جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

موضوع تحقیق :

# انتخاب روشی مناسب جهت

# بازسازی خلاءهای آماری بارندگی

www.kandoocn.com
www.kandoocn.com
www.kandoocn.com

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

## ۱-۱- مقدمه و هدف

اولین قدم در مراحل مطالعاتی یک پروژه آبی، مطالعات هواشناسی است، به طوریکه سایر مطالعات مانند هیدرولوژی، سیلخیزی، فرسایش و رسوب و غیره بر آن متکی است.

بدیهی است دسترسی به داده‌های کافی و دقیق شبکه ایستگاه‌های هواشناسی از یک طرف موجب کوتاهتر شدن مدت مطالعات گردیده و از طرف دیگر در بر آورد مقرون به صحت ابعاد تاسیسات و به دنبال آن هزینه‌های اجرایی طرح موثر است.

از آنجا که آمار هواشناسی و به ویژه بارندگی در ایران با خلاءهای گسترده ناشی از عدم دیده‌بانی یا مشکوک بودن آمار مواجه است، لذا دستیابی به یک روش صحیح بازسازی خلاءهای آماری ضروری به نظر می‌رسد.

آنچه در این پژوهش دنبال می‌شود انتخاب روشی مناسب جهت بازسازی خلاءهای آماری بارندگی می‌باشد به طوریکه آمار بازسازی شده با آنچه واقعیت داشته ولی به دلایلی ثبت نگردیده حدالامکان نزدیک باشد.

## ۱-۲- فرایند بارش و ویژگی‌های آن

### ۱-۲-۱- بارندگی:

بارندگی یا بارش شامل کلیه نزولات جوی مانند باران، برف و تگرگ می‌باشد که بر اساس اقالیم مختلف باران و یا برف قسمت عمده از آن را تشکیل می‌دهد. بارش در واقع ورودی سیکل هیدرولوژی می‌باشد. بارندگی در مناطق مرطوب با پراکنش منظم و در تمام طول سال اتفاق می‌افتد، در حالیکه در مناطق خشک و نیمه خشک پراکنش نامنظم و حتی گاهی در یک بارندگی کوتاه مدت بیش از ۵۰٪ بارندگی سالانه بوقوع می‌پیوندد.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ۱-۲-۲- فرایند بارندگی

به طور کلی مکانیسم بارندگی ناشی از افزایش رطوبت نسبی هوا تا حد معینی است که این پدیده یا در اثر تبخیر از سطح آب یا سطوح نمناک حاصل می‌شود یا در اثر کاهش دمای هوا و یا ممکن است تلفیقی از این دو باشد.

سرد شدن هوا در طبیعت عمدتاً معلول صعود هواست. در این عمل که تقریباً به حالت آدیاباتیک می‌باشد. هوا ضمن صعود به علت کاهش فشار سرد می‌شود. مکانیسم‌های اصلی صعود هوا عبارتند از صعود جبهه‌ای، صعود کوهستانی، صعود جابجایی و صعود سیکلونی.

چرخه آبی در اتمسفر سه مرحله مجزا از هم تشکیل می‌دهد که عمدتاً عبارتست از تبخیر، تراکم و بارندگی. تفاوت تبخیر و تراکم امری واضح و روشن است ولی تفاوت تراکم و بارندگی احتیاج به کمی بررسی دارد.

به طور کلی فرایند تراکم شامل یک انباشتگی حداکثر از مولکولهای بخارآب تا رسیدن به حد ذرات ریز است در صورتیکه فرایند بارندگی، مرحله‌ای از پیوستن ذرات ریز یا قطرکها و سیکل قطرات مایع و یا تراکمی از بلورهای یخ می‌باشد.

عمل تراکم احتیاج به یک هسته[1] که هسته تراکم[2] نامیده شده دارد تا مولکولهای آب در اطراف آن جمع شوند. ذرات گرد و خاک معلق در هوا می‌توانند به عنوان هسته‌های تراکم عمل کند. ذرات دارای یون روی هسته‌ها اثر می کنند، زیرا یونها با داشتن الکتریسیته ساکن مولکولهای آب را در باندهای قطبی خود جذب می کند. یونها در اتمسفر شامل ذرات نمک

---

[1]- seed
[2]- Condensation uncleus

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

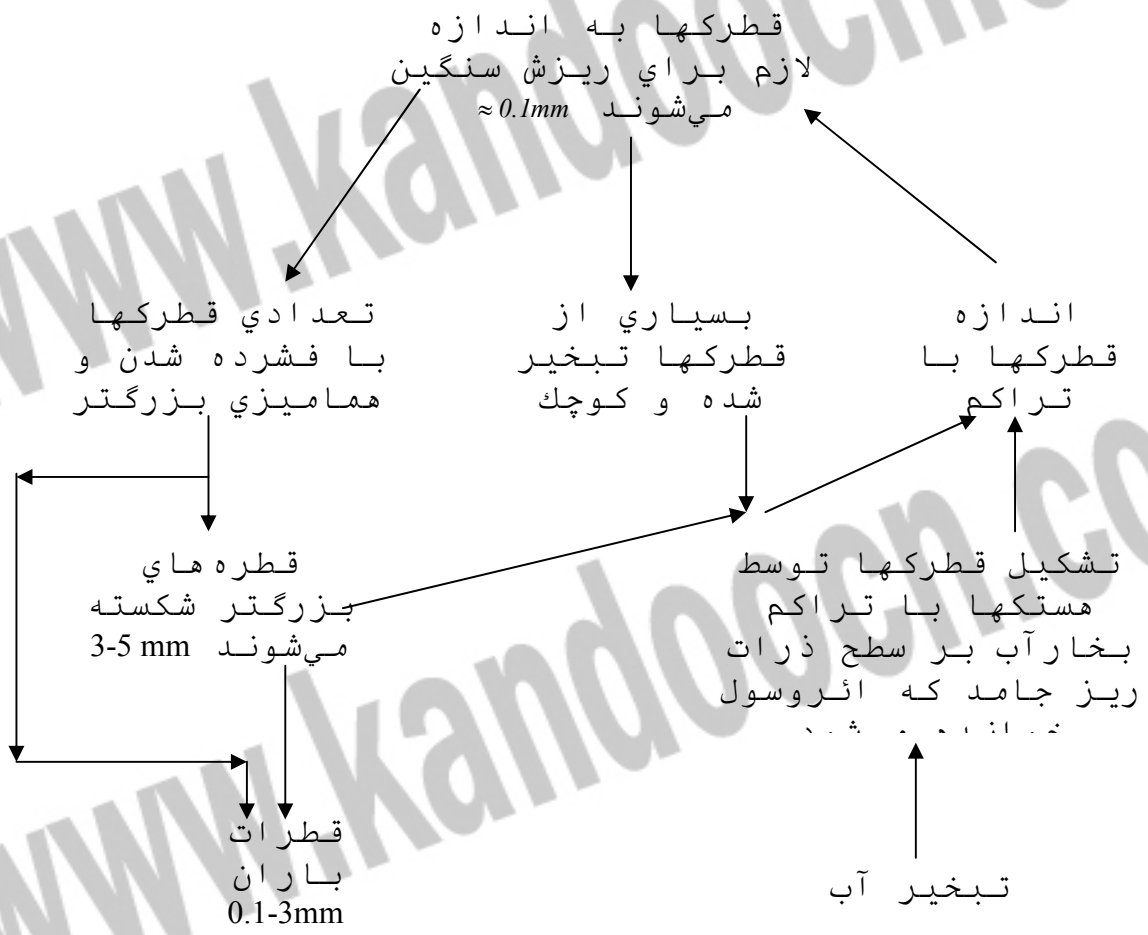
ناشی از تبخیر از سطح دریا و یا ترکیبات سلفور و نیتروژن ناشی از احتراق می‌باشند. قطر این ذرات از $10^{-3}$ تا ۱۰ میکرون تغییر می‌کند که این ذرات به عنوان هواویز[1] شناخته می‌شوند. برای مقایسه باید متذکر شد که اندازه یک اتم حدود $10^{-4}$ میکرون است، بنابراین کوچکترین هواویز ممکن است فقط از چند اتم تشکیل شده باشد.

قطرات ریز که در اثر حرکت تلاطمی حمل می‌شوند بوسیله تراکم و برخورد با ذرات مجاور خود رشد می‌کند تا اینکه به اندازه کافی بزرگ شوند تا حدیکه نیروی جاذبه زمین بر اصطکاک غالب شود و شروع به ریزش کنند. افزایش بیشتر اندازه قطرات در نتیجه برخورد آنها با قطرات دیگر در مسیر ریزش صورت می‌گیرد. ولی گاهاً وقتیکه قطره به سمت پائین حرکت می‌کند هنگام عبور از لایه‌های گرمتر تبخیر می‌شود و اندازه قطره کاهش یافته و بنابراین ممکن است قطره باز به اندازه یک هواویز تبدیل شود و به واسطه حرکت تلاطمی هوا به سمت بالا حرکت کند در حرکت به سمت بالا فقط یک سرعت ۰/۵ سانتیمتر بر ثانیه کافی است تا یک قطر ۱۰۰ میکرونی را حرکت دهد. (محمدپور، ۱۳۷۳)

[1]- Aerosols

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

چرخه تراکم، ریزش، تبخیر و صعود به طور متوسط حدود ۱۰ بار قبل از اینکه قطره به اندازه بحرانی حدود ۰/۱ میلیمتر برسد اتفاق می‌افتد. مکانیسم بارش در ابرها در شکل ۱-۱ نشان داده شده است.




شکل ۱-۱ مکانیسم تشکیل قطرات باران در ابر (چو[1] و همکاران،۱۹۸۸)

[1]- Chow

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ۱-۲-۳- انواع بارندگی

هوای مرطوب در اثر صعود و سرد شدن به مرحله‌ای می‌رسد که دیگر قادر به نگهداری رطوبت خود نیست در نتیجه تولید بارندگی نموده که بر مبنای نحوه صعود هوای مرطوب، بارندگیها را به صورت زیر تقسیم‌بندی می کنند:

#### الف- بارندگیهای همرفتی[1]

در اتمسفر آرام هوای اشباع و غیر اشباع مجاور سطح زمین بر اثر تشعشعات خورشید بویژه به روش غیر مستقیم گرم و در نتیجه متسع شده و به طور عمودی جابجا می‌شود. در حین صعود بسته به وضعیت رطوبتی طبق گرادیان آدیاباتیک خشک (یعنی ۱۰ درجه سانتیگراد به ازاء هر کیلومتر) و یا آدیاباتیک اشباع (یعنی ۴ تا ۸ درجه سانتیگراد به ازاء هر کیلومتر) سرد شده و در یک ارتفاع که ارتفاع تراکم نامیده می‌شود به نقطه میعان می‌رسد. از این ارتفاع به بالا ابرها شروع به تشکیل شدن می کند و اگر جریان قائم اولیه کنوکسیون شدت داشته باشد این عمل می‌تواند مدتها ادامه یابد. مسلماً سیستم ابر حاصله پس از رسیدن به نقطه سرد و یا دارای تلاطم نسبتاً شدید ایجاد باران خواهد نمود. بنابراین بارندگیهای حاصل که به کنوکسیون شهرت دارند محصول هوای گرم بوده که اغلب با رعد و برق و طوفان همراهند. قسمت اعظم این بارندگیها به صورت باران و یا همراه با تگرگ می‌باشد. این بارندگیها عمدتاً در مناطق گرمسیری و استوایی دیده می‌شود، چون در آنجا بر اثر ضعف عادی بادها جریانات هوا اغلب عمودی است. بارندگیهای کنوکسیون در مناطق

---

[1]- Convectional precipitation

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

معتدله نیز در فصول گرم به صورت طوفانهای تابستانی و موضعی خیلی شدید ایجاد می‌شوند البته باید دانست که تمام طوفانها از مکانیسم بارندگی کنوکسیون نتیجه نمی‌شوند.

## ب- بارندگیهای کوهستانی[1]

زمانیکه بادهای مرطوب در حال وزش از اقیانوسها به طرف خشکیها به یک مانع کوهستانی برخورد کرده و یا از یک منطقه تحت نفوذ دریای گرم به مناطق خشک و وسیع سردتر می‌رسند بالطبع بالا رفته و افزایش حجم آنها موجب سرد شدن و تشکیل توده‌های ابر و بالاخره ایجاد بارندگی می‌شود. این بارندگیها معروف به ریزشهای کوهستانی بوده به صعود باران یا برف روی دامنه‌هائی که در معرض باد هستند فرو می‌ریزند. به علاوه چه از لحاظ مقدار و چه نحوه توزیع مکانی بسیار نامنظم و تحت نفوذ اغتشاشات سیلکونی می‌باشد. همانطوری که جذب یک فلوی نورانی توسط یک جسم کدر ایجاد سایه می‌کند به همان طریق سد معبر توده‌های مرطوب توسط کوه تولید یک منطقه کم باران و خشک در دامنه یا ناحیه‌ایکه در جهت مخالف باد قرار گرفته خواهد نمود. هوا بر اثر پائین آمدن در روی این دامنه گرمتر شده و رطوبت نسبی آن کاهش می‌یابد (پدیده فون). این امر موجب ایجاد یک رژیم باد خشک و پیدایش مناطق نیمه خشک می‌گردد.

[1]- Orographic precipitation

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ج- بارندگیهای جبهه‌ای[1]

این بارندگیها در سطح تماس (جبهه) توده‌های هوایی که دارای حرارت و رطوبت مختلف هستند بوجود می‌آیند. صرفنظر از منشاء این پدیده در این مناطق برخورد است که توده‌های هوای گرم و مرطوب را که سبکتر هستند به شدت به طرف ارتفاعات می‌راند. این امر موجب سردشدن سریع و به نقطه شبنم رسیدن توده هوا شده که ایجاد بارندگی را به دنبال خواهد داشت.

### د- بارندگی سیکلونی[2]

جهت جریان هوا در یک سیلکون یا مرکز کم فشار دورانی و متقارب است که در مرکز آن منجر به صعود گسترده هوا و در نتیجه ایجاد بارش می‌گردد.

توجه به این نکته لازم است که وقتی یک سیستم اغتشاش جوی که ابعاد وسیعی دارد، یک منطقه وسیع را تحت تاثیر قرار می دهد، تفکیک عوامل از یکدیگر امکان‌پذیر نیست و نوعی تلفیق از پدیده‌ها در آن دیده می‌شود. (محمدپور، ۱۳۷۷)

## ۱-۲-٤- قوانین حاکم بر بارندگی

### الف- قانون ارتفاع

هر چه توده هوا بالاتر می‌رود سردتر شده و در نتیجه زمینه بارندگی بیشتر فراهم می‌شود و این عمل تا آنجا ادامه می‌یابد که رطوبت هوا تا مقدار زیادی کاهش می‌یابد. بنابراین مقدار بارندگی در یک ناحیه بر حسب ارتفاع افزایش یافته تا آنکه از یک ارتفاع به بعد

---

[1]- Frontal precipitation
[2]- Cyclonic precipitaior

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

شروع به کاهش می‌کند. این ارتفاع را ارتفاع اپتیم می‌نامند. در ایران این ارتفاع حدود ۳۵۰۰ متر در منطقه کرمان برآورد گردیده است. رابطه بین ارتفاع و بارندگی ممکن است در پاره‌ای از موارد معکوس شده و بارش بر حسب ارتفاع کاهش یابد. این مورد در بعضی از نقاط شمالی کشور مشاهده شده است.

### ب- قانون تنهایی

قانون ارتفاع وقتی صادق است که ارتفاعاتی که در معرض توده‌های هوایی قرار دارند به صورت پیوسته باشند در غیر اینصورت وجود ارتفاعات منفرد تاثیر چندانی در میزان بارندگی نخواهد داشت. اثر ناچیز کوههای مرکزی ایران بر روی افزایش بارندگی به خوبی نشان دهنده این قانون می‌باشد.

### ج- قانون کوه‌پناهی

پس از اینکه توده هوایی از کوهستان صعود نمود و موجب بروز بارندگی گردید از خط‌الرأس کوهستان گذشته و در یک محیط باز و گسترده قرار می‌گیرد و به سمت پائین متمایل می‌گردد، در نتیجه میزان بارندگی آن یکباره کاهش می‌یابد و یا حتی قطع می‌گردد این حالت را پدیده فون[1] می‌نامند. پس از طی فاصله‌ای مجدداً تراکم صورت گرفته و بارندگی اتفاق می‌افتد. به همین علت است که مشاهده می‌گردد ایستگاههایی که در پناه کوه قرار دارند علیرغم نزدیکی با سایر ایستگاهها مقدار کمتری باران را ثبت می‌کنند.

### د- قانون جهت دامنه

[1]- Foehn

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

از آنجا که بارانهای شدید توام با باد هستند در نتیجه قطرات باران به جای سقوط عمودی مسیر مایل خواهند داشت در این حالت دامنه‌های رو به باد بارندگی بیشتری از دامنه‌های پشت به باد خواهند داشت. بارندگیها در دامنه‌های رو به شمال و جنوب البرز و دامنه‌های شرقی و غربی زاگرس اثر این قانون را به خوبی نشان می‌دهد.

### هـ - قانون دوری از دریا

از آنجا که هوای مرطوب از سمت دریا به خشکی حرکت می‌کند و ایجاد بارش می‌کند هر چه از دریا دورتر شویم و یا مانعی منطقه و دریا را از هم جدا کند با فرض مساوی بودن سایر شرایط میزان بارش کاهش می‌یابد.

## ۱-۲-۵- پراکنش بارندگی در ایران

جریان هوا و بادهایی که از مدیترانه و دریای سیاه به سمت ایران حرکت می‌کنند منبع اصلی بارندگی کشور به شمار می‌آیند. در بیشتر مناطق کشور فصل بارندگی از پائیز تا اواسط بهار بوده و در مناطق کوهستانی قسمت عمده آن به صورت برف است که ذوب تدریجی آن در فصول بهار و تابستان منبع اصلی تامین آب رودخانه‌ها به شمار می‌آید. در بعضی مناطق کشور از جمله دشتها و کوهپایه‌های سواحل دریای خزر و نیز ارتفاعات بالای زاگرس در فصل تابستان نیز بارندگی‌های پراکنده‌ای صورت می‌گیرد. ریزشهای مربوط به اواخر پائیز و زمستان عموماً به صورت جبهه‌ای بوده که در این مواقع مناطق وسیعی از سطح کشور را شامل می‌شود. در فصل بهار و به ندرت در تابستان بارندگیهای پراکنده که بیشتر حالت اروگرافیک دارد در کوهپایه‌های و دامنه کوهها اتفاق می‌افتد. در مناطق جنوبی کشور شامل بلوچستان، جنوب کرمان و هرمزگان در اثر جریان مرطوب اقیانوس هند

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

بارانهایی با شدت زیاد اتفاق می‌افتد و سیلهای بزرگی در رودخانه‌ها ایجاد می‌کند که در رودخانه‌های اطراف بندرعباس، میناب و رودخانه‌های جنوب بلوچستان زیاد دیده شده‌اند.

از نظر مقدار بارندگی، ایران جزء مناطق خشک و نیمه خشک جهان محسوب می‌شود. در مناطق وسیعی از کشور مقدار متوسط سالانه بارندگی کمتر از ۱۰۰ میلیمتر و متوسط آن ۳۰۰-۲۵۰ میلیمتر است. با توجه به اینکه شبکه ایستگاه‌های اندازه‌گیری باران در سالهای اخیر تکمیل شده، از نظر دقت و طول مدت آمار هنوز نمی‌توان برآورد کاملاً دقیقی از متوسط بارندگی در کشور بدست آمد چه این امر علاوه بر دقت آمار مستلزم طول مدت کافی نیز می‌باشد ولی بیشتر آمار بارندگی ایران فقط دوره کوتاه مدتی را شامل می‌شود. (قنبرپور، ۱۳۷۷)

### ۱-۲-٦- تغییرات بارندگی

#### الف- تغییرات مکانی بارندگی

در عرضهای جغرافیایی بالا و میانی، بارش نتیجه سیستم‌های هوایی بزرگ مقیاس است. سیستم بزرگ مقیاس، سیستمی است با طول بزرگتر از ۵۰۰ کیلومتر (همان که بعنوان مقیاس سینوپتیک گفته می‌شود). بارشهایی که از این سیستم می‌بارد به ندرت منطقه‌ای است و مقادیر آن می‌تواند در عرصه‌های بزرگ همگن باشد.

بارشهایی که با سیلکونهای عرض میانه تولید می‌شوند، تابعی از مقدار آب موجود در اتمسفر و قدرت فرایندهای دینامیکی است که تولید ابر و حرکتهای عمودی در اطراف نقطه کم فشار را بر عهده دارند.

- **تغییرات مکانی بارندگی با توجه به عرض جغرافیایی**

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

متوسط بارندگی سالانه در نواحی استوا زیادترین و به سمت قطبین کاهش می‌یابد. زیرا ظرفیت جو برای نگهداری رطوبت با کاهش دما، کاهش می‌یابد. با این حال استثناهایی نیز وجود دارد. عرضهای نزدیک ۳۰ درجه بارش نسبتاً کمتری دارند. زیرا هوا در اطراف استوا صعود می‌کند و در اطراف استوا صعود می کند و در اطراف این عرضها به سمت پائین سقوط می‌کند. حرکت هوا به سمت قطب دوباره در عرضهای میانه بالا می‌رود. به طور متوسط در عرض ۶۰ درجه به بالاترین حد می‌رسد. افزایش بارندگی در این عرضها با فعالیت فراوانتر سیلکونها اتفاق می‌افتد. علاوه بر ساختار سلولی حرکت هوا به سمت قطب، نیروهای مهم دیگر در شکل دادن بارشهای منطقه‌ای، چرخش عمودی اقیانوسها و اتمسفر و رابطه آنها با مشکل و موقعیت کارهاست.

- **تغییرات مکانی بارندگی در مقیاس منطقه‌ای**

گرچه عرضهای جغرافیایی مختلف بارشهای مختلفی دارند، اما در مقیاس منطقه‌ای نیز بارندگی با توجه به عوامل منطقه‌ای و محلی تغییر می‌نماید.

الگوهای بارش بر روی زمین از توپوگرافی تاثیر زیادی می‌پذیرد. اثرات حاصل از اروگرافیک و همرفت منطقه‌ای یا بارش را کاهش می‌دهد و منطقه تحت تاثیر خشک می‌ماند یا بارش قبلی را زیاد می‌کند وسلولهای با بارش بیشتر در منطقه‌ای با بارندگی وسیعتر بوجود می‌آید (سامنر[1]، ۱۹۸۳). اما بارندگی معمولاً در نزدیکی کوهستانها افزایش می‌یابد. افزایش باران در منطقه کوهستانی وابسته به چند فاکتور است که شامل: جهت باد (در رابطه

[1]- Sumner

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

با توپوگرافی)، سرعت باد، رطوبت اتمسفر (آب قابل بارش)، ارتفاع صعود و زاویه شیب می‌باشد. به همین دلایل بارش اروگرافیک در طول زمستان در عرضهای میانه قابل توجه است. با این حال بارش فرازی در تابستان نیز در بالای کوهستانها افزایش می‌یابد. زیرا بادهای روزانه تمایل به بالا رفتن از شیبها و حرکت در دره‌ها را دارند و شب جهتشان را تغییر می‌دهند. (وایتمن[1]، ۱۹۹۰) بارش کوهستانی تفاوت مشخصی را در توزیع فصلی بارندگی که باید برای هر نوع طراحی سیستم در مناطق کوهستانی در نظر گرفته شود، ایجاد می‌کند (ASCE، ۱۹۹۶).

شاید دومین عامل مهم در تعیین بارش در منطقه مشخص فاصله آن از منبع رطوبت باشد. بخشهای درونی قاره‌ها بارش کمتری دارند. زیر آب قابل بارش جو کمتر و ذرات نمکی بزرگتر که از اقیانوسها نشأت می‌گیرد و هستکهای تراکم بهتری نسبت به گرد و غبار و ذرات ریز زمینی است در جو وجود ندارد (اهرنس[2]، ۱۹۹۱).

تشریح توزیعهای مکانی بارندگی با استفاده از شبکه‌های متراکم باران نگارها بهتر تحقیق می‌شود. در حالیکه چنین شبکه‌هایی موجود نیستند. عوامل کاهنده منطقه‌ای باران ممکن است به طور ثابت توزیع‌های ناهمگن باران را پدید آورند. بارانهایی که در ارتباط با مکانیسم‌های بزرگ مقیاس جوی پدید می‌آیند، توزیع مکانی وسیعتری دارند (سامنر، ۱۹۸۳).

## ب) تغییرات زمانی بارندگی

---

[1]- Whiteman
[2]- Ahrens

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

مقدار نزولات جوی از نظر زمانی نیز دستخوش نوسانات مختلف است. تغییرات زمانی بارندگی در مقیاس زمانی بزرگتر، بیشتر از نوسانات جریان اتمسفری با پریودهای شناخته شده ناشی می‌شود (ASCE، ۱۹۹۶). این نوسانات را می‌توان در سه گروه تقسیم‌بندی کرد:

- نوسانات دراز مدت
- نوسانات دوره‌ای
- نوسانات نامشخص

تغییرات دراز مدت نزولات جوی در اثر تغییراتی که در آب و هوای یک منطقه اتفاق می‌افتد بروز می‌کند. مانند تغییرات که پس از دوره یخبندان بوجود آمده است.

نوسانات دوره‌ای به تغییرات بارندگی در دوره‌های کمتر از یکسال اطلاق می‌شود، مانند تغییرات فصلی، ماهانه و روزانه بارندگی.

چنانچه مقدار بارندگی در یک زمان بخصوص مثل فروردین ماه را در نظر بگیریم مشاهده می‌کنیم که مقدار آن در هر سال متفاوت است. چنین تغییراتی را نوسانات نامشخص یا تصادفی می‌گویند (علیزاده، ۱۳۸۱).

www.kandoocn.com

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ۱-۲-۷- شبکه بارانسنجی و تعداد ایستگاههای مناسب در یک منطقه

بارندگی در بعد مکانی بسیار متغیر است و ممکن است برای یک نقطه بخصوص هیچ مشاهده‌ای در دسترس نباشد (تامپسون[1] و سانسوم، ۲۰۰۳). کارکرد اصلی مقادیر بارندگی نمونه‌گیری توزیع بارندگی در مکان و زمان است. برای بسیاری از اهداف اقلیم‌شناسی، مقادیر حاصل از بارانسنجها به عنوان شاخص بارش حقیقی در نقطه مشخص به کار می‌رود. مقدار اندازه‌گیری شده ممکن است همان بارش حقیقی که در نبود بارانسنج می‌توانست رخ دهد باشد یا نباشد در هیدرولوژی مقدار آبی که واقعاً به سطح زمین می‌رسد اندازه بدست آمده از یک باران سنج یا شبکه‌ای از آنهاست (رادا، ۱۹۷۰). برای اهداف اقلیم‌شناسی دوره اندازه‌گیری از روزانه تا ماهانه متغیر است. مطالعات فرسایش خاک و رواناب به اندازه‌گیری شدت بارندگی در مدت یک ساعت یا کمتر احتیاج است. اندازه‌گیری بارندگی برای بارانهای سنگین یا پیش‌بینی سیل‌های سریع به دوره‌هایی از چند دقیقه تا چند ساعت احتیاج دارد. گرچه بارانسنجهای پیشرفته و با واکنش سریع[2]، ساخته شده‌اند شبکه‌ها محدودند و داده‌ها فقط برای مدت کوتاهی در دسترسند. در واقع شبکه گسترده‌ای که برای یک هدف (مثلاً اقلیم شناسی) بوجود می‌آید باید اهداف دیگری (هیدرولوژی و ...) را نیز پوشش دهد. سیستم اندازه‌گیری برای یک نوع بارش (باران) ممکن است برای اشکال دیگر بارش (برف) ناکافی باشد. یا دقت متفاوتی داشته باشد.

---

[1]- Thempson & Sansom
[2]- Rapid response

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

بنابراین موضوعی که در اکثر مطالعات هیدرولوژیکی به آن توجه می‌شود اینست که برای تخمین بارندگی در یک منطقه چه تعداد ایستگاه باید در شبکه بارانسنجی گنجانده شود و مکانیابی آنها چگونه باشد. زیرا نقاط نمونه‌گیری یک منطقه بستگی به دقت اندازه‌گیری منطقه‌ای دارد. چنانچه تعداد ایستگاهها کم باشد، تخمین دقیق نخواهد بود و اگر بیش از تعداد مورد نیاز باشد مخارج اضافی دربر خواهد داشت.

سازمان جهانی هواشناسی بر اساس اقتصاد کشورها و مناطق مختلف توصیه‌های متفاوتی دارد:

الف) در مناطق مسطح و با آب و هوای معتدل یک ایستگاه برای ۹۰۰-۶۰۰ کیلومتر مربع. در کشورهای فقیر یک ایستگاه برای ۳۰۰۰-۹۰۰ کیلومتر.

ب) در مناطق کوهستانی با آب و هوای معتدل، یک ایستگاه در هر ۲۵۰-۱۰۰ کیلومتر از نظر ارتفاع نیز حداقل یک ایستگاه در فاصله تراز ۵۰۰ متر لازم است. در شرایط دشوار یک ایستگاه به ازاء هر ۱۰۰۰-۲۵۰ کیلومتر مربع.

ج) در مناطق کویری یک ایستگاه به ازاء هر ۱۰۰۰۰-۱۵۰۰ کیلومتر مربع.

در حوزه‌های آبریز که به منظور اجرای طرحهای هیدرولوژی مورد مطالعه قرار می‌گیرند، تعداد ایستگاههای بارانسنجی به وسعت حوزه و دقت مورد نیاز در تخمین بارندگی بستگی دارد. از لحاظ رابطه بین وسعت منطقه و تعداد ایستگاهها می‌توان از توصیه زیر استفاده کرد.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

| وسعت حوزه (کیلومتر مربع) | حداقل تعداد ایستگاههای بارانسنجی |
|---|---|
| <۷۵ | ۱ |
| ۷۵-۱۵۰ | ۲ |
| ۱۵۰-۳۰۰ | ۳ |
| ۳۰۰-۵۵۰ | ۴ |
| ۵۵۰-۸۰۰ | ۵ |
| ۸۰۰-۱۲۰۰ | ۶ |

در مطالعات دقیق آبخیزداری و فرسایش و هیدرولوژی کشاورزی شبکه مورد نیاز برای ایستگاههای بارانسنجی باید بسیار فشرده باشد پیشنهاد سازمان حفاظت خاک آمریکا چنین است (علیزاده، ۱۳۸۱):

www.kandoocn.com

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

| وسعت حوزه | تعداد باران سنج لازم |
|---|---|
| ۲۰ha | ۲ |
| ۵۰ ha | ۳ |
| ۳۰۰ha | ۴ |
| ۲ $km^2$ | ۱۰ |
| ۴$km^2$ | ۱۵ |
| ۴۰$km^2$ | ۲۰ |
| ۱۰۰$km^2$ | ۳۰ |

از طریق آماری نیز تعداد ایستگاههای مناسب به نحوی که بتوان با احتمال خطای معینی بارندگی متوسط را به دست آورد از فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$N = \left( \frac{C.V\%}{E\%} \right)^2$$

N= تعداد ایستگاه لازم

C.V%= درصد ضریب تغییرات بارندگی در ایستگاه موجود

E%= درصد اشتباه مورد انتظار در تعیین بارندگی متوسط منطقه (مهدوی، ۱۳۷۷)

### ۱-۲-۸- مطالعات منطقه‌ای بارش

می‌دانیم که هنگام وقوع هر پدیده بارندگی سطحی از زمین مورد ریزش واقع می‌شود که به آن سطح بارش می‌گویند. داده‌های بارانسنجی مربوط به اندازه‌گیری باران در یک نقطه

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

می‌باشد که به آن بارش نقطه‌ای گفته می‌شود و معمولاً لازم است که آن را به مساحت یک حوزه یا منطقه تعمیم دهیم. طبق تعریف سطح بارش به مساحتی گفته می شود که در هنگام اندازه‌گیری باران در یک نقطه می توان برای اطراف آن نقطه تعمیم داد. در واقع هر بارش در هنگام وقوع مساحتی را در بر می گیرد که به آن سطح بارش می‌گویند. سطح بارش ثابت نیست و در طول مدت بارش مرتب در حال تغییر است. برای اندازه‌گیری سطح بارش می‌بایست. تعداد زیادی باران سنج در نقاط مختلف وجود داشته باشد. تا بتوان در هنگام وقوع یک باران گسترده آن را تخمین زد.

تعمیم بارندگی اندازه‌گیری شده در یک یا چند نقطه از سطح به کل آن سطح نیاز به آمار زیاد و دقیق و توزیع مناسب باران سنجها دارد. در عملیات هیدرولوژی این کار با چند روش انجام می گیرد که عبارتند از:

- روش میانگین برگی ریاضی
- روش چند ضلعی تیسن[1]
- روش استفاده از خطوط همباران[2]

روش حسابی آسانترین روش موجود است که میانگین حسابی اندازه‌گیریهای موجود را محاسبه می‌کند. این روش به دلیل تراکم کم و توزیع نامناسب ایستگاههای بارانسنجی. همچنین به دلیل تغییرات توپوگرافی سطح از دقت پائینی برخوردار است و برای مناطق سطح با توزیع نسبتاً همگن باران سنجها مناسب می‌باشند.

---

[1]- Thissen
[2]- Isohyetal method

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

$$\overline{P} = \sum_{i=1}^{n} \frac{p_i}{n}$$

$\overline{p}$ = متوسط بارش منطقه

$p_i$= بارندگی ایستگاه iام

n= تعداد کل ایستگاهها

در روش تبسن مزمن بر اینست که بارندگی در یک نقطه در فاصله بین دو ایستگاه تقریباً برابر بارندگی ایستگاهی است که نزدیکتر به آن نقطه می‌باشد. با مشخص کردن محل ایستگاهها روی نقشه و رسم عمود نصف بین ایستگاهها سطح اثر هر ایستگاه مشخص شده و به عنوان ضریب وزنی آنها در نظر گرفته می‌شود:

$$\overline{p} = \sum_{i=1}^{n} A_i p_i / \sum_{i=1}^{n} A_i$$

$\overline{p}$: بارندگی متوسط حوزه

$A_i$: سطح اثر مربوط به هر بارانسنج که بارش در تمام آن مساوی مقدار اندازه‌گیری شده در ایستگاه فرض می‌شود.

$p_i$: بارش مربوط به ایستگاه i

n: تعداد کل ایستگاهها

در این روش می‌توان از ایستگاههای خارج از حوزه مطالعاتی نیز استفاده کرد. (مهدوی، ۱۳۷۷) رومن خطوط همباران دقیقتر از دو روش قبلی است خط همباران مکان هندسی نقاطی است که مقدار بارندگی آن برای یک دوره مشخص یکسان باشد. (علیزاده، ۱۳۸۱). چنانچه منطقه مسطح باشد و از لحاظ ارتفاع تفاوت فاحشی بین آنها وجود نداشته باشد رسم

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

خطوط همباران مشابه رسم خطوط تراز و از طریق درون یابی بارندگی در بین ایستگاهها صورت می‌گیرد اما در حوزه‌های کوهستانی برای رسم خطوط همباران از معادله گرادیان بارندگی و نقشه توپوگرافی حوزه می‌توان استفاده کرد. بدین صورت که ابتدا رابطه دگرسیونی بین میزان بارش و ارتفاع نقاط اندازه‌گیری به دست می‌آید و سپس با استفاده از ضرائب آن نقشه توپوگرافی را به نقشه همباران تبدیل می‌کند. با رسم خطوط همباران میزان بارش در سطح بین دو خط مساوی میانگین مقدار خط بالا و پائین در نظر گرفته شد و با محاسبه مساحت بین دو خط، بارش متوسط از فرمول زیر محاسبه می‌گردد:

$$\overline{P} = \sum_{i=1}^{n} P_i A_i / \sum_{i=1}^{n} A_i$$

$\overline{P}$ = بارش متوسط حوزه

$P_i$ = بارش متوسط بین دو خط تراز

$A_i$ = مساحت واقع بین دو خط تراز

### ۱-۲-۱۲- میانیابی مکانی داده‌های بارندگی

تغییرات مکانی بارندگی باید مطالعه و در مدلهای هیدرولوژی و مدیریت منابع آب به منظور پیشگویی دقیق پاسخهای هیدرولوژیک یک حوزه مورد استفاده قرار می‌گیرد.

ایستگاههای اندازه‌گیری باران معمولاً در نزدیکی منطقه طرح نیستند و یا اینکه دوره کافی اندازه‌گیری که اجازه استفاده مستقیم از آمار ایستگاه منطقه طرح را بدهد، ندارد. در

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

شرایط ایده‌آل که تعداد و توزیع بارانسنجها در حوزه مناسب باشد، مقدار بارندگی در حوزه می‌تواند از روش میانیابی مکانی با دقت خوبی بدست آید (چاوبی، ۱۹۹۹)[1]

چند روش برای میانیابی داده‌های بارندگی معرفی شده است. ساده‌ترین آنها روش بتسن (۱۹۱۱) است. اگر چه روش چند ضلعی بتس برای تخمین باران منطقه‌ای استفاده می‌شود، برای میانیابی مقادیر نقطه‌ای نیز استفاده شده است (گوویرتز،[2] ۲۰۰۰). در سال ۱۹۷۲ سرویس ؟؟ آب و هوای آمریکا روش دیگری پیشنهاد کرد که میزان باران نامعلوم به عنوان متوسط وزنی مقادیر مرزی[3] تخمین زده می‌شود.

وزنها با مربع فاصله از محل نمونه‌گیری نشده، در مقابل هم قرار می‌گیرند. مشابه روش چند ضلعی تیسن، روش عکس مربع فاصله نیز به هیدرولوژیست امکان ملاحظه فاکتورهایی مثل توپوگرافی را که بر مقدار گیرش باران سنج اثر می گذارد، نمی‌دهد (بدنیت و هوبر[4]، ۱۹۹۲)

روش خطوط همباران (مک کوئین، ۱۹۹۸)، برای جبران این کمبود طرح شده مقدار باران در نقطه اندازه‌گیری نشده با میانیابی خطوط همباران تخمین زده می‌شود. محدودیت این روش اینست که یک شبکه گسترده باران سنج برای رسم دقیق خطوط همباران لازم است. (گوویرتز، ۲۰۰۰) روش میانیابی پولی نومیال از یک تابع پولی نومیال که بر ایستگاهها بر ارزش می‌یابد استفاده می کند. روش آماری حداقل مربعات، وزن‌دهی یک نقطه را بر پایه

---

[1]- Chaubey
[2]- Goovaerts
[3]- Surrounding
[4]- Bedient & Huber

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

تناسبش حل می‌کند. روش تجزیه موضوعی توسط گاندین[1]، پایه گذاری شد و توسط سازمان جهانی هواشناسی (۱۹۷۰) توصیه شده است. این روش را گاندین چنین خلاصه می‌کند: میانیابی بین مقادیر اجزای تجزیه شده در گونه‌های یک شبکه منظم از پیش تعیین شده، حذف و حداقل تصحیح بخشی خطاهایی که در مقایسه داده‌های ایستگاههای مختلف نمایش داده می‌شود تطابق یافته‌های اجزای هواشناسی (ASCE، ۱۹۹۶).

زمین آمار که بر پایه متغیرهای منطقه‌ای بنا نهاده شده اجازه می‌دهد که همبستگی مکانی بین مشاهدات مجاور را برای پیشگویی مقادیر مشترک در مناطق اندازه‌گیری نشده به کار برد (گوویرتز، ۱۹۹۹).

به طور کلی تخمین زمین آماری فرایندی است که طی آن می‌توان مقدار یک کمیت نقطه‌ای با مختصات معلوم را با استفاده از همان کمیت در نقاط دیگری با مختصات معلوم به دست آورد. روش کریجنگ بر اساس میانگین متحرک وزنی بوده و می‌توان آن را بهترین تخمین‌گر نا اریب دانست.

شرط نا اریب بودن در سایر روشهای تخمین، نظیر روش چند ضلعی بتسن و عکس مجذور فاصله نیز اعمال می‌شود ولی ویژگی کریجینگ در آن است که عینی نااریب بودن واریانس نیز حداقل می‌باشد. کریجینگ همراه هر تخمین، مقدار خطای آن را نیز می‌دهد.

[1]- Gandion

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

## ۳-۱- محدوده مطالعاتی

منطقه مورد مطالعه در این بررسی استان تهران می‌باشد. این استان با وسعتی حدود ۱۸۹۵۶ کیلومتر مربع بین ۳۶/۵-۳۴ درجه عرض شمالی و ۵۳-۵۰ درجه طول شرقی واقع شده است.

### ۳-۱-۱- جغرافیای طبیعی

استان تهران توسط رشته کوههای البرز از استانهای گیلان و مازندران جدا شده است و در حقیقت ارتفاعات البرز همچون سری بین استان تهران و استانهای شمالی کشور قرار گرفته است که طبعاً نحوه استقرار ارتفاعات البرز بر شرایط طبیعی و اقلیمی استان بسیار تاثیر می‌گذارد. ارتفاع رشته کوههای البرز به طرف شرق افزایش می‌یابد و در البرز مرکزی به بلندترین نقطه خود یعنی قله دماوند با ارتفاع ۵۶۷۱ متر می‌رسد.

دشتهای استان از هشتگرد آغاز شده و تا دشت ورامین ادامه می‌یابد. قسمتی از این دشت با ارتفاع ۷۹۰ متر در جنوب استان پست‌ترین ارتفاع استان را در بر می‌گیرد.

مناطق جلگه‌ای و دشت‌های استان تهران با شیبی ملایم از شمالشرقی به طرف جنوب غربی کشیده شده و به سبب هموار بودن این مناطق، شرایط مناسب جهت فعالیت‌های کشاورزی و سایر فعالیتهای اقتصادی - اجتماعی بوجود آمده است.

### ۳-۱-۲- سیمای اقلیمی

سیاسی اقلیمی استان به سبب استقرار آن در موقعیتهای متفاوت جغرافیایی که در یک طرف آن بلندترین نقطه ایران یعنی دماوند با ارتفاع ۵۶۷۱ متر ایستاده است و در سوی دیگر آن دشتهایی با ارتفاع کمتر از ۸۰۰ متر گسترده است، از عوامل و فاکتورهای متعددی همچون ارتفاع، عرض جغرافیایی، توده‌های هوای مهاجر، منابع رطوبتی، پوشش گیاهی،

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

فعالیتهای کشاورزی و توسعه صنایع تاثیر می‌پذیرد که در مجموع، چهار فاکتور نخست را به عنوان عوامل اصلی شکل دهنده اقلیم استان بر می‌شمارند و عوامل بعدی را تحت عنوان عوامل فرعی موثر بر اقلیم استان مورد ارزیابی قرار می‌دهند.

**الف- تاثیر ارتفاعات بر اقلیم استان**

فاکتور ارتفاع به عنوان مهمترین عالم در شکل‌گیری اقلیم و زیر اقلیم‌های استان تهران بر بسیاری از شرایط جغرافیایی، اقلیمی، زیست محیطی و عرصه‌های اقتصادی- اجتماعی استان تاثیر می‌گذارد و به این سبب از اهمیت بسزایی در این ارتباط برخوردار است. استان در دامنه‌های جنوبی بخش مرکزی سلسله جبال البرز قرار گرفته است. این بخش از ارتفاعات البرز، مرتفع‌ترین قلل البرز را به خود اختصاص داده است که در حقیقت بخشهای شمالی و شمال شرقی استان تهران را تشکیل می‌دهد.

ارتفاع کوههای این بخش به سمت شرق افزایش یافته و ارتفاع قله‌های از مرز ۵۰۰۰ متر گذشته و در قله دماوند به مرز ارتفاعی ۵۶۷۱ متر از سطح دریا می‌رسد.

از قلل دیگر این ارتفاعات می‌توان از قله پالهان گردن و چیگرو نام برد. این قلل مرتفع مانع عبور تودهای هوای مرطوب از آن سوی البرز به طرف جنوب آن می‌گردند. ارتفاعات کندوان و کوههای طالقان در بخش شمالغربی استان تهران تا محل تلاقی رودخانه الموت به رودخانه طالقان کشیده شده و به مثابه دیواری عظیم دو اقلیم شمال و جنوب البرز را از یکدیگر متمایز نموده‌اند. در قسمت‌های شمالشرقی نیز این ارتفاعات با نام رشته‌کوههای فیروزکوه و سوادکوه تا دره رودخانه فیروز کوه که از شعبات اصلی حبله رود است، امتداد دارد. از ارتفاعات بخش مرکزی در منطقه جنوبی البرز می‌توان از ارتفاعات لواسانات و قره

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

داغ و دماوند نام برد ارتفاعات شمیرانات با قله توچال با ارتفاع ۳۹۳۳ متر و کوههای کهار نیز از جمله ارتفاعات استان در این بخش است. در قسمتهای جنوب و شرق تهران، کوههای حسن‌آباد، القادر، قصر فیروزکوه و بی‌بی شهربانو استقرار دارند که همراه با سایر ارتفاعات بر شمرده، اقلیم استان تهران را تحت تاثیر مداوم خود قرار می‌دهند.

## ب- تاثیر منابع رطوبتی بر اقلیم استان

منابع آبها نیز هب عنوان یک فاکتور مهم در شکل‌گیری اقلیمی هر منطقه مورد ارزیابی قرار می‌گیرند. منابع آب استان، تحت عناوین آبهای سطحی، آنهای زیرزمینی و دریاچه‌ها و سدها دسته‌بندی می‌شوند.

- در بخش نخست، رودخانه‌های استان قرار دارند که مهمترین آنها عبارتند از : جاجرود، حبله‌رود، رودخانه کرج، رودلار، رودشور و رودخانه طالقان که این منابع رطوبتی بر حسب ظرفیت و گستردگی خود در مقیاس کوچک و متوسط، اقلیم استان را تحت تاثیر قرار می‌دهند.

- در بخش دوم آبهای زیر زمینی قرار دارند که در اشکال چاهها قنوات و چشمه‌ها مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند و به تغییر سیمای اقلیمی استان کمک می‌کند.

- سومین بخش از منابع رطوبتی استان تهران را دریاچه‌ها و آب پشت سدها تشکیل می‌دهند که مهمترین آنها عبارتند از دریاچه‌های تارو؟؟، دریاچه سدلار، دریاچه سد امیرکبیر و دریاچه سد لتیان که هر یک از آنها با آبیاری بخش‌های وسیعی از زمین‌های اطراف خود در رویش و پوشش گیاهی استان و نیز با انجام فرآیند تبخیر از سطح آنها، بر اقلیم استان تاثیر می‌گذارد.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

ج- تاثیر عرض جغرافیایی بر اقلیم استان

از دیگر عوامل موثر در شکل‌گیری اقلیمی یک منطقه، فاکتور عرض جغرافیایی است. در استان تهران به سبب محدودیت در گستردگی عرض جغرافیایی، تاثیر آن بر اقلیم این استان در حد تاثیر سایر فاکتورهای اصلی سازنده اقلیم نظیر ارتفاع و یا توده‌های هوا و سیستم‌های هواشناسی نبوده ولی با این حال سنجش پارامترهای جوی و اقلیمی متاثر از عرض جغرافیایی نظیر ساعات آفتابی، تشعشع و انرژی‌های دریافتی از خورشید اختلافات معینی را در سطح استان تهران نشان می‌دهد و از طرفی هم از جهت استقرار استان تهران بین عرض‌های ۳۶/۵-۳۴ درجه عرض شمالی و تاثیرپذیری استان تهران از توده‌های هوا و سیستم‌های هواشناسی متنوع مهاجر به این استان، تاثیر عرض جغرافیایی قابل ملاحظه می‌باشد.

## د- تاثیر توده‌های هوا و سیستم‌های هواشناسی به اقلیم استان

استان تهران در فصل‌های سده سال متاثر از سیستم‌های شمالی، شمالغربی، غربی و جنوبغربی است که طی نفوذ خود به فلات ایران، استان تهران را نیز تحت تاثیر خود قرار می‌دهند و اصولاً زمستانهای استان تهران سرد و خشک می‌باشد. همجوار بودن با کویر نیز موجب می‌شود تا در تابستانها بادهای گرم و خشک شرقی و جنوب شرقی بر آن تاثیر بگذارد. تابستانهای این استان در مجموع گرم و خشک و غبارآلود است. بارندگیهای استان تهران از ماههای آبان و آذر آغاز و معمولاً در اواسط اردیبهشت خاتمه می‌یابد. گاهی اوقات در تابستانها برخورد دو توده هوای گرم و خشک کویری و نسبتاً خنک و مرطوب وارد شده از دریای خزر که توسط بادهای شمال و شمال شرقی در سطوح فوقانی صورت

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

می‌گیرد موجب می‌گردد تا ابرهای جوششی بسیار فعال در منطقه پدید آید و بر اث رناپایداریهای شدید محلی، تگرگ و رگبار باران شدید ریزش نماید که غالباً با سیلابهای مخرب همراه است و این امر عموماً در ماههای مرداد و شهریور اتفاق می‌افتد که نظیر آن در سال ۱۳۶۶ در تهران به وقوع پیوست و موجب سیل عظیم شمیران شد.

استان تهران به علت موقعیت خاص جغرافیایی، در فصل‌های مختلف سال تحت تاثیر توده‌های هوا و سیستم‌های هواشناسی مهاجر متعدد قرار می‌گیرد که هر یک به نحوی بر اقلیم آن تاثیر می‌گذارند:

**- مرکز پر فشار سیبری**

منطقه فیروزکوه از استان تهران، یکی از گذرگاههای توده‌های هوا از شمال البرز به جنوب آن است منشاء بارندگیهای اصلی این منطقه را می‌توان در قالبی کلی در سیستم‌های پرفشار و کم فشار زمستانه که این منطقه عبور می‌کنند. جستجو نمود که پر فشارهای برآمده از سیبری یکی از آنها است که برودت هوا و ریزش‌های سنگین برف را در آن موجب می‌گردد و در این حالت جریان باد شمالشرقی منطقه را فرا می‌گیرد این منطقه از استان تهران دارای ۱۶۵ روز یخبندان در طول سال است.

پر فشار سیبری علاوه بر منطقه فیروزکوه در ماههای سرد سال تمام استان تهران را تحت تاثیر امواج سرمایی خود قرار می‌دهد و ریزش‌های سنگین برف را در ارتفاعات استان تهران موجب می‌گردد.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

**- مرکز پرفشار کلاهک قطبی**

این مرکز پرفشار در نواحی کلاهک قطب شمال تشکیل می‌شود و از طریق اروپای شرقی با ابعاد زبانه پر فشار از نواحی آذربایجان وارد کشور می‌شود. توده‌های هوای برآمده از این مرکز پرفشار حاصل هوای سرد و خشک است و در فصل زمستان همراه با بادهای سرد گزنده می‌باشد.

به سبب فعالیت این مرکز پر فشار، وزش بادهای سرد شمالی دمای هوا را به سرعت کاهش داده و بخشهای مرتفع شمال غرب و غرب کشور را تا ۳۰ درجه سانتیگراد زیر صفر دچار برودت می‌کند. در سالهایی که دامنه فعالیت این مرکز پر فشار زیاد باشد، سرمای شدیدی را بر استان تهران هم تحمل می‌نماید. در مجموع جریانات سرد شمالی که دمای هوا را به سرعت کاهش می‌دهند، بخش اعظم کشور و استان تهران را از ماه آبان تا اردیبهشت تحت تاثیر قرار داده و موجب ریزش برف به ویژه در ارتفاعات کشور می‌گردند.

**- مرکز پر فشار آزر**

این مرکز پرفشار روی جزایر آزر شکل می‌گیرد و از دو طریق ممکن است وارد کشور شود. ابتدا ممکن است پس از عبور از روی اروپا به ویژه جنوب اروپا وارد کشور شود و یا از طریق آفریقا حرکت کرده و پس از طی مسافتی جغرافیای ایران را تحت نفوذ خود قرار دهد.

این سیستم پرفشار پس از عبور از روی دریای خزر و کسب رطوبت کافی و صعود بر دامنه‌های شمالی البرز در امتداد دره فیروزکوه مبادرت به ریزش می‌نماید. فعالیت مرکز پر فشار آزر بخشهای دیگری از استان تهران را هم تحت نفوذ خود قرار می‌دهد و بارندگیهایی

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

را به وجود می‌آورد.

**- سیستم کم فشار مدیترانه‌ای**

مهمترین سیستم باران‌زا در استان تهران، کم‌فشارهای برخاسته از دریای مدیترانه است. دریای مدیترانه علاوه بر آنکه محل عبور سیستم‌های کم فشار است. خود نیز محل تشکیل کم فشارهای باران زاست که پس از تشکیل به سمت شرق به حرکت در می‌آیند وعموماً بر روی ؟؟؟ زبانه‌ای ایجاد کرده و این زبانه‌های کم فشار از روی کشور ترکیه عبور کرده و ارد کشور ایران می‌شوند و بر نواحی تحت نفوذ خود تاثیر می‌گذارند. گاهی اوقات نیز این سیستم سپس از عبور از ترکیه و برخورد با ارتفاعات آن مناطق به دو شاخه تقسیم شده که یک شاخه آن از طیق غرب و شمالغرب وارد کشور شده پس از ایجاد بارندگی بر روی این مناطق از طریق استان خراسان از مرزهای کشور خارج می‌شود و شاخه دیگر پس از عبور از کشور عراق از طریق خراسان وارد افغانستان می‌گردد.

سیستم‌های برخاسته از روی مدیترانه و اقیانوس اطلس که ماهیتاً جنب حاره‌ای دریایی هستند و به سمت کشور ایران حرکت می‌کنند در فصل زمستان همراه با کم فشارهای باران‌زا، بیش از ۶۰٪ بارندگیهای فلات ایران را موجب می‌گردند و در سطح استان تهران بیش از نیمی از بارندگیهای سالانه را پدید می‌آورند که ریزش‌های آنها در مناطق پست و جلگه‌ای آبگین و در ارتفاعات به صورت ریزش برف است.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

**- سیستم کم فشار سودانی**

منطقه سودان در آفریقا به علت مجاورت با منطقه حاره به طور سنی دارای موقعیت کم فشار است. در فصل‌های سرد سال با نفوذ پر فشار به نواحی شمالی سودان و ریزش هوای سرد در آن منطقه، کم فشار سودان تقویت شده و از دریای سرخ رطوبت جذب می‌نماید. در واقع این سیستم در ابتدا فعال نمی‌باشد و فاقد جبهه است. اما به تدریج که بر روی دریای سرخ کشیده می‌شود با توده‌های هوای آن منطقه برخورد کرده و فعال می‌شود که عموماً پس از شکل‌گیری، یا از طریق خوزستان وارد ایران می‌شود و یا پس از عبور از روی عربستان و کویت و توقف کوتاه بر روی خلیج فارس و کسب رطوبت کافی، استانهای جنوبی کشور و گاهی تا نواحی مرکزی ایران و استان تهران را تحت تاثیر قرار می‌دهد و پس از آن به طرف شرق و جنوب شرقی کشیده می‌شود. بارندگی از سیستم‌های کم فشار سودانی معمولاً از ابرهای جوششی بوده و به این علت اکثراً پس از بارندگیهای رگباری از سیستم‌های کم فشار سودانی، سیلابهای مخرب جریان می‌یابد که نظیر آنها تقریباً هر ساله در استانهای جنوبی کشور مشاهده می‌شود. سیستم‌های کم فشار سودانی در فصل سرد سال گاهی تمام استانهای جنوبی، غربی، جنوبغربی، مرکزی و استان تهران را تحت تاثیر قرار داده و موجب ریزش‌های جوی گرم نظیر باران می‌شود که طبعاً در ارتفاعات به صورت برف نازل می‌گردد. ریزشهای ناشی از فعالیت کم فشار سودانی در ارتفاعات استان تهران به صورت برف و در دشتها و جلگه‌های استان به صورت باران است.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

**- کم فشار حرارتی کویر مرکزی**

در ماههای گرم سال کویر مرکزی ایران به مثابه یک مرکز حرارتی قوی، امواج گرمائی خود را به بخشهای وسیعی از کشور و از جمله بر استان تهران گسیل می‌دارد.

جنوب شرقی و شرق استان تهران با سرزمین‌های پست و کویری محدود می‌شود که ارتفاع انها گاهی به کمتر از ۵۰۰ متر از سطح دریا می‌رسد. استقرار شرایط کویری در بخشهایی از استان تهران، همواره موجب بروز پدیده‌هایی نظیر خشکسالی و کم‌آبی در نواحی وسیعی از این استان می گردد.

علاوه بر کم فشار حرارتی کویر مرکزی ایران، کم‌فشارهای حرارتی صحراهای عربستان نیز در ماههای گرم سال بر بسیاری از استانهای جنوبی و مرکزی کشور و استان تهران تاثیر می گذارند که بازتاب این تاثیر به صورت هوای گرم و خشک و غبارآلود نمایان می گردد.

**۳-۱-۳- رژیم بارندگی**

رژیم بارندگی منطقه مطالعاتی شکل عمومی رژیم بارانهای مدیترانه‌ای با ریزشهای متمرکز بر زمستان و خشکی منطبق بر تابستان را داراست. با وجود تفاوتهایی بین مناطق جلگه‌ای و مرتفع و نیز جابجایی حداکثر اصلی از زمستان به بهار به چشم می‌خورد.

در دید کلی و بر اساس اطلاعات مربوط به ایستگاههای شبکه وزارت نیرو که تقویم آنها حسب ماههای ایرانی است در مقیاس منطقه‌ای حداقل متوسط بارندگی در شهریور و حداکثر آن در اردیبهشت ماه بوقوع می‌پیوندد که به ترتیب ۰/۷ و ۱۶/۸ درصد کلی بارشهای سالانه را تشکیل می‌دهند.

ماکزیمم اصلی بارندگی به تفاوت بین ماههای دی تا اردیبهشت دیده می‌شود ولی به

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

طور کلی در ایستگاههای نسبتاً مرتفع این ماکزیمم اکثراً در اردیبهشت ماه و در ایستگاههای مناطق پست در دی ماه واقع است. بارندگیهای فصلی حوزه مطالعاتی با اهمیتی مساوی در جداول زمستانه و بهاره و در درجه دوم پائیز می‌باشد. سهم تابستان در بارشهای حوزه ناچیز است و به ۳٪ نمی‌رسد و این مقدار نیز ناشی از بارانهای ناگهانی است که هر چند سال یکبار در تابستان به وقوع می‌پیوندد. (جدول ۳-۱)

**جدول ۳-۱-رژیم منطقه ای میانگین بارش در البرز مرکزی**

| ماه | درصد بارندگی سالانه | ماه | درصد بارندگی سالانه | ماه | درصد بارندگی سالانه | ماه | درصد بارندگی سالانه |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| مهر | 4.8 | دی | 10.4 | فروردین | 15.5 | تیر | 0.9 |
| آبان | 8.2 | بهمن | 12.4 | اردیبهشت | 16.8 | مرداد | 0.8 |
| آذر | 10.3 | اسفند | 14.6 | خرداد | 4.6 | شهریور | 0.7 |
| پائیز | 23.3 | زمستان | 37.4 | بهار | 36.9 | تابستان | 2.4 |

## ۳-۱-٤- تغییرات بارش با ارتفاع

مقدار بارندگی در مناطق مختلف به شدت تابع ارتفاع می‌باشد به طوریکه میزان بارندگی در ایستگاه کوه سفید با ارتفاع ۸۳۰ متر به طور متوسط ۱۱۷/۷ میلیمتر، در ایستگاه لواسان بزرگ با ارتفاع ۲۲۰۰ متر به طور متوسط ۵۵۳/۵ میلیمتر و در ایستگاه دوشان تپه با ارتفاع ۱۲۲۰ متر به طور متوسط ۲۴۴/۱ میلیمتر می‌باشد.

در طرح جاماب کشور تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع با توجه به متوسط بارندگی ۲۰ ساله ۱۱۱ ایستگاه باران سنجی واقع در حوزه آبخیز کرج- جاجرود به صورت زیر ارائه گردیده است (جاماب ۱۳۶۸).

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

$$P = -۱۰/۳+۰/۲۸H \qquad (۱-۳)$$

N =۱/۱

R = ۰/۸۴۷

که در آن P بارندگی متوسط سالانه بر حسب میلیمتر و H ارتفاع ایستگاه حسب متر می‌باشد. رابطه فوق‌الذکر تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع را در منطقه وسیعی شامل کوهستانها و کوهپایه‌های البرز مرکزی به طور میانگین بدست می‌دهد. جهت افزایش دقت در تعیین میزان بارندگی متوسط سالانه و تغییرات آن با ارتفاع در منطقه مورد مطالعه اقدام به تعیین گرادیان بارندگی بر اساس داده‌های بارندگی ۱۸ ایستگاه در دوره ۲۷ ساله ۷۷-۵۱ گردید. بدین ترتیب رابطه تغییرات بارندگی نسبت ارتفاع به صورت زیر حاصل گردید:

$$P = -۱۹۳/۶+۰/۳۸H \qquad (۲-۳)$$

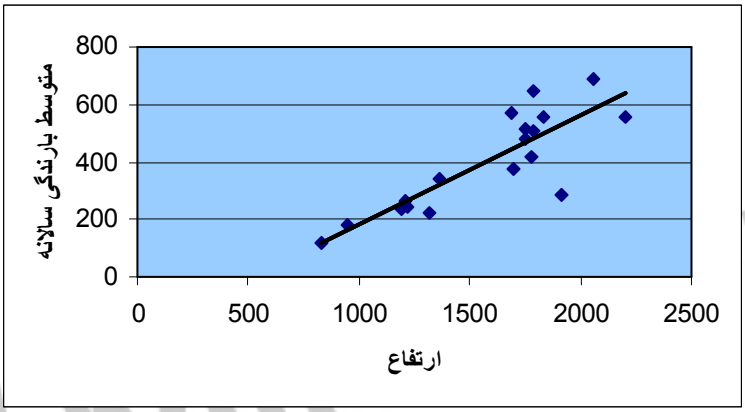
N =۱۸

R = ۰/۸۴۶

www.kandoocn.com

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

شکل ۳-۱ گرادیان متوسط بارندگی سالانه را حسب ارتفاع نشان می‌دهد.




شکل ۳-۱ گرادیان متوسط بارندگی سالانه

## ۳-۲- شبکه ایستگاهها

اندازه‌گیری، ثبت و انتشار داده‌های بارندگی (و سایر عوامل اقلیمی) در کشور به طور عام و گسترده توسط سازمان هواشناسی و وزارت نیرو انجامی می‌گیرد. مراکز دیگری نظیر وزارت جهاد کشاورزی دانشگاهها و موسسات تحقیقاتی، وزارت نفت و غیره نیز اندازه‌گیریهایی در بعضی نقاط انجام می‌دهند که گستردگی زیادی ندارند.

آمار ثبت شده بارندگی ایستگاههای سازمان هواشناسی کشور در تقویم مساوی است. واحد آمار بارندگی بر حسب میلیمتر است ولی دقت اعداد ثبت شده متفاوت و بسته به نوع باران سنجها، دهها یا صدم میلیمتر می‌باشد. دسته‌بندی ایستگاهها در سازمان هواشناسی در قالب تقسیمات استانی صورت گرفته است.

آمار بحث شده بارندگی ایستگاههای وابسته به وزارت نبرد در تقویم شمسی (سال آبی) است و دسته‌بندی ایستگاهها در سطح کشور در وزارت نیرو در قالب حوزه آبخیز بوده و با

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

کد مشخصی شناخته می‌شوند.

### ۳-۲-۱- شبکه ایستگاههای موجود

در منطقه تحت بررسی ایستگاههای زیادی در حدود ۱۲۳ ایستگاه اعم از باران سنجی، سینوبیک، ؟؟؟ سنجی و اقلیم‌شناسی وابسته به سازمان هواشناسی و وزارت نیرو وجود دارد که مشخصات همه ایستگاهها و نیز طول دوره آماری آنها در جداول پیوست (۱) درج شده است.

### ۳-۲-۲- شبکه ایستگاههای استنادی

تحقیقات مربوط به بارندگی، خصوصاً هنگامی که به صورت منطقه‌ای و با استفاده از ایستگاههای متعدد صورت گیرد، نیاز به یک دوره آماری مشترک دارند که در آن تمامی ایستگاهها دارای آمار باشند و چنانچه یک یا چند ایستگاه دارای آمار نامعنی و جا افتاده باشند از روشهای مختلف بازسازی (که در این تحقیق دنبال می‌شود) خلاءهای موجود را بر طرف می‌سازند اما از آنجا که هدف در این بررسی تعیین بهترین روش بازسازی خلاءهای آماری بارندگی می‌باشد، لازم است ایستگاههایی انتخاب شوند که فاقد هر گونه خلاء آماری بارندگی بوده در ضمن تعداد ایستگاهها حدالامکان زیاد و دوره آماری مشترک نیز طویل‌المدت باشد.

بدین لحاظ در منطقه مورد مطالعه (البرز مرکزی) به دنبال دستیابی به ایستگاههایی هستیم که هر سه شرط بالا را دارا باشند. لذا از بین ۱۲۳ ایستگاه موجود ۱۸ ایستگاه انتخاب گردید. که از این تعداد ۱۵ ایستگاه مربوط به وزارت نیرو و تنها ۳ ایستگاه مربوط به سازمان هواشناسی است.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

لازم به ذکر است طول دوره مشترک آماری این ۱۸ ایستگاه ۲۷ سال از سال آبی ۵۲-۵۱ تا پایان سال آبی ۷۸-۷۷ بوده و هیچگونه خلاء آماری در این سالها به چشم نمی‌خورد. در جدول ۳-۲ مشخصات این ایستگاه‌ها به طور کامل درج شده است.

**جدول ۳-۲- مشخصات شبکه ایستگاههای استنادی**

| شماره | نام ایستگاه | نوع ایستگاه | طول جغرافیایی | عرض جغرافیایی | ارتفاع | متوسط بارندگی |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | مهر آباد | سینوپتیک | 51-19 | 35-41 | 1191 | 238.17 |
| 2 | افجه | باران سنجی نیرو | 51-42 | 35-51 | 1790 | 645.26 |
| 3 | فشم | باران سنجی نیرو | 51-35 | 35-58 | 2060 | 691.09 |
| 4 | دوشان تپه | سینوپتیک | 51-20 | 35-42 | 1209 | 264.96 |
| 5 | آبیک | باران سنجی | 50-31 | 36-02 | 1220 | 244.09 |
| 6 | کریم آباد | باران سنجی نیرو | 50-26 | 35-17 | 1315 | 220.06 |
| 7 | زیدشت | باران سنجی نیرو | 50-41 | 36-10 | 1750 | 478.47 |
| 8 | زیاران | باران سنجی نیرو | 50-30 | 36-06 | 1700 | 377.48 |
| 9 | دربند فشند | باران سنجی نیرو | 50-45 | 36-03 | 1780 | 414.41 |
| 10 | بیلقان | باران سنجی نیرو | 51-02 | 35-50 | 1360 | 343.51 |
| 11 | کوه سفید | باران سنجی نیرو | 51-10 | 34-49 | 830 | 117.67 |
| 12 | باقر اباد | باران سنجی نیرو | 51-33 | 35-22 | 950 | 181.46 |
| 13 | رودک | باران سنجی نیرو | 51-33 | 35-51 | 1690 | 567.55 |
| 14 | کند سفلی | باران سنجی نیرو | 51-39 | 35-51 | 1830 | 556.3 |
| 15 | نارون | باران سنجی نیرو | 51-40 | 35-50 | 1750 | 517.99 |
| 16 | لواسان بزرگ | باران سنجی نیرو | 51-47 | 35-49 | 2200 | 553.53 |
| 17 | فیروز کوه | باران سنجی نیرو | 52-46 | 35-45 | 1910 | 288.36 |
| 18 | سیرا | باران سنجی نیرو | 51-09 | 36-02 | 1790 | 504.4 |

www.kandoocn.com

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ۳-۲-۳- هم تقویم سازی آمار

همانطور که ذکر شد آمار ثبت شده توسط وزارت نیرو در تقویم شمسی است در حالیکه آمار مثبت شده توسط سازمان هواشناسی کشور در تقویم میلادی است. از آنجا که در این تحقیق از آمار بارندگی ماهانه، فصلی و سالانه چند ایستگاه مربوط به سازمان هواشناسی استفاده می‌شود لازم است که آمار بارندگی روزانه ایستگاههای سازمان هواشناسی اخذ گردیده و با مقایسه تقویم شمسی و میلادی بر طبق جدول ۳-۳، آمار روزانه میلادی ابتدا به آمار روزانه شمسی تبدیل و سپس آمار ماهانه و فصلی و سالانه استخراج می‌شود.

جدول ۳-۳- تبدیل آمار بارندگی از تقویم میلادی به تقویم شمسی

| | | | |
|---|---|---|---|
| مهر | ۲۳ سپتامبر تا ۲۲ اکتبر | فروردین | ۲۱ مارس تا ۲۰ آوریل |
| آبان | ۲۳ اکتبر تا ۲۱ نوامبر | اردیبهشت | ۲۱ آوریل تا ۲۱ می |
| آذر | ۲۲ نوامبر تا ۲۱ دسامبر | خرداد | ۲۲ می تا ۲۱ ژوئن |
| دی | ۲۲ دسامبر تا ۲۰ ژانویه | تیر | ۲۲ ژوئن تا ۲۲ ژوئیه |
| بهمن | ۲۱ ژانویه تا ۱۹ فوریه | مرداد | ۲۳ ژوئیه تا ۲۲ اوت |
| اسفند | ۲۰ فوریه تا ۲۰ مارس | شهریور | ۲۳ اوت تا ۲۲ دسامبر |

www.kandoocn.com

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

## ۳-۳- روش‌های آماری مورد استفاده برای بازسازی خلاءهای آماری

### ۳-۳-۱- روش دگرسیون

تحلیل رگرسیون[1] روشی است که جهت مطالعه روابط بین متغیرها و بویژه نحوه وابستگی یک متغیر به متغیرهای دیگر مورد استفاده قرار می‌گیرد. واژه رگرسیون، اغلب جهت رساندن مفهوم بازگشت به یک مقدار متوسط یا میانگین به کار برده می‌شود. در حدود ۱۰۰ سال پیش، فرانسیس گالتون[2] در مقاله‌ای که در همین زمینه منتشر کرد. اظهار داشت که متوسط در پسران دارای پدران بلند قد، کمتر از پدرانشان است. به نحو مشابه متوسط قد پسران دارای پدران کوتاه قد نیز، بیشتر از قد پدرانشان گزارش شده است. بدین ترتیب گالتون پدیده بازگشت به طرف میانگین را در داده‌هایش مورد تاکید قرار می‌دهد. در هر صورت امروزه، تقریباً هر گونه مطالعه روابط بین متغیرها از طریق تحلیل رگرسیون صورت می‌گیرد.

اگرچه خود گالتون برای تاکید بر پدیده بازگشت به سمت مقدار متوسط از تحلیل رگرسیون استفاده نمود، اما به هر حال امروزه واژه تحلیل رگرسیون جهت اشاره به مطالعات مربوط به روابط بین متغیرها به کار برده می‌شود.

---

[1]- Regression Analysis
[2]- Francis Galton

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

تحلیل رگرسیون، تحلیلی جهت کمی نمودن ارتباط بین یک متغیر وابسته[1] و یک یا چند متغیر مستقل[2] می‌باشد. به طور کلی این تکنیک را می‌توان جهت در مقصود اساسی به کار گرفت:

- پیش‌بینی متغیر وابسته بر مبنای مقادیر متغیر(های) مستقل
- فهم نحوه ارتباط یا تاثیرگذاری متغیر (های) مستقل بر متغیر وابسته

### ۳-۳-۱-۱- رابطه خطی با یک متغیر مستقل

معمولی‌ترین و ساده‌ترین شکل و رابطه بین دو متغیر رابطه خطی می‌باشد. هر چند که این روابط برای هر مسئله‌ای مناسب نیست بنابراین همواره باید در پی پاسخ به این سوال باشیم که آیا دلیلی بر وجود رابطه‌ای خطی در دست می‌باشد یا خیر. تا زمانی که تنها با دو متغیر سروکار داریم برای مناسب بودن فرض رابطه خطی حداقل می‌بایست نمودار پراکنشی از داده‌ها را مد نظر قرار داد. این نمودار به ما امکان می‌دهد که تعیین نمائیم که آیا این دو متغیر به طور سیستماتیکی وابسته به یکدیگر به نظر می‌آیند یا خیر. اگر جواب مثبت باشد می‌توانیم تصریح نمائیم که به طور متوسط :

$$\hat{y}_i = a + bx_i \qquad (۳-۳)$$

a: عرض از مبدا (مقدار تخمین $y_i$ وقتی که $x = ۰$ است)

b: ضریب زاویه (تغییر تخمین در $y_i$ به ازاء یک واحد افزایش در $x_i$ )

$\hat{y}_i$: مقدار پیش بینی شده $y_i$

---

[1]- Dependent variable
[2]- Independenl Variable

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

اکنون سوالی که مطرح می‌شود اینست که مقدار a و b چگونه محاسبه می‌شوند. یک روش رسم معقول‌ترین خط راستی است که می‌توانیم میان داده‌ها برازش نمائیم. اما باید توجه داشت که این روش مشکل‌آفرین است و نتایج با هر گونه بی‌دقتی در رسم‌خط مستقیم تحت تاثیر قرار می‌گیرد. از این رو بدست آوردن روش عددی جهت حل این مشکل، هم وقت و هم سهولت کاربرد بیشتری را متضمن خواهد بود.

### ۳-۳-۱-۱-۱- روش حداقل مربعات[1]

با فرض معلوم بودن داده‌های متغیرهای x و y. معمولی‌ترین روش برای محاسبه عرض از مبدا و ضریب زاویه، روش حداقل مربعات است. زمانی که مقادیر a و b بدست آمد بر مبنای هر مقدار معینی از x می‌توان مقدار پیش‌بینی شده‌ای را برای y به دست آورد روش حداقل مربعات در پی انتخاب aو b بگونه‌ای است که مجموع مربع انحرافات $\sum(y_i - \hat{y}_i)^2$ حداقل شود به بیان گرافیکی این امر به معنی انتخاب خط مستقیمی است که مربع فاصله بین خط فوق و نقاط نمودار پراکنش را حداقل کند. در اینصورت:

$$b = \frac{\sum x_i y_i - \frac{\sum x_i \sum y_i}{n}}{\sum x_i^2 - \frac{(\sum x_i)^2}{n}} \qquad (۴-۳)$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \qquad (۵-۳)$$

[1]- Leasr squares nethod

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ۳-۳-۱-۱-۲- خوبی برازش سنجی[1]

به منظور خلاصه نمودن بهبود حاصل در تخمین متغیر وابسته از خط حداقل مربعات (خط $\hat{y}$) بجای خط افقی (خط $\hat{y}$) معمول است که نسبت تغییرات در متغیر وابسته را که بوسیله مدل توضیح داده می‌شود مورد محاسبه قرار دهند جهت محاسبه این معیار کل تغییرات در متغیر وابسته را به دو قسمت تجزیه می‌نمائیم. یکی تغییرات توضیح داده شده و دوم تغییرات توضیح داده نشده. بدین ترتیب عیارسنجی خوبی برازش را توسط محاسبه نسبت تغییرات توضیح داده شده به تغییرات توضیح داده نشده به دست می‌آوریم. به طور مشخص:

$$R^2=\frac{\text{تغییرات توضیح داده شده در } y}{\text{کل تغییرات در } y} \qquad (۶-۳)$$

از آنجایی که تغییرات توضیح داده نشده معادل کل تغییرات منهای تغییرات توضیح داده نشده است در نتیجه می‌توانیم بنویسیم:

$$R^2=۱-\frac{\text{تغییرات توضیح داده شده در } y}{\text{کل تغییرات در } y} \qquad (۷-۳)$$

$R^2$ را ضریب تعیین می‌نامند.

ضریب تعیین به شکل زیر نیز بیان می‌شود:

$$R^2=\frac{\sum(\hat{y}_i-\hat{y})^2}{\sum(y_i-\bar{y})^2}=1-\frac{\sum(y_i-\hat{y})^2}{\sum(y_i-\bar{y})^2} \qquad (۸-۳)$$

[1]- Relative Goodness of fit

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

برای مدل خطی ساده بیشترین مقدار ممکن $R^2$ یک کمترین مقدار ممکن آن صفر است که به ترتیب بیانگر برازش کامل و فقدان هر گونه برازش می‌باشد.

### ۳-۳-۱-۱-۳- ضریب همبستگی

زمانیکه با استفاده از یک مدل ساده خطی (مدلی که تنها دارای یک متغیر مستقل است) می‌پردازیم ضریب تعیین $R^2$ را می‌توان با نماد $r^2$ یعنی مجذور ضریب همبستگی نیز نشان داد. این ضریب همبستگی را می‌توان به طور مستقیم به شکل زیر محاسبه نمود.

$$r = \frac{\sum x_i y_i - \frac{\sum x_i y_i}{n}}{\sqrt{\sum x_i^2 - \frac{(\sum x_i)^2}{n}}\sqrt{\sum y_i^2 - \frac{(\sum y_i)^2}{n}}} \qquad (۹-۳)$$

ضریب همبستگی اندازه‌گیرنده درجه بستگی خطی بین دو متغیر x و y می‌باشد. ضریب همبستگی مثبت دلالت بر آن دارد که همانگونه که مقادیر یک متغیر افزایش می‌یابد. مقادیر اختیارات توسط متغیر دیگر نیز گرایش به افزایش دارد. برعکس یک ضریب همبستگی منفی دلالت بر آن دارد که همچنانکه مقادیر یک متغیر افزایش می‌یابد. مقادیر اختیار شده بوسیله متغیر دیگر گرایش به کاهش دارد. سرانجام اگر ضریب همبستگی برابر صفر باشد در اینصورت این امر دلالت بر عدم وجود بستگی خطی بین دو متغیر خواهد داشت.

ضریب همبستگی با ضریب زاویه در رگرسیون خطی ساده بر خط است:

$$\gamma = b\frac{S_x}{S_y} \qquad (۱۰-۳)$$

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \qquad (۱۱-۳)$$

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \bar{y})^2}{n-1}} \qquad (۱۲-۳)$$

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

$S_x$ انحراف معیار x و $S_y$ انحراف معیار y است.

به عبارت دیگر ضریب همبستگی مساوی ضریب زاویه ضرب در نسبت انحراف معیار متغیر مستقل به انحراف معیار متغیر وابسته می‌باشد. به یک معنا می‌توان ضریب همبستگی را به عنوان ضریب زاویه استاندارد شده تلقی کرد.

### ۳-۳-۱-۲- رابطه خطی با چند متغیر مستقل

رگرسیون چند متغیری روشی است برای تحلیل مشارکت جمعی و فردی دو یا چند متغیر مستقل در تغییرات یک متغیر وابسته.

به منظور تعمیم رگرسیون برای مطالعه مسائلی که دارای تعدادی دلخواه متغیر مستقل است مدل زیر را مورد استفاده قرار می‌دهیم:

$$y_i = a + bx_{i1} + b_2x_{2i} + ... + b_mx_{mi} + u_i \qquad (۱۳-۳)$$

این مدل غالباً با نام مدل خطی عمومی معرفی می‌شود. مدل فوق از آن جهت عمومی است که حاوی تعداد دلخواهی (m) از متغیرهای مستقل می‌باشد و از آن جهت خطی نامیده می‌شود که اثرات تمامی m مستقل، خطی فرض شده است. اما بهر حال امکان لحاظ اثرات غیر خطی نیز از طریق تبدیل یک یا چند متغیر وجود دارد.

برای مدل خطی عمومی تخمین‌های a و $b_i$ تا $b_m$ از طریق فرمولهای پیچیده‌ای بدست می‌آید. همانند قبل، هدف انتخاب تخریبها به گونه‌ای است که مجموع مربعات باقیمانده‌ها حداقل شود نتیجه، دستگاه (m+۱) معادله‌ای خواهد بود که می‌تواند برای محاسبه ضرائب مورد نظر بر مبنای مجموعه‌های یک نمونه مورد استفاده قرار گیرد.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ۳-۳-۱-۲-۱- مدل خطی عمومی بر حسب نمادهای ماتریسی

$$y_i = \beta_1 + \beta_2 x_{2i} + \beta_3 x_{3i} + ... + \beta_k x_{ki} + u_i \qquad (۱۴-۳)$$

$\beta_1$ در اینجا مبین عرض از مبدا است. به علاوه می‌توان ملاحظه کرد که تعداد متغیرها (k-۱) و تعداد کل پارامترها k می‌باشد. برحسب نمادهای ماتریسی می‌توان این مدل را به صورت زیر نمایش داد.

$$y = x\beta + u \qquad (۱۵-۳)$$

$$y = \begin{vmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{vmatrix} \quad x = \begin{vmatrix} 1 & x_{21} & \dots & x_{k1} \\ 1 & x_{22} & \dots & x_{k2} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 1 & x_{2n} & & x_{kn} \end{vmatrix} \quad \beta = \begin{vmatrix} \beta_1 \\ \beta_2 \\ \vdots \\ \beta_k \end{vmatrix} \quad U = \begin{vmatrix} U_1 \\ U_2 \\ \vdots \\ U_n \end{vmatrix} \qquad (۱۶-۳)$$

از نظر ابعاد و بردارها و ماتریس نیز خواهیم داشت:

$$\underset{(n\times 1)}{y} = \underset{(n\times k)(k\times 1)}{x\beta} + \underset{(n\times 1)}{u} \qquad (۱۷-۳)$$

مدل تخمینی عبارتست از :

$$\hat{y} = x\hat{\beta} \qquad (۱۸-۳)$$

$$\hat{U} = y - \hat{y} = \begin{vmatrix} y_1 - \hat{y}_1 \\ y_2 - \hat{y}_2 \\ \vdots \\ y_n - \hat{y}_n \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \hat{U}_1 \\ \hat{U}_2 \\ \vdots \\ \hat{U}_n \end{vmatrix} \qquad (۱۹-۳)$$

همانند قبل درصدد یافتن تخمینهایی $(\hat{\beta})$ هستیم که مجموع مجذورات باقیمانده‌ها را حداقل کند. به عبارت دیگر هدف حداقل کردن $\sum \hat{u}_i^2$ است یا حداقل کردن $\hat{u}'\hat{u}$ یا حداقل کردن

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

$$(y-\hat{y})^{1}(y-\hat{y})=(y-x\hat{\beta})'(y-x\hat{\beta}) \qquad (۲۰-۳)$$

به بیان دیگر $\hat{\beta}$ را به گونه‌ای انتخاب می‌کنیم که فرم کوادراتیک (درجه دو) مذکور در بالها حداقل شود. براحتی می‌توان نشان داد که:

$$\frac{\partial \hat{u}'\hat{u}}{\partial \hat{\beta}}=-2x^{1}y+2x^{1}x\hat{\beta} \qquad (۲۱-۳)$$

عمل حداقل کردن با مساوی صفر قرار دادن مشتقات جزئی حاصل می‌شود که در نتیجه خواهیم داشت:

$$x^{1}x\hat{\beta}=x^{1}y \qquad (۲۲-۳)$$

مادامی که $x^{1}x$ دارای رتبه کامل بوده و $(x^{1}x)^{-1}$ وجود داشته باشد (دترمینان $x^{1}x$ غیر صفر باشد) بدست آوردن عبارتی بر حسب $\hat{\beta}$ ممکن خواهد بود. این امر معادل است با مستقل خطی بودن دستگاه معادلات (برای عرض از مبدا و ضرائب زاویه‌ای) بنابراین:

$$\hat{\beta}=(x^{1}x)^{-1}x^{-1}y \qquad (۲۳-۳)$$

برای حصول اطمینان از اینکه مینیمم مورد نظر بدست آمده است می‌توان مشتق جزئی ثانویه را به قرار زیر محاسبه نمود.

$$\frac{\partial^{2}(\hat{u}'\hat{u})}{\partial \hat{\beta}^{2}}=2x^{1}x \qquad (۲۴-۳)$$

با در نظر گرفتن این مطلب که $x^{1}x$ مثبت معین است (هر عنصر واقع بر قطر این ماتریس نمایانگر مجموع مربعات مقادیر یک متغیر مستقل می‌باشد) در نتیجه $\hat{\beta}$ مجموع مربعات باقیمانده‌ها را به حداقل می‌رساند.

به طور کلی در روشهای رگرسیون برای بازسازی خلاءهای آماری آمار ایستگاه تحت

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

بررسی را متغیر وابسته و آمار ایستگاههای مجاور (که انتخاب آن‌ها شرایطی دارد که در فصل سوم شرح داده خواهد شد) به عنوان متغیرهای مستقل منظور می‌کنیم. بعد از یافتن ظرائب مدل به ازاء مقادیر متغیرهای مستقل مقدار متغیر وابسته (همان خلاء آماری) را پیدا می‌کنیم.

### ۳-۳-۲- روش نسبت نرمال

در این روش ابتدا ایستگاههایی که دارای آمار طولانی مدت بوده و شرایط جغرافیایی و اقلیمی یکسانی با ایستگاه ناقص دارند به عنوان ایستگاه‌های شاهد انتخاب می‌شوند. بارندگی در ایستگاه ناقص متناسب با نسبت بین میانگین بارندگی در آن به میانگین بارندگی در ایستگاه شاهد ضربدر بارندگی همزمان ایستگاه شاهد می‌باشد که از طریق فرمول زیر به دست می‌آید.

$$P_x = \frac{1}{n}\left[\left(\frac{\overline{P}_x}{\overline{p}_1}.p_1\right)+\left(\frac{\overline{P}_x}{\overline{P}_2}.P_2\right)+...+\frac{\overline{P}_x}{\overline{P}_n}.P_n\right] \qquad (۲۵-۳)$$

$P_x$ = بارندگی ایستگاه ناقص

$\overline{P}_x$ = نرمال بارندگی ایستگاه ناقص

$\overline{P}_{1,2,...}$ = نرمال بارندگی ایستگاه‌های شاهد

$P_{1,2,...}$ = بارندگی ایستگاه‌های شاهد همزمان با بارندگی ایستگاه ناقص

### ۳-۳-۳- روش عکس فاصله

این روش که ابتدا در سازمان هواشناسی آمریکا به کار گرفته شد بدین صورت است که پس از مشخص کردن موقعیت ایستگاههای منطقه بر روی نقشه توپوگرافی که با استفاده از

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

مختصات جغرافیایی آنها صورت می‌گیرد ایستگاه ناقص را به عنوان مرکز محور مختصات قرار داده و سپس مختصات هر یک از ایستگاههای اطراف آن را نسبت به این محور مختصات بدست می‌آوریم مسلم است که ایستگاههای نزدیکتر به ایستگاه ناقص سهم بیشتری در بازسازی آن داشته و در نتیجه باید ضریب وزنی بیشتری به آن اختصاص یابد این ضریب وزنی از طریق فرمول زیر و برای هر یک از ایستگاهها محاسبه می‌گردد:

$$W = \frac{1}{x^2 + y^2} \qquad (۲۶-۳)$$

W = ضریب وزنی ایستگاه شاهد

X,y= طول و عرض مختصاتی ایستگاه شاهد

سپس بارندگی در ایستگاه ناقص از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$P_x = \frac{W_A P_A + W_B P_B + \ldots}{W_A + W_B + \ldots} = \frac{\sum W_i P_i}{\sum W_i} \qquad (۲۷-۳)$$

## ۳-۳-٤- روش‌های زمین آماری[1]

در بررسی‌های آمار کلاسیک نمونه‌هایی که از کل جامعه به منظور شناخت آن برداشت می‌شوند فاقد اطلاعات مکانی در فضا بوده در نتیجه مقدار اندازه‌گیری شده یک کمیت یعنی در یک نمونه خالص هیچگونه اطلاعی در مورد مقدار همان کمیت در نمونه‌گیری به فاصله معین و معلوم در بر نخواهد داشت. در حالیکه از زمین آمار علاوه بر مقدار یک کمیت معین در یک نمونه و صنعت مکانی نمونه نیز مورد توجه قرار می‌گیرد. بدین لحاظ می‌توان موقعیت مکانی نمونه‌ها را همراه با مقدار کمیت مورد نظر یک جا مورد تحلیل قرار

[1]- Geostatistic

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

داد. به عبارت دیگر باید بتوان بین مقادیر مختلف یک کمیت در جامعه نمونه‌های و فاصله نمونه‌ها و جهت قرارگیری آنها نسبت به هم ارتباطی برقرار کرد. این ارتباط مکانی (فاصله‌ای و حقیقی) بین مقدار یک کمیت در جامعه نمونه‌های برداشت شده ممکن است در قالبهای ریاضی قابل بیان باشد به این قالبهای ریاضی ساختار مکانی گفته می‌شود. بنابراین در زمین آمار ابتدا به بررسی وجود یا عدم وجود ساختار مکانی بین داده‌ها پرداخته می‌شود و سپس در صورت وجود ساختار مکانی تحلیل داده‌ها انجام می گیرد البته ممکن است نمونه‌های مجاور تا فاصله معینی در قالب ساختار مکانی بهم وابسته دانسته باشند. در این حالت بدیهی است که میزان تشابه بین مقادیر مربوط به نمونه‌های نزدیکتر احتمالاً بیشتر است. زیرا در صورت وجود ساختار فضایی، تغییرات ایجاد شده در یک فضای معین شانس بیشتری برای تاثیرگذاری روی فضاهای نزدیک به خود را نسبت به فضاهای دورتر از خود دارند. بنابراین از دیدگاه زمین آمار هر نمونه تا یک حداکثر فاصله معین با نمونه‌های اطراف خود ارتباط دارد. این فاصله حداکثر که دامنه تاثیر نامیده می‌شود دارای اهمیت فراوانی است و در حقیقت نشان دهنده فاصله‌ایست که در آن می‌توان از تخمیگرهای زمین آماری استفاده کرد. با توجه به توضیحات بالا معلوم می‌شود که در زمین آمار می‌توان با استفاده از داده‌های یک کمیت در مختصاد معلوم، مقدار همان کمیت در نقطه‌ای با مختصات معلوم دیگر (واقع در درون دامنه‌ای که ساختار مکانی حاکم است) تخمین زد.

### ۳-۳-٤-۱- تعریف زمین آمار

زمین آمار به شاخه‌ای از علم آمار گفته می‌شود که مبتنی بر تئوری متغیرهای ناحیه‌ایست که توسط اماترون (۱۹۶۰) پایه‌گذاری شده است و به اصطلاح با داده‌ها یا متغیرهای مکانی

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

سروکار دارد از اینرو مترادف با آمار مکانی است. زمین آمار در مفهومدیگر خود به کار برده تمامی روشهای آماری که در علوم زمین مورد استفاده هستند از جمله آمار کلاسیک و آمار فضایی اطلاق می‌شود.

### ۳-۳-٤-۲- روش‌های تخمین:

در زمین آمار، روشهای مختلفی برای تخمین وجود دارد که در زیر دو روش عمده آن که در این مطالعه نیز استفاده شده معرفی می گردد.

### ۳-۳-٤-۲-۱- روش میانگین متحرک وزنی[1]

در روش میانگین متحرک وزنی مقدار یک متغیر در نقطه‌ای که نمونه‌برداری انجام نشده باشد از روی نقاط مجاورش با استفاده از فرمول زیر تخمین زده می‌شود:

$$Z^*(x)=\sum_{i=1}^{n}\lambda_i Z(x_i) \qquad (۲۸-۳)$$

$Z^*(x)$ = مقدار برآورد شده متغیر z در نقطه x

$Z(x_1)$ = مقدار مشاهده شده z در نقطه $x_i$

$\lambda_i$ = وزن نسبت داده شده به مقدار مشاهده شده i

n= مقدار مشاهدات

در روش WMA وزنها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول و بدون توجه به موقعیت دلخواه پراکندگی نقاط حول نقطه تخمین، تعیین می‌شوند، بدین ترتیب که به نقاط نزدیکتر وزن بیشتری اختصاص داده می‌شود نقاط دارای فاصله یکسان وزن یکسانی

[1]- Weighted moving Averg

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

دریافت می‌کنند. در واقع نقاط با فاصله کمتر اثر بیشتری در تخمین می‌گذارند مقدار وزن در روش WMA از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\lambda_i = \frac{D_i^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^{n} D_i^{-\alpha}} \qquad (۲۹-۳)$$

$D_i$ = فاصله نقطه مشاهده شده iام تا نقطه تخمین زده شده

$\alpha$ = توان وزن دهی فاصله و n تعداد نقاط همسایگی

توان $\alpha$ در دقت برآورد تاثیر می‌گذاردبدین ترتیب که توانهای بزرگتر به نقاط دیگر وزنهای بیشتری نسبت می‌دهند در صورتیکه توانهای کوچکتر وزنها را به طور یکنواخت‌تری بین نقاط مجاور تقسیم می‌کند در واقع در این روش با کاهش $\alpha$ میزان نرم شدگی افزایش می‌یابد. انتخاب توان در روش WMA به فاصله بین نقاط معلوم و مجهول بستگی دارد و می‌توان از روش cross-validation توان مناسب را بدست آورد. این تکنیک بر این اساس است که هر بار یک نقطه مشاهده‌ای حذف شده و برای آن از روی نقاط مجاور مقداری برآورد می‌شود سپس مقدار واقعی به محل قبلی برگردانده شده و برای تمامی نقاط شبکه این عمل تکرار می‌شود. در نهایت با توجه به مقادیر مشاهده شده و برآورد شده مقدار خطای مربوط به هر توان محاسبه و با مقایسه آنها بهترین توان مشخص می‌شود.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ۳-۳-٤-۲-۲- روش کریجینگ

فرمول کلی تخمین کریجینگ به صورت زیر است:

$$Z^*(x)=\sum_{i=1}^{n}\lambda_1 Z(x_i) \qquad (۳۰-۳)$$

$Z(x_1)$ = مقدار مشاهده شده z در نقطه x

$Z^*(x)$ = مقدار تخمین زده شده z در نقطه x

$\lambda_1$ = وزن یا اهمیت نسبت داده شده به مقدار z در نقطه $x_i$

به این نوع کریجنگ، کریجنگ خطی می گویند. زیرا ترتیب خطی از n داده است. که b استفاده از این تخمیگر آنست که متغیر z توزیع نرمال داشته باشد. در صورتیکه متغیر مورد نظر توزیع نرمال نداشته باشد باید از کریجنگ غیر خطی استفاده کرد و یا می‌توان ابتدا تبدیلی پیدا کرد که توزیع مورد نظر را به نرمال تبدیل کند و آنگاه روی داده‌های تبدیل یافته کریجینگ خطی انجام داد از آنجا که تخمینگر کریجنگ بهترین تخمین‌گر نااریب است لذا باید عاری از خطای سیستماتیک باشد و واریانس تخمین آن نیز حداقل باشد. برای نیل به شرط عاری از خطا بودن بایستی میانگین خطای تخمین صفر باشد.

$$E(Z(x_i)-Z^*(x_i)]=0 \qquad (۳۱-۳)$$

که در آن :

$Z(x_i)$ = مقدار واقعی z در نقطه $x_i$

$Z^*(x_i)$ = مقدار تخمینی z در نقطه $x_i$

$E(\ )$ به مفهوم امید ریاضی است.

رابطه فوق را می‌توان به صورت زیر نوشت:

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

$$E\left[Z(x_i)-\sum_{i=1}^{n}\lambda_i Z(x_i)\right]=0 \qquad (۳۲-۳)$$

در نتیجه می‌توان نوشت:

$$E[Z(x_i)]-E\left[\sum_{i=1}^{n}\lambda_i Z(x_i)\right]=0 \qquad (۳۳-۳)$$

و یا:

$$E[Z(x_i)]-\sum_{i=1}^{n}\lambda_i E[Z(x_i)]=0 \qquad (۳۴-۳)$$

از طرفی $E[Z(x_i)]=m$ که m میانگین مقدار z در نام محیط است که به مختصات بستگی ندارد بنابراین رابطه ۳-۳۴ را می‌توان بدین صورت نوشت:

$$m-\sum_{i=1}^{n}\lambda_i m=0 \qquad (۳۵-۳)$$

که در آن $m\neq 0$ است لذا باید رابطه زیر برقرار باشد:

$$\sum_{i=1}^{n}\lambda_i=1 \qquad (۳۶-۳)$$

بنابراین ناااریب بودن کریجنگ در شرایطی برقرار است که مجموع ضرائب کریجنگ معادل واحد باشد اما برای برقراری شرط دوم باید واریانس تخمین را محاسبه و به حداقل رساند.

(۳۷-۳)

$$E[(Z(x_i)-Z^*(x_i))^2]=E[(Z(x_i))^2]-2E[Z(x_i)Z^*(x_i)]+E[(Z^*(x_i)^2]$$

از طرفی ثابت می‌شود که:

$$E[(Z(x_i))^2] \qquad (۳۸-۳)$$

$$E[Z(x_i)z^*(x_i)]=\sum_{i=1}^{n}\lambda_i X_{oi}+m^2 \qquad (۳۹-۳)$$

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

و نیز :

$$E\left[(Z'(x_i))^2\right]=\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\lambda_i\lambda_j C_{ij}+m^2 \qquad (۴۰-۳)$$

که در این روابط:

$C_\sigma$: مقدار هم تغیر نما رد نقطه مورد تخمین (به ازاء h=0)

$C_{0i}$: مقدار هم تغیر نما بین نقطه مورد تخمین و نمونه iام

$C_{ij}$: مقدار هم تغییر نما بین نمونه i و نمونه j

$\lambda_i,\lambda_j$: وزن نسبت داده شده به نمونه j,i

$$E\left[(Z(x_i)-Z^*(x_i)^2\right]=C_\sigma-2\sum_{i=1}^{n}\lambda C_{\sigma i}+\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\lambda_i\lambda_j C_{ij} \qquad (۴۱-۳)$$

از طرفی

$$\sigma^2=C+\gamma \qquad (۴۲-۳)$$

در نتیجه

$$C=\sigma^2-\gamma \qquad (۴۳-۳)$$

از جایگزینی مقدار تغیر نما به جای هم تغیر نما و استفاده از $\sigma^2E$ به جای واریانس تخمین معادله فوق به صورت زیر در خواهد آمد:

$$\sigma^2E=2\sum_{i=1}^{n}\lambda_i\gamma_{io}-\gamma_o-\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\lambda_i\lambda_j\gamma_{ij} \qquad (۴۴-۳)$$

که در آن:

$\gamma_{io}$: مقدار تغیر نما بین نمونه i و نقطه مورد تخمین

$\gamma_o$: مقدار تغیر نما در نقطه مورد تخمین (h=0)

$\gamma_{ij}$: مقدار تغیر نما بین نمونه j,i

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

بدین ترتیب برای آنکه واریانس تخمین کرینجگ حدقال نود لازم است تابع $\sigma^2E$ برحسب ضرایب کرینجگ $(\lambda_i)$ با رعایت شرط $\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1$ می بینیم شود. بنابراین برقراری شرط دوم منجر به حل مساله بهینه سازی محدود زیر می شود:

$$\begin{cases} \min \sigma^2 E = C_\sigma - 2\sum_{i=1}^{n} \lambda_i C_{oi} - \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} \lambda_i \lambda_j C_{ij} \\ \sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1 \end{cases} \qquad (۴۵-۳)$$

این مساله بهینه سازی را می توان با استفاده از ضرائب لاگرانژ حل کرد با در نظر گرفتن ضرائب لاگرانژ $\mu$ باید n مشتق جزئی زیر برابر صفر باشد:

$$\frac{\partial\left[\sigma^2 E 2\mu(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i - 1)\right]}{\partial \lambda_i} \qquad i=1,2,\ldots,n \qquad (۴۶-۳)$$

این رابطه در حقیقت یک دستگاه معادلات خطی یا n+1 معادله و n+1 مجهول (n مجهول $\lambda_i$ و یک مجهول $\mu$ (ضرائب لاگرانژ)) می باشد و با محاسبه مشتقات معادلات کرینجگ به صورت زیر در می آید.

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^{n} \lambda_j C_{ij} - \mu = C_{io} \\ \sum_{j=1}^{n} \lambda_j = 1 \end{cases} \qquad j=1,2,\ldots,n \qquad (۴۷-۳)$$

با توجه به اینکه می توان یک دستگاه معادله خطی را به صورت حاصل ضرب ماتریسی نوشته و از روشهای ماتریسی دستگاه معادلات را حل کرد معادلات فوق نیز به صورت زیر بازنویسی می شوند.

$$A.X=B \qquad (۴۸-۳)$$

$$X = A^{-1}.B \qquad (۴۹-۳)$$

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

$$A=\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & . & . & . & C_{1n} & 1 \\ C_{21} & C_{22} & . & . & . & C_{2n} & 1 \\ . & . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . & . \\ C_{n1} & C_{n2} & . & . & . & C_{nn} & 1 \\ 1 & 1 & . & . & . & 1 & 0 \end{bmatrix} \qquad (۵۰-۳)$$

$$B=\begin{vmatrix} C_{10} \\ C_{20} \\ . \\ . \\ . \\ C_{n0} \\ 1 \end{vmatrix} \qquad X=\begin{vmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ . \\ . \\ . \\ \lambda_n \\ -\mu \end{vmatrix} \qquad (۵۱-۳)$$

معادلات فوق را برحسب تغیر نما نیز می توان نوشت البته در محل ترجیح داده می‌شود که معادلات کرینجگ به لحاظ سادگی برحسب هم تغیر نما نوشته شوند دیگر هر کدام از عبارات دستگاه معادلات خطی (۳-۴۷) در یک $\lambda_i$ ضرب شده و هم معادلات با هم جمع می شوند رابطه زیر بدست می آید.

$$\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\lambda_i\lambda_j C_{ij}-\mu\sum_{i=1}^{n}\lambda_i=\sum_{i=1}^{n}\lambda_i C_{oi}$$

از آنجا که $\sum_{i=1}^{n}\lambda_i=1$ لذا معادله فوق به صورت زیر در می آید:

$$\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\lambda_i\lambda_j C_{ij}=\sum_{i=1}^{n}\lambda_i C_{oi}+\mu$$

با جایگزینی این رابطه در معادله ۳-۴۱ نتیجه زیر حاصل می شود:

$$\sigma^2 E=C_0-\sum_{i=1}^{n}\lambda_i C_{oi}+\mu$$

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

با در نظر گرفتن شکل ماتریس معادلات کرینجگ می توان واریانس تجمعی را نیز به شکل ماتریس در آورد.

$$\sigma^2 E = C - x^t B$$

که در آن

x و B همان ماتریسهای رابطه ۳-۴۸ هستند و $x^t$ ترا نهاده ماتریس x است در مورد نمونه برداری بلوکی تمام مقادیر تغیر نما با هم تغیر نما تبدیل به مقادیر میانگین آنها می شود که محاسبه آنها از طریق توابع کمکی صورت می گیرد.

## ٤-١- کلیات

اولین قدم برای بازسازی خلاءهای آماری (بارندگی) اینست که برای هر ایستگاه بارا سنجی که دارای خلاء آماری است ایستگاه یافت که سه شرط زیر را دارا باشد:

- فاصله آن ایستگاه تا ایستگاه دارای خلاء آماری حداقل باشد.
- ضریب همبستگی بین بارندگی آن ایستگاه با ایستگاه دارای خلاء آماری در مقطع زمانی مورد نظر حداکثر باشد.
- طول دوره آماری مشترک آن ایستگاه با ایستگاه دارای خلاء آماری حداکثر باشد.

از آنجایی که داشتن هر سه شرط در بعضی موارد تواماً امکان پذیر نیست لذا باید ایستگاه را طوری انتخاب کرد تا هر سه شرط را به صورت بهینه دارا باشد.

### ٤-١-١- ماتریس فاصله ایستگاهها

هر ایستگاه بارانسجی به منزله یک نقطه در سطح است که با مختصات خود مشخص می‌شود. لذا هر نقطه دارای دو مختصه طول و عرض جغرافیایی است که بر طبق سیستم

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

مختصات جغرافیایی UTM مشخص شده است بمنظور از فاصله دو نقطه از یکدیگر می تواند فاصله آن دو در یک سطح مستوی چون قشه و یا فاصله آنها بر روی سطح منحنی مبین باشد.

فاصله دو نقطه بر روی سطح منحنی زمین را لانگلی و همکاران[1] (۲۰۰۱) چنین شرح داده اند.

$$D = R\cos^{-1}\left[\sin\varphi_1 \sin\varphi_2 + \cos n\varphi_1 \cos\varphi_2 \cos(\lambda_1 - \lambda_2)\right] \qquad (۱-۴)$$

این رابطه یک رابطه مثلثاتی است که با استفاده از مختصات دو نقطه مورد نظر در سیستم مختصات جغرافیایی مرکاتور، فاصله واقعی آن دو را محاسبه می کند.

که در آن:

D: فاصله دو نقطه حسب کیلومتر

R: شعاع کره زمین معادل ۶۳۷۸ کیلومتر

$\varphi_1, \varphi_2$: عرض جغرافیایی نقطه اول و دوم

$\lambda_1, \lambda_2$: طول جغرافیایی نقطه اول و دوم

اما از آنجا که ایستگاه ها نزدیک یکدیگر بوده و فاصله آنها چندان از هم دور نسبت از انحناء زمین چشم پوشی می کنیم و از رابطه ساده تر زیر برای محاسبه فاصله بین ایستگاه‌ها استفاده می کنیم.

$$x = 111.1\cos\frac{\varphi_1, \varphi_2}{2}(\lambda_1 - \lambda_2) \qquad (۲-۴)$$

[1] Longley

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

$$y = 111.1(\varphi_1, \varphi_2) \quad (۳-۴)$$

$$D = \sqrt{x^2 + y^2} \quad (۴-۴)$$

فرمول اخیر مبنای برآورد فاصله بین ایستگاه ها منظور شد. به این ترتیب که هر بار مختصات یک نقطه در مقابل سایر نقاط قرار گرفته و فاصله آن نقطه تا سایر نقاط محاسبه گردید و این کار ۱۸ بار تکرار گردید و نهایتاً ماتریس ۱۸*۱۸ فاصله ایستگاه‌ها با قطر صفر حاصل شد. (جدول ۴-۱)

### ٤-۱-۲- ماتریس ضرائب همبستگی بارندگی

در این مورد احتیاج است که ضریب همبستگی بین بارندگی هر ایستگاه با سایر ایستگاه‌ها در مقاطع زمانی مختلف محاسبه گردد. بدین منظور برای هر مقطع زمانی ضریب همبستگی خطی بارندگی ۲۷ ساله موجود را با نرم افزار SPSS محاسبه کرده و ماتریس‌های ۱۸*۱۸ با قطر یک حاصل شد. بدین ترتیب ۱۷ ماتریس (۱۷ مقطع زمانی شامل ۱۲ ماه، ۴ فصل و ۱ سال) بدست آمد. (جدول ۴-۲ و جداول پیوست ۲)

### ٤-۱-۳- انتخاب ایستگاه شاهد برای بازسازی

همانطوری که ذکر شد برای انتخاب ایستگاه شاهد باید سه شرط پیش گفته رعایت گردد. برای این منظور ماتریس فاصله را به ترتیب صعودی و ماتریس ضریب همبستگی بارندگی را به ترتیب نزولی ردیف نحوه و ایستگاههایی انتخاب می شوند که در اولویتهای بالاتر بوده و هر دو شرط را به صورت بهینه برآورده سازند (شرط سوم که طول دوره مشترک آماری است برای همه ایستگاهها ثابت و برابر ۲۷ سال می‌باشد).

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

از آنجایی که در بازسازی به دو سن رگرسیون چند متغیره تا سه متغیر مستقل مد نظر است تا سه ایستگاه شاهد را به ترتیب اولویت (در صورت وجود) برای هر ایستگاه انتخاب می کنیم. این عمل را برای همه مقاطع زمانی به صورت مجزا انجام می‌دهیم. (جدول ۴-۳)

## ٤-۲- بازسازی ها

### ٤-۲-۱- بازسازی با استفاده از اطلاعات موجود

چنانکه قبلاً ذکر شد در این بررسی از ایستگاههایی استفاده شده است که در طول دوره آماری مشترک ۲۷ ساله اشان هیچگونه خلاء آماری وجود ندارد.

برای ایجاد خلاء مصنوعی حدود ۲۰٪ دوره آماری را حذف شود. اما برای اینکه خلاء مصنوعی به صورت همگن بین سالهای مختلف از نظر بارش (تر، نرمال و خشک) توزیع شود برای هر سال شاخص سیاپ[1] را محاسبه نموده و سه کلاس به ترتیب زیر برای آن تعریف می کنیم:

$$SIAP = \frac{x_i - \overline{x}}{S_D}$$

اگر شاخص سیاپ کمتر از ۰/۵- باشد آن سال را سال خنک (D) منظور می کنیم.

اگر شاخص سیاپ بیشتر از ۰/۵ باشد آن سال را سال تر (W) منظور می کنیم.

اگر شاخص سیاپ بین ۰/۵+ و ۰/۵- باشد آن سال را سال نرمال (N) منظور می کنیم.

بدین ترتیب از بین ۲۷ سال طول دوره آماری برای هر ایستگاه در هر مقطع زمانی ۶ سال (اندکی بیش از ۲۰٪ کل سالها) را که ۲ سال آن تر، ۲ سال آن نرمال و ۲ سال آن خشک

[1] Standard Inden of Annual Precipitation

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

است به صورت تصادفی حذف کرده، به طور مصنوعی ایجاد خلاء می کنیم. (جداول پیوست ۳)

### ٤-۲-۱-۱- بازسازی به روش رگرسیون خطی با یک متغیر مستقل

در این روش از بین سه ایستگاهی که برای بازسازی به ترتیب مشخص گردید ایستگاه اول را انتخاب کرده و مقادیر بارندگی همان سالهایی که دارای خلاء مصنوعی در ایستگاه تحت بررسی است را حذف نموده و رگرسیون خطی را برای ۲۱ سال باقیمانده بین دو ایستگاه برقرار نموده با قرار دادن مقادیر بارش ایستگاه شاهد آمار ایستگاه تحت بررسی کامل می‌گردد. از آنجا که هر مقطع زمانی دارای ۱۸ ایستگاه و هر ایستگاه ۶ سال آمار حذف شده دارد در مجموع ۱۰۸ داده حذف شده و بازسازی شده در هر مقطع زمانی وجود دارد.

### ٤-۲-۱-۲- بازسازی به روش رگرسیون خطی با چند متغیر مستقل

در این روش از بین سه ایستگاه شاهد که برای بازسازی به ترتیب مشخص گردیده است یکبار ایستگاه اول و دوم (برای رگرسیون خطی با دو متغیر مستقل) و یکبار هر سه ایستگاه (برای رگرسیون خطی با سه متغیر مستقل) انتخاب و با حذف مقادیر بارندگی سالهای معادل با سالهای حذف شده در ایستگاه تحت بررسی رگرسیون خطی برای سالهای باقیمانده (۲۱ سال) برقرار و مقادیر بازسازی شده برای سالهای حذف شده در ایستگاه تحت بررسی استخراج می‌شود.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ٤-٢-١-٣- روش نسبت نرمال

در این روش با توجه به اینکه تقریباً برای تمامی ایستگاهها سه ایستگاه شاهد وجود دارد که دارای بالاترین ضریب همبستگی بارش (و نیز ضریب همبستگی معنی‌دار در سطح ۵٪) باشد لذا تنها از همان سه ایستگاه شاهد استفاده شد. (جز در مواردی محدود که تنها ۲ ایستگاه موجود بود که ضریب همبستگی آنها در سطح ۵٪ معنی‌دار باشد که در این موارد از همان دو ایستگاه استفاده شد).

### ٤-٢-١-٤- روش عکس مجذور فاصله

اساس این روش در بخش ۳-۳-۳ توضیح داده شده است. در این روش نیز به همان دلیل ذکر شده در مورد روش نسبت نرمال تنها از آمار سه ایستگاه شاهد (و در مواردی محدود در ایستگاه) برای بازسازی آمار ایستگاه تحت بررسی استفاده شد.

### ٤-٢-١-٥- روش‌های زمین آماری

از بین روشهای زمین آمار تنها دو روش کریجنگ معمولی و عکس فاصله (توان دو) به کار برده شد.

همانطوری که ذکر شد در این روشها به هر نقطه وزنی داده می‌شود که آن نقطه می‌تواند مختصات ایستگاهی باشد که دارای آمار مفقوده می‌باشد. در این روشها برخلاف روشهای قبلی برای هر ایستگاه ۱۷ ایستگاه شاهد در نظر گرفته می‌شود (چون تعداد کل ایستگاهها ۱۸ ایستگاه بود) از نرم‌افزار GS + برای این منظور استفاده گردیده است.

جداول ۴-۴ و ۴-۱۶ خلاصه نتایج روشهای مختلف بازسازی اعمال شده برای تمام مقاطع زمانی را نشان می‌دهد.

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ٤-٢-٢- بازسازی داده‌ها در دوره‌های منحصراً خشک

در این مورد بر خلاف بررسی قبلی که به حذف سالهای تر، خشک و نرمال تواماً پرداختیم، سالهای منحصراً خشک را مشخص کرده. اقدام به حذف آنها و ایجاد خلاءهای مصنوعی نمودیم. می‌دانیم که مقادیر بازسازی شده حتی اگر بهترین روش ممکن را به کار ببریم دقیقاً برابر با مقادیر اندازه‌گیری شده نمی‌باشد. لذا می‌تواند کوچکتر و یا بزرگتر از مقدار واقعی باشد.

هدف این بررسی اینست که ببینیم در مجموع مقادیر بازسازی شده نسبت به مقادیر اندازه‌گیری شده (واقعی) چه حالتی دارد.

#### ٤-٢-٢-١- ایجاد خلاءهای مصنوعی

چون لازم است که سالهای منحصراً خشک حذف گردد، شاخص سیاپ را محاسبه نموده، بر اساس مقدار آن سال‌های خشک را تفکیک، حذف می‌نمائیم.

سال خشک را بر اساس قرارداد سالی منظور کردیم که شاخص سیاپ کمتر از ۰/۵- باشد بدین ترتیب برای هر ایستگاه در هر مقطع زمانی اقدام به ایجاد خلاء مصنوعی نمودیم. در این بررسی برخلاف بررسی قبلی مقدار سالهای حذفی ثابت نیست (در بررسی قبلی تعداد سالها برای هر ایستگاه ثابت و برابر ۶ سال و تعداد کل آنها برای هر مقطع زمانی نیز ثابت و برابر ۱۰۸ سال بود) و در هر ایستگاه و هر مقطع زمانی تعداد سالهای منحصراً خشک متفاوت می‌باشد. (جدول ۴-۴)

جهت خرید فایل word به سایت www.kandoocn.com مراجعه کنید
یا با شماره های ۰۹۳۶۶۰۲۷۴۱۷ و ۰۹۳۶۶۴۰۶۸۵۷ و ۰۵۱۱-۶۶۴۱۲۶۰ تماس حاصل نمایید

### ٤-٢-٢-٢- روشهای بازسازی مورد استفاده در دوره‌های منحصراً خشک

در این پژوهش تنها از روشهای مختلف کلاسیک شامل رگرسیون خطی (با یک، دو و سه متغیر مستقل)، نسبت نرمال و عکس مجذور فاصله استفاده شده روشهای زمین آمار به دلیل ایجاد خطای زیاد (نتیجه بررسی قبلی در فصل ۵) و دشواری و وقتگیر بودن آنها اعمال نشد. روش کار در مورد روشهای کلاسیک مانند بخش ۴-۲-۱ است.

### ٤-٢-٣- بازسازی داده‌ها در دوره‌های منحصراً تر

در این مورد عیناً مانند بخش ۴-۲-۳ عمل شد. تنها به جای حذف سالهای منحصراً خشک اقدام به حذف سالهای منحصراً تر گردید. بر اساس قرارداد سال تر را سالی منظور کردیم که شاخص سیاب از ۰/۵+ بزرگتر باشد. تعداد سالهای تر حذف شده در این بررسی در جدول ۴-۱۷ برای هر مقطع زمانی آمده است روشهای بازسازی مورد

استفاده نیز شامل تمام روشهای کلاسیک بود و به دلایل پیش گفته از اعمال روشهای زمین آمار صرفنظر شد.