۲-۶- در یک حوضه آبریز شهری، کانالی از جنس بتن (n = ۰.۰۱۴) با طول کلی ۶۵۰۰ متر و شیب میانگین S=0.002 وظیفهٔ جمع‌آوری آب‌های سطحی منطقه را به عهده دارد. زمان تمرکز این حوضه براساس روش کربای- هاتاوی چند دقیقه است؟

۲-۷- در یک حوضه آبریز شهری براساس نوع کاربری اراضی مقدار ضریب جریان در روش استدلالی C =۰.۶۵ تخمین زده شده است. طول کانال اصلی جمع‌آوری آب‌های سطحی این حوضه ۴۸۰۰ متر و شیب میانگین آن S = ۰.۰۰۵ می‌باشد. زمان تمرکز این حوضه براساس روش ادارهٔ هوانوردی آمریکا چند دقیقه است؟

فصل سوم: ریزش های جوی

ریزش جوی یعنی نزول بخار آب موجود در جو به صورت مایع، جامد و یا هر دو است. ریزش زمانی رخ می دهد که، از یک طرف، هوای مرطوب صعود نماید و، از طرف دیگر، هستک های کافی در جو وجود داشته باشد. به عبارت دیگر، ابتدا هوای مرطوب باید تا ارتفاعی بالا رود تا بر اثر سرد شدن به نقطه‌ی اشباع برسد تا ابر را پدید آورد. ولی نبود هستک های کافی در جو حاوی ابر منجر به وقوع ریزش نمی‌شود. بدین ترتیب، ریزش در مناطق مختلف روی زمین یکسان نیست. از این منظر، مناطق روی زمین را می‌توان به سه ناحیه کلی تقسیم کرد: نواحی پر ریزش یا خیلی مرطوب، نواحی کم ریزش یا کم آب و نواحی با ریزش متوسط.

در این فصل ضمن بررسی ریزش‌های جوی، به معرفی انواع روش‌های اندازه‌گیری ریزش ها (شامل باران، برف) پرداخته و روش‌های آماده‌سازی داده‌های ریزش نیز معرفی می‌شود. هم چنین، روش های برآورد منطقه‌ای بارش حاصل از داده‌های مشاهداتی نقطه‌ای (اندازه گیری شده با باران سنج) ارائه می شود. بررسی رابطه‌ی بین شدت و مدت بارش، معرفی منحنی‌های عمق – مساحت – مدت بارش، همراه با مثال‌هایی برای هر موضوع در این فصل ارائه خواهد شد. نهایتاً بحث تعدیل ریزش نقطه‌ای به ریزش منطقه‌ای و الگوهای زمانی ریزش مورد توجه قرار می گیرد.

۳-۱ ریزش‌های جوی (بارش)

این ریزش‌ها موقعی انجام می شود که اجزاء تشکیل دهنده ابر، به دلیل بزرگی و سنگینی نتوانند در ابر شناور باقی بمانند و در نتیجه به ناچار باریده می شود. بدیهی است که بزرگی اجزای مزبور باید آن‌قدر باشد که با وجود تبخیر در طول راه تا سطح زمین، بقایای آن بتواند به سطح زمین برسد. ریزش‌های جوی براساس ساختمان فیزیکی اجزاء آن به دو دسته مایع و جامد تقسیم می‌شوند. ریزش‌های مایع عبارتند از باران، ریزباران و رگبار (بطورکلی بارش باران). ریزش‌های جامد شامل برف، یخدانه و تگرگ (بطورکلی بارش برف) است.

۳-۱-۱ بارش های مایع

این نوع ریزش که باران نام دارد از قطرات فراوان آب تشکیل می شود که به نسبت سیستم به وجود آورنده‌ی آن می‌تواند کاملاً متفاوت باشد. قطره باران معمولاً از ۰.۵ تا ۵ میلیمتر قطر دارد. باران‌های با قطر کمتر از ۰.۵ میلیمتر را ریز باران گویند، که غالباً از ابرهای پائین به سطح زمین می‌بارد. رگبار از قطرات درشت تشکیل شده که دارای شدت زیاد و مدت (تداوم) کم بوده و عموماً در هوای ناپایدار تشکیل شده و می‌بارد.

۳-۱-۲ بارش های جامد

این نوع ریزش که عمدتا برف نام دارد از بلورهای شش‌گوش تشکیل شده است که حاصل تصعید بخار آب در دمای کمتر از نقطه‌ی انجماد آن است. بلورهای مزبور به صورت منفرد یا مخلوط با سایر بلورهای یخ مشاهده می‌شوند. بلورهای برف در بیشتر موارد به تنهایی قادر به چسبیدن به یکدیگر نیستند، بلکه به وسیله‌ی قطرات آب سرد به یکدیگر متصل می‌شوند. بلورهای مزبور در این موارد به صورت تکه‌های برف با ابعاد ۴ تا ۵ سانتیمتر رشد می‌کنند.

به طور کلی سهم برف نسبت به کل بارش، با کاهش دما یا افزایش ارتفاع بیشتر می‌شود. یعنی بالاتر از یک ارتفاع معین، بارش تنها به صورت برف دیده می‌شود که به استقرار برف در ارتفاعات منجر می‌شود. یخدانه از دانه کروی نیمه شفاف و به ندرت مخروطی تشکیل شده است که بزرگی آن از ۲ تا ۵ mm است. یخدانه حاصل انجماد آرام قطره آب سرد، در سطح دانه‌های برف است. یخدانه معمولاً موقعی تشکیل می‌شود که دمای لایه‌های جو بسیار کمتر از صفر درجه (C) باشد.

تگرگ از دانه یا تکدانه‌های یخ حداقل به قطر ۵ mm تشکیل شده است. رشد شدید تگرگ حاصل حرکات عمودی شدید و مکرر هوا در درون ابرهاست. یعنی هستک ها قطرات آب را به دفعات به دور خود جذب کرده سبب انجماد آنها شوند. تگرگ غالباً به شکل رگبار، بطور محدود همراه با رعد و برق به ویژه در فصل بهار می‌بارد.

۳-۲ الگوهای صعود هوا منجر به بارش

صعود هوای مرطوب به منظور ایجاد بارش، به عوامل متعددی نسبت داده می‌شود. مهمترین این عوامل عبارتند از: بارش های جبهه‌ای، همرفتی (جابجایی) و کوه بارشی.

بارش‌های جبهه‌ای در اثر تلاقی حرکت دو جبهه‌ی هوای سرد و/یا گرم (دارای حرکت موازی سطح زمین) و صعود هوای گرم در اثر این برخورد است. هوای گرم به علت ناپایداری ذاتی خود، در هر دو جبهه‌ی سرد و گرم صعود و در نهایت بارش ایجاد می‌شود. بنابراین هرچه مقدار رطوبت هوای گرم بیشتر باشد، مقدار بارش نیز بیشتر است.

بارش‌های همرفتی در مقیاس محلی و در نتیجه‌ی ناپایداری ناگهانی هوا صورت می‌گیرد. برخلاف بارش‌های جبهه‌ای، جابجایی در داخل یک توده‌ی هوای عمل می‌کند. این ناپایداری موقعی حاصل می‌شود که توده‌ی هوا در سطح زمین، به دلائل مختلف موضعی جوی/سطحی بطور ناگهانی گرمتر از هوای مجاور شود. گرم شدن توده‌ی هوا نسبت به محیط اطراف خود نزدیکی سطح زمین به دو دلیل می تواند روی دهد. ۱- قسمتی از زمین در منطقه‌ای وسیع، انرژی تابشی بیشتری نسبت به اطراف کسب کند و به تدریج تا حدی گرم شود که قسمت زیرین توده‌ی هوای بالایش را گرمتر از هوای مجاور

خود کند. چنین هوایی ناپایدار شده بالا می رود. ۲- توده‌ی هوا در مسیر حرکت خود از مناطق بسیار گرم عبور کرده که ناگاه بالا رود. یعنی گرمای چنین منطقه‌ای از طریق رسانایی به هوای گذرنده منتقل شده قسمت زیرین آن را گرمتر از قسمت‌های بالایش کند. این نوع صعود هوا همواره با رعد و برق همراه بوده و عمدتا در تابستان غالب است.

بارش‌های کوه بارشی در اثر ناهمواری سطح زمین در مقابل حرکت افقی (موازی سطح زمین) ایجاد می شود. ناهمواری سطح زمین توده‌ی هوا را وادار به عبور از روی دامنه خود به طرف قله (کوه یا تپه) کرده تا از آن بگذرد. با استقرار سیستم کم فشار در یک منطقه، ممکن است توده هوا به اجبار از دامنه کوه بالا روند (حرکت توده هوا یعنی باد) که ضمن این صعود، دمای توده‌ی هوا کاهش می‌یابد. زمانی فرا می‌رسد که بر اثر کاهش دما، هوا از رطوبت اشباع شده (کمتر شدن گنجایش نگهداری رطوبت هوا از میزان رطوبت موجود)، در نتیجه تراکم آغاز و ابر و باران می تواند ایجاد شود.

۳-۳ اندازه‌گیری بارش

روش‌های گوناگونی جهت اندازه‌گیری بارش وجود دارد. منظور از اندازه‌گیری بارش، تعیین مقدار بارش در یک نقطه (mm) است. برخی وسایل اندازه‌گیری شدت، زمان شروع و زمان پایان بارش را نیز ثبت می‌کند. از آنجا که اغلب ریزش ها به صورت باران یا برف است، لذا دستگاه‌های ساخته شده نیز جهت اندازه‌گیری، به دو گروه مختلف تقسیم می شود.

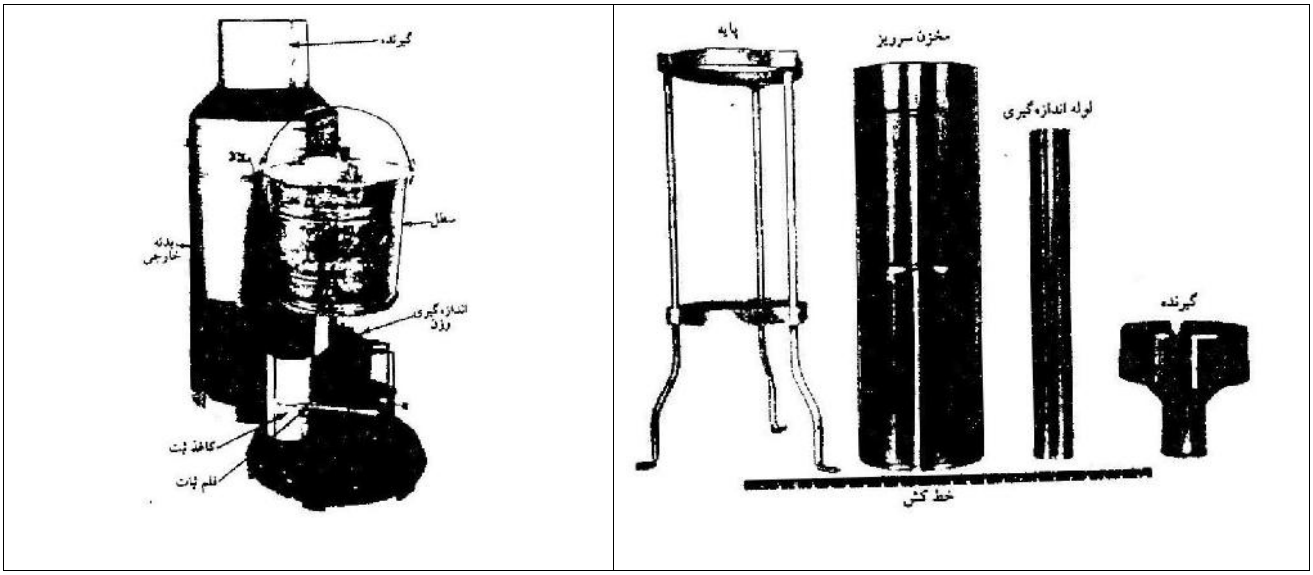
۳-۳-۱ اندازه‌گیری باران

بطورکلی اندازه‌گیری باران در سطح زمین با استفاده از دو نوع باران‌سنج، یکی ساده و دیگری ثبات، انجام می‌گیرد. همچنین ممکن است اندازه‌گیری باران با استفاده از رادار به ویژه در مقیاس‌های بزرگ نظیر اندازه‌گیری‌های منطقه‌ای صورت گیرد. در مورد استفاده از رادار در اندازه گیری بارش به کتب هیدرولوژی مراجعه شود.

مطابق شکل ۳-۱، باران‌سنج‌های ساده شامل یک استوانه است که آب باران در آن با قیفی به درون استوانه کوچکتری هدایت می‌شود. مساحت قسمت بالایی قیف‌گیرنده‌ی باران متفاوت است. مثلاً در باران‌سنج‌های هلمان سطح ۲۰۰ سانتیمتر مربع رعایت می‌شود. در حالی‌که در بعضی از کشورها سطح مزبور بزرگتر است. اندازه‌گیری آب باران در درون استوانه‌ی کوچک با خط‌کشی انجام می‌شود که درجه‌بندی آن متناسب با قطر استوانه‌ی داخلی است، به طوری که یک میلیمتر باران با یک لیتر آب باران در مترمربع مطابقت می‌کند.

در نقاط کمتر در دسترس و نبود امکان بازدید از باران‌سنج، بطوریکه ماهی یکبار تا دو ماه یکبار امکان قرائت باران وجود داشته باشد، از باران‌سنج‌های ذخیره‌ای استفاده می‌شود. باران‌سنج‌های ثبات به ویژه جهت اندازه‌گیری شدت بارش در

طول زمان‌های مختلف بارش بکار می‌رود. زیرا باران‌سنج‌های ساده مقدار کل باران را در یک رخداد بارش به دست می‌دهند. باران‌سنج‌های ثبات دارای انواع متعددی است که باران‌سنج وزنی (شکل ۳-۲) براساس وزن آب تجمع‌یافته در مخزن آن، عمق باران را روی کاغذ ثبت می‌کند. در نوع باران‌سنج ثبات سیفونی (شکل ۳-۳)، فشار آب جمع شده در مخزن به وسیله‌ی اهرم یا جسم شناوری که نوک آنها به قلم و رسام مجهز است روی استوانه‌ی ثبات منتقل می‌شود.



شکل ۳-۱ باران سنج ساده **شکل ۳-۲ باران سنج ثبات وزنی**

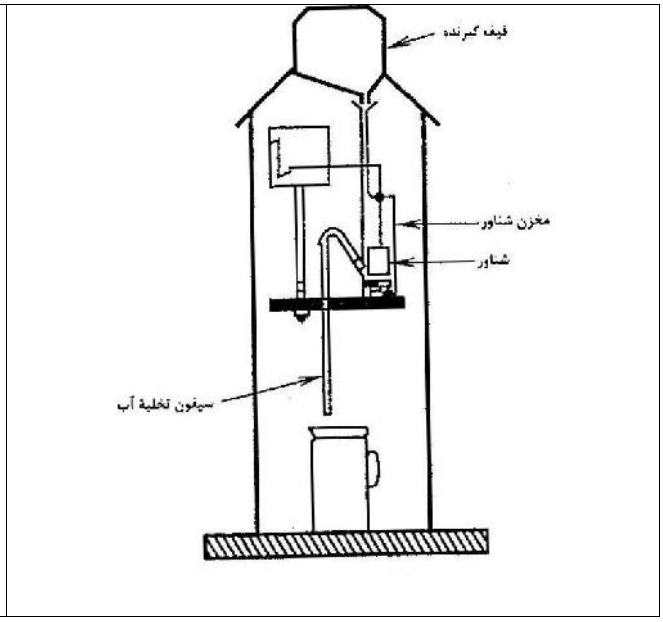
باران‌سنج‌های ثبات ترازویی مطابق شکل ۳-۴، همانند باران‌سنج‌های ساده بوده که به یک ترازوی حساس مجهز است و با اندازه‌گیری وزن آب وارد شده به مخزن، عمق آب را در زمان‌های مختلف بر روی استوانه‌ی ثبات منتقل می‌کند.

۳-۳-۲ اندازه‌گیری برف

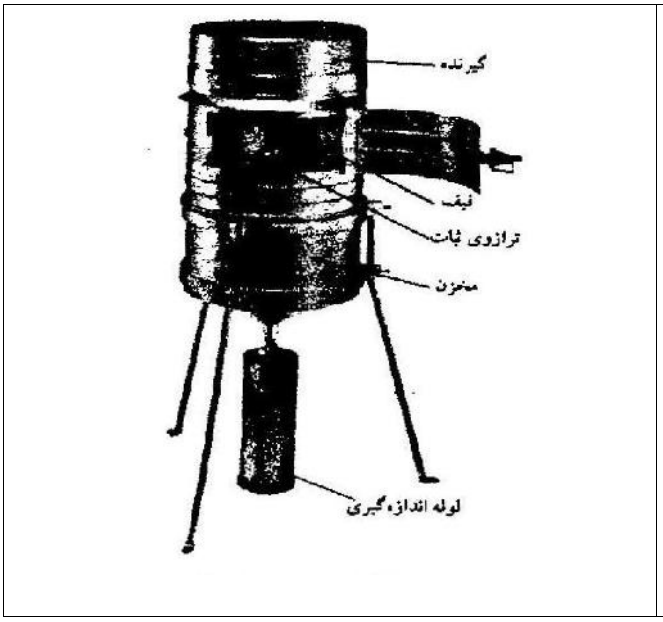
هدف از اندازه‌گیری برف تعیین ارتفاع برف و در ارتفاع معادل آب آن است. شرایط محلی بارش برف به لحاظ توپوگرافی، شیب، پوشش گیاهی، کاربری اراضی، دما، وزش باد و جهت تابش خورشید یکسان نیست. لذا ارتفاع برف حتی در طی یک رخداد و در نقاط مختلف یک منطقه ثابت نبوده و اندازه‌گیری ارتفاع برف با خطای تقریبی نسبتاً بالایی همراه است. از طرف دیگر، مقدار ارتفاع برف نمی‌تواند به تنهایی معیاری جهت تعیین ارتفاع معادل آب حاصل از ذوب برف باشد. براین اساس، معیار چگالی برف تعریف می‌شود، که عبارتست از نسبت وزن آب معادل برف ذوب شده به حجم اولیه‌ی برف. که برای برف تازه باریده حدود $40\ kg/m^3$ برای برف کهنه با تراکم زیاد به ویژه در ارتفاعات به حدود $900\ kg/m^3$ می‌رسد.

برای اندازه‌گیری ارتفاع برف دو روش اندازه‌گیری در هنگام باریدن و اندازه‌گیری پس از بارش وجود دارد. در این روش اندازه‌گیری برف در هنگام باریدن از برف‌سنج نیفر استفاده می‌شود که دارای محفظه‌ای مخروطی با قطر بیرونی ۷۵۰

میلیمتر و قطر داخلی ۲۷۵ میلیمتر است که بر روی باران‌سنج نصب می‌شود و عملاً ارتفاع آب معادل ذوب برف را نشان می‌دهد. اندازه‌گیری ارتفاع برف پس از بارش توسط خط‌کش مدرج صورت گرفته و جهت افزایش دقت عمل اندازه‌گیری ارتفاع برف در چندین محل صورت گرفته و میانگین آن به عنوان ارتفاع متوسط در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۳-۳ باران سنج ثبات سیفونی



شکل ۳-۴ باران سنج ثبات ترازویی

۳-۴ شبکه اندازه‌گیری بارش‌ها (شبکه باران سنجی)

از آنجا که مساحت تحت پوشش هر ایستگاه اندازه‌گیری بارش در مقایسه با مساحت تحت بارش بسیار کم است و لذا بایستی به تعداد کافی و در نقاط مناسب اندازه‌گیری بارش صورت گیرد تا بتوان تصویر مناسبی از وضعیت بارش در منطقه بدست آورد. از طرف دیگر تعداد زیادی ایستگاه اندازه‌گیری بارش بار مالی به همراه داشته و به جز هزینه‌ی اولیه‌ی احداث آن، هزینه‌های بهره‌برداری و نگهداری دربر دارد، از این رو بایستی تعداد بهینه‌ای از ایستگاه در هر منطقه وجود داشته باشد که هم نمایشگر وضعیت واقعی بارش در منطقه بوده و هم به لحاظ اقتصادی مقرون به صرفه باشد. براساس توصیه‌ی سازمان جهانی هواشناسی توصیه می‌گرد تعداد ایستگاه‌ها در مناطق و اقلیم‌های مختلف به صورت زیر باشد:

- در مناطق مسطح و با اقلیم مدیترانه‌ای و همچنین در مناطق استوایی در هر ۶۰۰ تا ۹۰۰ کیلومترمربع وجود یک ایستگاه اندازه‌گیری بارش ایده‌آل است و در هر ۹۰۰ تا ۳۰۰۰ کیلومترمربع یک ایستگاه قابل قبول است؛

- در مناطق کوهستانی با اقلیم مدیترانه‌ای و همچنین در مناطق استوایی در هر ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومترمربع وجود یک ایستگاه اندازه‌گیری بارش ایده‌آل و در هر ۲۵۰ تا ۱۰۰۰ کیلومترمربع قابل قبول است؛

- در مناطق خشک و بیابانی و نیز مناطق قطبی وجود یک ایستگاه در هر ۱۵۰۰ تا ۱۰۰۰۰ کیلومترمربع مناسب است.

۳-۴-۱ کفایت تعداد باراسنج ها

جهت بررسی کفایت تعداد ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش در منطقه‌ای که دارای تعدادی ایستگاه بوده و آمار آن موجود است، با استفاده از مشخصات آماری داده‌های ایستگاه می‌توان تعداد بهینه‌ی ایستگاه را تعیین نمود. این تعداد از رابطه:

$$N = \left(\frac{C_v}{\varepsilon}\right)^2 \qquad (۴-۳)$$

تعیین می‌شود که N= تعداد بهینه‌ی ایستگاه اندازه‌گیری بارش، C_v= ضریب تغییرات داده‌های اندازه‌گیری شده از m ایستگاه موجود، ε= درصد خطای مجاز در تعیین میانگین بارش منطقه است. اگر مقادیر بارش مشاهداتی در m ایستگاه موجود به ترتیب $P_1, P_2, P_3, ...$ و P_m باشد، ضریب تغییرات از روابط زیر بدست می‌آید:

$$C_v = \frac{100\sigma_{m-1}}{\bar{P}} \qquad (۵-۳)$$

$$\sigma_{m-1} = \sqrt{\frac{\left[\sum_{i=1}^{m}(P_i^2) - \frac{(\sum_{i=1}^{m} P_i)^2}{m}\right]}{(m-1)}} \qquad (۶-۳)$$

که P_i= بارش در ایستگاه i ام، $\bar{P}$= میانگین بارش در منطقه است. برای محاسبه‌ی تعداد بهینه‌ی ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش عموماً درصد خطای مجاز $\varepsilon = \%۱۰$ در نظر گرفته می‌شود. بدیهی است هرچه درصد خطای مجاز کمتر شود، تعداد ایستگاه‌ها افزایش می‌یابد.

مثال ۳-۲: در منطقه‌ای ۶ ایستگاه اندازه‌گیری بارش وجود دارد. در طول یکسال، مقدار بارش میانگین در این ایستگاه‌ها مطابق جدول ۳-۱ بوده است. اگر خطای مجاز میانگین بارش ۱۰٪ باشد، تعداد بهینه‌ی ایستگاه‌ها چقدر است؟

جدول ۳-۱ بارش میانگین در ۶ ایستگاه

شماره‌ی ایستگاه	1	2	3	4	5	6
بارش (mm)	82.6	102.9	180.3	110.3	98.8	136.7

حل: براساس داده‌های مسئله: $\varepsilon = \%10$, $m = 6$ و میانگین ریاضی بارش این ۶ ایستگاه برابر است با $\bar{P} = 118.6\,(mm)$. لذا براساس رابطه‌ی (۳-۶) داریم:

$$\sigma_{m-1} = 35.04$$

ضریب تغییرات براساس رابط (۳-۵) برابر است با

$$C_v = \frac{100 \times 35.04}{118.6} = 29.54$$

تعداد بهینه‌ی ایستگاه‌ها براساس رابطه‌ی (۳-۴) برابر است با $N = (\frac{29.54}{10})^2 = 8.7 \approx 9$ ایستگاه

براین اساس، تعداد ۳ ایستگاه جدید دیگر مورد نیاز است.

۳-۵ آماده‌سازی داده‌های مشاهداتی قبل از کاربرد

قبل از بکارگیری داده‌های مربوط به بارش ایستگاه‌های اندازه‌گیری، بایستی از پیوستگی یا سازگاری آنها مطمئن شد، یعنی داده های مشاهداتی مورد کنترل کیفی قرار گیرند. منظور از کنترل پیوستگی داده‌ها این است که در بین داده‌های اندازه‌گیری شده، داده‌ی اشتباه در اثر خرابی دستگاه یا قرائت اشتباه وجود نداشته باشد. داده‌ی اشتباه را می‌توان با استفاده از داده های مشاهداتی (آمار) ایستگاه‌های مجاور تشخیص داد. بدین منظور از تعریف بارش نرمال به عنوان مبنای مقایسه استفاده می‌شود. بارش نرمال عبارتست از میانگین میزان بارش در یک دوره‌ی مشخص نظیر ماه، سال در طی یک دوره‌ی سی‌ساله. بنابراین مفهوم بارش نرمال سالانه برای یک ایستگاه عبارتست از میانگین حداقل سی‌ساله‌ی بارش در این ایستگاه که آمار آن موجود باشد. یعنی داده‌های یک ایستگاه وقتی با یکدیگر سازگار است که از یک جامعه‌ی آماری به وجود آمده باشند. به عبارت دیگر، همگنی در آنها برقرار باشد.

۳-۵-۱ تخمین داده غیرموجود (مفقودی)

با استفاده از مقادیر بارش سالانه‌ی M ایستگاه مجاور باران‌سنجی معادل $P_1, P_2, P_3, ...$ و P_M می‌توان مقدار داده‌ی غیرموجود P_x در ایستگاه x را به دست آورد. با فرض اینکه مقادیر بارش نرمال سالانه ایستگاه‌های اندازه‌گیری N_1، N_2، N_3... و N_M با بارش نرمال سالانه دیگر ایستگاه‌ها کمتر از ۱۰ درصد باشد، مقدار P_x از رابطه‌ی زیر بدست می آید.

$$P_x = \frac{1}{M}(P_1 + P_2 + P_3 + ... + P_M) \quad (۳-۷)$$

ولی هرگاه میانگین نرمال سالانه در ایستگاه x یعنی N_x تفاوت قابل ملاحظه‌ای با میانگین نرمال سالانه‌ی دیگر ایستگاه‌ها داشته باشد، با استفاده از روش نسبت نرمال مطابق رابطه‌ی زیر مقدار P_x محاسبه می‌شود.

$$P_x = \frac{N_x}{M}\left[\frac{P_1}{N_1} + \frac{P_2}{N_2} + \frac{P_3}{N_3} + ... + \frac{P_M}{N_M}\right] \quad (۳-۸)$$

۳-۵-۲ آزمون سازگاری داده‌ها

داده‌ها وقتی سازگارند که از یک جامعه‌ی آماری باشند. داده‌های بارش ممکن است به دلایل زیر دارای ناسازگاری باشند:

-جابجایی ایستگاه باران‌سنجی به محل جدید دیگری در منطقه؛

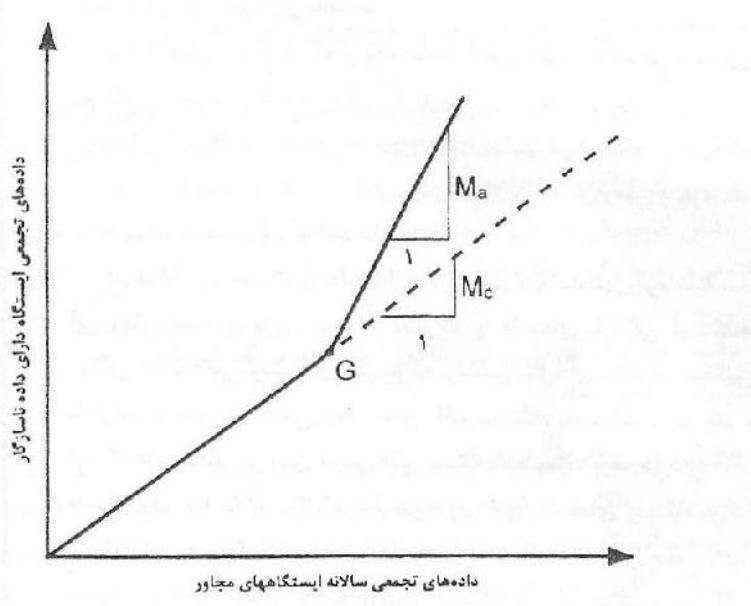
-تغییر در اقلیم منطقه ناشی از آتش‌سوزی جنگل‌ها، لغزش زمین و زلزله شدید؛

-خطای انسانی در قرائت یا ثبت داده‌ها

جهت بررسی ناسازگاری داده‌ها از منحنی تجمعی دوگانه استفاده می‌شود. در این روش داده‌های بارش ایستگاه ناسازگار با داده‌های بارش ایستگاه‌های مجاور به صورت تجمعی مقایسه می‌شود. یعنی براساس سال‌های مشترک میانگین بارش سالانه ایستگاه ناسازگار به صورت تجمعی روی محور قائم دستگاه مختصات و متناظر با آن میانگین سالانه‌ی ایستگاه‌های مجاور بر روی محور افقی دستگاه مختصات برده می‌شود. در حالت سازگاری داده ها، داده ها تقریبا روی یک خط مستقیم (شیب ثابت) قرار می گیرد. در حالت ناسازگاری داده ها، از یک نقطه به بعد شکست در خط ایجاد می شود. حتی ممکن است چند خط مستقیم با چند شیب متفاوت قابل برازش شود. لذا بایستی داده‌های بارش ایستگاه ناسازگار در دوره‌ی ناسازگاری براساس شیب قبلی خط (دارای سازگاری با داده‌های ایستگاه‌های مجاور) اصلاح شود. در شکل ۳-۵ مقدار ضریب اصلاحی برای داده‌های از نقطه‌ی G به بعد $K=\frac{M_c}{M_a}$ است و لذا داده‌ها براساس رابطه زیر اصلاح می شود.

$$P_c = P\frac{M_c}{M_a} \qquad (۹-۳)$$

که P_c=داده‌ی اصلاح شده، P=داده‌ی ناسازگار یا اصلاح نشده، M_c=شیب اصلاحی در منحنی تجمعی دوگانه، M_a=شیب اصلی در منحنی تجمعی دوگانه از قسمت داده‌های ناسازگار به بعد. توصیه می‌شود تعداد ایستگاه‌های مجاور جهت استفاده از این روش ۵ تا ۱۰ ایستگاه باشد.



شکل ۳-۵ منحنی تجمعی دوگانه