گیری کرده و براساس آمار آنها خطوط همباران را رسم کرده‌ایم که منحنی‌های مربوطه از ۵۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر با فاصله ۲۵ میلی‌متری مطابق شکل ۵-۱۵ رسم شده است. در این شکل جدولی ارائه شده است که در ستون اول آن ارتفاع بارندگی هر خط همباران و در ستون دوم مساحت تجمعی محصور بین

خطوط همباران نوشته شده است. بطوری که مشاهده می‌شود کل منطقه ۱۱۰ کیلومتر مربع است که ۷۵ کیلومتر مربع آن در داخل خط همباران ۷۵ میلی‌متری، ۴۵ کیلومتر مربع داخل خط ۱۰۰ میلی‌متری و در نهایت فقط ۱۰ کیلومتر مربع داخل خط همباران ۱۵۰ میلی‌متری قرار گرفته است. ستون سوم جدول مربوط به مساحت واقع بین هر خط همباران با خط همباران بالاتر از خود می‌باشد. مثلاً عدد ۳۵ در مقابل خط همباران ۵۰ در این ستون نشان می‌دهد که مساحت محصور بین خط همباران ۵۰ میلی متری و خط همباران ۷۵ میلی‌متری ۳۵ کیلومتر مربع است و یا ۳۰ کیلومتر مساحت بین خط همباران ۷۵ و ۱۰۰ میلی متری وجود دارد و یا مساحت واقع شده در بالاتر از خط همباران ۱۵۰ میلی‌متری ۱۰ کیلومتر مربع است. ستون چهارم متوسط بارندگی را در بین هر خط همباران یا خط همباران بالاتر از خود می‌باشد، مثلاً عدد ۱۳۷/۵ در مقابل خط همباران ۱۲۵ نشان دهنده متوسط بارندگی بین خط و خط بالاتر از خود یعنی ۱۵۰ می‌باشد. لذا متوسط بارندگی روی آن $\frac{۱۵۰ + ۱۲۵}{۲}$ یا ۱۳۷/۵ میلی‌متر می‌باشد. برای ۱۰ کیلومترمربع مساحتی که داخل خط همباران ۱۵۰ میلی‌متر قرار دارد بطور تقریب رقم ۱۵۵ میلی‌متر در نظر گرفته شده است زیرا این مساحت حداکثر می‌توانست $\frac{۱۷۵ + ۱۵۰}{۲}$ یا ۱۶۲/۵ میلی‌متر باران داشته باشد که چون خط همباران ۱۷۵ میلی‌متر را نداریم و نمی‌دانیم در کجا واقع خواهد شد برای این منطقه رقم تقریبی ۱۵۵ میلی‌متر در نظر گرفته شده است. ستون پنجم جدول حجم بارندگی در بین هر دو خط همباران را نشان می‌دهد. مثلاً مقدار کل بارندگی در ۲۴ ساعت بین دو خط همباران ۱۰۰ و ۱۲۵ میلی‌متر ۲۲۵۰ هزار مترمکعب است زیرا:

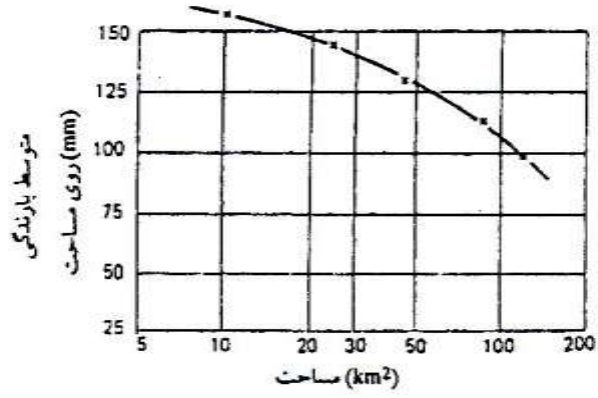
$$\text{حجم بارندگی} = \text{مساحت} \times \text{مقدار}$$
$$= 20 \times 10^6 \times 112.5 \times 10^{-3}$$
$$= 2250{,}000\ m^3$$

در ستون ششم حجم تجمعی باران با افزایش مساحت نوشته شده است. ارقام این ستون بدان معنی است که در داخل محدوده خط همباران ۱۵۰ میلی‌متر، ۱۵۵۰ هزار متر مکعب باران و در داخل محدوده خط ۱۲۵ میلی‌متری، ۳۶۱۲/۵ هزار متر مکعب باران داشته‌ایم. ارقام ستون ۷ نشان دهنده بارندگی روی مساحت محصور در داخل هر خط همباران است. مثلاً ۱۴۴/۵ میلی‌متر، متوسط مقدار بارندگی روی مساحت ۲۵ کیلومتر مربعی می‌باشد که محصور در خط همباران ۱۲۵ است. بهمین طریق میانگین بارندگی روی کل مساحت منطقه که در داخل خط همباران ۵۰ میلی‌متری قرار دارد ۹۷ میلی‌متر است ($\frac{۲۰۶۷۵}{۱۱۰} = ۹۷$). بدین‌ترتیب با این تحلیل، رابطه بین مساحت و متوسط ارتفاع بارندگی در این منطقه از رسم ارقام ستون دوم و هفتم نسبت بهمدیگر در یک دستگاه محور مختصات بدست می‌آید که بصورت نمودار در شکل ۵-۱۵ نشان داده شده است. مطابق این شکل مثلاً اگر فقط ۳۰ کیلومتر مربع اطراف مرکز بارندگی را در نظر بگیریم متوسط بارندگی روی آن ۱۳۵ میلی متر می‌باشد. این منحنی رابطه مساحت و مقدار

بارندگی (Depth-Area) است که در آن عامل مدت بارش در نظر گرفته نشده است. رابطه مقدار ـ مساحت ـ مدت بارندگی تحلیل نسبتاً وقت‌گیر و پیچیده‌ای دارد که در بخش بعد شرح داده شده است.



(1)	(2)	(3)	(4)	(5) = (4) × (3)	(6)	(7) = (6) : (2)
خط همباران (میلیمتر)	مساحت تجمعی محصور در داخل خط همباران (کیلومترمربع)	مساحت محصور بین خطوط همباران	متوسط بارندگی بین خطوط همباران	حجم بارندگی بین خطوط همباران (هزار متر مکعب)	حجم تجمعی (هزار متر مکعب)	متوسط بارندگی روی مساحت (میلیمتر)
150	10	10	155	1550	1550	155.0
125	25	15	137.5	2062.5	3612.5	144.5
100	45	20	112.5	2250	5867.5	130.4
75	75	30	87.5	2625	8487.5	113.2
50	110	35	62.5	2187.5	10675	97.0



شکل ۵-۱۵ تحلیل رابطه بین ارتفاع و مساحت بارندگی

با استفاده از روش‌های آماری و یا نرم‌افزارهایی مانند table curue می‌توان معادله شکل ۵-۱۵ را بدست آورد. شکل کلی این معادله بصورت زیر می‌باشد:

$$\overline{R} = R_{max} - CA^{m} \qquad (۲۷-۵)$$

که در آن:

$\overline{R}$ = متوسط بارندگی روی سطح مورد نظر

R_{max} = حداکثر مقدار باران (محل تقاطع منحنی با محور y ها)

A = مساحت موردنظر که قرار است متوسط بارندگی روی آن تخمین زده شود.

c,m = ضرایب ثابت که با روش برازش منحنی بدست می‌آید.

فرض کنید معادله شکل ۵-۱۵ یا رابطه بین مساحت (کیلومتر مربع) و مقدار متوسط بارندگی (میلی‌متر) بصورت $\overline{R} = 155 - 0.7\ A^{0.95}$ باشد در این صورت چنانچه حوضه آبریز مورد نظر ما وسعتی برابر ۵۰ کیلومتر داشته باشد متوسط بارندگی روی این حوضه ۱۲۶ میلی‌متر خواهد بود زیرا:

$$\overline{R} = 155 - 0.7\ (50)^{0.95}$$

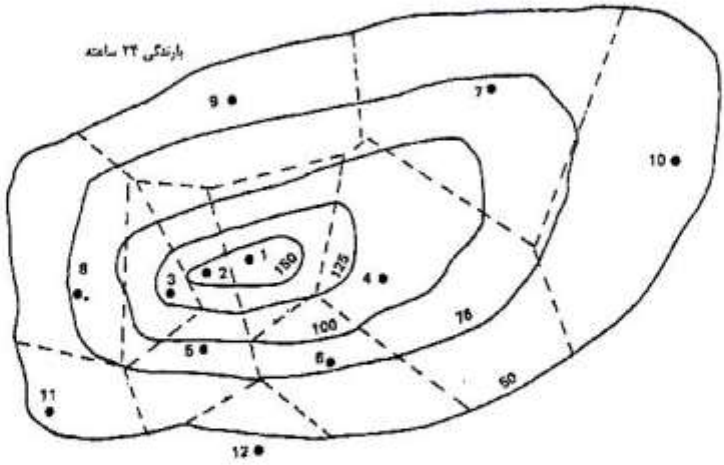
$$\overline{R} = 155 - 28.78$$

$$\overline{R} = 126\ mm$$

۵-۸-۳ رابطه مقدار، مساحت و مدت بارندگی

برای استخراج رابطه مقدار ـ مساحت ـ مدت (Depth-Area-Duration) که با علامت DAD نشان داده می‌شود بار دیگر از داده‌های مثال قبل استفاده می‌کنیم.

فرض کنید در یک منطقه همان ۱۲ ایستگاه باران‌نگاری وجود دارد (نقطه‌های سیاه در شکل ۵-۱۶) و بارانی به مدت ۲۴ ساعت در این منطقه باریده است. مقادیر تجمعی باران در هر یک از ایستگاهها با دوره‌های ۶ ساعته در جدول و شکل ۵-۱۶ نشان داده شده است. مثلاً در ایستگاه ۲ طی ۲۴ ساعت جمعاً ۱۵۳ میلی‌متر باران باریده است که مقدار تجمعی آن تا ساعت‌های ۶، ۱۲، ۱۸، و ۲۴ از شروع بارندگی به ترتیب ۲۷، ۱۲۰، ۱۲۴ و ۱۵۳ میلی‌متر بوده است. ضمناً خطوط همباران برای کل ۲۴ ساعت بارندگی براساس این ایستگاهها نیز رسم شده است. در شکل ۵-۱۶ چندضلعی‌های معروف به تیسن که محدوده تاثیر بارندگی برای هر ایستگاه می‌باشد و باران آن ایستگاه فقط برای همان قسمت از مساحت منطقه صادق است مشخص شده است. پس‌ازرسم چندضلعی‌های‌تیسن قادر خواهیم بود حداکثر بارش را در هر یک ازمساحتهای‌محصوربین‌خطوط همباران را بدست آوریم. مثلاً اگر بخواهیم حداکثر بارش‌های ۶ ساعته، ۱۲ ساعته، ۱۸ ساعته و ۲۴ ساعته‌ای را برای سطح داخل خط همباران ۱۵۰ میلی‌متر محاسبه کنیم، در ابتدا مقدار این سطح را با مساحت‌سنج (پلانی متر) اندازه‌گیری می‌کنیم که



ایستگاه	مقدار تجمعی بارندگی در هر ایستگاه از شروع باران تا پایان بارش (میلی‌متر)			
	6h	12h	18h	24h
1	30	125	128	160
2	27	120	124	153
3	21	106	108	130
4	19	87	90	114
5	17	70	72	90
6	14	55	60	80
7	14	53	58	78
8	15	60	62	76
9	17	42	50	65
10	10	30	40	60
11	12	40	45	55
12	12	35	40	45

شکل ۵-۱۶ ـ مقادیر تجمعی بارندگی در تحلیل ارتفاع ـ مساحت ـ مدت بارندگی

فرضاً ۱۰ کیلومتر مربع است (به جدول ۵-۳ مراجعه شود). چون در داخل این محدوده ۲ ایستگاه شماره ۱ و ۲ واقع شده‌اند فرض می‌کنیم از این ۱۰ کیلومترمربع ۰/۷ یعنی ۷۰ درصد آن از بارندگی ایستگاه ۱ و ۰/۳ آن از بارندگی ایستگاه ۲ تبعیت می‌کند. لذا مقدار متوسط بارندگی تجمعی در ۶ ساعت روی این مساحت برابر است با:

(بارندگی ایستگاه دو ضربدر ۰/۳) + (بارندگی ایستگاه یک ضربدر ۰/۷) = بارندگی تجمعی

البته مقادیر ۰/۷ و ۰/۳ فرضی نیست بلکه از روی پلانی‌متری مساحتها بدست آمده‌اند. به همین طریق مقدار کل بارندگی ۲۴ ساعته در داخل محدوده خط ۱۵۰ میلیمتری برابر ۱۵۷/۹ میلیمتر خواهد بود زیرا:

۱۶۰ × ۰/۷ + ۱۵۳ × ۰/۳ = ۱۵۷/۹

۱۱۲ + ۴۵/۹ = ۱۵۷/۹

در واقع رقم ۱۵۵ میلیمتر که قبلاً برای داخل این محدوده درنظر گرفته بودیم نسبت به این رقم با ضریب ۰/۹۸۱۶ (۰/۹۸۱۶ = $\frac{۱۵۵}{۱۵۷/۹}$) اصلاح شده است و اگر این ضریب را برای داخل محدوده ۱۵۰ میلیمتری هم بکار ببریم با توجه به جدول ۵-۳ مقدار ۲۹/۱ میلی‌متر بارندگی ۶ ساعته این محدوده به ۲۸/۶ تغییر می‌یابد (۲۸/۶ = ۰/۹۸ × ۲۹/۱).

چنانچه این عمل را در منطقه داخل خط همباران ۱۵۰ میلیمتری برای ۱۲ ساعت نیز انجام دهیم نتایج به شرح زیر خواهد بود.

$10\ km^2$ = مساحت محصور داخل خط ۱۵۰ میلیمتری

1 , 2 = شماره ایستگاههایی که این منطقه را تحت تأثیر دارند.

125 mm = بارندگی ایستگاه یک در ۱۲ ساعت

120 mm = بارندگی ایستگاه دو در ۱۲ ساعت

0.7 = 70% = درصد مساحت که از ایستگاه یک تبعیت می‌کند

0.3 = 30% = درصد مساحت که از ایستگاه دو تبعیت می‌کند

123.5 mm = 125 ×0.7+120 ×0.3 = میانگین‌وزنی‌بارندگی‌درسطح ۱۰ کیلومترمربع

0.9816 = نسبت تصحیح بارندگی

121.2 mm = 123.5 × 0.9816 = میانگین وزنی اصلاح شده بارندگی

به همین روش مقدار بارندگی برای ۱۸ ساعت ۱۲۴/۴ و برای ۲۴ ساعت ۱۵۵ میلیمتر است. لذا بارش ۲۴ ساعته با دوره‌های ۶ ساعته روی مساحت ۱۰ کیلومتر مربع بطور تجمعی برابر خواهد بود با ۲۸/۶، ۱۲۱/۲، ۱۲۴/۴، ۱۵۵ میلی‌متر. باتوجه به‌تفاوت این ارقام چنین نتیجه‌گیری می‌شود که در ۶ ساعت اول ۲۸/۶میلیمتر، در ۶ ساعت دوم ۹۲/۶ میلی‌متر (۹۲/۶ = ۲۸/۶ - ۱۲۱/۲) در ۶ ساعت سوم ۳/۲ میلی‌متر، و در ۶ ساعت چهارم ۳۰/۶ میلی‌متر بارندگی روی این مساحت باریده است. به عبارت دیگر حداکثر بارش ۶ ساعته‌ای که روی مساحت ۱۰ کیلومتر مربع باریده شده است ۹۲/۶ میلیمتر بوده است. حداکثر بارش در ۱۲ ساعت ۱۲۱/۲ میلی‌متر است چون این رقم بالاترین رقم بین بارشهای ۱۲ ساعته است. زیرا:

121.2 mm = بارندگی از ساعت صفر تا ۱۲

95.8 mm = 124.4 − 28.6 = بارندگی از ساعت ۶ تا ۱۸

33.8 mm = 155 − 121.2 = بارندگی از ساعت ۱۲ تا ۲۴

که از ۳ حالت ۱۲ ساعته ممکن بزرگترین رقم همان ۱۲۱/۲ می‌باشد.لذا حداکثر بارش ۱۲

ساعته ۱۲۱/۲ می‌باشد. بهمین روش بالاترین مقدار بارندگی در ۱۸ ساعت ۱۲۶/۴ می‌باشد زیرا برای ۱۸ ساعت ۲ حالت می‌توان در نظر گرفت که یکی بارندگی از ساعت صفر تا ۱۸ و دیگری از ساعت ۶ تا ۲۴ می‌باشد. لذا:

بارندگی از ساعت صفر تا ۱۸ = 124.4 mm

بارندگی از ساعت ۶ تا ۲۴ = 155 − 28.6 = 126.4 mm

بطور خلاصه روی مساحت ۱۰ کیلومترمربع حداکثر بارش ۶ ساعته ۹۲/۶ میلیمتر، حداکثر بارش ۱۲ ساعته ۱۲۱/۲، حداکثر بارش ۱۸ ساعته ۱۲۶/۴ و حداکثر بارش ۲۴ ساعته ۱۵۵ میلیمتر می‌باشد که نحوه محاسبه این ارقام در جدول ۵-۳ نشان داده شده است.

جدول ۵-۳ مساحت محصور در داخل خط همباران ۱۵۰ میلیمتری
(بارندگی روی سطح = 155 mm : $A = 10\ km^2$)

ایستگاه	ردیف	ضریب وزنی مساحت	6h	12h	18h	24h
1	1	باران تجمعی ایستگاه ۱	30	125	128	160
	2	۷۰ درصد باران تجمعی ایستگاه ۱	21	87.5	89.6	112
2	3	باران تجمعی ایستگاه ۲	27	120	124	153
	4	۳۰ درصد باران تجمعی ایستگاه ۲	8.1	36	37.2	45.9
	5	جمع وزنی بارندگی (ردیف ۲ به اضافه ۴)	29.1	123.5	126.8	157.9
	6	بارندگی تجمعی اصلاح شده برای متوسط بارندگی روی مساحت (ردیف ۵ ضربدر ۰/۹۸۱۶)	28.6	121.2	124.4	155
	7	مقدار جزیی بارش در هر دوره زمانی (اعداد ردیف ۶ منهای عدد قبلی)	28.6	92.6	3.2	30.6
	8	حداکثر بارندگی ممکن برای هر مدت	92.6	121.2	126.4	155

چنانچه همین عملیات را برای مساحت داخل خط همباران ۱۲۵ میلی‌متری تکرار کنیم مقادیر حداکثر بارندگی ۶، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ساعته به ترتیب عبارت خواهند بود از ۸۷/۳، ۱۱۳/۱، ۱۱۸/۷ و ۱۴۴/۵ میلی‌متر که نتایج این محاسبات در جدول ۵-۴ نشان داده شده است. تفاوت این جدول با جدول ۵-۳ در این است که اولاً منطقه داخل خط همباران ۱۲۵ میلیمتری که ۲۵ کیلومترمربع می‌باشد متأثر از چهار ایستگاه ۱، ۲، ۳ و ۴ می‌باشد که ۴۰ درصد آن از ایستگاه یک، ۳۰ درصد آن از ایستگاه دو، ۱۰ درصد آن از ایستگاه سه و ۲۰ درصد از ایستگاه چهار تبعیت می‌کند. ثانیاً ضریب اصلاح بارندگی روی مساحت نسبت به مقدار محاسبه شده در شکل ۵-۱۵ برابر ($\frac{۱۴۴/۵}{۱۴۵/۷}$ = ۰/۹۹۱۸) است. عملیات فوق برای منطقه داخل خطوط همباران ۱۰۰، ۷۵ و ۵۰ میلی‌متر انجام و حداکثر بارش ۶ تا ۲۴ ساعته در این مساحتها محاسبه می‌شود.

جدول ۵-۴ مساحت محصور در داخل خط همباران ۱۲۵ میلیمتری
(A = 25 km^2 : بارندگی روی سطح = 144.5 mm)

ایستگاه	ضریب وزنی مساحت	6h	12h	18h	24h
1	باران تجمعی ایستگاه یک	30	125	128	160
	۴۰ درصدباران تجمعی‌ایستگاه‌یک	12	50	51.2	64
2	باران تجمعی‌ایستگاه‌دو	27	120	124	153
	۳۰ درصدباران تجمعی‌ایستگاه‌دو	8.1	36	37.2	45.9
3	باران تجمعی‌ایستگاه‌سه	21	106	108	130
	۱۰درصدباران تجمعی‌ایستگاه‌سه	2.1	10.6	10.8	13.0
4	باران تجمعی‌ایستگاه‌چهار	19	87	90	114
	۲۰درصدباران تجمعی‌ایستگاه‌چهار	3.8	17.4	18	22.8
	جمع وزنی بارندگی(جمع ردیفهای۲،۴،۶و۸)	26	114	117.2	145.7
	بارندگی تجمعی اصلاح شده برای متوسط بارندگی روی مساحت‌براساس ضریب اصلاحی ۰/۹۹۱۸	25.8	113.1	116.2	144.5
	مقدار جزیی بارش در هر دوره زمانی(تفاوت‌ارقام‌هرستون‌ازستون‌ماقبل)	25.8	87.3	3.1	28.3
	حداکثر بارندگی ممکن برای هر مدت	87.3	113.1	118.7	144.5

چنانچه نتایج این عملیات روی یک دستگاه محور مختصات رسم شود، برای هر مساحت مقادیر حداکثر بارندگی در مدتهای مختلف ۶ تا ۲۴ ساعت مشخص است که از بهم پیوستن این نقاط منحنی مقدار ـ مساحت ـ مدت بارندگی مطابق شکل ۵-۱۷ بدست می‌آید.

باید توجه داشت که منحنی DAD مربوط به یک باران مشخص بوده و نمی‌توان آن را برای تمام بارشها عمومیت داد. اما در یک منطقه می‌توان برای باران‌های مختلف تحلیل‌های مشابه را انجام داد. در این صورت به تعداد بارندگی‌ها دسته منحنی‌های DAD مثلاً ۳، ۶، ۹ یا ۱۲ ساعته خواهیم داشت که اگر در هر دسته منحنی (مثلاً ۳ ساعتی) برای هر مساحت مقدار حداکثر آن را انتخاب کنیم (منحنی پوش) در این صورت قادر خواهیم بود رابطه حداکثر DAD رابدست آوریم (Maximum DAD data) که به رابطه MDAD معروف است. از روی منحنی‌های MDAD می‌توان برای هر مدت مورد نظر حداکثر مقدار بارانی را که روی سطح می‌تواند وجود داشته باشد محاسبه کرد.

بطور تجربی از روی اندازه‌گیری‌های باران در مرکز بارندگی و مقایسهٔ مقدار بارندگی این نقطه با متوسط مقدار بارندگی در سطح بارش رابطه‌ای ارائه شده است که با استفاده از آن با داشتن بارندگی در مرکز یک مساحت می‌توان متوسط بارندگی روی آن مساحت را پیدا کرد. رابطه مذکور به صورت زیر است .

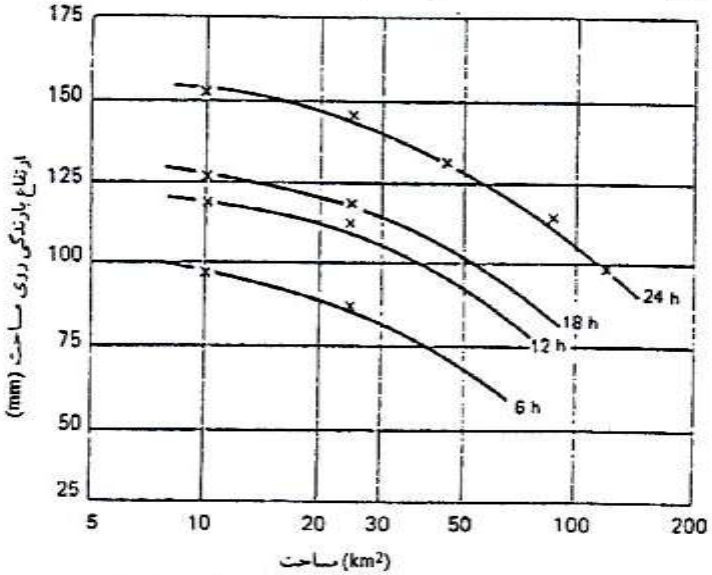
$$\frac{\overline{P}}{P} = 1 - \frac{0.3\sqrt{A}}{t^*} \qquad (۲۸-۵)$$

$\overline{P}$ = متوسط ارتفاع بارندگی روی مساحت مورد نظر.

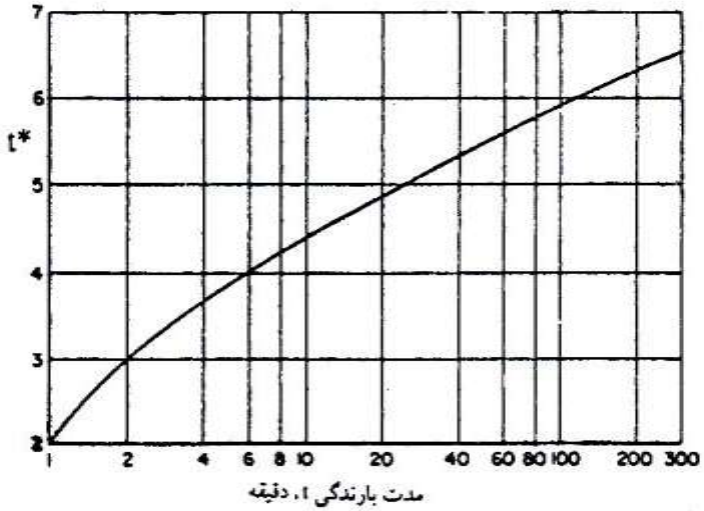
P = ارتفاع بارندگی در مرکز بارندگی.

A = مساحت منطقه (بر حسب کیلومتر مربع).

t^* = تابعی است که به‌مدت بارندگی بستگی داشته و مقدار آن از شکل ۵-۱۸ به دست می‌آید.



شکل ۵-۱۷ روابط بین مقدار، مدت و مساحت بارندگی



شکل ۵-۱۸ رابطه بین مدت بارندگی t و t^*

● **مثال ۵-۱۳**

می‌خواهیم عملیات جمع‌آوری آب سطحی در داخل یک شهر را بر اساس بارانهای یک ساعته و دورهٔ برگشت ۱۰ سال انجام دهیم. بررسی آمار ایستگاه هواشناسی داخل شهر باران ۶۰ دقیقه‌ای و دورهٔ برگشت ۱۰ سال را P= 25 mm به دست داده است. چنانچه سطح این شهر ۸ کیلومترمربع باشد مقدار متوسط بارندگی را روی سطح شهر محاسبه کنید (فرض شود ایستگاه باران سنجی در مرکز شهر و مرکز بارندگی بوده است).

حل

$P = 25$ mm

$A = 8$ km^2

$t^* = 5.6$

$$\frac{\overline{P}}{P} = 1 - \frac{0.3\sqrt{A}}{t^*}$$

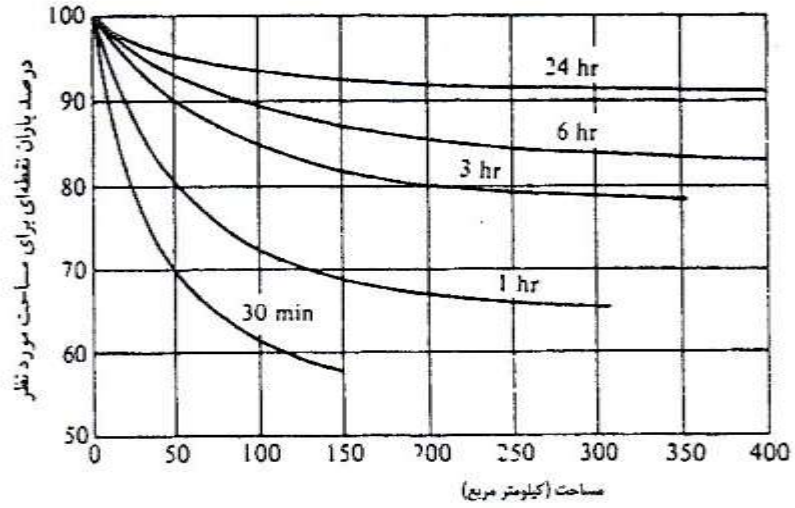
$$\overline{P} = 25(1 - \frac{0.3\sqrt{8}}{5.6}) = 21.2 \text{ mm}$$

بنابراین در محاسبات طراحی به‌جای ۲۵ میلیمتر رقم ۲۱/۲ میلیمتر در نظر گرفته می‌شود. نسبت $\frac{\overline{P}}{P}$ یا $1 - \frac{0.3\sqrt{A}}{t^*}$ را **ضریب کاهش مربوط به سطح** گویند.

ضریب کاهش سطح به گونه‌ای دیگر در شکل ۵-۱۹ نشان داده شده است. این شکل بر این اساس است که اوّلاً برای هر بارندگی حداکثر بارش در مرکز آن می‌باشد ثانیاً متوسط بارندگی در سطح تحت بارش بستگی به مدت بارندگی و مساحت سطح بارش دارد. مثلاً از روی این شکل مشخص می‌شود که در یک مساحت ۵۰ کیلومتر مربعی متوسط ارتفاع بارندگی روی این مساحت برای یک باران ۳۰ دقیقه‌ای ۶۸ درصد بارش نقطه‌ای و برای یک باران ۲۴ ساعته حدود ۹۶ درصد مقدار باران نقطه‌ای در مرکز بارندگی است. بعبارت دیگر هرچه مدت بارش کمتر باشد ضریب کاهش بارندگی تقلیل می‌یابد.

۵-۹ حداکثر بارش محتمل

بزرگترین بارانی که از نظر مقدار با یک تداوم مشخص، احتمال وقوع آن را می‌توان انتظار داشت ***حداکثر بارش محتمل*** (Probable Maximum Precipitation) گویند که با علامت PMP نشان داده می‌شود. غالباً این سؤال پیش می‌آید که آیا در یک منطقه بارانی وجود خواهد داشت‌که احتمال وقوع باران بزرگتر از آن وجود نداشته باشد، بر همین اساس مفهوم حداکثر بارش محتمل پیشنهاد شده است. حداکثر بارش محتمل برحسب تعریف عبارت است از مقدار



شکل ۵-۱۹ ضریب کاهش مربوط به سطح برای تبدیل بارندگی نقطه‌ای به متوسط بارندگی روی یک سطح

بارانی که در یک سطح معین و در یک تداوم مشخص ممکن است اتفاق افتد و در شرایط هواشناختی موجود امکان تجاوز از آن وجود نداشته باشد. در صورتی که در طرحی نیاز به دانستن حداکثربارش محتمل باشد مقدار آن به روشهای مختلف قابل تخمین است. روش به اصطلاح سینوپتیکی که در آن از وضعیت توده‌های هوا، آمار بارش و رطوبت و مشخصه‌های دیگر هوا استفاده می‌شود دقیق‌تر می‌باشد، اما روشهای آماری که فقط براساس داده‌های گذشته صورت می‌گیرد از نظر کاربری در مطالعات شناسایی ساده‌تر می‌باشند. مثلاً بر اساس یکی از روشهای آماری حداکثر بارش محتمل t ساعته در حوضه از فرمول زیر محاسبه می‌شود :

$$PMP = \bar{R} + K.S \qquad (۲۹-۵)$$

که در آن:

PMP = حداکثر بارش محتمل، $\bar{R}$ = متوسط بارش t ساعته ، S = انحراف از معیار و K ضریبی است که مقدار آن حدوداً ۱۵ و حتی در بعضی موارد ۲۰ در نظر گرفته می‌شود. بعنوان مثال اگر متوسط بارش یک ساعته در یک منطقه ۱۲ میلی‌متر و انحراف از معیار داده‌های مربوط این بارشها ۳ میلی‌متر باشد حداکثر بارش محتمل یک ساعته در این منطقه بر اساس این‌که K = 15 باشد برابر ۵۷ میلی‌متر تخمین زده می‌شود. در واقع مقدار K بین ۵ تا ۳۰ متغیر است.

۵-۱۰ باران طرح

هدف از اندازه‌گیری و تجزیه و تحلیل داده‌های بارندگی در هیدرولوژی بدست آوردن پارامتری است بنام باران طرح (design storm) باران طرح از نظر تئوری به دوره‌ای از یک بارندگی شدید همراه با باد گفته می‌شود که بتواند ارتفاع مشخصی را از نظر مقدار بارش تولید نماید و برای یک سازه آبی خطرناک باشد. در واقع سازه‌های آبی باید بتوانند در مقابل باران طرح مقاومت کنند. باران طرح در هیدرولوژی به سه روش محاسبه می‌شود که عبارتند از:

(۱) محاسبه به روش‌های آماری (Frequency Based Storm, FBS)

(۲) محاسبه از روی حداکثر بارش محتمل (Probable Maximum Preci Pitalion, PMP)

(۳) محاسبه از روی بارش‌های استاندارد (Standard Project Storm, SPS)

بارش‌هایی که در یک منطقه در ایستگاه‌های مختلف ثبت می‌شود از نظر وقوع تشکیل داده‌هائی را می‌دهند که به آنها سری زمانی (time series) گفته می‌شود. با داشتن سری زمانی داده‌های بارندگی در یک دوره زمانی مشخص (مثلاً یک ساعته، ۶ ساعته، ۲۴ ساعته، ماهانه یا سالانه) و بکارگیری توزیع‌های آماری مختلف مانند توزیع احتمالاتی گامبل، توزیع پیرسون تیپ ۳، توزیع لگاریتم نرمال و غیره که در فصل‌های بعد از آن‌ها صحبت خواهد شد، می‌توان باران طرح را با دوره برگشت موردنظر محاسبه کرد.

حداکثر بارش محتمل همانطور که در بخش ۵-۹ گفته شد می‌تواند بعنوان یکی از معیارهای تعیین باران طرح مورد استفاده قرار گیرد. چنانچه سازه‌ای بر اساس حداکثر بارش محتمل ساخته شود قاعدتاً باید بتواند در برابر کلیه بارش‌هائی که امکان وقوع آن‌ها در منطقه وجود دارد مقاومت کند. ولی باید در نظر داشت که احداث سازه‌ها بر اساس حداکثر بارش محتمل بسیار گران و پرهزینه خواهد بود.

روش موسوم به باران استاندارد پروژه بر اساس بزرگترین بارانی است که در طول دوره آماری مشاهده شده است. باران استاندارد پروژه معمولاً از روی حداکثر بارش محتمل محاسبه می‌شود، بطوریکه در عمل باران استاندارد پروژه ۴۰ تا ۶۰ درصد حداکثر بارش محتمل در نظر گرفته می‌شود. در ایستگاه‌های هواشناسی معمولی بارندگی‌ها در هر شبانه‌روز یکبار اندازه‌گیری و تحت عنوان بارش ۲۴ ساعته ثبت می‌شود. بارش ۲۴ ساعته به این معنی نیست که بارش به مدت ۲۴ ساعت ادامه داشته است. ممکن است در طول ۲۴ ساعته یک بارش و یا چندین رگبار صورت گرفته باشد که جمع بارندگی آن‌ها ثبت می‌شود. به همین دلیل در اکثر روش‌های طراحی بارش ۲۴ ساعته ملاک قرار می‌گیرد نه مقدار بارشی که در یک رگبار خاص ریزش داشته است. برخی روش‌ها نیز بر اساس جمع بارش ۶ ساعته و یا جمع بارش یک ساعته می‌باشد که آن‌ها نیز از روی بارش ۲۴ ساعته تخمین زده می‌شوند. مثلاً رابطه بین بارش ۲۴ ساعته و ۶ ساعته بر

اساس تجربه بصورت زیر می‌باشد.

$$P_6 = \frac{P_{24}}{1.48} \qquad (۳۰-۵)$$

بطوریکه مثلاً اگر بارش ۲۴ ساعته در یک طرح ۱۲۸ میلی‌متر در نظر گرفته شود بارش ۶ ساعته را باید 86.5 میلی‌متر در نظر گرفت.

مسائل

۱-۵ در یک حوضه آبریز به وسعت ۵۰۰ کیلومتر مربع خطوط همباران برای یک باران مشخص رسم شده و مساحت محصور بین هر دو خط همباران بصورت زیر گزارش شده است. متوسط بارندگی روی حوضه چقدر است.

بازه خطوط همباران (cm)	20-17	17-14	14-11	11-8	8-5	5-2
مساحت محصور بین دو خط (km^2)	71.5	125.0	110.5	75.0	50.0	68.0

(جواب: 11.833 cm)

۲-۵ در یک حوضه آبریز بارندگی سالانه در ۴ زیرحوضه مربوط به آن به ترتیب ۱۰۰/۸۴، ۱۱۲/۲۷، ۸۴/۸۴ و ۷۳/۴۰۶ سانتی‌متر بوده است. چنانچه مساحت این زیرحوضه‌ها نیز به ترتیب ۹۳۲۶۴/۳، ۷۱۲۴۳/۵، ۱۰۸۸۰۸/۲ و ۱۶۸۳۹۳/۸ هکتار باشد، با استفاده از روش تیسن میانگین بارندگی روی حوضه چقدر است.

(جواب ۸۸/۲۸ سانتی متر)

۳-۵ در محاسبه تعداد مطلوب ایستگاههای باران سنجی در یک حوضه آبریز معمولاً مقدار اشتباه مجاز تخمین میزان بارندگی چقدر در نظر گرفته می‌شود.

الف- ۸ درصد ب - ۱۰ درصد ج - ۴ درصد د - ۲۵ درصد

(جواب: ب)

۴-۵ معمولاً مقدار ارتفاع آب معادل چند درصد ارتفاع برف است:

الف- ۴۰ درصد ب- ۱۰ درصد ج- ۲۵ درصد د - ۱۰۰ درصد

(جواب: ب)

۵-۵ بر اساس توصیه سازمان جهانی هواشناسی مناسب‌ترین مقدار باران‌سنج برای تخمین بارندگی چقدر است.

الف - یک عدد به ازاء هر ۶۰۰ تا ۹۰۰ کیلومتر مربع

ب - یک عدد به ازاء هر ۳۰۰ متر تا ۶۰۰ کیلومتر مربع

ج - یک عدد به ازاء هر ۹۰۰ تا ۱۳۰۰ کیلومتر مربع

د - یک عدد به ازاء هر ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر مربع

(جواب : الف)

۵-۶ حداکثر باران ۲۴ ساعته در یک ایستگاه باران‌سنجی در طی سالهای اندازه‌گیری (۲۴ سال) به شرح زیر بوده است (میلی‌متر).

۱۵/۸ ۱۲/۲ ۱۲/۰ ۱۵/۲ ۱۴/۹ ۹/۶ ۱۰/۸ ۱۱/۲ ۱۰/۷ ۱۸/۷ ۹/۲ ۱۰/۵

۱۲/۷ ۱۲/۴ ۱۱/۹ ۱۱/۶ ۱۱/۳ ۹/۷ ۱۷/۲ ۱۶/۶ ۱۵/۷ ۱۶/۳ ۱۲/۹ ۱۳/۸

بارندگیهایی که دورهٔ برگشت آنها ۵، ۱۰، ۲۰ و ۴۰ سال است چقدر تخمین زده می‌شود.

۵-۷ متوسط بارندگی سالانه در ایستگاههای مختلف یک منطقه به شرح زیر است:

ایستگاه	ارتفاع از سطح دریا (m)	بارندگی سالانه (mm)
A	۹۸۵	۲۵۰
B	۱۹۹۰	۴۰۲
C	۱۲۲۰	۲۸۲
D	۱۶۵۰	۳۵۲
E	۱۸۰۰	۳۷۰
F	۱۱۰۰	۲۶۵
G	۲۵۱۰	۴۷۰

الف ـ معادلهٔ خط تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع را محاسبه کنید.

ب ـ گرادیان بارندگی به ازای افزایش هر ۱۰۰ متر ارتفاع در این منطقه چقدر است؟

ج - در ارتفاع ۱۳۰۰ متری باران چقدر تخمین زده می‌شود.

۵-۸ یک حوضهٔ آبریز از چهار زیر حوضه به مساحت‌های ۲۵، ۳۶، ۴۲ و ۶۵ کیلومترمربع تشکیل شده است. بارندگی سالانه در هر یک از این زیر حوضه‌ها به ترتیب ۳۹۷، ۴۴۲، ۳۳۴ و ۲۸۹ میلی‌متر است. بارندگی متوسط سالانه حوضه چقدر تخمین زده می‌شود؟ در این حوضه جمعاً ۴ ایستگاه اندازه‌گیری باران وجود دارد، اگر بخواهیم بارندگی را با دقت ۵ درصد اندازه‌گیری کنیم چند ایستگاه دیگر باید تأسیس نماییم؟

۵-۹ مقدار بارندگی یک ساعته در یک نقطه ۵۶ میلی‌متر گزارش شده است اگر بخواهیم این بارندگی را برای یک سطح به وسعت ۱۵ کیلومتر مربع تعمیم دهیم متوسط بارندگی روی این سطح را چقدر باید درنظر بگیریم.

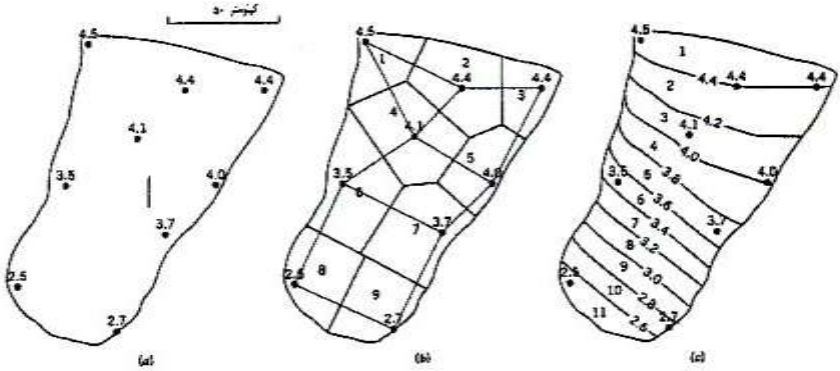
۵-۱۰ در یک حوضه آبریز ۶ ایستگاه باران سنجی وجود داشته و میانگین بارندگی سالانه طی سالهای آماری موجود در این ایستگاهها به شرح زیر بوده است.

ایستگاه	A	B	C	D	E	F
بارندگی سالانه (cm)	102	77	84	53	66	80

چنانچه بخواهیم بارندگی سالانه را با حداکثر ۱۰ درصد خطا تعیین نمائیم چه

تعدادایستگاه باران سنجی لازم خواهد بود. آیا تعداد ایستگاههای حوضه برای تامین این منظور کافی است (جواب ۵)

۵-۱۱ شکل زیر مربوط به یک حوضه آبریز است که در نقاط مختلف آن ۹ باران‌سنج معمولی نصب شده‌اند. در یک روز بارانی مقادیر باران (برحسب سانتی‌متر) در هر یک از باران‌سنج‌ها اندازه‌گیری و ثبت شده‌اند. بر اساس این اندازه‌گیری‌ها خطوط چند ضلعی‌های تیس و خطوط همباران رسم شده است. حساب کنید مقدار متوسط بارندگی در سطح حوضه آبریز را به روش‌های میانگین‌گیری ریاضی، پلی‌گن‌های تیسن و خطوط همباران.



منابع برای مطالعه بیشتر

1- Bell. F.C., *Generalized rainfall duration frequency relationship,* ASCE, Hy1. Vol. q5. 2, 1969

2- Bilham, E., *The classification of heavy falls of rain in short periods,*HMSO, London, UK, 1962

3- Biswas, A.K. *History of hydrology,* North Holland pub. Co. the Netherlands, 1970.

4- Das, Gh., *Hydrology and soil* conservation engineering prentice Hall & India, New Delhi, 2002.

5- Donn, W.J., *Meteorology,* 4th ed. John Wiley, New York, 1975.

6- Linsley, R. et al,. *Hydrology for Engineers,* McGraw Hill Book Co. New York, 1982.

7- Mason, B., *Clouds, rain and rain making,* Cambridge Univ. Press, London, 1975.

8- Riehl, H., *Climate and weather in the tropics,* Academic press, London, 1979.

9- Shaw, E., *Hydrology in practice,* Van Nostrand Reingold, London, 1988.

10- Wanielista, M., Kersten, R., and R. Eaglin, 1997. *Hydrology: water quantity and quality control,* John Wiley and Sons, New York.

11- Ward, A.D. and W.J. Elliot, *Environmental hydrology,* Lewis pub. New york, 1995.

12- Wilson, E., *Engineering hydrology,* Mac Millan London, 1983.